



**27-й
МЕЖДУНАРОДНЫЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
КОНГРЕСС**

**ГЕОЛОГИЯ
СОВЕТСКОГО СОЮЗА**

Коллоквиум К.01

Доклады

Том 1



СССР

Москва 4-14 августа 1984

27-й
МЕЖДУНАРОДНЫЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
КОНГРЕСС



СССР
Москва
4-14 августа 1984

ГЕОЛОГИЯ
СОВЕТСКОГО
СОЮЗА

Коллонвиум Н.01

Доклады

Том 1



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1984



Сборник докладов раскрывает достижения советской геологии в общих фундаментальных и прикладных геологических исследованиях, широко освещает результаты разносторонних комплексных исследований по геологии, глубинному строению и металлогении территории СССР и окружающих морей. В нем с различных позиций рассмотрена новейшая геолого-геофизическая информация, касающаяся как страны в целом, так и ее важнейших регионов: Восточно-Европейской и Сибирской платформ, Западно-Сибирской плиты, складчатых систем Средиземноморского, Урало-Монгольского и Тихоокеанского поясов. В обзорных статьях изложены научные достижения и проблемы дальнейшего развития стратиграфии, литологии, петрологии, тектоники, металлогении, морской геологии, геофизики, геохимии.

Рецензенты:

доктора геолого-минералогических наук
Ю.А. ЗАЙЦЕВ, В.М. ТЕРЕНТЬЕВ

Редакционная коллегия:

В.М. ВОЛКОВ (отв. редактор), А.Н. ЕРЕМЕЕВ, А.С. КИРЕЕВ,
Л.И. КРАСНЫЙ (зам. отв. редактора), Г.В. КУЛИКОВ,
Н.В. МЕЖЕЛОВСКИЙ, Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ

ОТ РЕДАКЦИОННОЙ КОЛЛЕГИИ

Территория Советского Союза охватывает огромный сегмент литосферы с широким комплексом структурных и вещественных неоднородностей планетарного характера и масштаба. Здесь располагаются крупнейшие древние (Сибирская и большая часть Восточно-Европейской, или Русской) и молодые (Западно-Сибирская) платформы, разнообразие по типам и возрасту складчатые сооружения Урало-Монгольского, Средиземноморского и Тихоокеанского поясов, а на севере и востоке страны размещаются краевые моря с полуостровными и островными дугами и шельфовыми зонами.

Представления о геологических структурах и особенностях геологического развития территории СССР и ее отдельных регионов складывались по мере накопления фактических данных в процессе различных геологических исследований.

Становление отечественной геологической науки относится к концу XIX — началу XX в. Именно в этот период трудами А.П. Карпинского, Ф.Н. Чернышева, С.Н. Никитина, Н.А. Соколова, А.П. Павлова, И.В. Мушкетова и других русских геологов были получены и обобщены геологические материалы по европейской части России и отдельным районам Уральских гор.

Геологическое изучение страны систематически и планомерно начало осуществляться после образования Советского государства, народное хозяйство которого, став на путь планового социалистического строительства, потребовало создания в кратчайшие сроки надежной минерально-сырьевой базы. Разнообразные геологические исследования были развернуты во всех районах. Уже в конце 20-х — начале 30-х годов появляются фундаментальные сводные работы, касающиеся не только европейской части Советского Союза, но и его отдельных областей — Сибири (В.А. Обручев), Дальнего Востока (А.Н. Криштофович), Казахстана (Н.Г. Кассин), Средней Азии (В.Н. Вебер, Д.В. Наливкин).

В 1937 г. к XVII сессии Международного геологического конгресса в СССР издается первая сводная геологическая карта всей территории страны в масштабе 1:5 000 000, составленная под редакцией корифея советской геологической науки Д.В. Наливкина в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте (ныне ВСЕГЕИ) при участии других геологических организаций. Эта и последующая карта в масштабе 1:2 500 000 (1940 г.) явились графическим обобщением материалов, накопленных за первые 20 лет после Великой Октябрьской социалистической революции.

В послевоенный период (50-е — 80-е годы) накопление новых данных по геологии продолжалось еще более быстрыми темпами в связи с геологоразведочными работами, направленными на обеспечение минеральным сырьем бурно развивающегося народного хозяйства.

Важным событием в познании геологического строения было выполнение программы по изучению территории в масштабе 1:1 000 000, завершившейся в 1961 г. В настоящее время заканчивается среднемасштабное (1:200 000) геологическое картографирование территории СССР и начался переход к систематическим крупномасштабным геологосъемочным работам с созданием государственной геологической карты масштаба 1:50 000. В этом масштабе уже изучена третья часть всей территории — практически все наиболее перспективные рудные районы.

Итогом работ по геологическому изучению территории СССР на различных этапах развития геологоразведочных работ в стране выступает сводная геологическая карта Советского Союза в масштабе 1:2 500 000. Она издавалась в 1940, 1956, 1965 и 1982 гг. При сравнении этих карт отчетливо виден прогресс в изучении геологического строения СССР. Например, при последнем издании на карте нашло отражение не только

геологическое строение суши, но и прилегающих акваторий, а также информация, полученная с использованием средств космической техники.

По мере накопления и обобщения огромного фактического материала, собранного при геологическом картографировании, а также при буровых, геофизических и других работах, в Советском Союзе издавались монографии, посвященные его геологическому строению и истории геологического развития. Следует вспомнить о первом кратком очерке, составленном под руководством А.Д. Архангельского в 1937 г., и последующие сводки: "Геологическое строение СССР" (3 тома, 1958 г.; 5 томов, 1968, 1969 гг.), "Геология СССР" (48 томов, 1941–1983 гг.) и начатое недавно 10-томное издание "Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых", два первых тома которого уже выпущены. Кроме того, вышли в свет: "Гидрогеология СССР" (45 томов, 1966–1970 гг.), "Инженерная геология СССР" (8 томов, 1976–1978 гг.), "Рудные месторождения СССР" (3 тома, 1978 г.); к 50-летию Института геологических наук АН СССР были опубликованы сводки "Литология", "Стратиграфия", "Тектоника" (1980 г.). Продолжается издание капитального труда "Стратиграфия СССР".

В последние годы в соответствии с "Основными направлениями экономического и социального развития СССР на 1981–1985 годы и на период до 1990 года", утвержденными XXVI съездом КПСС, осуществляется большой комплекс мероприятий, предусматривающих дальнейшее расширение работ по геологическому исследованию территории СССР, использованию прогрессивных видов геофизических и геохимических исследований, аэровысотных и космических средств изучения природных ресурсов Земли.

Успешно решается Комплексная программа изучения недр СССР геофизическими методами в сочетании с серией сверхглубоких и глубоких скважин. В частности, выполнена обширная научно-техническая программа геологических и геофизических исследований глубинных зон земной коры с помощью сверхглубокой скважины на Кольском полуострове, глубина которой превысила 12 км. Впервые в мировой геологической практике получен единый разрез древних кристаллических образований, подкрепленный керновым материалом скважины, собраны ценнейшие данные о физико-химических и механических свойствах пород на больших глубинах, геотермическом градиенте, процессах метаморфизма и рудообразования.

Последнее десятилетие ознаменовалось заметным усилением морских геологических исследований, сопровождающихся высокопроизводительными сейсмическими работами. В частности, была осуществлена типизация шельфовых осадочных бассейнов.

Земля из космоса предстала перед геологами в новом облике структурных центров, блоков и разломной сети. Разнообразные съемки из космоса заняли особое место в комплексе методов дистанционного зондирования Земли. Им наука обязана рождением новой дисциплины — космической геологии, позволившей значительно обогатить методологию научных исследований и во многом пересмотреть принципы познания геологического строения и металлогении крупных участков земной коры и отдельных геоструктур.

Использование космической информации в геологии нашло свое отражение в создании целого ряда специализированных космогеологических карт, расширивших содержание мировой геологической картографии. Новым словом в геологической практике станет представленная на выставке конгресса "Геоэкспо-84" Космогеологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000, составленная с использованием снимков с искусственных спутников Земли типа "Космос" и "Метеор", а также наблюдений с пилотируемых космических кораблей и орбитальных станций.

Предлагаемый вниманию читателей сборник включает серию докладов, подготовленных для коллоквиума "Геология Советского Союза" на XXVII сессии Международного геологического конгресса. Сборник не претендует на монографическое описание всех аспектов геологического строения, истории развития и металлогении отдельных регионов и территории СССР в целом, его цель — ознакомить широкую геологическую общественность с важнейшими достижениями и проблемами геологического изучения страны в связи с постановкой и решением проблем планетарной геологии.

Участие в работе более чем 80 авторов — ведущих специалистов научных и производственных организаций Министерства геологии СССР, Академии наук СССР и дру-

гих министерств и ведомств — позволило в систематизированном виде осветить обширные геологические материалы самого последнего времени.

В двух первых докладах сборника дается общая характеристика основных направлений геологических исследований (А.И. Жамойда и др.) и более развернутая сводка о глубинном строении и геодинамике литосферы территории СССР (А.А. Смыслов и др.). Далее помещены доклады, в которых освещаются основные черты геологического строения отдельных регионов — сначала Восточно-Европейской, Сибирской и Западно-Сибирской платформ, затем Урало-Монгольского (на примерах Урала, складчатых областей Казахстана, Средней Азии и Алтае-Саянского региона), Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов. Сборник заканчивается рассмотрением отдельных проблем развития и строения территории СССР с позиций новой глобальной тектоники (Д.И. Мусатов и др.) и систематизированной сводкой материалов по металлогении Советского Союза (Д.В. Рундквист и др.), подводящей итог практической значимости всех видов геологоразведочных работ.

В качестве своеобразного связующего звена между докладами выступает формационный анализ, лежащий в основе всех тектонических и металлогенических построений и обобщений. В этой связи следует акцентировать внимание читателей, особенно зарубежных, на специфику развиваемого советской геологической школой учения о формациях. В отличие от других школ, где в понятие геологической формации вкладывается узкий стратиграфический или литолого-стратиграфический смысл, советские геологи под геологической формацией понимают устойчивое, систематически повторяющееся в естественных природных обстановках сообщество горных пород, связанных единой структурой. Отсюда выводится и определение структурно-формационного комплекса как длительно формирующегося геологического тела, сложеного устойчивыми ассоциациями горных пород.

Многие важные аспекты геологического строения территории страны не нашли отражения в докладах сборника. Этот пробел заинтересованный читатель может восполнить за счет материалов других коллоквиумов и секций конгресса, а также воспользовавшись библиографией важнейших работ, сопровождающей доклады.

Редакционная коллегия надеется, что предлагаемый сборник докладов будет содействовать прогрессу в дальнейшем развитии геологической науки.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СССР

А.И. ЖАМОЙДА

*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

И.С. ГРАМБЕРГ

*Северное производственное объединение по морским геологоразведочным работам
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

А.Н. ЕРЕМЕЕВ

*Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья
Министерства геологии СССР, Москва, СССР*

Г.В. КУЛИКОВ

Министерство геологии СССР, Москва, СССР

С.П. МАКСИМОВ

*Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт
Министерства геологии СССР, Москва, СССР*

В.А. НАРСЕЕВ

*Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных
и благородных металлов Министерства геологии СССР, Москва, СССР*

Л.Н. ОВЧИННИКОВ

*Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов
Министерства геологии СССР, Москва, СССР*

Б.С. СОКОЛОВ

Академия наук СССР, Москва, СССР

Р.И. СОКОЛОВ

*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

Последние годы характеризуются сближением основных направлений геологических исследований, проводимых в разных странах. Этому способствует активная деятельность Международного союза геологических наук и связанных с ним ассоциаций, постановка и реализация международных научных программ в области геологии (МГТ, МПГК и др.), все возрастающие объемы и оперативность обмена геологической информацией между странами.

Общая тенденция развития геологических исследований в мире отражает возросший научно-технический потенциал многих стран, позволивший приступить к изучению глубинного строения Земли, шельфовых зон и морских акваторий. Наряду с традиционными отраслями геологии (стратиграфия, литология, петрология, геохимия, геофизика, тектоника, гидрогеология, металлогения) успешное развитие получили новые научные направления и методы геологических исследований (глубинная и морская геология, глубокое и сверхглубокое бурение, дистанционные методы зондирования, моделирование геологических процессов с использованием современной вычислительной техники и т.д.). Вместе с тем в различных странах геологические исследования отличаются темпами развития отдельных отраслей, неодинаковой степенью их взаимного проникновения, приоритетностью тех или иных концепций и гипотез. Это обусловлено сложившимися традициями национальных геологических школ, актив-

ностью отдельных групп ученых, природно-геологическими условиями и уровнем экономического развития конкретных стран.

В частности, уникальность территории СССР по площади (более 22 млн. км² или 1/6 часть суши) и разнообразию геологических структур (крупнейшие древние и молодые платформы, планетарные складчатые пояса, окраинные моря с островными и полуостровными дугами и шельфовыми зонами) создает благоприятные условия для непосредственного участия советских геологов в решении практически всех важнейших проблем мировой геологической науки. В то же время изучение такой сложной и большой территории сопряжено с необходимостью решения широкого круга организационных и методических вопросов, связанных с проведением региональных геологических исследований, обобщением полученных материалов, созданием карт геологического содержания для отдельных регионов и территории СССР в целом.

Исходя из этого *геологическому картографированию* в нашей стране придается большое значение, а вопросы его дальнейшего развития и совершенствования составляют одно из важнейших направлений геологических исследований. Основные особенности и достижения советской геологической картографии хорошо известны мировой геологической общественности, так как Советский Союз — постоянный и активный участник Международных выставок карт геологического содержания.

“Венцом геологических исследований страны является ее геологическая карта”, — говорил академик А.А. Борисяк. И это действительно так, поскольку геологическое картографирование — один из самых эффективных методов региональных геологических исследований, а создаваемая при этом карта — важнейший его результат.

В сущности все отрасли геологической науки в той или иной мере базируются на результатах региональных геологических исследований и в то же время обеспечивают дальнейшее совершенствование научно-методических основ геологического картографирования. Именно это обстоятельство привело к необходимости составления специальных геологических карт, отражающих строение определенных горизонтов земной коры и несущих разностороннюю информацию о ее вещественном составе и структурах. Советские геологи внесли значительный вклад в разработку типовых легенд и принципов составления тектонических, геоморфологических, гидрогеологических и металлогенических карт, а также карт угленосности и нефтегазоносности. Новизной методических разработок выделяются гидрогеохимические и литогеохимические карты коренных пород и рыхлых отложений, а также специальные карты морфоструктур центрального типа, составленные с использованием материалов космических съемок для отдельных регионов и всей территории СССР.

Особенностью советской геологической картографии в последние годы является издание серий (комплектов) карт геологического содержания одного масштаба для одной и той же территории. Наиболее обширные серии — “Атлас геологических и геофизических карт” в масштабе 1:10 000 000, комплекты карт Байкало-Амурского региона в масштабе 1:1 500 000 и Советской Прибалтики в масштабе 1:500 000. Для территории СССР в масштабе 1:2 500 000 составлены карты: геологическая, четвертичных образований, тектонические (по разным принципам), разломов, магматических и осадочных формаций, металлогеническая, прогноза полезных ископаемых.

Параллельно с картографированием проводилось обобщение и систематизация геологических материалов по всей территории с изданием многотомных монографий: “Геология СССР”, “Гидрогеология СССР”, “Рудные месторождения СССР”, “Стратиграфия СССР”, “Основы палеонтологии”, “Геологическое строение СССР” и др.

Новейшие данные о геологическом строении страны отражены в четвертом издании (1982 г.) Геологической карты СССР масштаба 1:2 500 000 — последней карте под редакцией Д.В. Наливкина, который был редактором всех геологических карт Советского Союза, начиная с карты, подготовленной к XVII сессии МГК в 1937 г. Основой для ее составления послужили среднemasштабные карты, корреляционные стратиграфические схемы и схемы корреляции магматических образований, выполненные для всех регионов под научным руководством Межведомственного стратиграфического комитета и Петрографического комитета. Широкое использование космических снимков и материалов детальных исследований позволили уточнить геологическое строение ряда регионов. Проведена внутрорегиональная и частично межрегиональная корреляция стратифицированных толщ с точностью до отдела, иногда до яруса; возрастное расчленение интрузивных тел доведено до периодов, иногда до эпох;

впервые выделены вендские образования, а также не проявленные на поверхности разломы, кольцевые и дуговые структуры. Схематическое изображение геологии дна акваторий, впервые данное на карте страны такого масштаба, расшифровывает геологические взаимосвязи суши и шельфовых областей.

Большой опыт советских геологов в области геологической картографии обусловил возможность составления в СССР геологических и других карт Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, Северной полярной области Земли, Африки и Южной Америки. В 1973 г. был создан первый "Геологический глобус" (диаметр 85 см, масштаб 1:15 000 000, редакторы А.С. Музылёв, Л.П. Безруков).

Министерством геологии СССР намечены основные направления развития геологической картографии, установлены стандартные масштабы государственных карт, создана система координации соответствующих работ в масштабе отрасли.

В области геологосъемочных работ в Советском Союзе осуществляется переход на составление и издание Государственной геологической карты масштаба 1:50 000, что является качественно новым этапом регионального геологического изучения территории страны и ее минеральных ресурсов. Эта многолетняя работа должна дать новые фактические данные — основу дальнейших фундаментальных исследований.

Проведение геологической съемки, прогнозных и поисковых работ на различные полезные ископаемые обеспечивается исследованиями в различных областях геологической науки, развитие которых за последние 10—15 лет охарактеризовано ниже.

Стратиграфические исследования в Советском Союзе направлены на разработку стратиграфической базы крупномасштабных геологосъемочных работ и создание геохронологического каркаса для тектонических, металлогенических, палеогеографических и других построений.

Основной местной стратиграфической единицей принята свита — подразделение комплексного обоснования, в отличие от формации — литостратиграфической единицы, принятой в Международном руководстве по стратиграфии. Необходимость комплексного обоснования местных стратиграфических единиц подтверждается широким развитием экостратиграфических исследований, предусматривающих изучение как биотических, так и разнообразных абиотических факторов геологической истории целостных палеобассейнов седиментации. Поскольку территория страны включает несколько крупных геологических регионов, выделяются специальные региональные единицы: горизонты, необходимые для внутри- и межрегиональной корреляции.

Наиболее значительное достижение последних лет в области стратиграфии — разработка и публикация зональных шкал для ордовика, силура, карбона, триаса, юры и мела, которые применяются на всей территории страны и могут быть использованы при уточнении стандартной шкалы. В результате детального изучения полных разрезов верхнего кембрия (Малый Каратау) впервые предложено ярусное деление верхнего кембрия. Применение "обычных" стратиграфических методов позволило разработать общую шкалу докембрия, с помощью которой во всех регионах выделяются архей и протерозой, а в верхней части последнего рифей и его части. Детально охарактеризован венд, который может рассматриваться как новая геологическая система, предшествующая кембрию. Использование климатостратиграфического и других методов впервые обеспечило корреляцию четвертичных отложений всех регионов и определение их объема, равного примерно одной биостратиграфической зоне.

Полным сводом местных стратиграфических подразделений фанерозоя явился "Стратиграфический словарь СССР" в четырех томах (1975—1982 гг.). Для упорядочения содержания и применения понятий стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуры определяющую роль сыграл "Стратиграфический кодекс СССР" (1977 г.). Успешно разрабатываются теоретические основы стратиграфии.

Литологические исследования в последние годы были нацелены на создание литологической базы крупномасштабного геологического картографирования, на изучение закономерностей седиментации в палеобассейнах и в современных морях и океанах, определение критериев локализации и прогнозирование месторождений полезных ископаемых осадочного генезиса, выявление общих закономерностей литогенеза, заложенных трудами Н.М. Страхова.

Решение первой задачи проводится совместно со стратиграфическими исследованиями путем комплексного послойного изучения опорных стратиграфических разрезов по единому плану для отложений всех геологических систем основных регио-

нов страны. Ведущие методы литологического расчленения и корреляции — анализ периодичности осадконакопления и закономерностей изменения состава циклитов по площади, литогенетическая типизация отложений и создание на этой основе литолого-палеогеографических моделей зональности древних бассейнов седиментации.

Последние достижения по прогнозу месторождений бокситов, серы, целестина, фосфоритов, полиметаллических руд, марганца и других полезных ископаемых базируются на комплексировании традиционного литолого-фациального изучения вмещающих отложений с данными палеогеохимии, учете структурных и эндогенных факторов. Последние особенно существенны для полигенных месторождений.

Дальнейшая разработка теоретических основ литологии ведется в направлениях конкретизации приемов реконструкции осадконакопления геологического прошлого, выявления эволюции этих процессов в истории Земли, изучения энергетики осадкообразования, совершенствования сравнительно-литологических актуалистических методов, корреляции процессов седиментогенеза на континентах и в океанах.

Минералогические исследования характеризовались развитием прикладных направлений, т.е. разработкой и апробацией на практике методик использования типоморфных свойств минералов при поисках месторождений полезных ископаемых: олова (касситерит), золота (пирит, кварцит), редких металлов (слюды, ильменит, касситерит, кварц), алмазов (пикроильменит), пьезосырья (кварц) и др.

Развитие новой техники и средств изучения вещества способствовало возникновению так называемой микроминералогии, выявившей обширность таких классов минералов, как самородные (кремний, алюминий, тантал и др.), селениды, теллуриды, силикаты редких элементов. Успешно развиваются работы по управляемому синтезу минералов, имеющих специальное применение в технике и народном хозяйстве.

В области *петрологии* интенсивно развивается формационный анализ магматических пород как по составу, так и по стадиям их преобразования. Этот новый методический подход в петрографии обеспечил главные ее достижения в практическом и в теоретическом планах.

Впервые осуществлена уникальная работа по составлению корреляционных схем важнейших магматических образований по составу и возрасту для всех регионов СССР. Полученные данные сведены в 52 таблицы и опубликованы в 1977—1978 гг. Дробность расчленения этих образований достигает подфаций, точность определения возраста — эпохи (отдела). Подобная работа могла быть осуществлена после детальных региональных работ, применения комплекса аналитических методов, специальных исследований в области терминологии и классификации магматических пород, что было проведено совместно с соответствующей международной подкомиссией. В двухтомной монографии "Магматические формации СССР" охарактеризовано около 50 видов магматических формаций на основе обобщения данных более чем по 1500 магматическим комплексам, развитым на территории страны. Существенным акцентом петрографических исследований было выявление металлогенетической (точнее, минерогенетической) специализации магматических формаций разного состава и возраста.

Формационный анализ успешно применяется во многих областях геологии. Кроме магматических, различают формации осадочные, вулканогенные, рудные и др. В Советском Союзе наибольшее признание получило определение геологической формации, данное Н.С. Шатским. В его основу положено представление о парагенетических связях элементов формации как в возрастном, так и в пространственном отношении. В качестве примера приведем результаты использования формационного анализа при изучении месторождений угля, где он стал основой количественного прогноза угленосности соответствующих отложений и свойств углей. Были пересмотрены принципы классификации угленосных формаций, выделены новые их типы. Впервые разработана классификация угольных месторождений, комплексно изучены все основные виды и стадии метаморфизма углей, количественно определены ступени метаморфизма как основа прогноза качества углей.

Интенсивно развивались *региональные геофизические исследования*, результаты которых широко используются при геологическом картографировании, в нефтяной геологии, при металлогенетических и других работах.

Изучение потенциальных физических полей проводится на основе аэрометодов и наземных региональных профилей глубинного сейсмического зондирования (в 1976—1980 гг. выполнено более 18 тыс. км профилей), магнитотеллурического зондиро-

вания, электрометрии и других методов. Составленные карты физических полей дополняются схемами глубинного строения земной коры. В сочетании с петрофизическими исследованиями эти работы обеспечивают тесную увязку геофизических моделей с геологическими данными. Именно "геологизация" геофизических данных, использование их не только для изучения структур, но и вещественного состава геологических тел, их термодинамического состояния — главная особенность отечественной геофизики на современном этапе. Развертывание программы глубокого и сверхглубокого бурения представляет значительный шаг на пути еще большего взаимопроникновения геофизики и геологии, который позволит на конкретном геологическом материале уточнить, а в некоторых случаях и пересмотреть интерпретацию сейсмических грави-, гравитационных и электромагнитных полей в земной коре.

Тектонические исследования в СССР разнообразны по своей направленности, что во многом обусловлено различными концепциями, которых придерживаются разные специалисты. Однако можно отметить несколько общих направлений, значение которых признается большинством. К ним относятся учет результатов формационного анализа, широкое использование геофизических данных (прежде всего о потенциальных физических полях) и материалов космических и аэровысотных съемок. В последние годы приобретает популярность разработка геодинамических и палеогеодинамических моделей земной коры, развивающих традиционные палеотектонические исследования.

Одно из важнейших достижений геотектоники — выявление и обоснование слоисто-блоковой неоднородности литосферы. Геоблоки, выделенные в фундаменте Восточно-Европейской и Сибирской платформ и в других регионах страны, представляют собой крупные элементы литосферы древнего заложения, обладающие специфическим литогенезом, магматизмом и минерацией и ограниченные глубинными разломными структурами.

Результаты изучения разломной тектоники показаны на Карте разломов территории СССР (масштаб 1:2 500 000, главный редактор А.В. Сидоренко). Впервые для обширной поверхности Земли на ней дана разносторонняя характеристика разломов и их соотношения с другими геологическими структурами как в пространстве, так и в геолого-историческом аспекте. Разломы классифицированы по времени заложения, морфокинематическим типам, геологическому значению. На карте выделены зоны неоднородностей, возможно, разломной природы (дайки, пояса, рифты, авлакогены и тафрогены и др.), интрузии, вулканы, элементы сейсмичности. Карта имеет большое методическое, теоретическое и практическое значение. Например, анализ разломов древних платформ показал, что основная их сеть формировалась в доплатформенный этап развития, главным образом в протерозое, в период дробления архейского фундамента и заложения ранне- и среднепротерозойских складчатых систем.

К оригинальным картам относится серия Палеотектонических карт СССР (масштаб 1:500 000, главный редактор Т.Н. Спичарский), отражающих тектоническое развитие территории страны от верхнего докембрия до девона включительно.

В качестве самостоятельных тектонических подразделений рядом советских ученых выделяются области тектоно-магматической активизации, например южное обрамление Сибирской платформы, и глубокие некомпенсированные впадины древнего заложения (Прикаспийская, Карская, Берингово-морская).

Новые принципы тектонических исследований, отражающие время формирования континентальной коры в пределах крупных регионов, использованы при составлении Тектонической карты Северной Евразии (масштаб 1:5 000 000, главные редакторы А.В. Пейве, А.Л. Яншин). Процесс становления геологических регионов рассматривается как сложный и стадийный, включающий океаническую, переходную и континентальную стадии. Последние характеризуются определенными формациями, из которых выделяются формации — показатели этапов формирования континентальной коры и гранитно-метаморфического слоя от докембрия до настоящего времени.

Среди советских геологов есть сторонники и противники "новой глобальной тектоники". Существование в одних и тех же тектонических структурах пространственно стабильных и мобильных элементов, а также постоянные модификации концепции динамики литосферных плит приводит многих геологов (в том числе авторов доклада) к выводу о том, что объяснить геологическую историю земной коры с позиций гипотез только мобилизма или только фиксизма невозможно. Ряд иссле-

дователей поэтому начинают все больше придерживаться гипотезы пульсирующего объема планеты.

Советская геохимическая школа, у истоков которой стояли В.И. Вернадский и А.Е. Ферсман, имеет приоритет в разработке геохимических методов поисков и прогнозирования полезных ископаемых и в изучении геохимической зональности земной коры.

Впервые для обширных регионов, включающих платформенные области и складчатые пояса, созданы геохимические модели пространственно-временного распределения петрогенных и редких элементов. Выявлены геохимические барьеры и рубежи, играющие важную роль при концентрации и перераспределении металлов и углеводородов, а следовательно, имеющие большое значение для прогнозных работ. Региональный геохимический анализ проводится с учетом взаимосвязей и взаимообусловленности геологических процессов в истории миграции атомов и их соединений. Предложены разнообразные модификации геохимических методов применительно к различным обстановкам (от пустынных до криолитозон) и установлены фундаментальные закономерности формирования околорудной геохимической зональности.

В частности, анализ закономерностей распределения металлов в рудных телах и околорудном пространстве нескольких сот месторождений различных генетических типов и минерально-химического состава руд привели к открытию единой геохимической зональности первичных ореолов сульфидсодержащих гидротермальных месторождений. Это открытие стало основой стандартной методики поисков скрытых рудопоявлений различных металлов без предварительного определения генетического типа. В результате был обнаружен ряд промышленных месторождений цветных, благородных и редких металлов в различных регионах страны (Средняя Азия, Урал, Казахстан, Северо-Восток и др.). Единая зональность ореолов с определенным местом каждого металла в ореоле, околорудном пространстве, рудном теле и рудном поле в целом позволяет также предвидеть и находить промышленные концентрации новых для данного месторождения металлов в известных рудных полях и месторождениях.

Методы прикладной (индикаторной) геохимии используются с существенными результатами не только при поисках, но и при решении различных задач региональной геологии и тектоники, петрологии и стратиграфии, учения о полезных ископаемых, технологии переработки минерального сырья, при экологических исследованиях (экогеохимия, техногеохимия, агрогеохимия). Важные результаты применения индикаторной геохимии получены при раскрытии внутреннего строения рудных тел в крупномасштабных металлогенических и прогнозных построениях, распознавания источников рудного вещества, выявления критериев связи магматизма и рудообразования, хода эволюции магматизма, метаморфизма и осадконакопления.

Первостепенное внимание советские геологи уделяют проблемам *нефтегазоносности*. Проведена большая работа по научному обобщению нового материала. Дана количественная оценка перспектив нефтегазоносности по стратиграфическим комплексам и регионам, разработаны теоретические проблемы нефтяной геологии. Решена главная задача — определены наиболее эффективные направления геологоразведочных работ на нефть и газ на ближайшие годы и перспективу.

Реализация результатов этих исследований привела к открытию новых нефтегазоносных провинций, областей и районов, а также новых типов залежей нефти и газа. Например, получены достоверные материалы о широком развитии, практически во всех нефтегазоносных провинциях страны залежей нефти и газа неантиклинального и комбинированного типов.

Установлено большое значение инверсионных тектонических движений для формирования крупных газовых месторождений. Это новое направление весьма перспективно для прогноза месторождений с большими запасами газа. Его суть заключается в том, что в пластовых водах при восходящих тектонических движениях происходит снижение давления, в связи с чем растворенные в этих водах углеводородные газы переходят в свободную фазу и заполняют сформировавшиеся благодаря этим движениям ловушки. Тектоническими движениями объясняется и смена фазового состояния залежей от чисто нефтяных к нефтегазовым и газоконденсатным.

Большое внимание уделено нефтегазогеологическому районированию СССР на основе количественной оценки потенциальных ресурсов и разработки принципов, учитывающих комплекс критериев (тектонических, геохимических, стратиграфичес-

ких, литолого-фациальных) размещения выявленных залежей углеводородов, их фазового состояния и др. Подготовленную в результате этих исследований Карту нефтегазоносности СССР масштаба 1:2 500 000 (1976 г.) можно отнести к фундаментальным достижениям советской нефтегазовой геологической науки и практики.

Среди последних работ следует выделить новую Тектоническую карту нефтегазоносных территорий СССР (масштаб 1:2 500 000). Научная основа карты — установленная приуроченность подавляющего числа залежей нефти и газа и потенциальных ресурсов углеводородов к комплексам-доминантам осадочного чехла, т.е. к тем этапам тектонических движений, которые привели к формированию основных по мощности и скоростям накопления частям стратиграфического разреза. Именно благодаря этому создавались благоприятные условия для нефтегазоносности — палеогеографические, геохимические, образование коллекторов и покрышек и др. К комплексам-доминантам в различных нефтегазоносных провинциях и областях СССР приурочено от 60 до 100% потенциальных ресурсов углеводородов, и только в единичных случаях это соотношение уменьшается. Такая карта, специализированная для целей нефтяной и газовой геологии, составлена по указанным принципам впервые в мире.

Металлогения имеет целью выявление закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в пространстве и во времени, т.е. в геологических структурах и истории геологического развития. Как самостоятельное научное направление начала развиваться в СССР еще в 30-е годы. Теория металлогении была разработана главным образом трудами Ю.А. Билибина, предложившего схему стадийного развития подвижных поясов, а также С.С. Смирнова, В.И. Смирнова и др.

К 70-м годам в СССР был завершен в основном первый этап исследований — созданы Металлогеническая карта СССР (масштаб 1:2 500 000), карты отдельных регионов, разработаны вопросы теории зональности складчатых поясов, платформ и областей тектоно-магматической активизации, рассмотрены вопросы рудообразования.

Успехи металлогенических исследований определили возможность широкого использования прогнозной теории построений для развития минерально-сырьевой базы страны, планирования геологосъемочных и поисковых работ. Эти достижения, в свою очередь, определили новые задачи и требования к металлогении в последнем десятилетии:

— переход на более детальные масштабы исследований, изучение более дробных единиц металлогенического анализа: металлогенических и рудных зон, рудоносных эпох и др.;

— развитие наряду с комплексной региональной металлогенией отраслевой металлогении, определяющей целенаправленные поиски руд определенных промышленных типов месторождений; разработка принципов составления карт прогноза и размещения различных промышленных типов руд и рудных формаций;

— переход от качественной оценки оруденения к количественному прогнозированию и разработке теории количественного прогноза минеральных ресурсов.

В ходе выполнения перечисленных задач была произведена прогнозная оценка ряда новых (Полярный Урал, Северо-Западное Прибайкалье, Сетте-Дабан и др.) и старых рудных районов (Карелия, Центральный Казахстан, Енисейский кряж и др.). Выявлены новые типы месторождений, среди которых отметим:

— гидротермальные флюоритовые в связи с гранитоидами повышенной щелочности в областях тектоно-магматической активизации;

— приразломные щелочные полевошпатовые метасоматиты с редкометальным оруденением;

— сложные многоярусные оловянные россыпи с мощным продуктивным пластом и с высоким содержанием касситерита в зонах неотектонических смещений большой амплитуды;

— месторождения курчатовит-сахайтовых руд (с преимущественным развитием в них боратов и карбонатоборатов кальция и магния), связанные с апомагнезиальными известковыми скарнами.

Прогнозно-металлогенические исследования, проводимые в СССР, базируются на геолого-историческом анализе. Одновременно учитывается два главных фактора: 1) структурно-вещественная природа геологических тел, связи геологических и рудных формаций, типов пород и руд и 2) фактор времени, т.е. последовательность образования геологических формаций, их возрастных рядов, этапов и стадий формирования тектонических структур. Поэтому легенды новой серии металлогенических

карт строятся в виде матриц с отражением по осям координат этих двух составляющих — составов формационных комплексов и этапов и стадий развития земной коры.

При выявлении эволюции руд в истории геологического развития коры особое значение приобретают палеорекострукции и моделирование процессов рудогенеза.

Состав формационных комплексов металлогенических зон определяет состав ассоциирующих с ними руд. Например, железистые кварциты криворожского типа сосредоточены в миогеосинклинальных зонах обрамления кратонных ядер древних платформ, значительно реже в самих кратонных ядрах. Месторождения олова, вольфрама и молибдена связаны с вулканоплутоническими сиалическими формациями зон орогенеза и активизации; при этом оловянное оруденение развито преимущественно на поднятиях и в пределах наложенных впадин, в которых преобладают терригенные, карбонатно- и вулканогенно-терригенные отложения (Северо-Восток, Средняя Азия и др.). Было установлено, что редкометальные месторождения размещены в основном в краевых частях платформ и их складчатого обрамления. Редкометальные карбонатиты связаны с процессами активизации древних платформ, щитов, областей завершённой складчатости и срединных массивов и приурочены к узлам сопряжения глубинных разломов.

Анализ региональных металлогенических карт и Металлогенической карты СССР показал, что хотя все месторождения расположены закономерно по отношению к металлогеническим зонам, размещение повышенных рудных концентраций, т.е. промышленных месторождений в пределах зон, зависит от особенностей рудоконтролирующих факторов: разрывной тектоники, геохимического режима бассейна осадконакопления, степени метаморфизма пород, глубинного строения зоны, включая неоднородности мантии.

Гидрогеологические исследования проводились с целью решения общегеологических и народнохозяйственных задач, а также дальнейшей разработки теоретических основ. Подземные воды рассматриваются не только в их утилитарном значении, но и как мощный фактор всех геологических процессов. Сочетание горной породы и подземной воды как многокомпонентная система характеризуется сложными процессами обмена веществом и энергией.

Современная гидрогеология имеет ряд направлений, которые могут быть объединены в следующие группы:

- изучение ресурсов подземных вод — пресных, минеральных (бальнеологических), термальных, промышленных (содержащих промышленные компоненты);
- изучение подземных вод в связи с их отрицательным воздействием (при эксплуатации месторождений полезных ископаемых и др.);
- изучение гидрогеохимии и палеогидрогеологии с целью использования гидрогеологических показателей для поисков и прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

В нашей стране созданы в последние годы учение о месторождениях различных типов подземных вод и теория формирования их эксплуатационных запасов; установлены региональные закономерности распространения подземных вод в различных структурно-фациальных зонах, закономерности формирования их химического состава и его изменений под воздействием технических факторов. Созданы научно-методические основы прогноза криогенных физико-геологических процессов; сформулированы два новых научных направления; термореология криогенных грунтов и инженерная геология криогенных ландшафтов. Выявление вертикальной зональности химического состава подземных вод при бурении Кольской сверхглубокой скважины позволяет уточнить роль воды в глубинных геологических процессах.

С широким использованием методов математического моделирования проведена региональная оценка эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод для наиболее важных народнохозяйственных районов и крупных гидрогеологических структур, а также прогнозных ресурсов углекислых минеральных вод для целей бальнеологии. Создана опорная сеть наблюдений за режимом подземных вод и проявлением экзогенных геологических процессов в различных природных условиях и районах интенсивной хозяйственной деятельности. Гидро- и литомониторинг являются сегодня политикой государства. Разработаны модели (динамические, аналоговые, математические) для крупных регионов.

Отечественные методики комплексного гидрогеологического и инженерно-геоло-

гического изучения месторождений полезных ископаемых обеспечивают возможность успешной их разработки даже в очень сложных горногеологических условиях. Выполнены значительные работы в криолитозоне по изучению гидрогеологических и инженерно-геологических условий, геокриологических процессов и разработке теории их прогнозирования под воздействием техногенной нагрузки.

Морские геологические исследования, проводившиеся в последнее десятилетие, охватили как внутренние акватории, так и обширные окраины континентов на севере и востоке страны. Был достигнут существенный прогресс в разработке геофизических методов и аппаратуры, в способах обработки соответствующих материалов и навигационной привязки наблюдений. Последние достижения особенно заметны в сейсморазведке, с помощью которой можно изучать бассейны шельфовых зон практически на всю мощность осадков. Высокопроизводительные сейсмические работы стали основой не только тектонических построений, но используются для расчленения и корреляции осадочных толщ, осуществляемых посредством непрерывного прослеживания отражающих и преломляющих горизонтов.

Как показывает изучение ряда структур континент — океан, шельфы представляют собою не пассивно затопленные континентальные окраины, а специфические переходные зоны — так называемые краевые (окаинно-материковые) плиты. Специфика их геологического развития определяет ряд особенностей строения этих плит, среди которых обращает на себя внимание повышение мощности осадочного чехла, преимущественно морской и лагунно-морской фациальный состав осадков, относительная выдержанность фаций по простиранию, а также обилие рассеянного органического материала морского и наземного происхождения.

Выявлены отличия в строении и составе шельфовых зон пассивных и активных окраин. Для пассивных тектонических зон (арктический шельф) везде характерен платформенный тип тектонического развития, многочисленны признаки деструкции континентальной окраины, вырождение складчатых структур континента, ярко проявленный солевой диапиризм. В отличие от пассивных северных окраин шельфовые дальневосточные моря СССР несут все признаки активных тектонических зон, которым свойственна земная кора океанического и субокеанического типов, наличие островных дуг и желобов, активный вулканизм и смешанный тип осадков.

Выполненные исследования позволили осуществить типизацию шельфовых осадочных бассейнов (вне их возраста). Установлены четыре типа (структурно-тектонических) бассейнов, развитых на шельфах СССР.

Первый тип объединяет бассейны, осадочный покров которых залегает на претерпевшем деструкцию платформенном основании. От континента такие бассейны отделены системой ступенчатых сбросов, от океана — окраинными островными поднятиями (Баренцево и Карское моря).

Второй тип представлен осадочными бассейнами пассивных континентальных окраин, глубоко переработанных процессами океанского рифтогенеза. Для них характерна центриклинальная структура, раскрытая в сторону океана, повышенная сейсмичность и развитие наложенных структур типа грабенообразных прогибов. Примером является осадочный бассейн моря Лаптевых, расположенный на продолжении рифтогенной зоны Арктического срединноокеанического хребта.

Третий тип охватывает бассейны, осадочный чехол которых сформировался на складчатом основании, вовлеченном в погружение до достижения им платформенного состояния. От континента этот тип бассейна отделен флексуорообразным перегибом, от океана — шельфовыми краевыми валами (Восточно-Сибирское и Чукотское моря).

Четвертый тип осадочных бассейнов характеризуется залеганием покрова на субокеанической коре. Границами с континентом у этих бассейнов служат либо флексуорообразные перегибы фундамента, либо сбросы; от океана они отделены островными дугами и желобами (Берингово и Охотское моря).

Результаты проведенных работ нашли отражение на новой (1982 г. издания) Геологической карте СССР масштаба 1:2 500 000.

Основная доля геологических исследований в Советском Союзе приходится на Министерство геологии и Академию наук. Кроме того, они проводятся в высших учебных заведениях и в некоторых отраслевых министерствах. Всего по стране насчитывается около сотни научно-исследовательских институтов и других самостоятельных научных учреждений. Тематические геологические работы осуществляются частично

в производственных геологических объединениях. Главными институтами по разработке крупных проблем в различных областях геологии в системе Министерства геологии СССР являются следующие: ВСЕГЕИ, ВИМС, ЦНИГРИ, ВНИГНИ, ВНИГРИ, ВНИИГеофизика, ИМГРЭ, ВСЕГИНГЕО, ВНИИОкеангеология, ВИЭМС, СНИИГГиМС, ВНИИГеолнеруд; в Академии наук СССР: ГИН, ИГЕМ, ПИН; в Министерстве нефтяной промышленности — ИГиРГИ.

Разветвленная сеть геологических организаций и выполнение наиболее значительных исследований, как правило, учреждениями нескольких ведомств потребовали, во-первых, единого рационального комплексирования применяемых методов и, во-вторых, широкой координации геологических работ. Первое условие достигается обязательным применением различных инструкций и руководств, разработанных межведомственными комитетами и комиссиями и апробированных на практике. Второе условие осуществляется составлением и выполнением специальных координационных планов, предусматривающих совместную организацию, проведение и завершение исследований. Этим, а также участием в исследованиях квалифицированных специалистов обеспечивается высокое качество и эффективность получаемых научных результатов.

УДК 551.14+551.2 (47+57)

ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА ЛИТОСФЕРЫ ТЕРРИТОРИИ СССР

А.А. СМЫСЛОВ

*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

А.Л. ЯНШИН

Академия наук СССР, Москва, СССР

В.Ю. ЗАЙЧЕНКО

Министерства геологии СССР, Москва, СССР

Е.В. КАРУС

*Научно-производственное объединение по геофизическим работам на нефть и газ
Министерства геологии СССР, Москва, СССР*

В.С. СУРКОВ

*Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики
и минерального сырья Министерства геологии СССР, Новосибирск, СССР*

Н.Н. ПУЗЫРЕВ

Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, Новосибирск, СССР

В.А. ЕРХОВ

Министерства геологии СССР, Москва, СССР

Ю.К. ЩУКИН

*Научно-производственное объединение по геофизическим работам на нефть и газ
Министерства геологии СССР, Москва, СССР*

В последние два десятилетия по территории Советского Союза на основе комплексных геолого-геофизических исследований получены принципиально новые данные о глубинном строении земной коры континентальной части суши и прилегающих акваторий [3, 7, 8]. При этом наряду с все возрастающими объемами глубинного сейсмического зондирования важная роль принадлежит гравиметрии, магнитометрии, электрометрии и другим методам интерпретации потенциальных физических полей в сочетании с петрофизическими исследованиями. Большое значение в геологической интерпретации результатов структурной геофизики имеют также результаты изучения состава и физических свойств горных пород, вскрываемых в последние годы сверхглубокими скважинами.

Для обобщения данных о глубинном геологическом строении и геодинамике территории Советского Союза геологами Министерства геологии СССР и Академии наук СССР проведено комплексное геолого-геофизическое и геохимическое районирование на основе серии взаимосвязанных карт для территории страны в целом и отдельных регионов. Картографическим итогом этого обобщения явился опубликованный Атлас геологических и геофизических карт территории страны в масштабе 1:10 000 000 и ряд других изданных карт и монографий по глубинному строению территории страны и отдельных регионов [1, 2, 4, 6, 15]. Совокупность этих карт дает представление о комплексе структурно-вещественных, возрастных, энергетических и других признаков геологических тел и гетерогенности глубинного геологического строения земной коры и верхней мантии для трех уровней: верхних структурно-формационных комплексов осадочного и гранитно-метаморфического слоев земной коры (до глубины 5–10 км); земной коры в целом (до глубины 30–50 км); литосферы и подкоровых астеносферных горизонтов верхней мантии (до глубины 300–700 км).

При составлении карт и геотравверсов для комплексной интерпретации геолого-геофизической информации использовались следующие методы:

- структурно-вещественный анализ всего комплекса геологических и геофизических данных при изучении глубинного строения земной коры и подкоровых зон прямыми методами или опосредованно по изменению петрофизических характеристик;

- историко-эволюционный аспект интерпретации не только результатов геологии и геохимии, но и материалов геофизических исследований, что позволило в ряде случаев перейти от анализа современного физического состояния литосферы и верхней мантии к палеореконструкциям;

- принцип тесной взаимосвязи и взаимообусловленности приповерхностных геологических явлений с глубинными процессами;

- современный и палео-геодинамический анализ состояния земной коры и верхней мантии, основанный на изучении взаимосвязи термодинамических условий глубинных обстановок с характером проявления геологических процессов в приповерхностных зонах Земли.

Такой комплексный подход на современной стадии развития геологической науки означает переход от анализа латеральных закономерностей геологического строения к глубинным и объемным построениям, от стратиграфической направленности геологической карты к структурно-вещественному описанию и историко-генетическому анализу геологических тел с учетом всего комплекса их физических, структурно-вещественных и возрастных характеристик.

Слоисто-блоковая структура литосферы. Большинство исследователей отмечает крайне неоднородное (гетерогенное) строение земной коры территории СССР, обусловленное слоисто-блоковой структурой литосферы. Слоистость и блоковость литосферы устанавливается прежде всего по латеральному и вертикальному изменению скоростного разреза и гетерогенности потенциальных физических полей. Ограничениями полигональных блоков (геоблоков) литосферы [10] являются, как правило, зоны глубинных разломов и других структурных швов, образующих обычно системы межблоковых линейных зон.

Слоистость в пределах литосферных блоков проявлена обычно наличием слоев земной коры (осадочного, гранитно-метаморфического, гранулитобазитового) или их составляющих. Указанные выше слои (в особенности осадочный) распространены не повсеместно и правильнее говорить о линзовидности горизонтальной структуры геоблоков. В ряде геологических структур (в частности, в срединных массивах) в результате интенсивно проявленных процессов гранитизации разделяющие границы в земной коре (в том числе граница Конрада) практически не фиксируются. В общем случае в континентальной земной коре отмечается увеличение скорости продольных сейсмических волн: от 1,8–5,5 км/с в осадочном слое до 5–7,5 км/с в консолидированной коре и 7,5–8,5 км/с в верхней мантии. На фоне этих осредненных характеристик во многих регионах фиксируются слои (линзы, зоны) с повышенными и пониженными скоростями прохождения упругих волн. При этом наличие зон пониженных скоростей (волноводов) устанавливается в земной коре и верхней мантии как в тектонически активных областях (Среднеазиатский регион, Байкальский рифт), так и в относительно стабильных регионах (Восточно-Европейская платформа). По данным И.П. Косминской [9] и других исследователей, наиболее характерные скоростные неоднородности на

уровне верхней мантии установлены на этой платформе (повышенные скорости на границе М до 8,2–8,3 км/с), а также в Среднеазиатском орогене и в Забайкалье (пониженные до 7,6–7,7 км/с). С отклонениями от нормальных значений скорости упругих волн в верхней мантии коррелируются зоны аномальных значений плотности мантийно-коровых блоков. Так, для западной части СССР (Восточно-Европейская платформа) характерна повышенная плотность мантийно-коровых блоков, а для Среднеазиатского орогена — пониженная. В целом мощность земной коры на территории СССР (рис. 1) и в сопредельных акваториях колеблется от 10–25 км (во впадинах) до 25–35 км в переходных зонах и 40–60 км в континентальных структурах с постепенным увеличением от периферических частей к югу СССР (в Средней Азии). Рельеф поверхности М в районе с линейным типом структуры коры (межблоковые зоны) характеризуется вытянутыми формами, а в районах с мозаичным типом — изометричными.

Геодинамические системы литосферы. Глубинная структура земной коры и верхней мантии, фиксируемая геофизическими методами, обусловлена главным образом современным составом и состоянием вещества литосферы, в пределах которой устанавливаются геодинамически активные блоки и межблоковые зоны (рис. 2).

Повышенная геодинамическая активность литосферы проявлена усилением неотектонических движений, повышенными значениями тепловых потоков и глубинных температур, наличием землетрясений и действующих вулканов. Главные сейсмоактивные и тепловые [13] аномальные зоны связаны на востоке и юге территории Советского Союза с глобальными структурами, Тихоокеанским и Средиземноморским подвижными поясами Земли, а также на севере — с зоной влияния океанической коры Северного Ледовитого океана.

Сейсмоактивные области на востоке страны (переходная зона от континента к океану) сопровождаются наиболее интенсивными тепловыми аномалиями и значительным уплотнением вещества земной коры и верхней мантии за счет крупномасштабного проявления вертикального конвективного теплопереноса. В этой области вдоль фокальной зоны Беньюфа–Заварицкого (см. рис. 2) группируются основные глубокофокусные землетрясения до глубины 450–600 км. В остальных регионах Советского Союза очаги землетрясений сконцентрированы в основном в пределах земной коры, где они пространственно приурочены к современным орогенам Забайкалья, Средней Азии, Кавказа и Крыма, в пределах которых фиксируется существенное разуплотнение глубоких зон литосферы (рис. 3).

По данным сейсмологии и геотермии в некоторых регионах геодинамическая активность сосредоточена в крупных линейно-вытянутых структурах (Байкальский рифт, рифт в Татарском прогибе и др.), которые являются своеобразными "сейсмоэнергодрами", осуществляющими перенос избыточной энергии планеты.

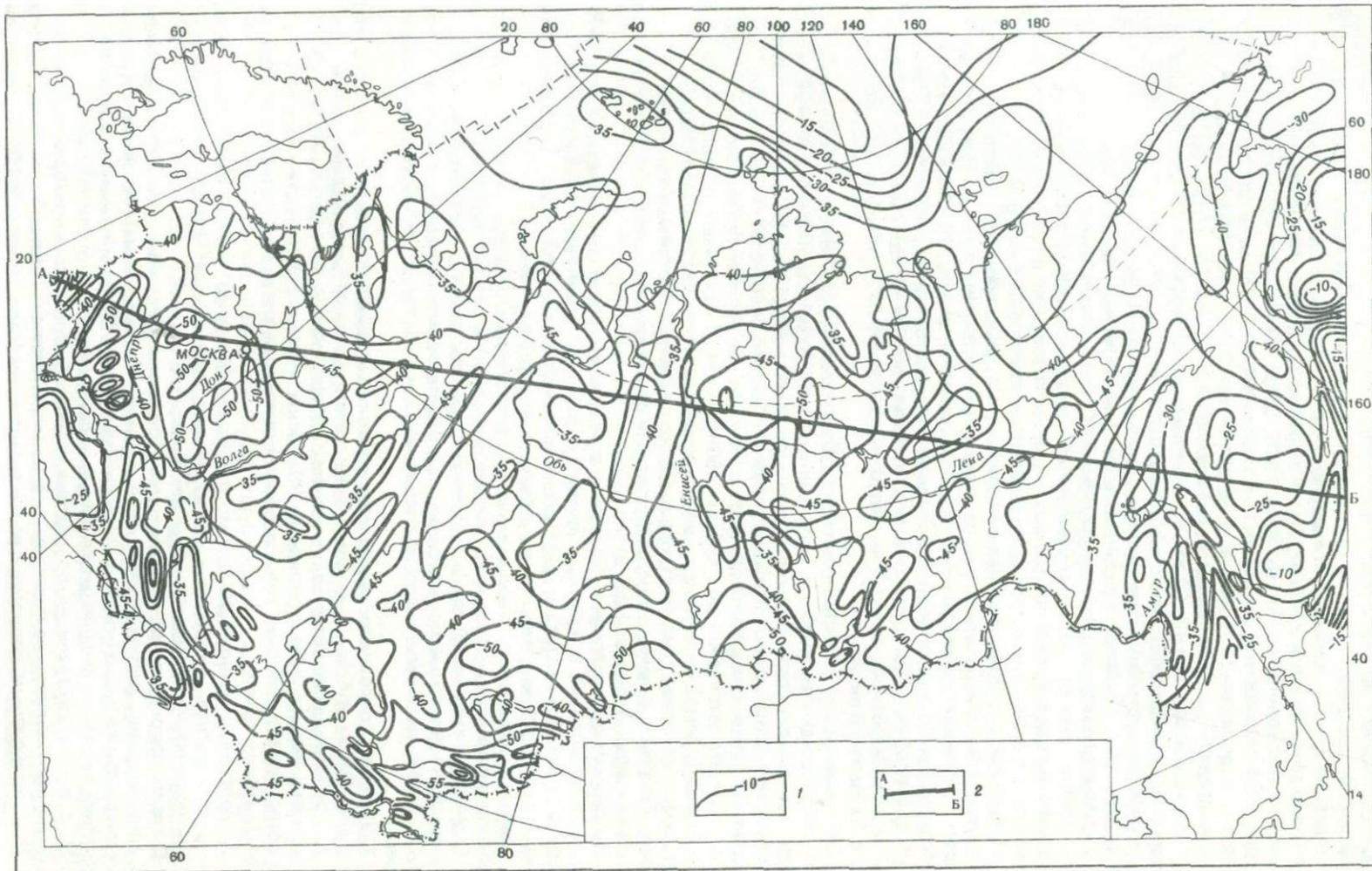
Наряду с современной геодинамической активностью большой интерес представляет палеогеодинамический анализ состояния литосферы в разные эпохи развития планеты.

С учетом глубинного строения земной коры, состава и энергетического состояния коровых и мантийно-коровых блоков в пределах континентальной суши и акваторий СССР можно выделить три геодинамические системы эволюционирующих типов литосферы:

1. Древняя консолидированная в архейско-протерозойское время литосфера с мощной (35–60 км и более), наиболее дифференцированной литофильной земной корой.
2. Зрелая консолидирующая литосфера с дифференцированной земной корой салыческо-фемического типа мощностью 20–35 км. Начало становления литосферы, судя по возрасту геологических тел и особенностям теплового режима, относится, вероятно, к позднему палеозою.
3. Молодая формирующаяся литосфера с маломощной (10–25 км) земной корой фемического типа. Ее формирование началось, вероятно, в мезозое и продолжается вдоль океанических рифтов в настоящее время.

В зависимости от термодинамической обстановки среди этих трех типов выделяются геодинамические системы стабилизированные (охлажденные), стабилизирующиеся (охлаждающиеся) и активные (разогревающиеся). По особенностям вертикальных движений выделены следующие геодинамические системы:

- 1) с преимущественным однонаправленным поднятием: докембрийские кратоны (щиты и кристаллические массивы), срединные массивы, гранито-гнейсовые купола;
- 2) с интенсивным поднятием после значительного прогибания (до 5–10 км): поли-



гональные геосинклинально-складчатые, рифтогенно-складчатые и платформенно-складчатые области фанерозоя;

3) с направленным и длительным опусканием: глубокие нескомпенсированные впадины с максимальной (10–20 км) для земной коры мощностью осадочного слоя (например, Прикаспийская, ранее относимая к чехлу платформы); подобного рода впадины являются антиподами срединных массивов, испытывающих преимущественное поднятие.

Для полигональных геодинамических систем характерно преобладание дифференциации вещества земной коры при мантийном энергетическом и динамическом обеспечении, вызывающем направленное воздымание структур или их длительное устойчивое опускание. Данные системы могут быть названы коровыми по структурно-вещественным особенностям и мантийно-коровыми по энергетическому состоянию и геодинамике.

Для выделенных в самостоятельную группу линейных геодинамических систем растяжения (раздвиги, рифты), сжатия (надвиги, зоны Беньюфа–Заварицкого) или сжатия – растяжения характерно преобладание горизонтальных перемещений. Подобные системы, имеющие большую вертикальную протяженность, по особенностям дифференциации вещества и характеру энергетического и геодинамического обеспечения могут быть отнесены к мантийно-коровым.

Геодинамическая активность некоторых типов геологических структур. Анализ глубинного геологического строения и геодинамики литосферы территории СССР позволил охарактеризовать структуру, физическое состояние и направленность развития отдельных регионов и выделить принципиально новые типы структур.

1. В качестве самостоятельных тектонических подразделений выделяются глубокие нескомпенсированные впадины с четко выраженной, по существу с однонаправленной тенденцией опускания и накопления мощных осадочных толщ. К таким геодинамическим системам древнего заложения (в верхнем протерозое или палеозое) относятся Прикаспийская и Южно-Каспийская впадины с мощностью осадочных отложений до 15–20 км, Карская и Баренцевоморская впадины, где общая мощность осадков достигает 10–15 км. В более поздних по времени заложения глубоких нескомпенсированных впадинах (Черноморская, Охотская, Беринговоморская) мощность осадочных отложений равна 2–5 км. Впадины имеют сходные черты глубинного строения (повышенная плотность верхней мантии, сокращенная мощность гранитного и базальтового слоев, относительно низкий в древних и высокий в молодых впадинах тепловой поток). Эти особенности, а также максимальная мощность осадков не позволяют относить подобного рода структуры к геосинклинальным или платформенным областям. Правильнее выделить их в самостоятельные геодинамические и тектонические структуры, играющие важную роль в общем скомпенсированном развитии земной коры, в отдельных блоках которой в условиях саморегулирования областям поднятия (в частности, срединным массивам) противостоят области опускания.

2. К югу от южной границы Восточно-Европейской платформы развиты осадочные отложения Предкавказского краевого прогиба и узких активизационных впадин, в пределах которых распространены осадочные отложения повышенной мощности, наблюдаются высокие тепловые потоки и повышенная сейсмичность. В пределах этой относительно узкой полосы фактически не остается места для Скифской платформы, все линейные депрессионные структуры данной зоны правильнее отнести к активизационным (субороженным).

3. По геологическим и геофизическим данным на территории СССР выделяется большое количество разновозрастных шовных зон раздвигов, рифтов и авлакогенов. Эти линейные структуры играют важную роль в ограничениях полигональных тектонических структур, в проявлении продуктов мантийной дифференциации, в создании благоприятных обстановок формирования месторождений полезных ископаемых.

Рис. 1. Схема рельефа поверхности Мохоровичича в пределах территории СССР. Составлена по данным глубинного сейсмического зондирования с использованием материалов Н.А. Беляевского, А.А. Борисова, И.С. Вольвовского, А.В. Егоркина, Д.М. Мильштейна, Н.И. Павленковой и других исследователей

1 — изогипсы поверхности Мохоровичича (в км) от уровня моря; 2 — трасса геодинамического разреза

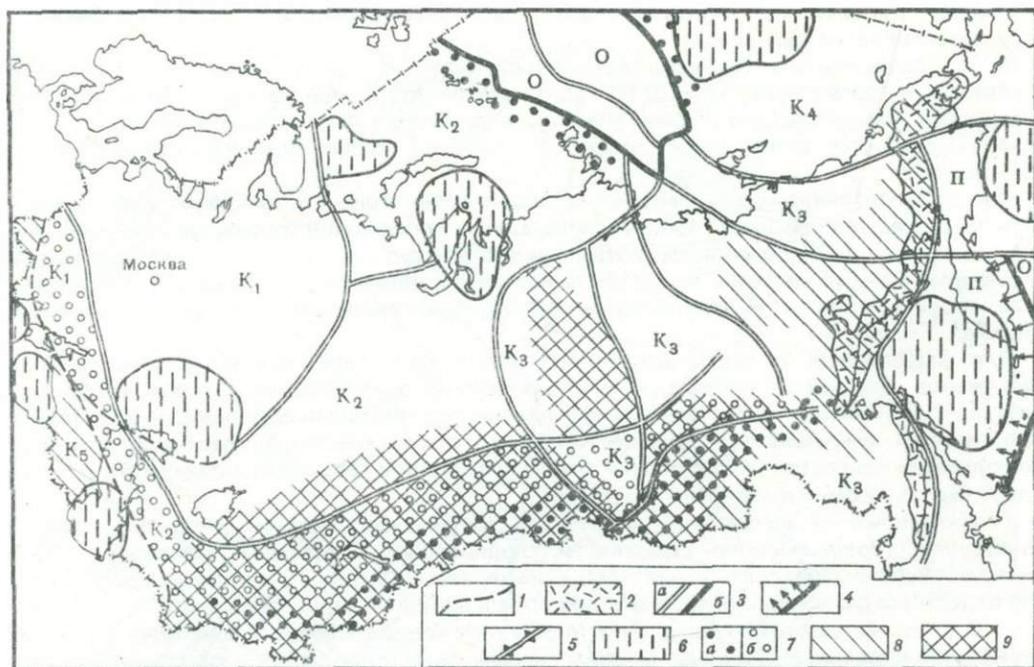


Рис. 2. Схема геодинамического районирования территории СССР. Составили А.А. Смыслов, И.М. Гашева

Геодинамические системы (буквы на схеме): О — с океанической корой (КЗ); П — с корой переходного типа (МЗ—КЗ); К — с континентальной корой, стабилизированные: К₁ — в архее—протерозое, К₂ — преимущественно в палеозое на докембрийском фундаменте, К₃ — преимущественно в мезозое на докембрийском фундаменте, К₄ — с неясным временем стабилизации, К₅ — с активным тектоно-магматическим развитием в мезозое—кайнозое на палеозойском фундаменте; 1 — границы геодинамических систем; 2 — вулканогенные пограничные пояса (области сжатия); 3 — главные линейные зоны растяжения (а) и сжатия (б); 4 — зоны Бенъофа—Заварицкого; 5 — Байкальская рифтогенная зона; 6 — глубокие нескомпенсированные впадины; 7 — области повторного орогенеза в результате новейшей тектонической активности: а — ороген, б — субороген; 8 — области корового разуплотнения; 9 — области мантийно-корового разуплотнения

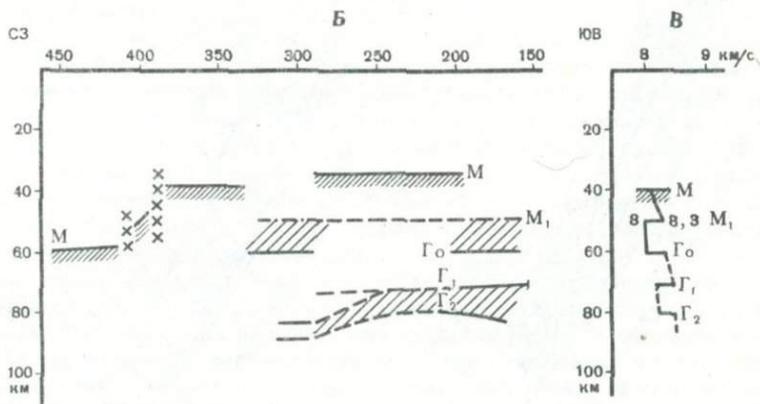
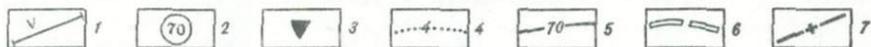
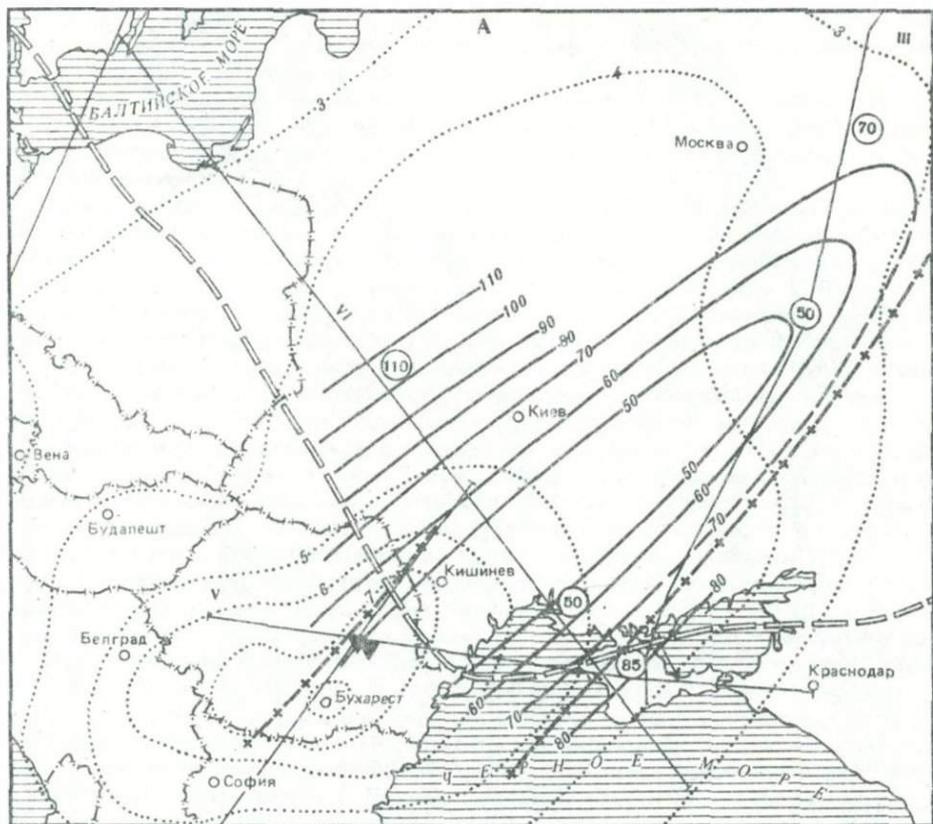
Одни структуры данного типа, фиксируемые в чехлах платформ, наследуют линейные межблоковые структуры фундамента (ограничения кратонов Восточно-Европейской платформ), другие являются секущими по отношению к ним (например, Днепровско-Донецкий авлакоген, ограничивающий с севера обширнейшую зону проявления суборогенных структур южной части территории Советского Союза). Такое же секущее положение занимает, по-видимому, и крупнейшая по масштабам Уральская геодинамическая система, которую, возможно, следует относить не к геосинклинально-складчатым областям, а к сложно развивающимся структурам раздвигов (континентальных рифтов глубокого мантийного заложения) с последующим проявлением процессов складчатости.

4. На северо-востоке страны (в структурах Верхоянья) по сейсмическим и геотермическим данным намечается продолжение георифтогенали (хр. Гаккеля) в континент

Рис. 3. Схема структуры слоя с пониженной скоростью в верхней мантии. Составлена по материалам М.А. Бородулина, Н.В. Соллогуб, В.Б. Соллогуба, Ю.К. Щукина и др.

А — латеральная неоднородность слоя; Б — предварительный сейсмический разрез земной коры и верхней мантии по геотранверсу VI (Винница—Скадовск); В — принципиальная скоростная модель верхней мантии

Для А: 1 — профили ГСЗ; 2 — участки, где определена глубина залегания слоя с пониженной скоростью; 3 — эпицентры в районе Вранча; 4 — изосейсты румынского землетрясения в районе Вранча 4 марта 1977 г.; 5 — изогипсы поверхности слоя с пониженной скоростью; 6 — граница Восточно-Европейской платформы; 7 — мантийные разломы; для Б, В: 1 — профиль VI; 2 — граница Мохоровичича с граничной скоростью 8 км/с; 3 — граница Мохоровичича с граничной скоростью 8,3 км/с; 4 — слои (волноводы) с пониженными скоростями и плотностью; 5 — глубинные разломы; 6 — границы с инверсией скорости; 7 — кривая изменения скорости с глубиной



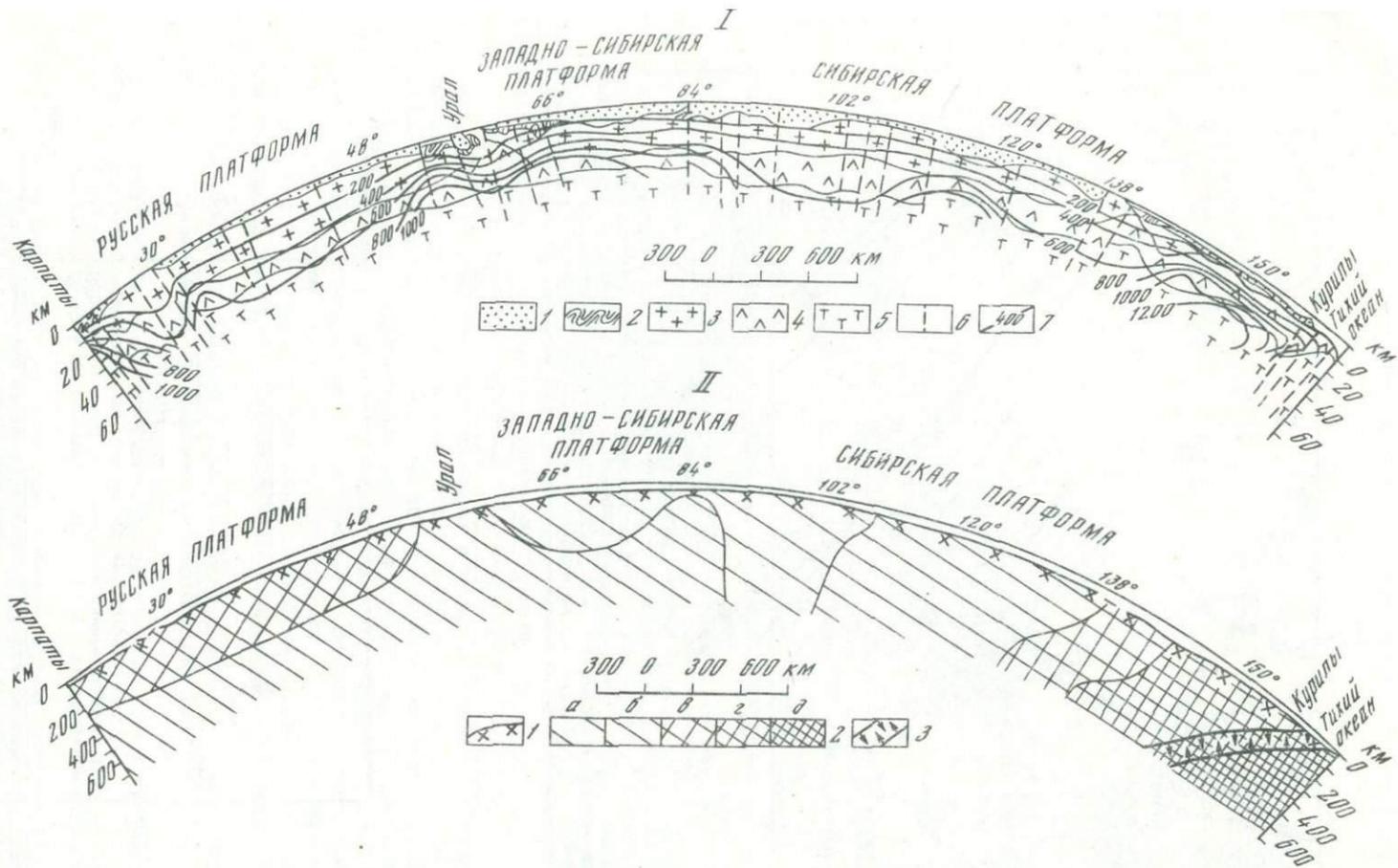


Рис. 4. Глубинные разрезы земной коры по профилю Карпаты—Тихий океан со значениями температуры по расчетным данным. Составили Н.А. Афанасьева, И.М. Гашева, Н.Б. Дортман, У.И. Моисеенко, А.А. Смыслов и др.

I: 1 — осадочный слой; 2 — складчатый комплекс фанерозоя; 3 — гранитно-метаморфический слой; 4 — "базальтовый" слой; 5 — верхняя мантия; 6 — глубинные разломы; 7 — изолинии температуры. II: 1 — подошва земной коры; 2 — геологические образования мантии различного состава, отличающиеся средней плотностью (в слое до 700 км): а — пониженной, б — средней, в — повышенной, г — высокой, д — очень высокой; 3 — зона Бенъофа—Заварицкогo

тальную консолидированную литосферу (см. рис. 2). Здесь проявлены молодые рифтогенные структуры северо-западного простирания (типа Момского грабена), кайнозойские вулканы и зоны повышенной сейсмичности, прослеживающиеся через северную часть Охотской впадины и Камчатку на Алеутскую дугу. Вдоль всей этой области отмечается значительное разуплотнение земной коры и частично верхней мантии, сопровождающееся увеличением тепловых потоков. Все сказанное свидетельствует о наличии здесь активной современной тектонической структуры, связанной, по-видимому, с продолжающимся внедрением на континент Атлантического рифта, в пределах которой возможно резкое усиление в геологическом будущем вулканической и тектонической деятельности.

5. Анализ геодинамической активности некоторых полигональных и линейных структур показал, что после периодов их активного развития и стабилизации, иногда с перерывом в 1 млрд. лет и более возникают процессы тектонической и тектономагматической активизации. В.В. Белоусовым [3] и А.Д. Щегловым [14] эти структуры выделены в ранг самостоятельных тектонических подразделений, картирование которых, учитывая специфику и многоликость их проявления, затруднительно.

Наиболее крупными на территории Советского Союза представляются геодинамические системы новейшей (кайнозойской) активизации, включающие орогены Карпат, Крыма, Кавказа, Средней Азии, Алтае-Саянской складчатой области и продолжающиеся далее на восток и северо-восток, и суборогены — орогенные впадины типа Чу-Сарысуйской, Балхашской и других, а также структуры по южной окраине Сибирской платформы (Байкальский рифт, Забайкалье, Становая область). На этих обширных территориях отмечаются проявления современной геодинамической активности и специфические характеристики состояния глубинного вещества: разуплотнение земной коры и верхней мантии, повышенный тепловой поток, наличие волноводов и очаговых зон в гранитном-метаморфическом и базальтовом слоях с температурами (800–1200°С), допускающими возможность плавления вещества. Очевидно, что геологическое и тектоническое районирование территории Советского Союза без анализа развития этой крупнейшей современной геодинамической системы на юге страны было бы совершенно неполным.

Наряду с областями наложенной тектонической и тектономагматической активизации выделяются также области с существенным проявлением магматической (преимущественно нижнекоревой или мантийной) активности при относительно слабо выраженных структурных перемещениях. Пример подобных структур — Тунгусская синеклиза на северо-западе Сибирской платформы, где в платформенном чехле на фоне гигантских объемов продуктов вулканизма тектонические процессы орогенеза выражены значительно слабее. Тем не менее и здесь в современном рельефе проявилось поднятие с превышениями до 500–1000 м по сравнению с остальными структурами Сибирской и Западно-Сибирской платформ.

6. Глубинные геолого-геофизические характеристики линейных зон сочленения океанической коры и коры переходного типа на востоке территории СССР (зоны Беньюфа—Заварицкого) могут быть увязаны с особенностями строения и развития полигональных геодинамических систем опускания центрального типа — глубоких нескомпенсированных впадин, находящихся в состоянии мантийного разогрева и активной тектонической деятельности. На данной территории сейсмически активные зоны Беньюфа—Заварицкого имеют дугообразные очертания. Они повторяют конфигурацию полигональных геодинамических систем центрального типа и обрамляют их со стороны стабилизированных плит Тихого океана, характеризующихся слабой сейсмической активностью и низкими тепловыми потоками.

По-видимому, зоны Беньюфа—Заварицкого можно рассматривать как активные ограничения "воронкообразных" структур растяжения и подъема мантийного материала (глубоких нескомпенсированных впадин), для которых типичны повышенные температуры в земной коре (рис. 4) и верхней мантии. Очевидно, именно эти геодинамически активные до глубин 500–600 км структуры центрального типа, а не стабилизированные плиты океанической литосферы могут быть ответственны за формирование обрамляющих их островных вулканических дуг и зон Беньюфа—Заварицкого.

Геодинамическое районирование территории СССР. Рассматривая геодинамическое районирование на уровне более крупных подразделений (геодинамических мегаблоков), следует отметить закономерное омоложение геологических структур территории СССР с запада на восток (см. рис. 2). Среди них выделяются:

1. Стабилизированный в протерозое геодинамический мегаблок (мегакратон) в пределах Восточно-Европейской платформы, проходивший активное тектоническое развитие в архее и протерозое. Лишь на отдельных участках мегаблока проявились процессы палеозойской и, возможно, мезозойской активизации.

2. Стабилизированный в верхнем палеозое Западно-Сибирско-Казахстанский мегаблок. Он сложен палеозойскими геосинклинально-складчатыми областями и зонами, а также срединными массивами, перекрытыми на значительных пространствах слабо литифицированными мезозойско-кайнозойскими осадками с пониженной плотностью и теплопроводностью.

3. Стабилизированный в конце мезозоя Забайкальско-Сибирский мегаблок со сложным гетерогенным строением и разновозрастными геодинамическими системами, которые проходили активное тектоническое развитие в мезозое.

4. Кайнозойский геодинамический мегаблок в пределах консолидирующейся литосферы (земная кора переходного типа), где продолжают активные процессы тектогенеза и магматической деятельности.

Крупные стабилизированные в разное время геодинамические мегаблоки на юге подверглись влиянию современного орогенеза, охватившего структуры альпийского Средиземноморского пояса (Карпаты, Крым, Кавказ) и современный ороген Южного Казахстана, Средней Азии, Алтае-Саянской области, Байкальской рифтовой зоны.

Ороген и примыкающая к нему с севера суборогенная зона, четко фиксирующаяся по наличию орогенных наложенных впадин (Чу-Сарысуйская, Балхашская, Зайсанская и др.), образуют глобальную геодинамическую систему, в пределах которой разуплотнение вещества наблюдается на значительных глубинах в верхней мантии. На севере она граничит с Донецко-Днепровской рифтовой зоной и ответвляющейся от нее на северо-восток мощной зоной глубинных разломов; которая выходит на рифтовые структуры Вилюйской синеклизы и ограничивает с севера структуры Алтае-Саянской складчатой области (см. рис. 2).

В пределах молодой формирующейся литосферы океанических впадин преобладают линейные структуры растяжения, возникающие, вероятно, в условиях раздвига литосферы и подъема мантийных расплавов. Области сочленения океанических впадин с другими системами континентальной и переходной коры представлены весьма протяженными линейными зонами двух типов.

Первый тип — тихоокеанский — представлен зонами Беньофа—Заварицкого вдоль глубоководных желобов, в пределах которых область повышенной сейсмичности падает под острым углом в сторону континента, а гипоцентры землетрясений прослеживаются до глубины 600—700 км. С этой глобальной и глубинной линейной структурой генетически связано проявление среднего и основного вулканизма вдоль Курило-Камчатской гряды — геодинамической системы современных островных дуг, формирующихся в условиях сжатия и подъема мантийных расплавов и земной коры в целом. Как видно на геодинамическом разрезе (см. рис. 4), очаги землетрясений более характерны для океанической части этих сложных геодинамических систем (зоны Беньофа—Заварицкого и островной дуги), тогда как наиболее высокие температуры и тепловые потоки смещены в сторону континента, в пределы консолидирующейся литосферы переходного типа.

По-видимому, в сторону континента уменьшается жесткость вещества глубинных структур и увеличивается его вязкость, что приводит к появлению крупных ячеек мантийной конвекции и значительному возрастанию конвективных тепловых потоков в пределах глубоких нескомпенсированных геоблоков (Охотского, Берингово-морского и примыкающих к ним геосинклинальных прогибов).

Второй тип — атлантический — представлен зоной стыка геодинамических, существенно мантийных систем океанов и структур континентальной коры вдоль склона шельфа в Северном Ледовитом океане. Здесь выделяется крупная шовная зона глубинных разломов, вдоль которой проявлены очаги землетрясений и своеобразные структуры современных куполовидных поднятий (острова Земля Франца Иосифа, Северная Земля и др.) с проявлениями молодого вулканизма. Между ними на продолжении трансформных разломов расположены поперечные рифтовые зоны, выполненные осадками. Эти пограничные геодинамические системы (по-видимому, менее глубинные) пока еще слабо изучены геофизическими методами. Можно лишь говорить о том, что они возникают в относительно молодых океанических впадинах атлантического типа и представ-

ляют собой проявление в пограничной зоне континентальной коры динамических усилий и движений противоположного знака: поднятия на островах и опускания в зонах поперечных рифтов (шельфовые провинции Северной Евразии).

О геодинамических гипотезах развития Земли. Региональная зональность в расположении геоблоков с разным возрастом стабилизации активных тектонических процессов позволяет получить данные как о латеральной гетерогенности и эволюции земной коры территории СССР, так и о глобальных процессах развития Земли, учитывая огромные пространства нашей страны, в пределах которой представлены все типы геодинамических систем.

Исходя из данных геодинамического анализа, учитывающего глубинное и приповерхностное геологическое строение земной коры, энергетическое обеспечение процессов и проявление современной геодинамической активности, следует обратить внимание на следующее.

Целый ряд геодинамических систем (глубокие некомпенсированные впадины, зоны молодых активных рифтов, современные орогены) имеет жесткую стыковку с верхней мантией, которая проявляется в унаследованном характере продуктов магматизма, в длительном и однонаправленном опускании или поднятии крупных блоков земной коры и в четкой пространственной сопряженности областей энергетического и вещественного обеспечения геодинамических систем на протяжении длительных отрезков времени. Наиболее четко эта сопряженность видна при рассмотрении глубинного строения Прикаспийской впадины, где в течение всего фанерозоя "всасывающий" механизм верхней мантии обусловил значительное опускание структуры и накопление осадков мощностью 15–20 км. Формирование и развитие таких структур можно объяснить лишь значительными по амплитуде вертикальными перемещениями.

Вместе с тем и в консолидированной литосфере континентов [11], и в формирующейся литосфере океанических впадин широко развиты линейные структуры раздвигов, где движущей силой геодинамических систем являются горизонтальные растягивающие усилия, приводящие к симметричному расползанию ложа океанов на многие сотни километров [12].

В одних и тех же геодинамических структурах (например, в зоне сочленения океанической коры Северного Ледовитого океана с континентальной корой прилегающего континента) одновременно формируются куполовидные поднятия и разделяющие их поперечные рифты, возникающие в условиях давления океанических блоков на континент, приводящего к сжатию.

Эти и некоторые другие факты объяснить с позиций гипотез только мобилизма или фиксизма в их чистом виде невозможно. В океанических и континентальных геодинамических системах одновременно проявляются и вертикальные, и горизонтальные действующие силы и движения при "жесткой стыковке" вещественных и энергетических систем земной коры и верхней мантии.

Объяснение этим фактам может быть найдено лишь при допущении изменчивости радиуса Земли, его уменьшении (гипотеза контракции) или увеличении в результате процессов глубинной дифференциации вещества, проводящих к изменению плотности и энергоемкости вновь возникающих вещественных парагенезисов. Ход этих процессов тесно связан с общей эволюцией Земли, с ее необратимо направленным развитием.

В настоящее время трудно оценить масштабы расширения Земли, так как неясны масштабы сокращения площади геодинамических систем при процессах сжатия, приводящих, в частности, к складчатости.

Вместе с тем следует, вероятно, признать, что геодинамическая гипотеза пульсирующей и изменяющей объем планеты наиболее альтернативна; она объясняет возможность одновременного проявления и самостоятельности вертикальных и горизонтальных движений, которые выступают как следствие глобальных процессов глубинной дифференциации вещества.

О направлении дальнейших исследований глубинного геологического строения территории СССР. Создание геодинамической теории развития планеты потребует дополнительного сбора, обобщения и анализа комплексной геолого-геофизической и геохимической информации для отбраковки предложенных или новых геодинамических гипотез. Для этого необходима постановка специальных глубинных исследований литосферы комплексными геолого-геофизическими методами. Это можно достичь только путем создания единой системы регионального изучения земной коры и верх-

ней мантии. Министерством геологии СССР в связи с этим разработана система мер, которая имеет следующую методическую основу [8].

Взаимосвязанные региональные геофизические профили, опирающиеся на опорные сверхглубокие и глубокие скважины, составляют как бы каркасную систему для всей территории СССР. В нее должны быть включены прогностические геофизические полигоны Академии наук СССР, в пределах которых изучаются вариации геофизических полей. Общесоюзная каркасная система должна служить основой для привязки всех более детальных исследований в пределах отдельных регионов. Использование дополнительных данных космогеологических и аэрогеофизических съемок при интерпретации всех материалов позволит создавать объемные геолого-геофизические модели как отдельных регионов, так и страны в целом, т.е. выполнить поставленную главную задачу. Предлагаемая система позволит:

- производить на новом качественном уровне сравнительное изучение глубинного строения и истории геологического развития различных структур Земли — щитов и древних платформ, складчатых зон различного возраста, краевых зон материков и островных дуг, включая изучение современных тектонических движений;

- ставить и решать более тонкие по сравнению с предшествующим десятилетием задачи по установлению различий в строении литосферы и астеносферы не только между крупными структурами, например платформами и тектонически активными регионами (орогенами), но также и между отдельными поднятиями, впадинами и горными сооружениями;

- определить соотношения между опорными границами и слоями земной коры и верхней мантии континентальных и океанических структур; изучить изменения глубины залегания этих границ (до глубины 400 км и более), их скоростных параметров, а также характеристик слоев с пониженными значениями скоростей, отождествляемых с астеносферой, что является принципиально важным для решения актуальных проблем геодинамики;

- исследовать корреляции между геологическими и другими физическими параметрами литосферы и астеносферы;

- построить достоверные (особенно для консолидированной части земной коры) петрологические модели литосферы для различных типов геологических структур, имеющих разную минерагеническую специализацию;

- дать сравнительное изучение геофизических полей и их изменение в пространстве и во времени;

- создать единую методологическую основу для построения геолого-геофизических карт и разрезов, что значительно улучшит прогностические оценки территории;

- производить комплексные исследования тектонических движений и деформаций, закономерностей механизма их развития, исходя из объемных моделей Земли.

Таким образом, основная задача исследований вдоль протяженных каркасных профилей I класса — изучение глубинного геологического строения, внутренней конструкции и состояния литосферы для регионов с разными геодинамическими режимами развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
2. Атлас геологических и геофизических карт территории СССР, масштаб 1:10 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
3. Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 123 с.
4. Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
5. ВСЕГЕИ в развитии геологической науки и минерально-сырьевой базы страны. Л.: Недра, 1982. 284 с.
6. Глубинное строение и геодинамика литосферы /Гл. ред. А.А. Смыслов. Л.: Недра, 1983. 276 с.
7. Деменцкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 255 с.
8. Козловский Е.А. Комплексная программа глубинного изучения земных недр. — Сов. геология, № 9, 1982, с. 3—12.
9. Косминская И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1968. 227 с.
10. Красный Л.И. Геоблоки. — Геотектоника, 1967, № 5, с.103—120.
11. Милановский Е.Е. К проблеме происхождения и развития линейных структур платформ. — Вест. МГУ. Сер. 4, Геология, 1979, № 6, с. 29—58.
12. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
13. Смыслов А.А., Моисевенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с.
14. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 280 с.
15. Янишин А.Л. Тектоническое строение Евразии. — Геотектоника, 1965, № 5, с. 7—35.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.Д. НАЛИВКИН

*Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

К.Э. ЯКОБСОН

*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

Т.В. БИЛИБИНА

*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

Я.Н. БЕЛЕВЦЕВ

Институт геохимии и физики минералов АН Украинской ССР, Киев, СССР

В.В. БРОНГУЛЕЕВ

Всесоюзный заочный политехнический институт, Москва, СССР

И.В. ВОРОБЬЕВ

Московский государственный университет, Москва, СССР

Р.Г. ГАРЕЦКИЙ

Институт геологии и геохимии АН Белорусской ССР, Минск, СССР

Г.Г. КОЧИН

*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

Г.Г. ШУРКИН

Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР, Ленинград, СССР

Восточно-Европейская (Русская) платформа принадлежит к числу хорошо изученных платформ мира. Подробнее, чем на других платформах, в ее пределах исследовано глубинное строение земной коры, включая кристаллический фундамент и низы платформенного чехла. На Восточно-Европейской платформе впервые были выделены основные типы платформенных структур. На ней или в ее геосинклинальном обрамлении установлены такие крупные стратиграфические подразделения как рифей, венд, пермская система, ряд ярусов, а также выявлены многие закономерности размещения полезных ископаемых, в том числе нефти и газа. Она относится к числу типичных древних платформ, но имеет и ряд особенностей строения и развития. Полученные в последние десятилетия по Восточно-Европейской платформе геологические и геофизические материалы позволили прийти к ряду важных обобщений, касающихся особенностей ее строения, этапности развития, а также осуществить детальное сопоставление ее с другими платформами мира.

Особенности строения. В результате сопоставления гравитационных и магнитных полей, а также данных о строении коры, полученных при глубинном сейсмическом зондировании, с имеющимися материалами по строению и геологическому развитию фундамента и платформенного чехла выявилось блоковое строение фундамента (рис.1). Площадь блоков измеряется сотнями тысяч квадратных километров. На глубину они прослеживаются на 100–200 км. Блоки различаются друг от друга по вещественному составу, метаморфизму, металлогении, а также историей тектонических движений, вплоть до современных. Геолого-геофизические характеристики на границах блоков меняются скачкообразно [4]. Блоки разделены узкими, подвижными поясами, консолидация которых произошла позже, чем самих блоков – примерно в середине протерозоя. С ними связаны системы разрывных нарушений, не потерявших свою подвижность и в настоящее время. Это, пожалуй, одни из наиболее долгоживущих тектонических образований. Длительность их существования примерно равна 1/2 всей истории твердой Земли. Свидетельством их активности на платформенных этапах развития служит частая приуроченность к ним рифейских и фанерозойских авлакоге-

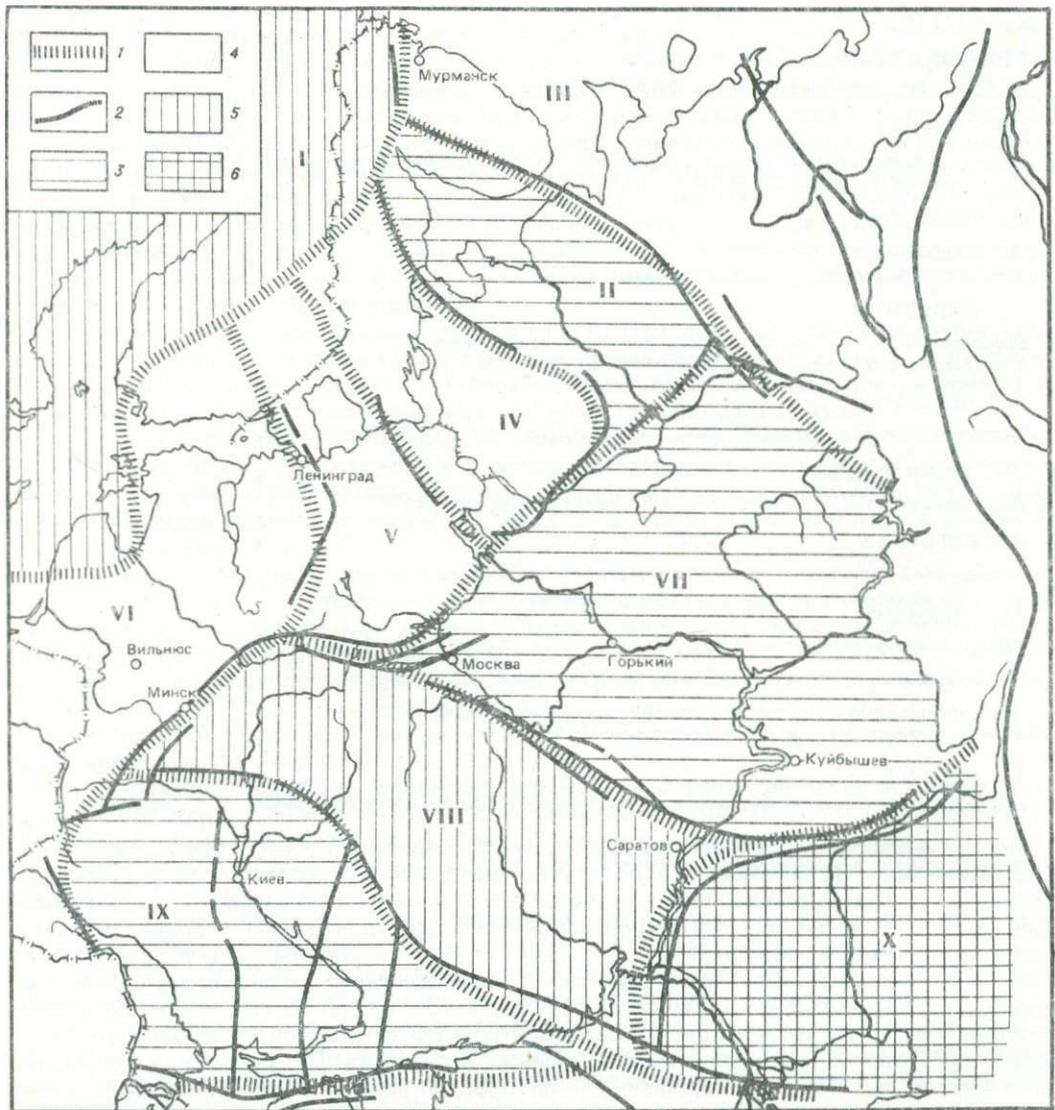


Рис. 1. Блоки земной коры [1]

1 — зоны сочленения геоблоков; 2 — глубинные разломы геосинклиналиного заложения (PR_1 — PR_2); типы геоблоков с плотностью литосферы: 3 — повышенной, 4 — средней, 5 — пониженной, 6 — очень высокой; геоблоки: I — Свекофенский, II — Беломорский, III — Кольско-Мезенский, IV — Карельский, V — Ладожский, VI — Прибалтийский, VII — Волго-Уральский, VIII — Воронежский, IX — Украинский, X — Прикаспийский

нов, сопровождающихся инверсионными приразломными валами, а также отражение на космоснимках.

Внутри земной коры выделяется несколько границ раздела (более трех), причем физические параметры на них меняются постепенно. Граница Конрада чаще всего выделяется условно и в настоящее время потеряла свою определенность. Граница Мохоравичича, хотя и продолжает оставаться наиболее четкой, тем не менее как бы раздваивается или приобретает характер зоны перехода от коры к верхней мантии (коромантийный слой).

Протяженные отражающие поверхности, устанавливаемые сейсмическими методами, говорят о горизонтальных неоднородностях внутри земной коры. Хотя природа

их остается еще не выясненной, можно считать, что земная кора имеет как горизонтальную, так и вертикальную неоднородность, т.е. слоисто-блоковое строение.

Строение платформенного чехла отличается от строения чехлов других платформ. На Восточно-Европейской платформе больше авлакогенов: восемь рифейских и несколько палеозойских. Кроме того, возможно наличие двух-трех авлакогенов под Прикаспийской синеклизой. Это отличие, по-видимому, находится в связи с более интенсивным дроблением ее в раннем протерозое, когда образовалась сложная сеть протогеосинклинальных подвижных зон между сильно метаморфизованными архейскими блоками. Метаморфизация в пределах блоков также проявлялась сильнее, чем на других платформах.

Восточно-Европейская платформа отличается от Северо-Американской и особенно от Африканской меньшим развитием изометричных пологих внутренних синеклиз, свойственных плитному этапу развития. Для нее также характерны перикратонные (краевые) прогибы, представляющие собой втянутые в погружение краевые части платформы. Лишь на северо-западной окраине такой прогиб отсутствует. Заложение этих разновозрастных прогибов оказало определяющее влияние на неоднократные перестройки структурного плана платформы, что отмечал е. А. П. Карпинский [7] и что подтвердилось в работах последних лет [3, 6, 9 – 11, 14, 15].

В последнее время выяснилось существенное влияние на условия залегания слоев в регионах крупных седиментационных структур, обусловленных резко неравномерным осадконакоплением. Помимо седиментационной нижнекаменноугольной Камско-Кинельской системы прогибов, значительное влияние на структуру чехла оказали некомпенсированные осадконакоплением отрицательные структуры, связанные с перикратонными (краевыми) прогибами и с некоторыми авлакогенами (Припятско-Донецкий) и с Прикаспийской синеклизой. Наконец, отличием Восточно-Европейской платформы служит отсутствие молодых орогенных поднятий, подобных Скалистым горам на Северо-Американской платформе и плато Путорана на Сибирской. Нельзя исключить того, что подобный орогенез происходил в палеозое на месте Балтийского щита, когда были глубоко срезаны Норвежские каледониды и активизировалась магматическая деятельность.

Направленность геологического развития. Направленность Восточно-Европейской платформы, как и других древних платформ, выражена ярко и заключается в успокоении тектонических процессов. [9]. Наиболее активно они протекали в архее, когда повсеместно были распространены подвижные системы, еще не имевшие линейных форм. Этот своеобразный, не повторявшийся впоследствии режим получил название прогеосинклинального.

Начиная с раннего протерозоя, после некоторой консолидации коры наступил иной режим — протогеосинклинальный. Геосинклинали в это время приобрели уже линейную форму и располагались между относительно стабильными архейскими ядрами — блоками, которые можно считать первыми зародышами платформ (протоплатформами). Магматизм, включая и гранитоидный, продолжал быть весьма активным, в том числе и в пределах ядер.

В конце раннего протерозоя после свекофено-карельской, а затем селецкой складчатостей платформа стабилизировалась¹. Это был постепенный процесс, на что указывает квазиплатформенный (протоорогенный) комплекс осадков (ятулий), сравнительно слабо деформированный и измененный, сохранившийся в зонах наиболее ранней консолидации [1].

В позднем протерозое к северо-востоку и, возможно, к юго-востоку от древней платформы продолжал существовать геосинклинальный режим, закончившийся в венде (байкальская складчатость). В это время на остальной части платформы формировались структуры растяжения — авлакогены. Эти структуры неразрывно связаны с разломами и могут быть отнесены к палеорифтам.

Собственно платформенный (плитный) режим установился, начиная с позднего венда после длительного и мощного покровного оледенения. К.Э. Якобсон считает, что формирование платформенного чехла началось в бассейне, образовавшемся после таяния ранневендского ледника вследствие изостатического погружения поверхности

¹ В настоящей статье принимается утвержденное Межведомственным стратиграфическим комитетом двучленное деление протерозоя, хотя авторы считают, что для Восточно-Европейской платформы больше подходит трехчленное деление.

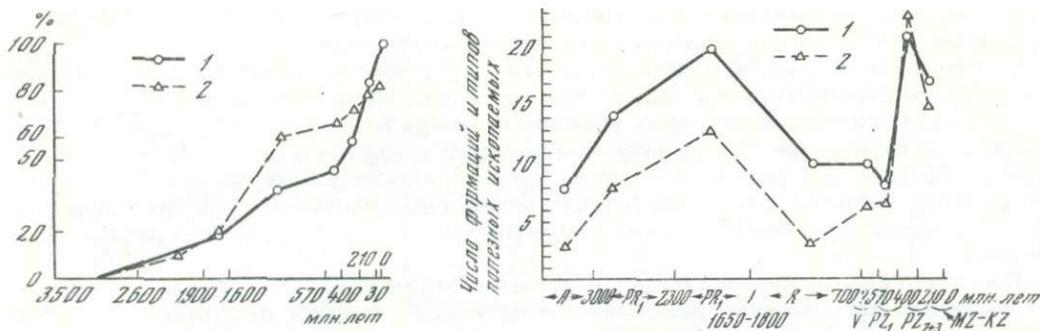


Рис. 2. График изменения площади, находящейся в стадии платформенного режима 1 — для Восточно-Европейской платформы (включая эпигерцинское наращивание, по данным В.Д. Наливкина); 2 — для континентов Земли в процентах от их современной площади [15]

Рис. 3. График изменения числа формаций (1) и типов (2) полезных ископаемых

платформы. В течение плитного режима происходило некоторое замедление тектонических движений. Скорости погружения крупных отрицательных структур в мезозое и кайнозое были меньше, чем в палеозое.

Одновременно с ослаблением тектонической деятельности происходило разрастание областей платформенного режима сначала за счет консолидации байкальских, каледонских, а затем герцинских геосинклиналей. Увеличение площади платформенного режима показано на рис. 2. Судя по уменьшению и увеличению углов наклона отдельных отрезков графиков, ход прироста платформенных областей вокруг древних платформ на всех континентах был сходным. Отличием Восточно-Европейской платформы служит меньший прирост после свекофено-карельской складчатости и значительно больший после герцинской. Последнее понятно, так как Восточно-Европейская платформа почти со всех сторон была окружена герцинскими геосинклиналями.

Ослабление тектонической активности сопровождалось ослаблением магматизма и метаморфизма. Архейские породы метаморфизованы до гранулитовой стадии, нижнепротерозойские — преимущественно до амфиболитовой и лишь в отдельных зонах до гранулитовой; породы конца раннего протерозоя, в частности в свекофенских прогибах, — до эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой; рифейские в пределах геосинклиналей — до зеленосланцевой и частично до андалузит-силлиманитовой.

Для платформенного чехла показателем степени литогенеза пород служит преобразованность содержащегося в них органического вещества (ОВ). В девонских отложениях восточной половины платформы ОВ преобразовано сильнее, чем это могло произойти, если реставрировать максимальные глубины залегания этих отложений за всю последующую геологическую историю. Скорее всего тепловой поток в палеозое был сильнее, чем в настоящее время; он и преобразовал ОВ. К кайнозое тепловой поток, вероятно, снизился.

Важно отметить, что одновременно с успокоением тектонических, магматических и метаморфических процессов возрастала дифференциация земной коры. Вначале внутри областей однородного геосинклинального режима появились стабильные ядра. Затем более дифференцированными становились процессы магматизма и метаморфизма. Возрастало и число характерных формаций. В архее выделяется восемь формаций, в низах нижнего протерозоя — 14 и в его верхах — 20. С этим связывается увеличение разнообразия полезных ископаемых, достигающее максимума в конце раннего протерозоя (рис. 3).

В палеозое, уже на типично платформенном этапе развития, когда действовали совсем иные процессы, чем создававшие фундамент платформы, наблюдается то же увеличение тектонической расчлененности платформы, рост числа формаций и как следствие увеличение разнообразия и запасов месторождений полезных ископаемых.

Этапность геологического развития. На фоне рассмотренной выше общей направленности в сторону консолидации платформы отчетливо проявлялась этапность развития. Выделяется несколько порядков этапов в зависимости от их длительности. Чем продол-

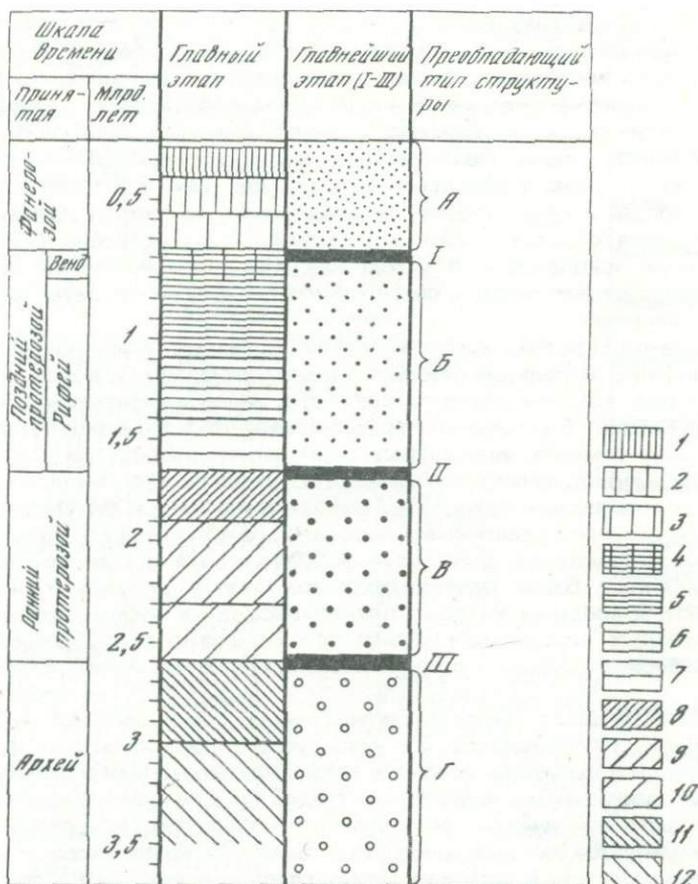


Рис. 4. Этапы развития Восточно-Европейской платформы

Главный этап: 1 — альпийский, 2 — герцинский, 3 — каледонский, 4 — байкальский; 5 — каратауский, 6 — юрматинский, 7 — бурзянский, 8 — хогландский, 9 — ятулийско-свекофенский; 10 — сумийско-сариолийский; 11 — лопийский, 12 — архейский. Главнейший этап: I — начало постбайкальской платформы, II — начало платформенной стадии — конец ятулия, III — конец нуклеарной стадии. Образование протоплатформы. Преобладающий тип структуры: А — плитный, Б — авлакогенный, В — линейно-геосинклинальный, Г — прогеосинклинальный

жительнее этап, тем дальше продвигался направленный процесс развития и тем существеннее отличался каждый последующий этап от предыдущего. Вместе с тем увеличивалась значимость перестроек, происходящих на рубежах между этапами. По-видимому, в истории развития всех древних платформ, начиная с архея, можно выделить два основных этапа, резко отличающихся по тектоническим, магматическим и метаморфическим процессам, но сходных по направленности изменения степени дифференцированности формаций и особенно разнообразия и запасов месторождений полезных ископаемых. Первый из них отвечает архею и раннему протерозою, а второй — позднему протерозою и фанерозою. Характеристика их приводится ниже.

Следующими по длительности, но весьма значительными по своим проявлениям, являются те этапы, которые соответствовали основным тектоническим режимам. Их можно назвать главнейшими (рис. 4). Прогеосинклинальный и протогоосинклинальный режимы, а также плитный этап были выражены единообразно на всех платформах. Менее ясна универсальность авлакогенного этапа, особенно для южных платформ, где позднепротерозойские авлакогены редки, но зато широко развиты позднепалеозойские — раннемезозойские грабены. Продолжительность этих этапов — порядка 1 млрд. лет. Каждый из этих главнейших этапов распадался примерно на три меньших, главных этапа, которые, в свою очередь, состояли из ряда все более коротких подэтапов.

Схема развития в пределах главных этапов единообразна и общеизвестна. Этапы начинались прогибанием, связанным в ряде случаев с растяжением и трансгрессиями. Преобладал основной магматизм. Затем следовал период устойчивого, более спокойного развития и осадконакопления. В конце этапа происходило поднятие, всеобщая регрессия, а в геосинклиналях орогенез, сопровождавшийся кислым магматизмом и метаморфизмом. В это время преобладало сжатие. Заканчивался этап в геосинклиналях жильным магматизмом вновь основного состава. Таким образом, в начале этапа магматизм был связан с подкоровыми слоями земли, во второй половине с корой и в самом конце снова с более глубокими слоями. Соответственно с этим меняются и наборы полезных ископаемых. В целом как для главнейших, так и для главных этапов существовала единая модель, связывавшая геологическое развитие с комплексами полезных ископаемых.

В архее Восточно-Европейской платформы полезные ископаемые сравнительно редки. Известны лишь небольшие месторождения глинозема, графита, а также магнетита и железных руд, что, по-видимому, связано с малой дифференциацией тектонических условий и формаций. В раннем протерозое (особенно в его конце) рудообразование и его разнообразие заметно увеличились. При этом преобладали месторождения: в начале этапа меди, никеля, железа, связанные с основным и эффузивным магматизмом; в середине его — железистых кварцитов, алюминиевых руд и битуминозных сланцев, т.е. шунгитов, связанных с осадочными породами; в конце — полиметаллических руд, редких металлов, пегматитов, флогопита и железа. Эта общая последовательность осложнялась влиянием более кратковременных этапов длительностью примерно в 300—400 млн. лет, в пределах которых проявлялась та же последовательность в смене комплексов полезных ископаемых. Наиболее интенсивно рудообразование тяготело к рубежам главнейших и главных этапов. К ним приурочены и наиболее богатые месторождения.

На платформенном этапе, включая авлакогенный, закономерности распределения полезных ископаемых повторились. Это было установлено на основе формационного анализа, позволившего выделить стадии в этапах платформенного развития и показать приуроченность к формациям определенных стадий тех или иных полезных ископаемых [5]. На фоне общего увеличения разнообразия и масштабов месторождений полезных ископаемых фиксируется закономерное чередование их комплексов, а также преимущественная приуроченность к рубежам между главными этапами продолжительностью в 300—180 млн. лет и между этапами длительностью около 30 млн. лет.

Рифейские и нижневендские отложения бедны полезными ископаемыми, и закономерности в смене их подметить не удается. Зато в фанерозое она видна четко. В начале этапов (на трансгрессивной стадии) накапливались бокситы, титан, фосфориты, нефть, газ и уголь; в первой половине середины этапов (на инундационной стадии, отвечающей максимуму трансгрессии) — горючие сланцы, бокситы, фосфориты, нефть, газ, уголь и отчасти соли; во второй ее половине (на регрессивной стадии) — соли, уголь, железо, марганец, титан и медь; в конце этапов (на эмерсивной стадии) — железо, титан и медь.

Описанная выше последовательность в смене комплексов полезных ископаемых нередко нарушалась вследствие наложения влияния этапов более низких порядков, особенно в конце фанерозоя. Нельзя исключать возможность более четкой выраженности мелких этапов на поздних стадиях геологической истории, чем на ранних. Об этом свидетельствует большая дробность молодых биостратиграфических подразделений, а также сокращение длительности чередования, сопоставимых по масштабу трансгрессий и регрессий.

Сопоставление развития платформы со смежными геосинклиналями. В целом ряде работ имеются указания на то, что события в геосинклиналях и на платформах происходили асинхронно: они запаздывали на платформах. Однако сравнение времени главных преобразований подтверждает их синхронность (рис. 5). В общем одновременно происходило: 1) заложение авлакогенов и геосинклиналей, сопровождавшееся основным магматизмом и трансгрессиями; 2) инверсия и прекращение прогибания авлакогенов на платформах и складчатость в геосинклиналях, сопровождавшиеся общей регрессией; 3) регрессии, связанные с этапами длительностью в 30 млн. лет.

Перечисленные признаки указывают на чередование эпох растяжения и сжатия, что

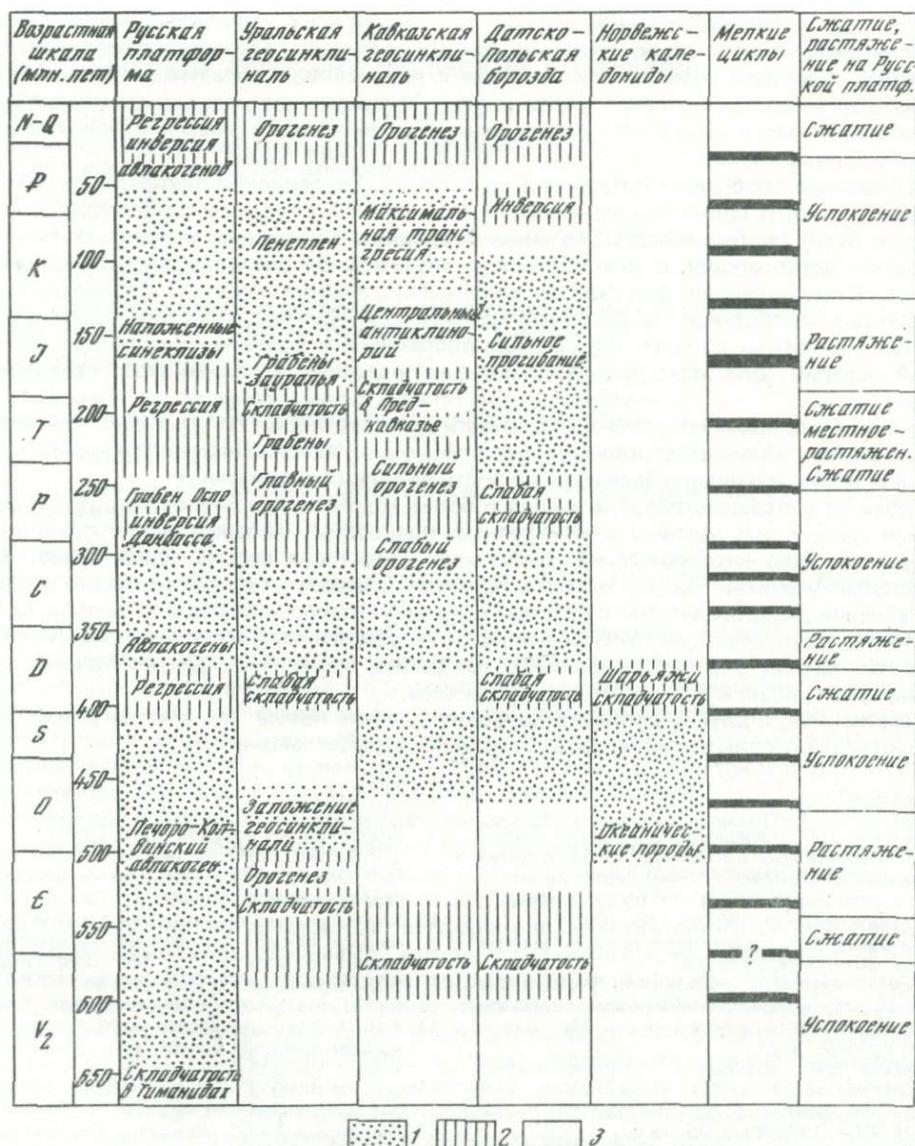


Рис. 5. Сопоставление тектонических событий на Восточно-Европейской платформе и в окружающих ее геосинклиналях в фанерозое

1 — заложение геосинклиналей, авлакогенов, трансгрессия; 2 — складчатость, орогенез, инверсия авлакогенов, регрессия; 3 — успокоение

подтверждает выводы Е.Е. Милановского¹ [12]. Однако детальный анализ показывает, что еще существуют эпохи успокоения (см. рис. 5). Границы между эпохами сжатия и растяжения проходят внутри революционного, перестроечного этапа, а эпоха успокоения отвечает эволюционному этапу развития.

На Восточно-Европейской платформе в революционные этапы усиливался рост структур всех порядков, что наглядно видно на картах мощностей, опубликованных под редакцией В.В. Бронгулева [11]; одновременно происходила быстрая смена формаций по простиранию и в разрезе. В эволюционные этапы рост структур приостанавливался, и формации становились более выдержанными.

¹ Один из авторов данной статьи — В.В. Бронгулев — считает, что все эти явления правильнее объяснять вертикальными движениями, а не сжатием и растяжением.

Если принять точку зрения, что платформы испытывали горизонтальные перемещения, то, судя по палеомагнитным данным [8], скорость их усиливалась в эпохи сжатия. Сжатие и растяжение — важные явления, сильно влияющие на формирование и переформирование месторождений многих полезных ископаемых, образующихся вследствие миграции флюидов (и особенно нефти и газа). Миграция достигала максимума в эпохи растяжения — эпохи открытия трещин, сокращалась в эпохи сжатия и успокаивалась в эволюционные эпохи.

Проведенное обобщение материалов по Восточно-Европейской платформе позволило не только выявить новые закономерности, но и поставить несколько вопросов, решение которых будет способствовать освоению природных ресурсов. Например, со всей очевидностью встал вопрос о необходимости значительной детализации формационного анализа. Существующая детализация совершенно недостаточна для прогнозирования конкретных месторождений полезных ископаемых. Необходимо анализировать более дробные интервалы разреза, фациальные обстановки и более мелкие циклы геологической истории. Для этого требуется и более подробная и полная стратиграфическая основа.

Должна быть повышена также детальность анализа истории тектонических движений. Знание места и времени проявления растягивающих напряжений явится новым критерием для прогнозирования значительной части полезных ископаемых.

Требуется совершенствование знаний о более общих геологических процессах, являющихся фоном для частных и конкретных процессов, непосредственно приводящих к формированию месторождений. Выяснение этого фона весьма существенно. Здесь необходимо уточнение наших знаний о причинах и механизмах, вызывающих усиление и ослабление дифференциации вещества. Большой интерес представляет вопрос, почему усиление дифференциации происходит на фоне общего падения тектонической активности, т.е. почему оно антиэнтропийно. Очевидно, существуют другие мощные механизмы, приводящие к дифференциации вещества.

Решение этих и других вопросов позволит выявить новые разномасштабные критерии прогноза полезных ископаемых, столь необходимые человечеству.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айтберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. Общие особенности доплитных и плитных этапов развития первых платформ. — В кн.: Геология запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1981, с. 166—186.
2. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Наука, 1978. 232 с.
3. Бронгулеев В.В., Воробьев И.В., Аксенов А.А. Рельеф докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. М.: Изд-во МГУ, 1982. 78 с.
4. Дедеев В.А., Шустова Л.Е. Геоблоки европейской части СССР: Серия препринтов научных докладов. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1976. Вып. 25. 49 с.
5. Иголкина Н.С., Кириков В.П., Кочин Г.Г. и др. Геологические формации осадочного чехла Русской платформы. Л.: Недра, 1981. 167 с.
6. Иголкина Н.С., Кириков В.П., Кривская Т.Ю. Основные этапы формирования осадочного покрова Русской платформы. — Сов. геология, 1970, № 11, с. 16—35.
7. Карпинский А.П. Очерки геологического прошлого Европейской России. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 204 с.
8. Краевичинский А.Я. Палеомагнитные и палеогеографические перестройки на докембрийских платформах. М.: Недра, 1977. 102 с.
9. Карта рельефа докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы в м-бе 1 : 2 500 000/ Под ред. В.В. Бронгулеева. М.: Изд-во МГУ, 1981, на 6 листах, без объяснительной записки.
10. Карты мощности осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (верхний протерозой) в м-бе 1 : 5 000 000/ Под ред. В.В. Бронгулеева. М.: Изд-во МГУ, 1981, на 10 листах, без объяснительной записки.
11. Карты мощности осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (палеозой) в м-бе 1 : 5 000 000/ Под ред. В.В. Бронгулеева. М.: Изд-во МГУ, 1978, на 20 листах, без объяснительной записки.
12. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсации в развитии Земли). — Геотектоника, 1978, № 6, с. 3—6.
13. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 79 с.
14. Структурные карты Восточно-Европейской платформы в м-бе 1 : 2 500 000 / Под ред. В.В. Бронгулеева. М.: Изд-во МГУ, 1976, на 38 листах, без объяснительной записки.
15. Тектоническая карта Русской платформы и сопредельных регионов м-б 1 : 1 500 000 / Гл. ред. Т.Н. Спичарский. Л., 1968, на 16 листах, объяснительная записка.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.С. МАЛИЧ, Е.П. МИРОНЮК, Е.В. ТУГАНОВА

*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

Ч.Б. БОРУКАЕВ

Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, Новосибирск, СССР

Ю.Е. ПОГРЕБИЦКИЙ

*Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов
Мирового океана Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

В.С. СТАРОСЕЛЬЦЕВ

*Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики
и минерального сырья Министерства геологии СССР, Новосибирск, СССР*

Р.Ф. ЧЕРКАСОВ

*Институт тектоники и геофизики Дальневосточного научного центра АН СССР,
Хабаровск, СССР*

Г.С. ФРАДКИН

Институт геологии Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР, Якутск, СССР

Анализ геологического строения Сибирской платформы основан на результатах работ, проведенных в течение последнего десятилетия. Были использованы материалы геологических, геофизических и металлогенических исследований, полученные производственными геологическими организациями Восточной Сибири и научно-исследовательскими институтами Министерства геологии СССР и Академии Наук СССР. Фундаментальное значение имеют труды М.М. Тетяева, Н.С. Шатского, С.В. Обручева, И.П. Атласова, П.Е. Оффмана, Ю.А. Косыгина и многих других.

Сибирская платформа — один из важнейших структурных элементов континентальной коры северного полушария, возникший в позднем докембрии (не моложе 1,5 млрд. лет), когда произошла консолидация гетерогенных раннедокембрийских (1,6–3,7 млрд. лет) структур, образовавших ее фундамент.

Границы современной Сибирской платформы не были постоянными. Они образованы глубинными краевыми разломами, которые развивались на протяжении 1,5 млрд. лет по зонам максимальной контрастности в сопряженной системе геосинклиналь—платформа и испытывали различную степень унаследованности или консервации. Поэтому Таймыр как пограничная структура часто исключается из платформы. Вместе с тем краевые разломы взаимодействовали, с одной стороны, со сквозьплатформенными (обычно авлакогенообразующими) разломами, а с другой — с планетарными линейными. Границы земной коры платформы выражены хорошо, но неодинаково. В зонах интенсивного горообразования происходит утолщение коры (Саяны, Верхоянье), а в других случаях ее утонение (Западно-Сибирская платформа, Северный Ледовитый океан, Забайкалье и Приамурье).

Между мощностью коры Сибирской платформы и ее осадочного слоя в целом наблюдается прямая корреляция с широкими пределами исходных значений, что позволяет выделить три типа областей (рис. 1):

1) изометричные области с осадочным слоем большой мощности: Тунгусская и Тасеевская (кора 40–45 км, осадочный слой 4–8 км), Оленёкская (кора 38–42 км, осадочный слой 2–5 км), Верхоленская (кора 40–45 км, осадочный слой 1,5–2,5 км); среди таких областей особняком стоит Курейская область (кора до 50 км, осадочный слой до 10 км);

2) области, включающие щиты: Анабарская и Алдано-Становая (кора 39–41 км, осадочный слой 0–2,5 км), Гутарская (кора до 45 км, осадочный слой 0–2 км);

3) широкие линейные с осадочным слоем переменной мощности: Енисей-Хатангская (кора 33–36 км, осадочный слой 10–15 км и более), Патомско-Виллюйская (кора 33–42 км, осадочный слой 6–13 км), Таймырская (кора 38–42 км, осадочный слой 7–16 км).

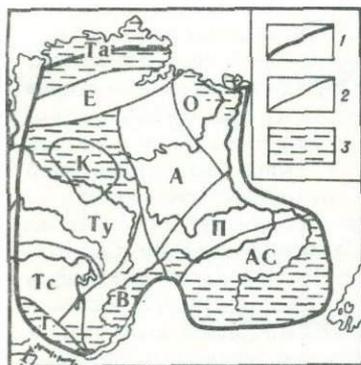


Рис. 1. Схема строения земной коры Сибирской платформы
 1 — граница платформы; 2 — граница областей с различным строением земной коры; 3 — районы мезозойской и кайнозойской активизации. О б л а с т и: К — Курейская, Ту — Тунгусская, Тс — Тасеевская, О — Оленекская, В — Верхотенская, А — Анабарская, АС — Алдано-Становая, Г — Гутарская, Та — Таймырская, Е — Енисей-Хатангская, П — Патомско-Вилуйская

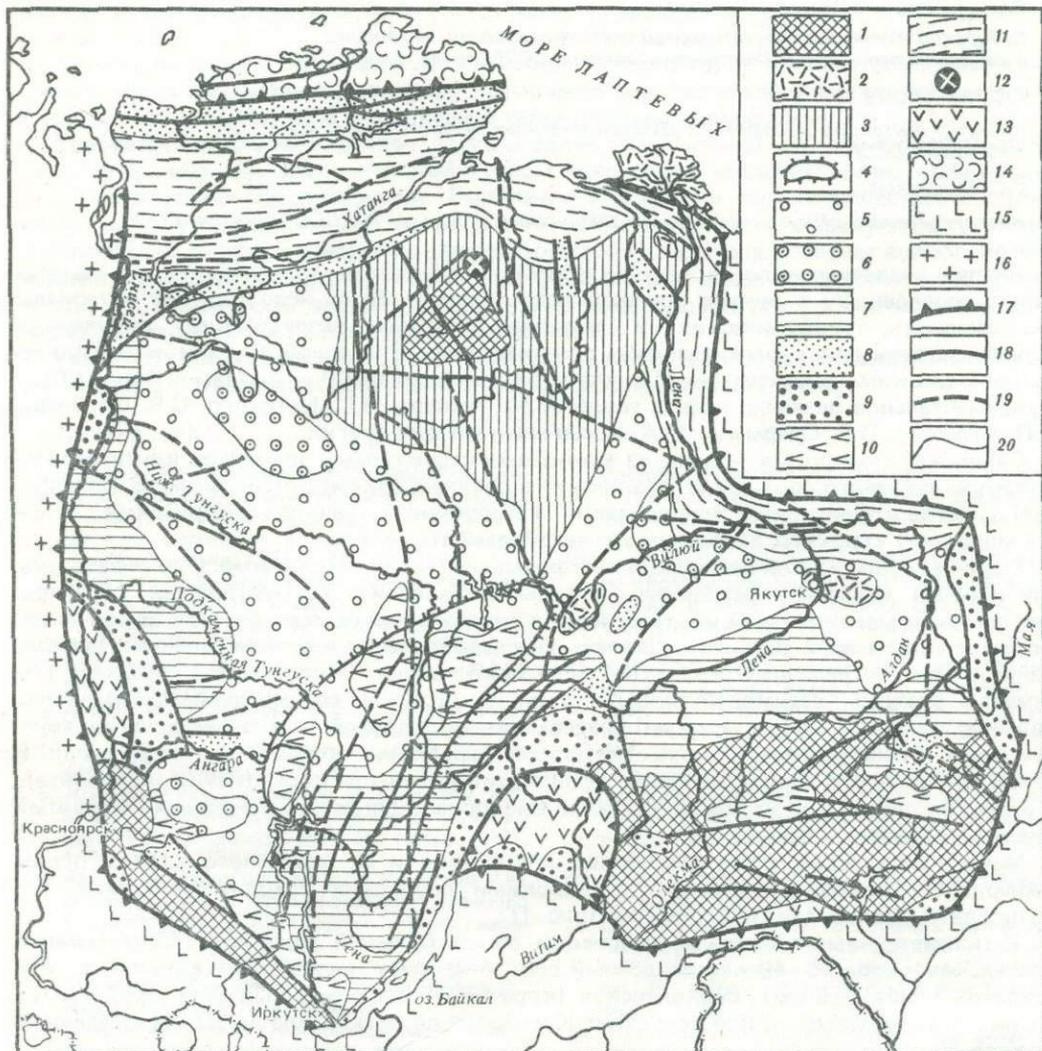


Рис. 2. Схема тектонического районирования Сибирской платформы
 1 — щиты; 2 — выступы с неглубоким залеганием фундамента; 3 — антеклизы; 4 — погребенные антеклизы; 5 — синеклизы; 6 — глубокие впадины синеклиз; 7 — моноклизы; 8 — авлакогены; прогибы: 9 — перикратонные, 10 — внутриплатформенные и предгорные, 11 — краевые; 12 — астроблема; складчатое обрамление: 13 — протерозойское, 14 — реактивированное протерозойское (Карское сводовое поднятие), 15 — палеозойское и мезозойское; 16 — осадочный чехол Западно-Сибирской платформы; разломы: 17 — краевые, 18 — региональные на поверхности, 19 — региональные скрытые; 20 — границы главных структур

Пониженный аномальный гравитационный потенциал, характеризующий мантийно-коровые неоднородности с повышенной температурой глубоких масс (1), установлен для трех областей: Курейской, Тунгусско-Тасеевской (особенно низкий в Тасеевском районе) и Верхоленской. Повышенной величиной потенциала обладают Алдано-Становая и Таймырская области с сильным коровым разуплотнением.

Таким образом, на Сибирской платформе западная Тунгусско-Ангарская система геоблоков четко отличается от восточной Алдано-Анабарской системы.

Важная особенность региона — крупные новейшие сводовые поднятия (более 1400 м) — Путоранское и Лено-Алданское, — охватывающие соответственно Курейскую и северную часть Тунгусской, южные части Верхоленской и Алдано-Становой областей.

Главные структуры Сибирской платформы — щиты, антеклизы, синеклизы и моноклизы, а также прогибы различного характера (рис. 2). Таймыр представляет реактивированную часть платформы, состоящую из системы линейных дислокаций раннекеммерийского возраста. В едином структурном плане эпиплатформенным тектогенезом переработаны комплексы фундамента, чехла (рифей—средний палеозой) и орогенный комплекс (верхний палеозой—триас). Здесь выделяются Карское сводовое поднятие и Южно-Таймырский прогиб. Карское поднятие — это часть орогенного пояса, соединявшего в раннем мезозое Новую Землю, север Таймыра и Северную Землю. Внутреннее строение поднятия характеризуется эшелонированной системой валов, выгнутых дугой и надвинутых один на другой. Надвигание на юго-восток сопровождалось субширотным правосторонним сдвигом. К югу от главного Таймырского разлома валы приобретают вид пологих антиклинорий с мелкими линейными складками.

Среди структур регионального уровня, отражающих строение и состав фундамента и чехла, выделяются четыре класса геоструктур со свойственными только им литогенезом, магматизмом, метаморфизмом и рудообразованием, которые формировались в течение глобальных мегахронов: пермобильного, эоплатформенного, платформенно-геосинклинального (с плитными комплексами) и активизационного.

Уже в начале архейского пермобильного мегахрона (более 2,5 млрд. лет) устанавливается изначальная неоднородность земной коры.

В фундаменте платформы широко распространены нижнеархейские гранулитовые комплексы (алданский цикл с возрастом более 3,2 млрд. лет). Неоднородности первичной коры того времени не были уничтожены ни сильным метаморфизмом, ни региональной гранитизацией, ни всеобщими многостадийными деформациями.

Здесь выделяются два типа областей по их относительной подвижности. Малоподвижные области состоят из одного либо двух этажей: нижний этаж сложен гнейсами и сланцами (кордиеритовыми, силлиманитовыми, двупироксеновыми, гиперстенowymi), кварцитами с редкими слоями амфиболитов, метаультрабазитов (Иенгская и другие области); верхний этаж представлен сланцами и гнейсами (пироксен-роговообманковыми, двупироксеновыми и роговообманковыми) со значительным количеством сланцев и гнейсов диопсидовых (иногда со скаполитами), мраморов и кальцифиров (иногда волластонитовых), реже амфиболитов. В более поздних структурах, там где этаж отсутствует (Тимптоно-Джелтулинская, Хапчанская и др.), развиты гнейсы и сланцы (гранатовые, гиперстеновые, двупироксеновые, диопсидовые, графитовые, силлиманитовые), мраморы, кальцифиры, амфиболиты, иногда кварциты (в том числе апатитовые). По составу метаморфических пород в этих областях предполагается развитие базальтоидов, умереннощелочных на раннем этапе и умеренно- и высокощелочных на позднем этапе. Все разновидности этих областей определяются как литоплинты двух генераций, испытавшие метаморфизм преимущественно низких ступеней гранулитовой фации ($T = 600-800^{\circ}\text{C}$, $P = 6-8$ кбар).

Высокоподвижные нижнеархейские области (Иркутско-Канская и др.) сложены сланцами и гнейсами двупироксеновыми, гиперстенowymi, гранатдвупироксеновыми (со слоями гнейсов гранатовых, гиперстен-силлиманитовых), а также кварцитами (нередко магнетитовыми), плагиоклазовыми эклогитами и метаультрабазитами. Здесь в раннем архее развивался коматит-лейкобазальт-толеитовый вулканизм и происходило интенсивное силлообразование. Характерна высокая железистость всего комплекса пород. Эти области определяются как перилитоплинтовые, испытавшие метаморфизм экстремальновысоких ступеней гранулитовой фации. Структурные соотношения нижнеархейских областей таковы, что литоплинты образуют округло-полигональные площади, среди обрамляющих их перилитоплинтов или их систем, с широким развитием на

границе складчатых разломов глубоких уровней формирования. В особо глубинных условиях и только вдоль границ крупных литоплинтовых систем в конце раннего архея образуются анортозитовые швы в составе битовнитов, лабрадоритов, габбро-анортозитов (Котуйкано-Жиганский и Становой). Литоплинтовые системы (Алданская, Мархинская и др.) предопределили, с одной стороны, в позднем архее места кульминации процессов гранитообразования и метаморфизма и, с другой стороны, в раннем протерозое — места заложения древних областей стабилизации (протократонов). Перилитоплинты унаследованно сохранили свою высокую подвижность.

Для металлогении этого времени характерны метаморфические и метасоматические полезные ископаемые (нерудное сырье и черные металлы), что отражает неповторимость рудообразования раннего архея, которая заключается в отсутствии концентрации элементов тяжелее железа и в общем дефиците серы.

Для позднего архея (3,2—2,5 млрд. лет) наиболее яркие тектонические структуры — узкие шовные прогибы, напоминающие зеленокаменные пояса других древних платформ. Они находятся в сложных взаимоотношениях с плагиогнейсовыми областями, которые большинство геологов считают более древними, что не исключает разновозрастности шовных прогибов. Выделяется три типа прогибов.

Первый — метакоматиит-сланцевые (Олондинский и др.), сложенные метаморфизованными коматиитами, базальтами, реже дацитами, липаритами и обломочными породами. Широко развиты интрузии дунитов, пироксенов, габброидов.

Второй — амфиболит-кварцито-сланцевые (Борсалинский и др.) в составе различных амфиболитов (базальтов, в том числе высокомагнезиальных), лептитовых гнейсов, кварцитов (обычно железистых), метапелитов, редко метаконгломератов. Они сопровождаются интрузиями габбро, диоритов, гранодиоритов, реже небольшими расчлененными телами.

Третий — амфиболит-сланцевые (Онотский и др.), выполненные метаморфизованными базальтами (реже андезитами и коматиитами) и осадочными породами в ритмично-полосчатых сериях: глинисто-карбонатных, кремнисто-карбонатных, песчано-глинистых (иногда повышено углистых). Для поздних этапов развития таких прогибов характерны молассоиды. Широко представлены интрузии габброидов, диоритов и плагиогранитов. Для всех описанных структур устанавливается метаморфизм широкого диапазона в условиях преимущественно промежуточных между кианит-силлиманитовой и андалузит-силлиманитовой фациальными сериями. В анортозитовых поясах в это время образуются существенно андезиновые и олигоклазовые породы.

Плагиогнейсовые области (Бирюсино-Ангарская, Становая и др.) отличаются однородным составом пород. Это преимущественно плагиогнейсы и сланцы роговообманковые и биотитовые, амфиболиты, редко плагиогнейсы и гнейсы гранатовые, двуслюдяные, эпидотовые и кварциты. Отдельные зоны этих областей обособливаются либо по признаку заметной дифференциации разреза (Копуринская), либо существенно трахибазальтовому составу исходных вулканитов (Никиткинская). Повсеместно проявлены интрузии диоритов, почти всеобщая мигматизация и гранитообразование в условиях однородного метаморфизма высоких ступеней амфиболитовой фации, иногда с локальными проявлениями режима повышенных давлений.

Полезные ископаемые позднего архея — это железно (железистые кварциты), медь и никель (расслоенные интрузии), асбест, тальк, кобальт (дунит-габбровые тела), редкие металлы (стратиформные и пегматитовые руды) и метасоматические концентрации алюминия, магнетита, флогопита.

Во время *эоплатформенного мегахрона* (2,5—1,5 млрд. лет) образуется класс структур, которыми завершается доплатформенное развитие фундамента. Возникает грубая радиально-кольцевая система сложных подвижных зон, каркас которой составляют магмопроводящие мантийно-коровые разломы, разделяющие относительно стабильные блоки (протократоны), которые послужили в дальнейшем основой для образования крупных геоблоков [7]. В тектоническом цикле этого времени выделяется два этапа, а возникшие при этом структуры образуют сопряженные системы. Протогеосинклинали раннего этапа (Байкало-Витимская) с прерывистым базальт-андезит-липаритовым вулканизмом, накоплением глин и песчаников иногда образуют парные системы (Енисейская). В последних вторым элементом являются редуцированные по вулканизму протогеосинклинали с широким спектром продуктов осадочной дифференциации, включая карбонатные и кремнистые отложения. Повсеместны интрузии дунитов, гард-

бургитов, пироксенитов, габброноритов, габбро и плагиогранитов. Чаще всего подобные структуры переходят в протоавлакогены, трассирующие вдоль глубоких разломов бывшие шовные прогибы. Они выполнены мощной толщей осадочных отложений, иногда флишеидных, с регрессивной карбонатной стадией (Оленекская, Кодаро-Удоканская и др.). При формировании структур раннего этапа протерозоид происходит метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии, ремобилизация и диафорез архейского основания. Присутствуют метасоматические гранитоиды и развитые вдоль анортозитовых швов сиениты.

На позднем этапе в различных структурах и преимущественно в прибрежно-континентальных семиаридных условиях накапливались орогенные и вулканогенные формации. Часть их сосредоточена унаследованно в структурах раннего этапа (Тагульско-Урикская, Кодаро-Удоканская и др.), другие заполняют новообразованные структуры — протоавлакогены поздней генерации и протовулканогены (Акитканский, Полярковский и др.). Крупнейшие структуры этого этапа (Байкало-Таймырская, Палеоверхоянская и другие системы) полностью выявляют блоковое строение фундамента. Орогенные формации сложены разнообразными обломочными породами, вулканогенные — мощной трахиандезит-трахилипаритовой туфо-лавовой формацией с переменным содержанием осадочных пород. Повсеместно широко проявлены габброиды и гранитоиды, а на завершающей стадии — малые интрузии долеритов. Для протоавлакогенов характерна ассоциация расслоенных интрузий и гранитов нормальных и рапакививидных, а для протовулканогенов — ассоциация слабодифференцированных габброидов с гранитами рапакиви.

В раннем протерозое проявлены полезные ископаемые любых генетических типов. Наиболее часто встречаются медистые песчаники, колчеданные руды вулканических серий, асбесты, апатит и титан мафитовых интрузий, цветные и редкие металлы, флюорит вулканоплутонических комплексов, разнообразные пегматиты, гидротермальные жилы, грейзены.

В течение *платформенно-геосинклинального мегахрона* формировались плитные ярусы в течение соответствующих тектонических этапов [9]. К их рубежам приурочены смена рядов формаций и эпохи структурных перестроек. Эти перестройки совпадают с перестройками тектонического плана и за пределами платформы.

Выделяется девять этапов развития чехла платформы: ранне-среднерифейский (1600—800 млн. лет), позднерифейский (900—620 млн. лет), вендско-среднекембрийский, среднекембрийско-раннеордовикский, среднеордовикско-раннедевонский, среднепалеозойский, позднепалеозойско-раннемезозойский, средне-позднемезозойский и кайнозойский.

Тектонические этапы криптозоэ и фанерозоэ платформы объединяются в ряд тектонических циклов, синхронных циклам ее складчатого обрамления. Каждый цикл развития платформы состоит из раннего (начального) и позднего (финального) смежных этапов, которые различаются между собой структурным планом и формационными рядами. Структурные ярусы, образовавшиеся в результате развития спаренных ранних и поздних этапов, пространственно совмещенные, но разнонаправленные. На породах структурного яруса раннего этапа (синхронного геосинклинальному этапу смежной подвижной области) после инверсии со структурным несогласием залегают породы структурного яруса позднего этапа (синхронного орогенному этапу смежной подвижной области).

Для ранних этапов с характерными нисходящими движениями типичны формации обломочных пород трансгрессивного строения (пестроцветные и сероцветные терригенно-карбонатные и карбонатные) трансгрессивной и инундационной стадий развития; перикратонные и сменяющие их по латерали хатакратонные и авлакогенные типы структур. Иногда в угнетенной форме появляются чуждые им формации (толеит-базальтовые, кор выветривания и др.).

Для поздних этапов свойственны формации сульфатно-карбонатных, красноцветных и сероцветных обломочных пород регрессивного строения, соленосных, угленосных и магматических (семейства формаций основных, ультраосновных-основных, щелочно-ультраосновных, щелочно-основных) пород, а также кор выветривания, относящихся к регрессивной и эмерсивной стадиям; предгорные прогибы, сменяющие их по латерали, и другие платформенные структуры (см. ниже).

Ранним этапам отвечают металлогенические эпохи формирования рудных формаций,

связанных с трансгрессивной (фосфоритовая, гематит-лимонитовая, марганцевая, металлоносные россыпи) и инундационной (свинцово-цинковая в карбонатных породах) стадиями.

Поздним этапам отвечают металлогенические эпохи образования рудных формаций регрессивной (медистых песчаников, галититовая, каменноугольная, буроугольная) и эмерсивной (сульфидная никелево-медная, магно-магнетитовая, исландского шпата, цеолито-медная, титано-магнетитовая, флогопитовая, апатит-магнетитовая, кимберлитовая, графитовая, бурожелезняковая, бокситовая и др.) стадий.

К рудоносным магматическим формациям поздних этапов [7] уверенно относятся лишь раннемезозойские никеленосная оливинит-габбровая и апатитоносная ийолит-карбонатитовая, а также среднепалеозойская алмазоносная кимберлитовая. Рядом исследователей с толеит-базальтовой и долеритовой формациями (ранее объединявшихся в трапповую) генетически связываются эндогенные рудные формации: магномагнетитовая, исландского шпата, цеолито-медная, свинцово-цинковая, халькозин-борнитовая и др. Покровы и силлы основных пород благодаря плотности играли чаще роль экрана, под которым концентрировались руды. Излияния базальтов и внедрения долеритов, быстро лишившихся летучих компонентов, способствовали скорее рассеиванию, чем накоплению рудных элементов. Интрузиям долеритов, как и диабазам в подвижных областях, свойственна лишь незначительная минерализация (титаномагнетит, сульфиды железа, реже меди).

По составу рядов формаций различается пять генетических типов структурно-формационных зон, которые выступают в виде структурно-металлогенических зон, когда в них закономерно сочетаются рудоносные и рудные формации.

Зоны первого типа контролируются обширными изометричными или неправильной формы отрицательными структурами (хатакратонами) начальных и финальных этапов. Они характеризуются накоплением преимущественно аптохтонных рядов формаций умеренной мощности (до 2000 м). Ряды формаций образуют сероцветные терригенно-карбонатные, карбонатные, пестроцветные терригенно-карбонатные, сульфатно-терригенно-карбонатные, сероцветные терригенные, а также толеит-базальтовые и долеритовые структурно-формационные зоны. Хатакратоны нередко осложняются синеклизами и антеклизами, впадинами и поднятиями, валами и мульдами. В их пределах формируются гематит-лимонитовая, свинцово-цинковая в карбонатных породах, марганцевая, фосфоритовая, галититовая и другие формации.

Перикратонные структурно-формационные зоны (второго типа) контролируются одноименными линейными отрицательными асимметричными структурами с высокими скоростями погружений (до 6000 м). Они образуются на окраине платформы в течение начальных этапов и связаны с развитием смежной геосинклинали. Ряды формаций слагают сероцветные терригенные, пестроцветные терригенно-карбонатные, карбонатные структурно-формационные зоны трансгрессивной и инундационной стадий начальных этапов развития платформы. Зоны обычно амагматичны, с ними связаны железоносные, фосфоритоносные, марганценозные и угленосные формации.

Специфические структурно-формационные зоны (третьего типа) приурочены к положительным структурам (филократам). В их пределах широко развиты формации эмерсивной стадии финальных этапов: кор выветривания и магматические. В краевых частях таких зон вдоль сочленения их по сквозькоровым разломам со смежными интенсивно прогибающимися структурами (авлакогенами и др.) нередко проявляются формации основных, ультраосновных-основных, щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород. Продукты разрушения кор выветривания обычно захороняются в трансгрессивных формациях, смежных зон, где формируются бокситы и россыпи алмазов, золота, ильменита и др.

Авлакогенные структурно-формационные зоны (четвертый тип) приурочены к линейным грабенообразным структурам начальных и финальных этапов, ограниченным сквозькоровыми разломами, с высокими скоростями погружения (4—5 км и более), с платформенным характером сульфатно-терригенных и вулканогенных рядов формаций. Данные зоны нередко развиваются над более древними прогибами. Сквозькоровые разломы обеспечивают пути подъема более глубинной магмы, чем толеит-базальтовая, с образованием большого разнообразия магматических формаций (толеит-базальтовая, оливинит-габбровая, ийолит-карбонатитовая, пикрит-меланефелинитовая, трахидолеритовая, трахибазальтовая, кимберлитовая и др.). С формированием авлакогенов связаны

никеленосные, апатитносные и алмазносные магматические формации, нередко проявляющиеся в смежных филократонных зонах, а также образование осадочной галитовой формации.

Структурно-формационные зоны (пятый тип), которые приурочены к линейным асимметричным структурам, образующимся на окраинах платформы вдоль поднимающихся складчатых систем, характеризуются крутыми прискладчатыми и пологими приплатформенными крыльями (предгорные прогибы). Широко развиты ряды молассоидных формаций красно- и пестроцветных терригенно-карбонатных, красно- и пестроцветных терригенных и угленосных терригенных регрессивной стадии финальных этапов, нередко значительной (до 3000 м) мощности. С этими зонами связано образование формаций медистых песчаников, свинцово-цинковой в карбонатных породах и каменноугольной формации.

Рубеж на границе раннего протерозоя и рифея — 1600 млн. лет — отчленение крупнейшего агломерата эоплатформенных структур, ставшего платформой, от разновозрастных байкальских подвижных систем.

На ранне-среднерифейском этапе часть платформы представляла собой крупное поднятие (филократон), с входящими в него авлакогенами. По окраинам развивались перикратонные структурно-формационные комплексы, с которыми связано образование гематит-лимонитовой и фосфоритовой формаций. На севере платформы формировался комплекс с рядами терригенных и карбонатных формаций, значительно меньшей мощности, чем таковые перикратонных областей. С последними связана формация стратиформных свинцовых руд. На заключительной стадии внедряются долериты, а в перикратонных областях (Таймыр, Игарский район) — трахибазальты.

На позднерифейском этапе большая часть платформы представляла обширный пенеплен, по окраинам которого формировались хатакратонные отложения. Особый отпечаток на структуры наложили поднимающиеся байкальские орогены, вдоль которых формировались предгорные прогибы и накапливались меденосные молассоидные формации (Южный Таймыр, Енисейский край, Присаянье). В конце этапа в Уджинском и Алданском районах внедрялись интрузии основных и щелочно-ультраосновных пород.

Только на севере Таймыра устанавливается условно раннерифейский ряд формаций эвгеосинклинального типа (порфиритовая — терригенно-карбонатная — порфирировая), метаморфизованных до эпидот-амфиболитовой фации.

Вендско-среднекембрийский этап характеризуется развитием огромной Лено-Тунгусской солеродной области (с калийными солями), которая отделялась от области открытого моря Алдано-Анабаро-Рыбинским мелководным барьером, охватывающим Таймыр. С этим этапом связана древнейшая нефтегазосность и образование фосфоритов.

В течение среднекембрийско-раннеордовикского этапа в Лено-Тунгусской области обособился ряд синеклиз и антиклиз, отличающихся набором рядов формаций (терригенные, терригенно-карбонатные, карбонатные, соленосные). С данным этапом связаны стратиформные медные и полиметаллические руды.

Среднеордовикско-раннедевонский этап в Тунгусской области привел к образованию формаций пестроцветных терригенно-карбонатных и карбонатных пород, а в Таймырской — к черносланцевой формации. С трансгрессивными формациями связано образование фосфоритов и осадочных железных руд. Проявления магматизма здесь пока не известны.

Среднепалеозойский этап синхронен орогенным глыбовым движениям в смежной области каледонид с образованием межгорных впадин и разломов, проникавших в глубь платформы. За северными и восточными границами платформы в это время происходили интенсивные опускания. На платформе развивались предгорные, авлакогенные и хатакратонные структурно-формационные комплексы, разделенные поднятиями. В конце этапа образовались магматические формации основных, щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород, в том числе кимберлитов. С этим этапом связаны нефелиновые, магнетит-апатитовые руды, алмазы и значительные запасы солей.

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап знаменуется высоким положением платформы, что обусловило накопление формаций преимущественно регрессивной и эмерсивной стадий (угленосные, вулканогенно-осадочные, кор выветривания). Выделяются три подэтапа, разделенные небольшими перестройками структурного плана: первый характеризуется развитием терригенных и карбонатных формаций трансгрессивной и (ограниченно) инундационной стадий, ко второму подэтапу при-

урочено образование сидеритов и углей Тунгусского бассейна, где различаются структурно-формационные зоны, отличающиеся набором формаций и регулирующие сидеритоносность и угленосность; в течение третьего подэтапа на фоне общего поднятия происходит дробление платформы. С последним в западной части платформы связаны мощные проявления магматизма, давшие огромные поля (более 1 млн. км²) толеитовых базальтов, образовавших Тунгусскую синеклизу и прогиб Южного Таймыра. При этом происходило оживление сквозькоровых разломов, располагавшихся на сочленении разнородных блоков фундамента. По этим разломам на северо-западе платформы, кроме излияний толеит-базальтовой формации, в линейной высококонтрастной структуре происходило излияние пикрит-базальтовой, трахибазальтовой формации, а также внедрение трахидолеритовой и никеленовой оливинит-габбровой формации; на северо-востоке Тунгусской синеклизы — излияние трахибазальтовой, пикрит-меланефелинитовой, а еще далее к востоку — внедрение апатитоносной и флогопитоносной ийолит-карбонатитовой и кимберлитовой формаций. Южная и почти вся восточная часть платформы по-прежнему представляла собой обширную приподнятую область с корами выветривания. На Горном Таймыре во вторую половину триаса ограниченно накапливались отложения угленосной формации.

Средне-позднемезозойский этап характеризуется высоким положением центральной части платформы и формированием таких структур, как Вилуйская синеклиза и Ангаро-Ленский прогиб. Вдоль северных и восточных границ платформы формируются краевые прогибы, связанные с замыканием мезозойских геосинклиналей.

В течение кайнозойского этапа продолжалось поднятие платформы, при этом накопление осадков происходило лишь вдоль ее окраин и в небольших впадинах, в том числе повторно активизированных. В конце палеогена на севере Сибирской платформы в результате катастрофического процесса образовался крупнейший на Земле Попигайский метеоритный кратер, выполненный брекчиями и импактитами.

Активизационный мегахрон начался со среднего палеозоя и со все ускоряющейся пульсацией продолжается до настоящего времени, что в целом отражает восточную миграцию сопряженных тектоно-магматических процессов вдоль южного края платформы и связанных, по-видимому, с распадом Лавразии. На юге платформы сводово-глыбовые, сводово-плутонические и рифтовые структуры этого класса сложены терригенными (нередко угленосными) и разнообразными магматическими (щелочными и умеренно-кислыми) формациями, подчиненными ориентированным на север палеозомам Беньофа—Заварицкого. С ними связаны руды молибдена, флюорита, вольфрама, золота и др.

На Северном Таймыре фундамент и чехол подверглись сильным деформациям, метаморфизму и гранитизации с образованием гранитоидных формаций с возрастом 270—220 млн. лет. На Южном Таймыре происходило образование послескладчатых мелких тел граносиенитов, щелочных сиенитов, даек габброидов и лампрофиров. Формирование здесь складчатой области обусловлено пермско-триасовой активизацией в процессе столкновения древних литосферных плит (Северноазиатской и Баренцево-Карской) с выжиманием реоморфизованного гнейсо-гранитного субстрата в зоне разделявшего их рифейского структурного шва и скучиванием осадочного чехла платформы на краях плит. Активизация севера платформы была отражением начальной стадии перераспределения мантийных масс в Северной Полярной области, которое ознаменовалось в кайнозое формированием океана. Восточный край платформы перекрывается геосинклинальными и авлакогенными комплексами, а южный обрамляется системой структур Байкальского рифта.

Крупнейшие внутриплатформенные пояса разломов, совместно с краевыми, расчленяют Сибирскую платформу на четыре геоблока, которые группируются в стороны от меридионального Байкало-Таймырского пояса в две системы. Пояса разломов имели наибольшую эндогенную активность и периодически были своеобразными структурными, формационными, геохимическими и металлогеническими барьерами. Все они чаще всего унаследованы от структурных элементов, которые возникли в эпоху формирования. Некоторые из них ограничивают зоны утоненной земной коры (Енисей-Хатангскую, Патомско-Вилуйскую и др.). Вблизи одной из таких зон (Приенисейской) располагаются месторождения меди различного генезиса (медистых песчаников, сульфидных медно-никелевых, медно-цеолитовых и медно-молибденовых), образовавшиеся от позднерифейского до юрско-мелового этапов включительно. Многоэтажное размеще-

ние рудных формаций стратиформных на глубине и магматогенных и "гидротермальных" в более высоких горизонтах (обычно под экраном базальтов), видимо, свидетельствует о переотложении рудного вещества древних образований в процессе формирования более молодых, нередко с возрастающей концентрацией на последних этапах развития платформ.

Магматогенные месторождения (никель, апатит, железо и др.) платформенного чехла располагаются над древними подвижными структурами фундамента и эоплатформенного промежуточного этажа и ассоциируют с расположенными под чехлом структурами субстрата. Это свидетельствует о том, что развитие эндогенных процессов, тяготеющих к межблоковым участкам платформы, связано с глубинными явлениями, сходными с явлениями в подвижных зонах или областях активизации.

Региональный комплексный геолого-геофизический анализ Сибирской платформы позволил восстановить историю ее развития и выделить четыре принципиально различных мегахрона: пермобильный, эоплатформенный, платформенно-геосинклинальный (плитный) и активизационный. Благодаря ему оказалось возможным дать вещественную характеристику структурных ярусов фундамента и чехла платформы, усовершенствовать классификацию платформенных структур и геологических формаций, показать связь развития плитных ярусов платформы и складчатых (геосинклинальных или орогенных ярусов) ее обрамления. На его основе удалось выявить направленный необратимый полициклический характер развития фундамента и чехла, выделить структурно-формационные области для каждого тектонического этапа развития платформы, наметить пространственно-временные закономерности в распределении осадочных, магматических и метаморфических формаций (в том числе рудоносных и рудных). В результате использования комплексного анализа установлена приуроченность полезных ископаемых к определенным стадиям развития и типам структурно-формационных комплексов, контролирующих соответствующие структурно-металлогенические области, и разработаны принципы металлогенического районирования платформы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас геологических и геофизических карт СССР, масштаб 1 : 10 000 000 /Гл. ред. А.А. Смыслов. Объяснительная записка. 1982. Л.; ВСЕГЕИ, 16 карт.
2. Геология нефти и газа Сибирской платформы/Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. М.: Недра, 1981. 552 с.
3. Дзевановский Ю.К., Миронюк Е.П. Эволюция древних подвижных областей Востока СССР. — В кн.: Доклады советских геологов. Пробл. 3. М.: Наука, 1968, с. 120–125.
4. Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В. Структуры ограничений древних платформ. — Геология и геофизика, 1961, № 10.
5. Красный Л.И. Геоблаки. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 103–120.
6. Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 216 с.
7. Малич Н.С., Туганова Е.В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. М.: Недра, 1980. 237 с.
8. Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1981. 248 с.
9. Тектоническая карта Сибирской платформы, масштаб 1 : 1 500 000. Объяснительная записка/Н.С. Малич, Е.В. Туганова, Е.П. Миронюк и др. Л., 1980. 193 с.
10. Шатский Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. — Бюл. МОИП. Н. С. Отд. геол., 1936, т. 10, вып. 3/4, с. 476–509.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

И.И. НЕСТЕРОВ, Л.Л. ПОДСОСОВА

*Западно-Сибирский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт
Министерства геологии РСФСР, Тюмень, СССР*

М.Я. РУДКЕВИЧ

Тюменский индустриальный институт, Тюмень, СССР

А.А. ТРОФИМУК

Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, Новосибирск, СССР

Западно-Сибирская плита — уникальный геологический регион, в котором решаются многие проблемы формирования геосфер Земли. Эта структура в рельефе отражается в виде крупнейшей в мире (около 3 млн. км²) плоской заболоченной равнины, опоясанной горными сооружениями Урала, Пай-Хоя, Новой Земли, Таймыра, Алтае-Саянской складчатой области, возвышенностями Сибирской платформы и Северного Казахстана.

Общая характеристика структуры и разреза платформенного чехла. Западно-Сибирская плита — часть молодой Центрально-Евразийской платформы. Единый платформенный чехол ("плитный комплекс") начал формироваться после герцинского орогенеза [2]. В структуре нижних горизонтов чехла по сейсмическим данным вырисовывается сложнорасчлененная асимметричная депрессия с крутыми северо-восточным и восточным и пологими южным и западным бортами. Депрессия выполнена терригенными осадочными породами мезозойской и кайнозойской групп общей мощностью до 3—4 км в южной половине и 6—7 км в ее северной части. Платформенный чехол охватывает отложения юрской, меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. В северных районах, в областях глубоких синеклиз сюда же, по-видимому, входит и часть триасовой системы.

В разрезе чехла переслаиваются серии песчано-алевритовых пород прибрежно-континентального генезиса и морских глинистых и песчано-глинистых толщ. К морским комплексам относятся отложения верхней юры, берриаса—нижнего готерива, нижнего апта, альба, верхнего мела (от туронского до датского ярусов включительно), палеогена (до среднего олигоцена). Прибрежно-континентальными (озерно-аллювиальными, лагунными, дельтовыми) являются толщи верхнего готерива—баррема, верхнего апта—сеномана, среднего—верхнего олигоцена, неогеновой системы.

Отложения морского генезиса связаны с бореальными трансгрессиями. Только маастрихт-датские и нижнеолигоценые слои отражают влияние южных морей, проникавших на равнину через Тургайский пролив. Максимальные бореальные трансгрессии, охватывавшие почти всю поверхность Западно-Сибирской равнины, имели место в волжском и туронском веках. При этом на значительной части морского бассейна осадконакопление было некомпенсированным, а глубина моря достигла 400—500 м [14, 21].

Осевые зоны мезозойско-кайнозойских морей были приближены к Таймыру, Уралу, хр. Пай-Хой, Новой Земле. Широкие полосы синхронных прибрежно-морских и континентальных фаций окаймляли Сибирскую платформу с запада и Алтае-Саянскую область с севера. После максимальной волжской трансгрессии, сопровождавшейся накоплением высокобитуминозных глин незначительной мощности (первые десятки метров), происходило сокращение обширной области некомпенсированного прогибания, последовательное перемещение шельфовых прибрежных равнин со стороны бортов к осевым частям относительно глубоководного бассейна. Последовательное заполнение некомпенсированного прогиба терригенными осадками отражено в клиноформном залегании горизонтов неокома — от берриасского до готеривского ярусов включительно. Клиноформы и связанные с ними фации баров, кос, желобов подводного стока — прекрасные объекты картирования методами сейсморазведки.

Накопление осадков в мезозойско-кайнозойское время протекало в основном непрерывно, в условиях длительного устойчивого прогибания. Однако в отдельных частях бассейна установлены субрегиональные и зональные стратиграфические несогласия, которые синхронизируются с фазами альпийской складчатости и эпиплатформен-

ного орогенеза в областях горного обрамления. Южная часть плиты (примерно до 60–62° с.ш.) испытывала дифференцированные движения в триасе, сопровождавшиеся образованием грабенов и базальтовым магматизмом. Северо-восточный сегмент, связанный с Енисей-Хатангским желобом и Предверхоянским прогибом, переживал поднятие на рубеже юрского и мелового периодов.

Воздымание, пенеplenизация с образованием кор выветривания и последующим неравномерным размывом происходили в конце барремского века. Эти движения охватывали Приенисейскую субмеридиональную зону шириной 300–400 км и субширотную полосу между хр. Пай-Хой и р. Енисей. Значительная перестройка структурного плана наблюдается на рубеже мелового и палеогенового периодов (датский век и раннепалеоценовое время).

В конце олигоценовой эпохи и в миоцене в дифференцированное воздымание, сопровождавшееся размывом, была вовлечена обширная площадь, лежащая к северу от Сибирских увалов (62° с.ш.), — вплоть до Ямальского и Гыданского полуостровов. Области, расположенные севернее и южнее указанной площади, испытывали медленное опускание. Границей регионального несогласия служит раздел между четвертичными и подстилающими палеогеновыми и верхнемеловыми отложениями, причем в антропогене погружение испытывают северные субарктические районы, где накапливаются мариногляциальные осадки мощностью до 250 м.

В дифференциальном перемещении блоков литосферы в мезозойскую и кайнозойскую эры попеременно проявлялись субширотные и субмеридиональные направления; эти же направления контролируют структурно-фациальную зональность отдельных осадочных серий [14, 20, 21].

Глубинное строение. Земная кора в целом разделяется на три геосферы: нижнюю (между поверхностями Мохоровичича и Конрада) — МК, среднюю (между поверхностями Конрада и фундамента) — КФ и верхнюю или стратисферу (заклученную между фундаментом и дневной поверхностью) — ФП. Между глубинами залегания геосфер существует глобальная связь, описываемая линейными уравнениями. Так, соотношения глубин до поверхностей М и К определяются формулой $K = 0,46 M$ [10]. Мощность земной коры на площади Западно-Сибирской плиты и ее горного обрамления изменяется от 33 до 50 км. Повышенные значения мощности коры и резкие градиенты ее изменения (от 40 до 50 км) характерны для восточного склона Урала и западного края Сибирской платформы.

Крупные выступы поверхности М (глубина 33–38 км) отвечают (рис. 1) приосевым частям мезозойско-кайнозойских синеклиз: Ямало-Гыданской, Надым-Тазовской, Мансийской. Еще один подъем поверхности М выделяется в виде полосы северо-восточного направления с осью, проходящей по линии Колпашево — устье р. Подкамненная Тунгуска (правый приток р. Енисей). На участках Надым-Пурского водораздела и в устье р. Вах зонам погружения поверхности М до 40–42 км отвечают частые поднятия рельефа фундамента.

В зонах минимального погружения поверхности М наблюдается понижение граничных сейсмических скоростей: 7,9–8 км/с против 8,4–8,7 км/с в эвгеосинклинальной части Урала, что, вероятно, свидетельствует о разуплотнении подкорового мантийного вещества, его "всплывании", приводящем к фазовым переходам базальтов нижней части коры в гранатовые гранулиты или эклогиты. Такие фазовые переходы сопровождаются уплотнением консолидированной коры, сокращением ее мощности за счет гранитно-метаморфического слоя — погружением его поверхности и последующим заполнением депрессионных участков мощными сериями осадочных пород.

Зоны максимальной мощности консолидированной коры связаны с участками палеозойских геосинклинально-складчатых структур, в которых на орогенном этапе происходило нарастание новообразованного гранитно-метаморфического слоя. Погребенные элементы палеозойских структур фиксируются в прибортовых западной и южной частях Западно-Сибирской плиты.

В центральных, северных и субарктических районах предполагается распространение блоков преимущественно докембрийской консолидации.

Строение фундамента и закономерности в размещении палеозойских седиментационных бассейнов. До сравнительно недавнего времени фундамент Западно-Сибирской плиты определялся по времени завершения складчатости в горном обрамлении, т.е. рассматривался как преимущественно герцинский с присутствием ограниченных по площади блоков докембрийской консолидации [3, 5, 17].

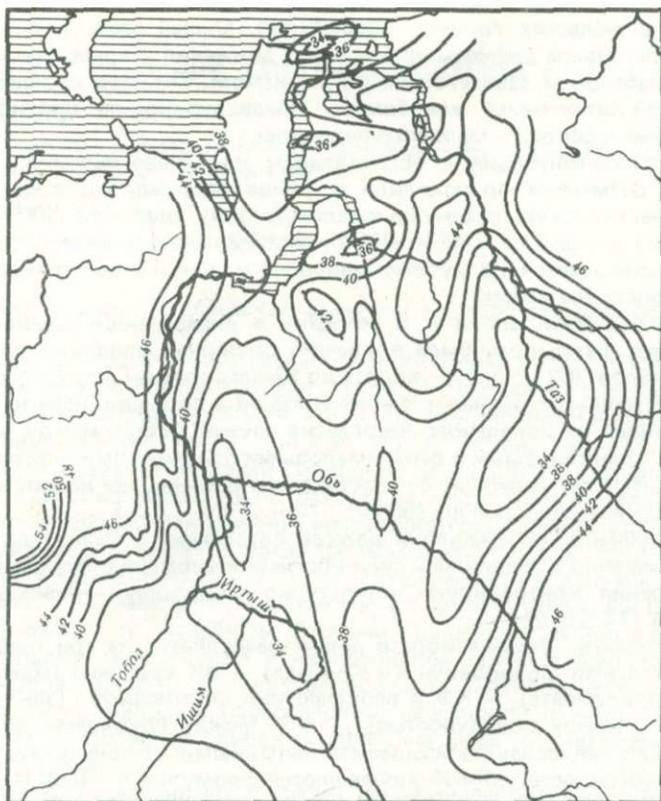


Рис. 1. Схема строения Западной Сибири (в изогипсах) по поверхности Мохоровичича

Региональные геофизические исследования, выполненные на Западно-Сибирской равнине, и новые материалы изучения фанерозойских складчатых поясов Евразии позволили существенно изменить прежние представления о строении молодых платформ. Было установлено, что в строении Урала, Центрально-Казахстанского массива и Алтае-Саянской области широко развиты архейские, нижнепротерозойские и рифейские метаморфические комплексы, сходные с образованиями щитов древних платформ [1, 7, 18].

Докембрийские образования вскрыты рядом скважин в районах Среднего Приобья и Обь-Иртышского междуречья непосредственно под мезозойским чехлом [15, 16, 19]. Широкое развитие полого-складчатых домезозойских покровов на севере Западно-Сибирской равнины также свидетельствует о допалеозойском возрасте фундамента области Ямало-Тазовского сегмента плиты [6, 8, 13, 15].

В строении фундамента Среднеобской мегаантеклизы выделяются зоны фанерозойских складчатостей. Это — погребенные герцинские структуры восточного склона Урала, каледониды Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области. Приенисейская полоса по строению фундамента выделяется как зона байкальской складчатости (Енисейский кряж и Туруханское поднятие).

Фундамент обширной центральной области плиты, удаленной от прибортовых склонов, не имеет аналогов в горном обрамлении. Области раннепротерозойской консолидации занимают центрально-северную часть равнины, они имеют в плане форму овалов (Ямало-Гыданский и Надым-Тазовский блоки) диаметром 500–600 км. Блоки, сложенные породами нижнего протерозоя, со всех сторон обрамлены поясами байкальской складчатости. Погребенный байкальский кряж субширотного направления разделяет Ямало-Гыданскую и Надым-Тазовскую глыбы. Южным ограничением Надым-Тазовского блока, по-видимому, служит субширотный линеамент, трассируемый по космическим снимкам, к северу от которого резко нарастают мощность и полнота разреза

палеозойских отложений, происходит переход триасового тафrogenного этажа в плитный комплекс, увеличивается мощность юрских и нижнемеловых отложений, фиксируется граница между Северной областью неотектонического поднятия и Южной областью новейших опусканий. Указанный линеамент разделяет области с различным тектоническим режимом в антропогене, над ним образуются конечно-моренные гряды среднетектонического (самаровского) оледенения, а в послеледниковую эпоху формируется широтная возвышенность — Сибирские Увалы.

Отдельные зоны байкальской активизации на территории Обь-Иртышского междуречья преобразовались в фанерозойские моногеосинклинали. На остаточных жестких массивах в палеозое формируются сингеосинклинали чехлы: карбонатные толщи силура—карбона Норильского бассейна, кембрийские и ордовикские известняки и доломиты, распространенные фрагментарно в бассейнах рек Тым и Чулым.

Фанерозойские моногеосинклинали замыкаются на широте среднего течения р. Обь и не проходят в области северных эпикарельских кратонов. Это обстоятельство предопределило характер распространения палеозойских седиментационных бассейнов. На цоколе Привенейской зоны байкалид накопились мелководно-морские существенно карбонатные толщи кембрия и ордовика, идентичные формациям склонов Анабарского массива. Их мощность нарастает к западу от Енисейского кряжа до 2—3 км и сокращается на восточном склоне Надым-Тазовского кратона, который оставался областью сноса до середины палеозойской эры.

В среднепалеозойское время Ямало-Гыданская и Надым-Тазовская глыбы были опущены и превратились в обширный эпиконтинентальный морской бассейн, в котором накапливались органогенные, карбонатные и глинисто-алевритовые толщи, сходные по формационному составу с разновозрастными осадками Тимано-Печорской синеклизы и северной окраины Сибирской платформы. Мощность этих образований по геофизическим данным оценивается в 2—4 км, а глубина залегания их подошвы доходит до 12—15 км. Аналогичные по вещественному составу осадки накапливались на жестких карельских и байкальских массивах в полигенной области к югу от Широкого Приобья, где максимальная глубина до поверхности фундамента составляет 6—7 км [6,8].

В позднепалеозойское время формируется принципиально новая система осадочных бассейнов. В южных районах образуются наложенные межгорные впадины, выполненные вулканогенно-терригенной (существенно континентальной) молассой мощностью до 2—3 км. В Среднем Приобье, удаленном от складчатых и глыбовых гор, верхнепалеозойские осадочные толщи отсутствуют. В северной и субарктической частях плиты под резонансным воздействием герцинского орогенеза происходят пологоскладчатая и глыбовая деформации, образуются горстовидные поднятия и разделяющие их линейные и изометричные впадины. Размыв окружающих гор и внутренних поднятий обусловил накопление терригенных толщ верхнего палеозоя — триаса, выполняющих континентальные прибрежно-морские и лагунные бассейны. Мощность этих отложений в днищах впадин не превышает 2—3 км.

Рассмотренная схема тектонического районирования фундамента плиты хорошо согласуется с результатами изучения теплового режима. На карте тепловых полей видно, что области докембрийских кратонов характеризуются минимальными величинами теплового потока и низкими градиентами его изменения, что свойственно докембрийским щитам и плитам многих регионов мира. Значение величин теплового потока плавно и медленно нарастает с северо-северо-востока на юго-юго-запад.

Резко дифференцированные и в целом повышенные значения установлены для Уральского подвижного пояса (включая его погребенную под чехлом часть), северного склона Кольвань-Томской гряды, Колпашевской герцинской моногеосинклинали.

Среднее Приобье и Обь-Иртышское междуречье отличаются чередованием зон и полей относительно высоких и низких значений. Повышенные величины теплового потока зафиксированы в зонах глубинных разломов и выходов на доюрскую поверхность докембрийского и палеозойского фундамента. Новое понижение величин теплового потока фиксируется для юго-западного борта плиты, в цоколе которого выделяются крупные докембрийские массивы внутри области каледонской складчатости [10, 11, 12].

Тектоническая схема платформенного чехла. Тектоническая схема платформенного чехла (рис. 2) построена по его подошве, выделяемой по профилям сейсморазведки МОГТ как отражающий горизонт А с учетом морфологии внутричехольных опорных

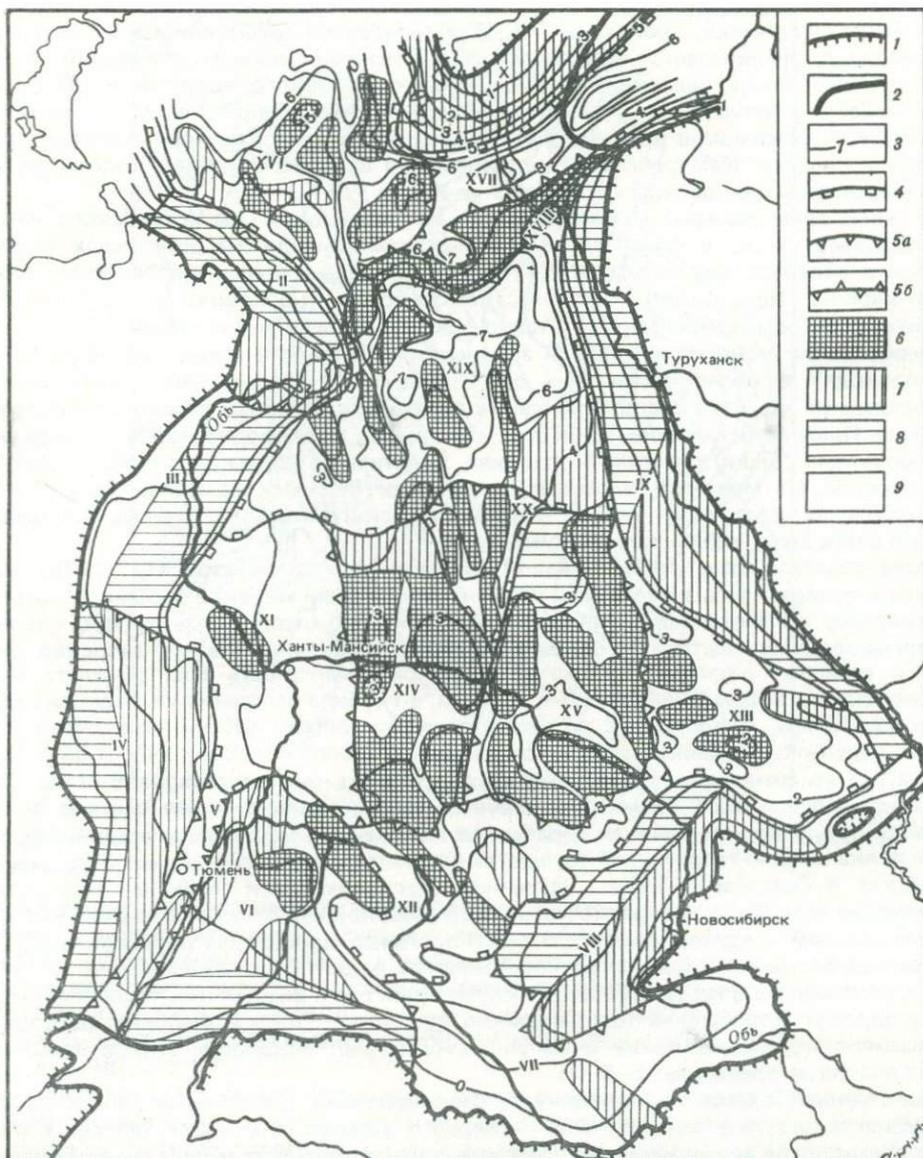


Рис. 2. Тектоническая схема платформенного чехла Западно-Сибирской плиты

1 — граница плиты с горно-складчатом палеозойским обрамлением и западным краем Сибирской платформы (линии выклинивания мезозойско-кайнозойского чехла); 2 — границы плиты с Тургайской седловиной (проливом) и Енисей-Хатангским желобом; 3 — изогипсы подошвы платформенного чехла (через 1 км); 4 — границы между региональными структурами; контуры положительных и нейтральных крупных структур: 5а — разного знака, 5б — одного знака; т и п — контуры крупных положительных и нейтральных структур; 6 — замкнутые поднятия, 7 — незамкнутые поднятия; 8 — моноклинали; 9 — замкнутые и незамкнутые депрессии; Крупнейшие и крупные положительные и нейтральные структуры Внешнего пояса: I — Приновоземельская моноклиза, II — Припайхойская гемиантеклиза, III — Северо-Приуральская моноклиза, IV — Среднеприуральская гемиантеклиза, V — Тюменский желобообразный прогиб; гемиантеклизы: VI — Вагай-Ишимская, VII — Кулундинская, VIII — Прикольванская, IX — Приенисейская моноклиза, X — Притаймырская гемиантеклиза. Крупнейшие и крупные положительные и нейтральные структуры Среднеобской мегаантеклизы, неглубокие синеклизы; XI — Мансийская, XII — Среднеиртышская, XIII — Чулымская, XIV — Хантейская антеклиза, XV — Кеть-Вахская антеклиза. Крупнейшие и крупные положительные и нейтральные структуры Ямало-Тазовской мегаинеклизы: XVI — Ямало-Гыданская глубокая синеклиза, XVII — Усть-Енисейская глубокая синеклиза, XVIII — Мессояхская гряда, XIX — Надым-Тазовская глубокая синеклиза, XX — Пурский желоб

отражающих горизонтов, картируемых МОВ и бурением. По принципу соподчиненности с учетом размеров структур и глубинности границ между ними выделяются: Внешний прибортовой пояс, Среднеобская мегаантеклиза и Ямало-Тазовская мегасинеклиза.

Внешний пояс картируется как совокупность погребенных пологих и слабо расчлененных склонов горно-складчатого обрамления. Отметки подошвы чехла варьируют от +1 до -2,5 км. Во Внешнем поясе выделяются преимущественно незамкнутые крупнейшие поднятия (гемиантеклизы) и нейтральные структуры (моноклизы). Поднятия и депрессии II порядка по преимуществу также незамкнутые, локальные же отличаются небольшими размерами.

Среднеобская мегаантеклиза характеризуется умеренными глубинами до подошвы чехла в пределах 2,5–4 км и незначительными градиентами их изменения. В ее пределах обособляется полукольцевая система относительно мелких синеклиз (Мансийской, Средне-Иртышской и Чулымской), которая опоясывает с запада, юга и востока две антеклизы: Хантейскую и Кеть-Вахскую. Площади синеклиз измеряются первыми сотнями тысяч квадратных километров; они осложнены впадинами, мегапрогибами и небольшими сводообразными поднятиями. На долю отрицательных форм всех порядков в пределах синеклиз приходится более 70% их поверхности. Антеклизы соизмеримы по площади с неглубокими синеклизами. В их пределах доминируют своды, меньшее значение имеют мегавалы, а на долю впадин и мегапрогибов приходится менее 40% общей площади антеклиз. Амплитуда антеклиз по отношению к днищам неглубоких синеклиз не превышает 1 км.

Ямало-Тазовская мегасинеклиза обособляется как наиболее опущенная северная часть плиты. Ее южная субширотная граница со Среднеобской мегаантеклизой фиксируется резким градиентом нарастания мощности платформенного чехла от 4 до 6 км. Западной, восточной и северо-восточной границами мегасинеклизы служат также крутые уступы на внутренних склонах моноклиз и гемиантеклиз Внешнего пояса.

Ямало-Тазовская мегасинеклиза разделяется на крупнейшие депрессии: Надым-Тазовскую и Ямало-Гыданскую глубокие синеклизы. Последняя на востоке смыкается с западной частью Енисей-Хатангского желоба, через который проходит граница между Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой. Между этими синеклизами протягивается субширотное линейное поднятие, состоящее из нескольких узких и контрастных мегавалов (Мессояхская гряда).

Вблизи южного борта Ямало-Тазовской мегасинеклизы обособляется Пурский желоб — сложно построенная депрессия, которая сужающимся клином вдается в Обскую мегаантеклизу и разделяет Хантейскую и Кеть-Вахскую антеклизы. На севере желоб сливается с Надым-Тазовской глубокой синеклизой. Пурский желоб образован системой узких линейных высокоамплитудных мегавалов и мегапрогибов. Эти структуры I порядка невелики по размерам, но фиксируются по всем стратиграфическим поверхностям от подошвы юры до эоцена. Они также выражены в неотектоническом плане.

Сравнение тектонических схем фундамента и платформенного чехла обнаруживает значительную степень унаследованности в развитии платформенных структур от тектонического плана, сложившегося в течение различных этапов палеозойской истории. Обнаруживается определенная преемственность между контурами среднепалеозойских осадочных бассейнов и глубоких синеклиз в залегании мезозойского платформенного чехла.

Западно-Сибирская плита представляет собой гигантскую платформенную впадину, выполненную терригенными толщами мезозойской и кайнозойской групп мощностью до 3–4 км в южной половине и 6–7 км в ее северной части.

Приосевые зоны депрессии приближены к Уралу, хр. Пай-Хой, Новой Земле и Таймыру. С ними связаны относительно глубоководные участки шельфа, где прогибание морского дна не компенсировалось осадконакоплением на этапах максимальных трансгрессий (волжский, туронский века). На регрессивных стадиях происходило последовательное заполнение некомпенсированных прогибов клиноформными песчано-глинистыми телами.

В пределах платформенного чехла выделяются региональные сегменты: Внешний прибортовой пояс, Среднеобская слабо расчлененная мегаантеклиза в центральной части депрессии, Ямало-Тазовская мегасинеклиза — наиболее погруженная северная часть плиты. В составе региональных сегментов обособляются крупные структуры: прибортовые склоны (моноклизы), гемиантеклизы, внутренние замкнутые поднятия (антеклизы, своды, мегавалы) и депрессии (синеклизы, впадины, мегапрогибы).

Фундамент плиты гетерогенный. В южной и западной прибортовых зонах в его строении участвуют погребенные структуры палеозойских складчатых систем, а в северной части доминируют блоки карельской консолидации, окруженные поясами байкальской складчатости. Представленная модель строения фундамента согласуется с распределением тепловых полей. В областях докембрийской консолидации широко распространены пологоскладчатые покровы платформенного и субплатформенного типов, сложенные терригенно-карбонатными толщами нижнего—среднего палеозоя и существенно терригенными образованиями верхнего палеозоя—триаса. Максимальной мощности (5—7 км) эти комплексы достигают в глубоких мезозойских синеклизах.

Мощность земной коры в пределах Западной Сибири изменяется от 33 до 50 км. Минимальные значения зафиксированы на площади синеклиз, максимальные — на склонах горно-складчатого обрамления.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллин А.А., Авдеев А.В., Касымов М.А.* и др. Докембрийские массивы в палеозоидах Казахстана. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982, с. 113—120.
2. *Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л.* Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 2. с.8—30.
3. *Бочкарев В.С., Погорелов Б.С.* Возраст складчатого фундамента внутренних районов Западно-Сибирской плиты. — Сов. геология, 1973, № 7, с. 122—129.
4. *Гарецкий Р.Г.* Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 316 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 226).
5. Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов и др. М.: Недра, 1975. 680 с.
6. *Запивалов Н.Н.* Особенности глубинного геологического строения юга Западно-Сибирской плиты и нефтегазоносность юрских и палеозойских отложений. — Тр. СНИИГГиМС, 1974, вып. 194, с. 69—78.
7. *Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И.* Докембрий Урала. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982, с. 81—94.
8. *Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д.* Строение верхней части консолидированной коры на юго-востоке Западной Сибири. — В кн.: Строение земной коры в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1974, с. 16—24.
9. *Максимов Е.М.* К методике формационного анализа платформенных толщ (на примере Западно-Сибирской плиты). — Геотектоника, 1982, № 3, с. 64—69.
10. *Нестеров И.И.* Основные направления научных исследований по обоснованию и расширению сырьевой базы углеводородов Западной Сибири. — Сов. геология, 1981, № 7, с. 3—18.
11. *Нестеров И.И., Курчиков А.Р.* О методике количественной оценки теплового потока по массовой термометрической информации. — Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 5, с. 1175—1179.
12. *Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.* Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза. — Геотектоника, 1979, № 5, с. 3—24.
13. *Рудкевич М.Я.* Тектоника и генезис Западно-Сибирской плиты в свете новых геолого-геофизических данных. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1980, т. 9, с. 23—30.
14. *Рудкевич М.Я.* Структурно-формационное районирование платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1981, с. 122—131. (Тр. СО АН СССР; Вып. 513).
15. *Рудкевич М.Я., Латылова З.А.* Доюрские формации и структурные этажи Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 67—80.
16. Структурные этажи и группы формаций докембрия и палеозоя Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Тектоника и полезные ископаемые Сибири: Тр. Якутского фил. СО АН СССР. Якутск, 1981, с. 21—28.
17. *Сурков В.С.* Геотектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты. — Сов. геология, 1968, № 8, с. 34—46.
18. *Хайн В.Е.* Региональная геотектоника: Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
19. *Шнип О.А.* О докембрийских породах фундамента южной части Западно-Сибирской плиты. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234. № 1, с. 156—159.
20. *Alenikov A.L., Bellavin O.A., Bulashevitch Yu.P.* et al. Dynamics of the Russian and West Siberian platforms. — In: Dynamics of plate interiors. Geodynamics Ser. Wash. (D.C.): Geol. Soc. Amer. Boulder, Colorado, 1980, vol. 1. Amer. Geophys. Union, p. 53—73.
21. *Rudkevich M.Ya.* The history and dynamics of the development of the West Siberian platform. — In: Sedimentary basins of continental margins and cratons, Tectonophysics/Ed. M.H.P. Bott, 1976, vol. 36(1—3), p. 275—287.

ГЕОЛОГИЯ УРАЛА

А.М. ДЫМКИН, С.Н. ИВАНОВ

Институт геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР, Свердловск, СССР

М.А. КАМАЛЕТДИНОВ

Институт геологии Башкирского филиала АН СССР, Уфа, СССР

Б.А. ПОПОВ

Уральское производственное геологическое объединение Министерства геологии РСФСР, Свердловск, СССР

В.Н. ПУЧКОВ

Институт геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР, Свердловск, СССР

К.К. ЗОЛОВЕВ

Уральское производственное геологическое объединение Министерства геологии РСФСР, Свердловск, СССР

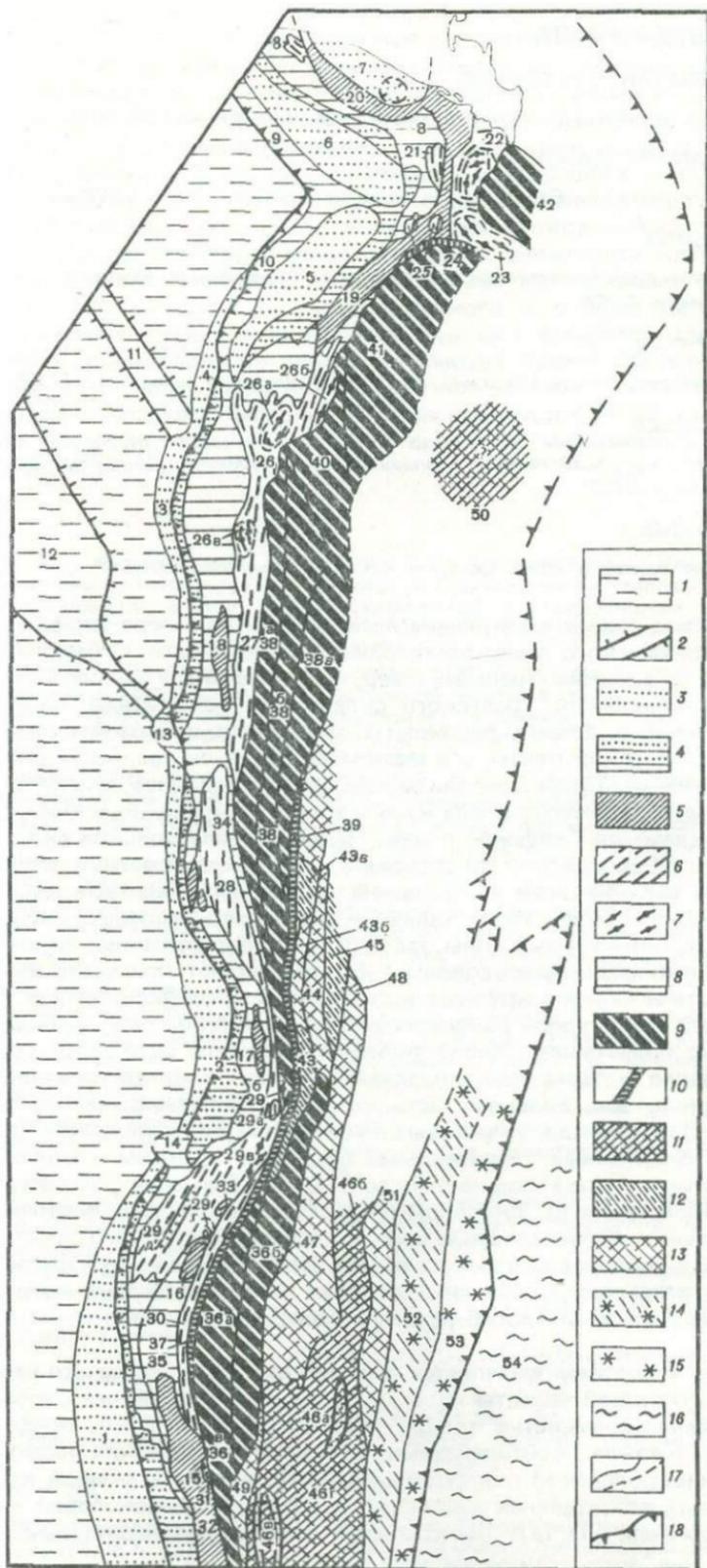
М.В. ФИШМАН

Институт геологии Коми филиала АН СССР, Сыктывкар, СССР

Уральское горное сооружение расположено на северо-западном фланге гигантского Урало-Монгольского пояса палеозойской складчатости. Субмеридиональный пояс сравнительно невысоких Уральских гор, протянувшихся на расстояние свыше 2000 км, отвечает лишь части Уральского складчатого сооружения: палеозойские комплексы его восточного фланга перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями чехла Западно-Сибирской плиты, а в южном направлении уральские структуры погружаются под отложения Туранской плиты, также имеющие мезозойско-кайнозойский возраст. Вероятное продолжение Урала на юго-востоке — варисциды Южного Тянь-Шаня и структуры фундамента Скифской плиты. На западе палеозойский складчатый Урал граничит с Восточно-Европейской платформой, где однообразные палеозойские отложения образуют верхний этаж ее чехла. На севере непосредственным продолжением западных структурных зон Урала являются Пайхойско-Новоземельская складчатая область; восточные структурные зоны там погружаются под воды Карского моря и, судя по геофизическим данным, довольно быстро теряют присущие им характерные черты: линейность и наличие крупных протяженных гравитационных и магнитных аномалий.

Геолого-структурное районирование и характеристика главных мегазон. Современный Урал представляет собой типичное варисское складчатое сооружение, претерпевшее главную складчатость в позднем палеозое. Урал делится на ряд меридиональных структурных зон, большая часть которых прослеживается на всем его протяжении (рисунк). На западе, у границы с Русской плитой, расположен Предуральский краевой прогиб, заполненный терригенными осадками (флишем и молассой) верхнего палеозоя и отчасти триаса мощностью до 5–6 км. Для западной части прогиба характерны в основном полигие платформенные структуры; для восточной — гребневидные, коробчатые и более сложные сжатые складки уральского простирания, осложненные надвигами, сместители которых имеют восточные падения и книзу выполаживаются. Граница, разделяющая эти зоны, отвечает западному ограничению складчатого сооружения. Предуральский прогиб разделен поперечными поднятиями на ряд изолированных впадин.

Далее к востоку выделяется Западноуральская складчато-надвиговая мегазона, в пределах которой развиты преимущественно палеозойские карбонатные, терригенные и терригенно-кремнистые толщи, мощностью до 6–7 км, представляющие собой отложения шельфа, континентального склона и подножия палеозойского континента Восточно-Европейской платформы [15]. По строению земной коры (мощные осадочные толщи, сокращенная мощность консолидированной коры) эта зона приближается к авлакогенам [1, 11]. Палеозойские отложения Западноуральской мегазоны смяты



в интенсивные линейные складки и разорваны надвигами восточного падения. Местами наблюдаются сложные складчато-чешуйчатые зоны, в пределах которых палеозойские отложения отчасти сорваны с фундамента (структуры вблизи фундамента упрощаются и укрупняются). Вместе с тем в пределах Западноуральской мегазоны присутствуют и останцы шарьяжей. Часть их сложена осадочными породами местного происхождения, и горизонтальные амплитуды их перемещения не превышают первых десятков километров. Шарьяжная природа в ряде мест подтверждена бурением [9]. Кроме того, часть шарьяжей в пределах Западноуральской мегазоны сложена чужеродными комплексами более восточных структурных зон, включающими палеозойские вулканогенно-осадочные толщи и офиолиты [8, 15]. К их числу относятся Нязепетровская тектоническая пластина, Кракинский и Сакмарский шарьяжи, хотя на трактовку двух последних имеются и другие точки зрения [7, 18].

Помимо палеозойских отложений, в пределах Западноуральской структурной зоны в ряде крупных поднятий (Башкирский антиклинорий, поднятие Енгане-пе и др.) на поверхность выходят докембрийские толщи.

Башкирский антиклинорий сложен мощными (до 12 км) хорошо сохранившимися, хотя и смятыми в складки терригенно-карбонатными отложениями позднего протерозоя. Долгое время эти отложения рассматривались как миогеосинклинальная часть Байкальской позднпротерозойской геосинклинали, протягивающейся с северо-северо-запада и юго-юго-восток и косо пересеченной в палеозое структурой Урала (эвгеосинклинальная часть байкалид пересекалась Приполярным Уралом).

Принципиальная схема тектонического районирования Урала. Составил В.Н. Пучков

1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — платформенные поднятия в ее пределах; западный палеоконтинентальный сектор Урала: мегазона Предуральского краевого прогиба: 3 — Внешняя, нескладчатая зона, 4 — Внутренняя, линейно-складчатая зона; Западноруральская мегазона: 5 — автохтонные структуры (тем же знаком показаны и поднятия внутри Предуральского краевого прогиба); 6 — наиболее крупные аллохтонные. Центральноруральская (Уралтауская) мегазона (комплексы): 7 — рифейские, 8 — дорифейские; палеоокеанический сектор Урала: 9 — Тагило-Магнитогорская мегазона (кора сформирована преимущественно по автохтонному способу); 10 — наиболее крупные серпентинитовые меланжи; мегазона Восточноуральского поднятия, или Урало-Тобольская (кора сформирована преимущественно по аллохтонному способу); 11 — зоны практически непогребенной под шарьяжами докембрийской коры; 12 — зоны частичного тектонического погребения докембрийской коры; 13 — зоны полного тектонического погребения докембрийской коры; восточный палеоконтинентальный сектор Урала: Зауральская мегазона: 14 — Валерьяновская зона вулканоплутонических структур; 15 — Боровская зона вулканоплутонических структур; 16 — казахстаниды; 17 — границы зон; 18 — границы Уральской складчатой области. Цифрами на схеме обозначены: впадины Предуральского краевого прогиба: 1 — Бельская, 2 — Юристано-Сылвенская, 3 — Верхнепечорская, 4 — Большесынинская, 5 — Косью-Роговская, 6 — Коротаихинская, 7 — Карская; поднятия и антиклинории, разделяющие Предуральский крайовой прогиб на впадины: 8 — Пай-Хойский антиклинорий, 9 — града Чернова, 10 — града Чернышова, 11 — Печоро-Кожвинский вал, 12 — Тиманский мегавал, 13 — Полюдов Кряж, 14 — поднятие Каратау; аллохтоны: 15 — Сакмарский, 16 — Крака, 17 — Нязепетровский, 18 — Малопечорский, 19 — Лемвинский, 20 — Карский (показан предположительно); антиклинории, поднятия и другие антиклинальные структуры в пределах Западно- и Центрально-Уральской мегазон, антиклинории: 21 — Оченырдынский, 22 — Марункеуский, 23 — Харбейский, 24 — Хараматолоуский блок, 25 — поднятия Енгане-пе и Манита-Нырды, антиклинории: 26 — Ляпинский (структуры доуралид: 26а — Хобезинский купол; поднятие: 26б — Неркюевское, 26в — Манюхамбовское), 27 — Вогульский, 28 — Кваркушский, 29 — Башкирский (структуры доуралид, поднятие: 29а — Тараташское, 29б — Уфалейское, 29в — Александровское, 29г — Белорецкий купол, 29д — Машакский палеорифт), 30 — Уралтауский; 31 — Эбетинская зона; синклинии и впадины в пределах Западно- и Центрально-Уральской мегазон: 32 — Пайпудынская впадина, 33 — Тирлянская мульда, синклинии: 34 — Улс-Велсовской, 35 — Зилаирский; структурные зоны в пределах Тагило-Магнитогорской мегазоны: 36 — Магнитогорская зона; подзоны: 36а — Западно-Магнитогорская, 36б — Восточно-Магнитогорская, 36в — Западно-Мугоджарская; 37 — Сакмаро-Вознесенская зона меланжа; 38 — Тагильская зона; подзоны: 38а — Платиноносного пояса, 38б — Петропавловская, 38в — Туринская; 39 — Серовско-Мауская зона меланжа; зоны: 40 — Хулгинская, 41 — Войкарская, 42 — Шучинская; структурные зоны в пределах Урало-Тобольской мегазоны: 43 — Ильменско-Салдинская зона; подзоны 43а — Сысертско-Ильменогорская, 43б — Свердловская, 43в — Салдинская; зоны: 44 — Пышминско-Ключевская, 45 — Мурзинско-Адуйская, 46 — Восточно-Мугоджарская; подзоны: 46а — Мариинская с Буруктальской синформой, 46б — Троицкая, 46в — грабенобразные впадины, 46г — Ирگزская подзона, 47 — Суундукско-Челябинская, 48 — Алапаевско-Каменская, 49 — Домбаровская, 50 — Березовская, 51 — Денисовская; структурные зоны Зауральской мегазоны: 52 — Валерьяновская, 53 — Боровская, 54 — Убаганская — зона казахстанид

В последние годы было показано, что формационный состав осадков и изверженных пород верхнего протерозоя на Урале отвечает платформенным условиям [6, 14]. Конгломераты, аркозовые и кварцевые песчаники, сменяемые терригенными, глинистыми осадками и доломитами, характеризуют циклический ряд, трижды повторяющийся в рифе и столько же раз, но менее четко в венде (венд-кембрий?). Осадки сосредоточены преимущественно в узких (40—70 км) субмеридиональных депрессиях и относятся к мелководным морским и прибрежным, частично даже наземным. Об этом свидетельствует косая слоистость, знаки ряби, особенности гранулометрической зональности, зрелость осадков и другие признаки. Изверженные породы Башкирского антиклинория принадлежат континентальным образованиям. Это — платформенные базальты, часто трахибазальты, реже базальты и липариты, дайки габброидов со щелочным уклоном, реже граносиенитов. Отмечены также сиениты, пикритовые порфириды и граниты рапакиви.

Верхнепротерозойские напластования в различной степени смяты позднепалеозойской складчатостью. Каледонская складчатость на Западном склоне Урала отсутствует. Лишь местами проявляются признаки более ранней, вендской, складчатости. Стратиграфические перерывы и в редких случаях угловые несогласия; отмечаемые на границах крупных ритмов, в общем не нарушают картины согласных, хорошо сохранившихся напластований верхнего протерозоя, принятых в качестве всесоюзного стратотипа рифейских образований.

К востоку от Западноуральской мегазоны выходы докембрийских толщ, представленных разнообразными осадочными, вулканогенными и метаморфическими породами, становятся преобладающими, образуя Центрально-Уральскую (или Уралтаускую в широком смысле слова) мегазону. Структуры в пределах этой зоны представляют собой сочетание линейноскладчатых куполовидных (сохранившихся фрагментарно) и блоковых структур, образованных разновременным воздействием неоднородных деформаций, имевших не только складчатую, но местами, возможно, и рифтовую природу. Такой вывод следует и из широкого развития здесь магматических образований, характерных как и в Башкирском антиклинории для рифтовых зон [6]. На западе Уралтауской мегазоны докембрийские комплексы несогласно перекрываются палеозойскими отложениями, ступенчато, по небольшим разломам погружаясь в западном направлении.

На востоке докембрийские образования резко обрываются, сменяясь полосой интенсивных дислокаций, известных в литературе под названием Главного Уральского глубинного разлома. По нему приходят в соприкосновение преимущественно докембрийские комплексы Уралтауской мегазоны и палеозойские эвгеосинклинальные вулканогенно-осадочные комплексы Восточного склона Урала. Судя по сейсмическим данным (МОВ), поверхность разлома падает на восток под углом 35—59°. Для Главного Уральского разлома характерно широкое развитие серпентинитового меланжа — гигантских брекчий, выходящих на поверхность в виде полос огромного протяжения (Сакмаро-Вознесенская и Райизско-Хараматолоуская зоны меланжа). Более глубинными проявлениями интенсивных дислокаций в зоне Главного Уральского разлома являются протяженные зоны полосчатых мраморов и blastsмилонитов, отвечающих различным уровням температур и давлений. К их числу относятся, видимо, и глаукофановые сланцы, образовавшиеся по породам как западного, так и восточного крыла этого разлома [16].

Таким образом, Главный Уральский глубинный разлом несет признаки тектонических образований, широко известных в мировой литературе под названием сутурных зон, отмечающих собой линии столкновения древних литосферных плит. В соответствии с этим большинство исследователей последнего времени рассматривают разлом как след зоны Беньюфа—Заварицкого. Однако происхождение Максютовской зоны глаукофановых сланцев, прилегающих с запада к зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале, не очевидно. Субширотная ориентировка структур в Максютовском комплексе, докембрийский радиометрический возраст глаукофана (по одиночным определениям) и некоторые другие данные вызывают предположение о том, что его происхождение связано с протерозойской зоной разрыва континентальных плит [5].

Зеленокаменная мегазона (Главная вулканогенная зона Урала), ограниченная с запада Главным Уральским разломом, на севере Урала вмещает крупные альпинотип-

ные массивы гипербазитов, сопровождаемые габброидами (Рай-Изский, Войкарский и др.). Высказаны соображения об их аллохтонном характере и надвигании с востока [12, 13]. В других районах главной вулканогенной зоны Урала офиолитовые формации встречаются в виде небольших массивов альпинотипных гипербазитов почти исключительно по краям вулканогенной зоны, трассируя, видимо, тектонические швы. Крупные массивы гипербазитов, в том числе хромитосных, на Южном Урале лежат западнее Главного Уральского разлома, в пределах Центрально-уральской мегазоны и, вероятно, аллохтонны.

Главными компонентами, слагающими Зеленокаменную мегазону, являются вулканогенные, вулканогенно-осадочные и в меньшей мере осадочные породы. При этом в северной части мегазоны развиты преимущественно ордовикские, силурийские и девонские образования, а в южной — преобладают отложения девона и карбона. Силурийские толщи известны только в виде узкой полосы по самому краю мегазоны вдоль Главного Уральского разлома.

Вне зависимости от возраста в низах вулканогенных разрезов как северной половины Урала, так и южной лежат толеитовые подушечные базальты океанического типа. Еще более нижние образования обнажаются лишь фрагментарно в очень немногих разрезах. В большинстве случаев — это комплекс параллельных диабазовых даек, входящий корнями в габброиды или гипербазиты.

С учетом геофизических данных предполагается, что габбро-гипербазитовые комплексы являются меланократовым фундаментом в пределах рассматриваемой мегазоны.

Как правило, океанические базальты сопровождаются лишь гиалокластитами и иногда скудными радиоляриевыми яшмами. Выше по разрезу количество яшм возрастает, появляется в заметных количествах пирокластита и иногда плагиолипартиты. Далее появляются рифовые известняки и затем в больших количествах андезиты, туфы, граувакки и разнообразные терригенные, подчас весьма пестрые образования. В верхах разрезов отмечается флишевая формация, трахиты, на Южном Урале — слоистые известняки нижнего карбона.

Вулканогенные толщи Зеленокаменной мегазоны в северной половине Урала прорваны многочисленными небольшими телами габброидов и гранитоидов — преимущественно плагиогранитов и гранодиоритов, и, реже, более поздних сиенитов. С ними связаны известные скарново-магнетитовые месторождения.

Особое место в Зеленокаменной мегазоне занимает комплекс плутонических массивов так называемого Платиноносного пояса, включающих дуниты, расслоенный габбро-гипербазитовый комплекс, полосчатые габброиды, массивные габбро-нориты и плагиограниты. Наиболее существенные черты отличия этого комплекса от офиолитового — отсутствие в нем гарцбургитов, пород спилит-диабазовой формации и относительно высокое содержание стронция в габброидах. Характерен также центральный характер этих массивов (наличие, судя по данным гравиметрии и МОВ, глубоких корней) и развитие вокруг них в силурийских океанических вулканитах высокотемпературного контактового ореола.

Все сказанное определяет ярко выраженный симатический облик мегазоны в целом, что подтверждается чрезвычайно слабым развитием, местами даже отсутствием "гранито-гнейсового" слоя и мощным "базальтовым" слоем, определившим понижение поверхности Мохоровичича до 50 км [1].

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи Зеленокаменной мегазоны на Северном и Южном Урале смяты в относительно пологой складки с углами падения, редко превышающими 50–60°; вулканиты в них сохранили свои первичные структуры, и еще заметны остатки вулканических построек. На Среднем Урале все толщи смяты в сложные, часто опрокинутые, складки, будинированы и обычно расслаиваны даже за пределами тектонических швов.

Ордовикско-девонская Тагильская зона (Тагильский мегасинклинорий) выклинивается против Уфимского выступа Русской плиты и на Южном Урале не прослеживается. Силурийско-каменноугольная Магнитогорская зона прослеживается в редуцированном виде на Среднем Урале, располагаясь восточнее Тагильской.

Восточная граница Зеленокаменной мегазоны определяется появлением многочисленных интрузий гранитоидов и общим подъемом вулканогенных толщ. Последние нередко превращаются в зеленые сланцы, подчас сильно смятые и подчиненные

морфологии интрузий. Эта мегазона носит название Урало-Тобольской или Восточно-Уральского поднятия. К востоку от нее выделяют Восточно-Уральский прогиб и далее уже под мезозойско-кайнозойским покровом Зауралья — Зауральское поднятие — и снова прогиб. Эти крупные структуры, объединяемые в Зауральскую мегазону, не имеют четких пространственных ограничений, осложнены прогибами и поднятиями второго порядка, надвигами и сдвигами, многочисленными зонами blastomylonitов и серпентинитового меланжа.

Распространение гранитоидов и гнейсов, появление блоков дорифейской кристаллической коры, сложная тектоника и континентальный тип земной коры с хорошо проявленным "гранитным" слоем — общие черты, отличающие эту восточную часть Урала от Зеленокаменной мегазоны.

В Восточно-Уральской мегазоне развита основная масса гранитоидных массивов Урала. Среди них обособляются два главных формационных типа: тоналит-плагиогранитный и гранитный. Первый имеет сходство с гранитоидными формациями островных дуг, иногда сопровождается комагматичными вулканитами и обладает геохимическими чертами, указывающими на связь с базитовым субстратом. К этому типу относятся и гранитоиды зональных плагиогнейсово-сланцевых комплексов с инъекционными мигматитами [17]. Время формирования массивов в разных зонах неодинаково и охватывает интервал от среднего девона до раннего карбона. Позднепалеозойские гранитоиды гранитного формационного типа представлены плутонами батолитового типа и связаны с орогенным этапом. Это преимущественно калиево-натриевые граниты, среди которых также отмечаются гранитоиды повышенной основности.

На Среднем Урале в области сильного сжатия выходит на поверхность узкая сиалическая Ильменогорско-Вишневогорская зона, которая обычно относится к Восточно-Уральской мегазоне (поднятию). В плане она имеет вид раздавленного, очень сильно пережатого в средней части куполовидного поднятия. В осевой зоне этой структуры, в северной и особенно в южной ее части выходят сиениты, нефелиновые сиениты и разнообразные гранитоиды, сопровождаемые пегматитами, составившими мировую славу Ильменскому государственному минералогическому заповеднику. В средней части Ильменогорской структуры среди гнейсов и сланцев, возникших при метаморфизме палеозойских вулканогенных толщ и альбиноидных гипербазитов, выходит Селянkinский клиновидный блок кристаллических пород нижнего протерозоя с реликтами гранулитового метаморфизма. Выходы сиалической Ильменогорско-Вишневогорской зоны имеют северное продолжение в виде Сысертского и, возможно, Салдинского поднятий. В последнем также отмечены метаморфические породы нижнего протерозоя.

Третий, наиболее крупный выход дорифейских кристаллических пород в Восточно-Уральской мегазоне — Восточно-Мугоджарская глыба. Она местами перекрыта как миогеосинклинальными (возможно, автохтонными), так и эвгеосинклинальными (аллохтонными?) комплексами. Палеозойские отложения сохранились от эрозии также в грабенообразных впадинах, опущенных в породы древнего Мугоджарского блока в поздне- или послекамменноугольное время. Среди древних гнейсов и сланцев альмандин-амфиболитовой ступени можно предполагать архейские, так как имеется надежное определение возраста метаморфизма в 2,05 млрд. лет. Древние комплексы слагают нелинейные, иногда куполовидные слабоскладчатые поднятия, на которые дискордантно наложены палеозойские, более смятые толщ.

К востоку мегазоны Восточно-Уральского поднятия сменяется Зауральской, расположенной на восточном, опущенном фланге складчатого Урала. Земная кора в ее пределах по своему строению приближается к платформенной. В пределах Зауральской мегазоны выделяются Валерьяновская и Боровская зоны, отличающиеся лишь деталями строения. В целом, обе эти зоны, погруженные под мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты, характеризуются преимущественным развитием каменноугольных отложений, изученных бурением. Из более древних отложений, вскрытых скважинами, известны лишь верхнедевонские. Осадочные отложения представлены мелководными известняками и терригенными толщами; широким распространением пользуются вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщ; последние образуют вместе с интрузиями основного и, реже, среднего состава единую вулканоплутоническую ассоциацию. Породы смяты в крупные, довольно простые линейные складки, по затуханию которых проводится граница уралид и казахстанид.

Этапы и особенности развития. Предыстория Урала начинается с периодически возобновляемых субмеридиональных расколов и зон растяжения земной коры, обусловивших образование на протяжении позднего протерозоя узких депрессий, заполненных терригенными и карбонатными осадками. Многие исследователи до настоящего времени считают их миогеосинклинальными образованиями байкальской геосинклинали. Однако приведенные в начале статьи данные о платформенном характере осадочных и изверженных формаций этого времени привели некоторых исследователей к представлению о рифтогенно-депрессивной, предгеосинклинальной природе указанных образований [6, 16]. В пользу негеосинклинальной природы изверженных и осадочных образований Приполярного Урала (где предполагалась эвгеосинклинальная часть байкальской геосинклинали), как впрочем и образований западной зоны других частей Урала, говорит отсутствие в их составе не только офиолитовой ассоциации, но и ее отдельных компонентов, а также мощных андезитовых серий и других геосинклинальных образований. Альтернативным предположением может быть лишь представление о совершенно ином характере геосинклиналей в позднем протерозое по сравнению с ранним палеозоем.

В венде платформенный рифтогенный магматизм и образование грабеновых формаций сочетались с локальными проявлениями складчатости и динамотермального метаморфизма. Предложено объяснение этих явлений пластическим растяжением на глубине неоднородных по составу толщ [5].

Кембрий был на Урале периодом длительного и почти повсеместного перерыва в осадконакоплении. Находки нижнекембрийской фауны известны лишь в двух местах, средний кембрий вообще неизвестен. Только в конце позднего кембрия начинается трансгрессия, знаменующая начало образования палеозойских комплексов Урала. Эта трансгрессия, как полагают многие исследователи, означала очередной этап растяжения литосферы, приведший в ордовике к полному разрыву и раздвижению континентальной плиты и образованию уральского океанического бассейна — палеозойского глубоководного геосинклинального моря. Относительно механизма разрыва земной коры и масштаба раздвижения у авторов статьи нет единого мнения. Краткий обзор предложенных гипотез дан К.К. Золовым, М.С. Рапопортом, Б.А. Поповым и др. [2].

В развитии палеозойского Урала имеется ясный рубеж — середина среднего карбона, когда начался орогенный этап; он позволяет выделять комплексы ранних и поздних палеозойских уралид. С начальными этапами развития палеозойских уралид связаны достаточно специфичные проявления магматических формаций, включающие трапповые базальты, базальт-липаритовую континентальную формацию, субщелочные и щелочные базальтоиды, пикритовые порфириты и другие породы, которые связываются с продолжающимися в раннем палеозое проявлениями на западном склоне Урала рифтовых процессов [3]. В дальнейшем здесь закладываются две параллельные, структурно-формационные зоны, сохранившиеся вплоть до карбона. Западная из них, Бельско-Елецкая, характеризуется развитием мелководных формаций шельфа. В восточной, Зилаиро-Лемвинской, в это время происходило накопление преимущественно глубоководных терригенно-кремнистых и карбонатно-кремнистых формаций в условиях континентального склона и подножия [15].

Начальные этапы палеозойского развития на Восточном склоне Урала связаны преимущественно с образованием офиолитовой ассоциации. Однако уже в конце раннего — начале позднего силура океанические комплексы начинают сменяться существенно андезитовыми и андезито-базальтовыми формациями типа островодужных [12, 13]. Ранее всего, в вендоке, это происходит в западной части Тагильской зоны; позже, в среднем девоне, в Восточно-Магнитогорской и в Западно-Мугуджарской подзонах Магнитогорской зоны.

Имеются предварительные данные о существовании на северном продолжении Восточно-Мугуджарской зоны не только эвгеосинклинальных комплексов, но и миогеосинклинальных. Возможно, эти комплексы были образованы на сиалическом блоке и характеризуют восточную континентальную окраину. В целом, структурно-формационная зональность на ранних этапах развития палеозойского Урала определяется наличием впадины с корой океанического типа, с континентальными окраинами и с зонами поднятий и развития андезитоидных формаций островодужного типа. Место расположения этих зон менялось, а время их заложения в разных районах Урала было различным. Разрастание поднятий и прекращение вулканизма приводило к дальнейшей трансформа-

ции структурно-формационной зональности — к появлению системы троговых прогибов и поднятий с накоплением терригенного флиша, а затем к образованию зон мелководного осадконакопления, где создавались условия для бокситообразования (начиная со среднего девона в Тагильской зоне) и угленакопления (с раннего карбона на Южном Урале). Менялся и характер вулканизма. На этом этапе образуются нижнедевонская грахибазальтовая формация Тагильской зоны, нижнекаменноугольная контрастная и липарит-трахитовая формация Южного Урала и др.

Процесс перехода к новым тектоническим условиям проходил, таким образом, неравномерно во времени: на Северном Урале он завершился значительно раньше, чем на Южном; в конечном счете он привел к исчезновению на восточном склоне Урала некомпенсированных глубоководных впадин и созданию молодой коры, близкой по типу к континентальной [12].

Резкое изменение тектонических условий практически на всем протяжении Урала произошло в среднем карбоне. Эти изменения связаны с усилением напряжений сжатия и связанных с ним формированием орогенных комплексов. Тектонические движения среднего карбона распространились не только на Урале: почти синхронно они начались на Южном Тянь-Шане и захватили местами, в виде повторных орогенических движений, территорию Центрального Казахстана. Это проявилось и в синхронности гранитообразования в позднепалеозойское время [4]. На Урале в указанном время происходило увеличение мощности коры за счет шарьирования¹, образование горного сооружения, формирование батолитовых массивов нормальных гранитов в восточных сиалических зонах Урала. Структурным следствием этого процесса было также образование Предуральского краевого прогиба, куда и переместилось осадконакопление. На ранних стадиях развития прогиба, в позднем карбоне и ранней перми в нем существовала зональность осадконакопления с образованием ряда формаций (с востока на запад): континентальная моласса — флиш — конденсированная депрессионная формация — рифовая формация. Однако стабильных структурно-формационных зон в прогибе не образовалось главным образом вследствие миграции прогиба к западу. В кунгурское время погружение прогиба было компенсировано накоплением эвапоритовой формации (на севере Урала) и угленосной паралической молассы. В дальнейшем в течение поздней перми формировались континентальные красочветные и угленосные формации. Восточные зоны прогиба в это время испытывали складчато-надвиговые деформации, завершившие процесс развития уралид.

К концу перми процессы складчатости, поддерживавшие рост горного сооружения и формирование моласс, прекратились, а на границе перми и триаса, вероятно, даже сменились процессами растяжения с образованием в самых различных районах Урала наложенных впадин, сопровождавшихся в раннем—среднем триасе трапповым вулканизмом. В позднем триасе—лейасе в этих впадинах накапливались угленосные молассоидные формации. Развитие постуралид заканчивается в пред-среднеюрское время деформациями сжатия, местами довольно мощными. В результате этих раннекиммерийских движений в бортах триасово-раннеюрских впадин возникли надвиги, горизонтальная амплитуда которых достигает первых километров, и довольно интенсивные принадвиговые складчатые дислокации. В результате возник целый ряд грабенообразных (по сути дела, рамповых) впадин (Челябинская и др.) и положительных складчато-надвиговых структур (гряда Чернышева и др.). Древнекиммерийские движения не привели к существенному изменению структурного плана, сформированного к концу палеозоя. Описанные комплексы постуралид имеют самостоятельное значение и особую природу. Они сопоставляются с так называемым промежуточным комплексом, подстилающим чехол Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берлянд Н.Б. Районирование Урала по типу строения земной коры. — Сов. геология, 1982, № 11, с. 78—82.
2. Геологическое развитие и металлогения Урала/К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др. М.: Недра, 1981. 256 с.
3. Голдин Б.А., Пучков В.Н. Раннепалеозойский рифтовый вулканизм западного склона Урала. Свердловск, 1978, с. 63—71. (Тр. ИГГ УНЦ АН СССР; Вып. 135).
4. Дымкин А.М., Нечехухин В.М., Пучков В.Н. и др. Соотношение орогенной металлогении

¹ В Алапаевско-Каменском районе поздневарисские шарьяжи амплитудой до 20 км доказаны бурением [9].

- с ранними стадиями развития складчатых систем и проблема связи варисцид Тянь-Шаня и Урала. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 50—56.
5. *Иванов С.Н.* Зона утонения при разрыве плит и ее значение для понимания структуры к истории складчатых поясов. — В кн.: Тектоника: Геология альпид "тетисного" происхождения. Докл. сов. геологов. XXVI сес. МГК. М.: Наука, 1980, с. 45—52.
 6. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала и Сибири. — Геотектоника, № 5, 1981, с. 47—63.
 7. *Иванов С.Н.* Офиолиты на сиалической коре. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, вып. 2, с. 72—79.
 8. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
 9. *Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В.* Особенности шарьяжей Уфимского амфитеатра. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, № 3, с. 34—44.
 10. *Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я.* Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 1978. 130 с.
 11. *Огарин И.С.* Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1974. 66 с.
 12. *Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечуехин В.М.* Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.
 13. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
 14. *Пронин А.А.* Основные черты истории тектонического развития Урала: Каледонский цикл. Л.: Наука, 1971. 215 с.
 15. *Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
 16. *Пучков В.Н.* Тектонический контроль метаморфизма. — В кн.: Метаморфизм и метаморфические комплексы Урала. Свердловск, 1982, с. 30—38.
 17. *Русин А.И.* Мигматиты метаморфических комплексов Урала. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1979, с. 62—100.
 18. *Сенченко Г.С.* Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976. 171 с.
 19. *Dewey I.F.* Suture zones complexities: a review. — Tectonophysics, vol. 40, N 1/2, 1977, p. 53—69.

УДК 551.1/.4(574+575)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ АЗИИ

А.А. АБДУЛИН

Институт геологических наук АН Казахской ССР, Алма-Ата, СССР

Н.А. АФОНИЧЕВ, Н.Г. ВЛАСОВ, А.Е. ДОВЖИКОВ, Г.П. КЛЕЙМАН

*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

Х.Т. ТУЛЯГАНОВ

Министерство геологии Узбекской ССР, Ташкент, СССР

И.Х. ХАМРАБАЕВ

Институт геологии и геофизики АН Узбекской ССР, Ташкент, СССР

С.Е. ЧАКАБАЕВ

Министерство геологии Казахской ССР, Алма-Ата, СССР

А.Е. ШЛЫГИН

Институт геологических наук АН Казахской ССР, Алма-Ата, СССР

Изученность рассматриваемой территории весьма высокая. На обширных площадях проведены геологические съемки средних и крупных масштабов, выполнены многочисленные исследования по выяснению отдельных вопросов геологии и полезных ископаемых. Составлены и опубликованы разнообразие карты отдельных районов и сводные: геологические, тектонические, формационные и др. Изданы многочисленные книги и статьи. Назвать все опубликованные труды, хотя бы за последние годы, невозможно. Авторы доклада старались, по возможности, учесть их. В списке литературы перечислены только некоторые работы, главным образом изданные недавно и содержащие обобщенные материалы. В основном же, предлагаемые схема тектоники и доклад базируются на данных Геологической карты Казахстана и Средней Азии масштаба 1 : 1 500 000, изданной в 1983 г. [12], а также на сопровождающих карту таблицах стратифицированных и интрузивных образований этих же райо-

нов и Схемах районирования этой территории по типам стратиграфических разрезов и возрасту складкообразования масштаба 1:5 000 000.

Геологическое строение территории Казахстана и Средней Азии разнообразно (см. рисунок на вкл.). На северо-западе расположена Прикаспийская впадина, принадлежащая Восточно-Европейской (Русской) платформе. Восточнее обширные площади заняты структурами Урало-Монгольского пояса, обнажающимися на южном окончании Урала, в Казахском мелкосопочнике, в горах Тянь-Шаня, Джунгарии и Алтая.

На юге и юго-западе характеризующейся территории расположены структуры Средиземноморского пояса, обнажающиеся в самой южной части Тянь-Шаня, на Памире, в Копет-Даге. Значительные пространства территории Западного Казахстана и запада Средней Азии покрыты отложениями чехла Туранской плиты, представляющей часть эпигерцинской Урало-Сибирской платформы.

В Прикаспийской впадине, имеющей, по-видимому, архейский — нижнепротерозойский кристаллический фундамент, осадочные породы накапливались с рифейского (?) по четвертичное время. Геосинклинальные системы Урало-Монгольского пояса в пределах Казахстана и Средней Азии развивались с рифея (?) до перми, а Средиземноморского — с карбона до неогена. Чехол Туранской плиты формировался с юрского до неогенового времени. Олигоценные — четвертичные движения создали грандиозный Центрально-Азиатский орогенный пояс, к которому в пределах описываемой площади относятся Памир, Тянь-Шань, Джунгария, Алтай, являющиеся до олигоцена, кроме Южного Памира, частями Урало-Сибирской эпигерцинской платформы.

В кратком докладе невозможно дать характеристики многочисленных геологических структур Казахстана и Средней Азии. Авторы надеются, что многие сведения могут быть получены при рассмотрении Схемы тектоники, для легенды которой делаются следующие пояснения.

В течение архея и раннего протерозоя на описываемой территории сформировался складчатый, глубоко метаморфизованный кристаллический фундамент. На его эродированной поверхности начиная с позднего протерозоя накапливались осадочные и вулканогенные образования, близкие по ряду признаков к платформенным (состав и мощности пород, их фашиальная выдержанность на обширных территориях, отсутствие в них значительных угловых несогласий и др.). Возникшее двухэтажное сооружение, этажи которого были разделены поверхностью регионального углового несогласия и резко отличались уровнями регионального метаморфизма, рассматривается в качестве протоплатформы. Многочисленные выходы ее фундамента и чехла имеются во всех геосинклинальных складчатых системах Казахстана и Средней Азии [9, 12, 21, 28]. Сами эти системы возникали при раскалывании протоплатформы, которое в разных частях Казахстана и Средней Азии происходило неодновременно. По одним представлениям вдоль расколов возникали зоны раздвигов, в которых формировались раннегеосинклинальные офиолитовые ассоциации пород, включая инициальные вулканы, по другим эти ассоциации возникали в грабенах вдоль этих расколов.

Количество инициальных вулканических образований Казахстана и Средней Азии различно (что, вероятно, отражает разную степень раскалывания протоплатформы и разную глубину проникновения в ее фундамент разломов). С учетом этого обстоятельства выделены эвгеосинклинальные зоны, в раннегеосинклинальных образованиях которых инициальные вулканы преобладают; гемизвгеосинклинальные зоны, в аналогичных образованиях которых вулканы уступают в количестве осадочным, в том числе кремнистым, породам; и, наконец, миогеосинклинальные зоны, в раннегеосинклинальных образованиях которых инициальных вулканических образований нет или почти нет. Миогеосинклинальными называются также зоны, в которых раннегеосинклинальные формации вообще отсутствуют.

Среди эвгеосинклинальных зон различаются два подтипа: а) с недифференцированными или слабо дифференцированными вверх по разрезу инициальными вулканическими (от базальтов до андезитов); б) с контрастно или последовательно дифференцированными вверх по разрезу и по латерали вулканическими (от базальтов до кварцевых кератофилов). Зоны первого подтипа чаще узкие, линейные, второго подтипа более широкие. Иногда оба подтипа сочетаются в пределах крупных сложнопосторонних эвгеосинклинальных зон, в которых зоны первого подтипа чаще занимают центральное (осевое) положение, фиксируя центральную часть раннегеосинклинального трога, имеющую наиболее глубоко проникавшие разломы.

Позднегеосинклинальные формации (флишевые, флишеидные, реже карбонатные и др.) в Казахстане и Средней Азии значительно однотипны, что затрудняет самостоятельную классификацию позднегеосинклинальных конседиментационных структур. Поэтому на предлагаемой схеме тектоники зоны геосинклинальных складчатых систем классифицированы по рассмотренным признакам имеющихся в них раннегеосинклинальных формаций. Особо выделены вместе с тем такие эв- и хемизэвгеосинклинальные зоны, в которых вулканические процессы продолжались и в позднегеосинклинальную стадию.

В качестве парагеосинклинальных зон выделены структуры, промежуточные между типично геосинклинальными и платформенными по мощностям и градиентам мощностей и фаций сформировавшихся в них пород, формам конседиментационных и постседиментационных складок, особенностям магматизма.

Выделенные остаточные мульды и некоторые приразломные прогибы характерны продолжением в них практически без перерывов процессов седиментации уже после завершения развития зон данной геосинклинальной системы.

Образования орогенные и тектоно-магматической активизации рассматриваются как самостоятельные, отличные от собственно геосинклинальных. Некоторые соображения о их месте в развитии складчатых систем приведены в заключении.

Восточно-Европейская платформа. Крупнейшая структура Восточно-Европейской платформы — Прикаспийская впадина, большая часть которой расположена на территории Казахстана, заполнена осадочными отложениями рифея (?), палеозоя и мезозоя, мощность которых достигает 23 000 м. В ней повсеместно развиты многочисленные соляные куполы. Границы впадины тектонические. Она асимметрична: ось находится вблизи ее северо-западной и северной границ на расстоянии 100–150 км от них.

Строение Прикаспийской впадины характеризуется по данным М.Д. Магретовой, Л.Ф. Волчегурского, И.С. Плещеева и др. [11, 17]. Фундамент скважинами не вскрыт и, вероятно, образован, судя по геофизическим данным, глубоко метаморфизованными кристаллическими сланцами и гнейсами архея и нижнего протерозоя. В прибортовых частях Прикаспийской впадины фундамент залегает на глубинах 7–15 км, к центру ступенчато, по разломам погружается до глубин 20–23 км. Предполагается, что в центральной части впадины осадочный чехол может залегать непосредственно на "базальтовом" слое земной коры, поскольку граничные скорости сейсмических волн в породах под чехлом составляют 7,2–7,5 км/с.

Осадочный чехол Прикаспийской впадины состоит из двух комплексов, примерно равных по объему пород: подсолевого и солянокупольного. Первый включает рифейские (?) — артинские отложения, второй кунгурские — четвертичные. Разделяющая их поверхность в северных, восточных и юго-восточных прибортовых частях впадины находится на глубинах 2–6 км, в западной прибортовой части на глубине 5–8 км и в центральной части впадины на глубинах 6–10 км.

Из пород подсолевого комплекса скважинами вскрыты терригенные и карбонатные отложения нижнего карбона — нижней перми (турнейские—артинские) общей мощностью порядка 2500 м. Оказалось, что в нижнепермских отложениях на западе и севере Прикаспийской впадины развиты рифовые образования мощностью 850 м, тогда как на востоке и юго-востоке синхронные им отложения преимущественно терригенные.

Солянокупольный комплекс включает четыре яруса, разделенные поверхностями региональных угловых несогласий и отличающиеся формами проявления соляной тектоники¹.

Нижний ярус образован соленосными породами кунгурского возраста. В центральной части Прикаспийской впадины это каменная соль, в меньшей мере калийные соли и гипсы мощностью 3200 м, а по геофизическим данным до 5600 м. К периферии впадины они замещаются сульфатными, терригенными и карбонатными отложениями. Мощность их здесь уменьшается до 150 м, местами они отсутствуют.

Второй ярус сложен красноцветными терригенными породами верхней перми и пестроцветными терригенными (иногда карбонатными) отложениями триаса общей

¹ Границы ярусов не строго изокронные.

мощностью до 3500 м. Во время накопления толщ второго яруса происходило наиболее интенсивное образование соляных куполов.

Третий ярус включает терригенные, вверху угленосные отложения нижней — средней юры, терригенно-карбонатные отложения верхней юры, терригенные и карбонатные (вверху) породы мела, терригенно-карбонатные отложения палеогена. Общая их мощность достигает 2500 м.

Четвертый ярус образован глинами, песками, алевролитами, реже известняками верхнего плиоцена — квартала мощностью до 700 м. Они залегают главным образом в понижениях древнего плиоцен-четвертичного рельефа, созданного в течение перерыва, предшествовавшего их формированию. На Геологической карте Казахстана и Средней Азии масштаба 1:1 500 000 верхнеплиоценовые — четвертичные отложения на значительной части площади Прикаспийской впадины не показаны, благодаря чему на карте хорошо видны многочисленные соляные куполы и их строение.

Площади отдельных куполов резко изменчивы — от 20–30 до 2300 км². Высоты штоков соли в них изменяются от 1000 м в юго-восточной прибортовой части Прикаспийской впадины до 9000–10 000 м в середине впадины. Вершины штоков соли, кроме выходящих на древнюю поверхность, находятся на глубинах 100 и 400 м в восточной прибортовой части Прикаспийской впадины, 100 и 800 м в центре впадины и на севере, 2000 м в южной и юго-восточной прибортовых частях.

Урало-Монгольский складчатый пояс. Фундамент Урало-Монгольского пояса в пределах Казахстана и Средней Азии сложен архейскими—нижнепротерозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами, гранитоидами, эклогитоподобными породами. Они регионально метаморфизованы в условиях гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. В ряде районов пояса на кристаллическом фундаменте несогласно залегает протоплатформенный чехол, сложенный кварцевыми песчаниками, вулканитами кислого состава, карбонатами, кремнисто-карбонатными и железистыми породами, иногда метаморфизованными в зеленосланцевой фации.

При раскалывании протоплатформы возникли разновозрастные геосинклинальные системы [4, 26]. Среди них выделяются раннекаледонская Кокчетав-Северо-Тяньшаньская ($V-O_3$), позднекаледонские Чингиз-Тарбагатайская ($-E_1-S_2$)¹ и Горно-Алтайская ($-V_1-S_2$), каледонско-герцинская² Джунгаро-Балхашская ($-E_3-C_2$), среднегерцинская Зайсанская ($-S_2-C_2$), каледонско-позднегерцинская Уральская (E_1-P_1), каледонско (?)—позднегерцинская Южно-Тяньшаньская ($-S_1-P_1$) и парагеосинклинальная каледонская — среднегерцинская Тургайско-Средне-Тяньшаньская ($E-C_2$) системы.

Кокчетав-Северо-Тяньшаньская раннекаледонская складчатая система занимает в рассматриваемой части Урало-Монгольского пояса центральное положение [1, 11]. По времени замыкания она здесь наиболее древняя. Для нее характерны высокое положение докембрийского фундамента и контрастность: сочетание глубоких геосинклинальных трюгов (раздвигов) со срединными массивами, имеющими архейско-нижнепротерозойский фундамент, иногда перекрытый рифейским протоплатформенным чехлом. Наиболее узкие линейные звгеосинклинальные зоны свойственны Северо-Тяньшаньской группе зон. К северо-западу, а затем к северу (Бетпакдала-Чу-Илийская и Прикокчетавская группы зон) звгеосинклинальные зоны расширяются, шарниры их воздымаются. Постепенно теряется линейность зон, звгеосинклинальные зоны сменяются хемизвгеосинклинальными.

Некоторые исследователи считают, что в Кокчетав-Северо-Тяньшаньской системе проявился байкальский геосинклинальный этап, приходящийся на позднерифейское время. В раннюю стадию этапа формировались осадочно-вулканогенные (базальтоидные) толщи, в позднюю — терригенные и карбонатные. Этап завершился складкообразованием на рубеже рифея и венда и внедрением значительных масс гранит-гранодиоритов [26]. По другим представлениям байкальский этап не имеет самостоятельного значения, а большинство указанных выше образований палеозойские.

Тем не менее в Каратау-Таласском срединном массиве вендско-ордовикские, пре-

¹ В скобках левый индекс означает время заложения первых прогибов (зон) геосинклинальной системы, правый — время замыкания последних ее прогибов. Черточка перед левым индексом означает, что время заложения первых прогибов может быть и более ранним.

² Каледонско-герцинская геосинклинальная система понимается как система сформировавшихся в течение одного тектоно-магматического цикла в раннем—позднем палеозое.

имущественно карбонатные отложения, представляющие его чехол, с угловым несогласием залегают на интенсивно дислоцированных мощных флишоидного типа толщах рифея. Это свидетельствует о проявлении хотя бы в части Кокчетав-Северо-Тяньшаньской системы складкообразования в рифее или на рубеже рифея и венда.

Каледонский геосинклинальный этап в Кокчетав-Северо-Тяньшаньской системе проявлен четко [25]. В начале раннегеосинклинальной стадии (E_1) накапливались мощные спилит-диабазовые толщи, с которыми ассоциируют (и, вероятно, синхронны) интрузии базитов и гипербазитов. В дальнейшем в эту же стадию ($E_2 - O_1$) образовывались менее мощные вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи. Стадия завершилась возникновением складчатых поднятий и внедрением монзонитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов. В позднегеосинклинальную стадию (O_{2-3}) в унаследованных или новообразованных прогибах формировались мощные флишоидные толщи, заключающие линзы конгломератов. На поднятиях накапливались вулканиты среднего состава, залегающие местами непосредственно на породах докембрия.

Стадия завершилась в позднем ордовике замыканием флишоидных зон, складкообразованием в них, а также внедрением значительных масс гранит-адамеллит-гранодиоритов, а затем лейкократовых гранитов. Лишь в немногих, так называемых "остаточных, красноцветных мульдах" в восточной части Кокчетав-Северо-Тяньшаньской системы в конце ордовика (и в начале силура?) накапливались красноцветные и пестроцветные терригенные отложения, оставшиеся почти недислоцированными.

В раннем—среднем, а в приразломных зонах и в среднем—позднем девоне в рассматриваемой складчатой системе в континентных условиях проявился контрастный вулканизм ("порфиоровые" формации и вулканогенно-осадочная континентальная молассовая формация), особенно активный у границы с Джунгаро-Балхашской системой, где возник Казахстанский девонский вулканический пояс, впервые выделенный и охарактеризованный А.А. Богдановым [7]. К позднему девону относятся многие крупные интрузии биотитовых и лейкократовых гранитов. На остальной территории складчатой системы в среднем—позднем девоне и раннем карбоне развитие шло в условиях относительно стабильного режима при почти полном отсутствии магматизма. Этот режим называют квазиплатформенным, или сводово-глыбовым. Для него характерно накопление красноцветных терригенных грубообломочных пород в основании разреза, а также соленосных и морских эпиконтинентальных карбонатных отложений в широких прогибах. На относительно стабильных участках формировались угленосные впадины, а в Юго-Восточном Казахстане — каменноугольные, пермские и раннетриасовые вулканогенно-молассовые образования (часть Прибалхашско-Илийского вулканического пояса)¹. Позднепалеозойские отложения, распространенные в Тенизской и Чу-Сарысуйской впадинах, представлены красноцветными терригенными и соленосными образованиями.

Для Кокчетав-Северо-Тяньшаньской системы характерны "медистые песчаники" (Джезказган), меднопорфиоровые, медные жильные, золоторудные, молибдено-вольфрамовые, оловорудные, железорудные (гидротермально-осадочные и скарновые), барит-полиметаллические (полигенные) месторождения.

Чингиз-Тарбагатайская позднекаледонская складчатая система отличается интенсивным инициальным вулканизмом и широким распространением в позднегеосинклинальную стадию вулканитов андезитового состава [18]. Она заложила в раннем кембрии, и формирование геосинклинального комплекса началось излиянием базальтоидных лав вдоль глубинных разломов и контрастно дифференцированных вулканитов на погребенных древних блоках в центральной части системы. В позднегеосинклинальную стадию, начиная с позднего кембрия и в течение почти всего ордовикского времени, накапливались вулканиты преимущественно андезитового ряда, а также флишоидные отложения. В ту же стадию в силуре продолжали развиваться флишоидные прогибы и появились наложенные морские молассовые прогибы местами с пестроцветными терригенными отложениями, а в краевых мобильных зонах — вулканогенно-терригенными. В конце позднего ордовика геосинклинальные прогибы в центральной части Чингиз-Тарбагатайской системы замкнулись, однако окончательно ее становление

¹ Осадочно-вулканогенные и интрузивные образования девона, карбона, перми и нижнего триаса Кокчетав-Северо-Тяньшаньской системы рассматриваются одними исследователями как орогенные, другими, что более правильно, как возникшие в результате процессов тектоно-магматической активизации.

завершилось в конце позднего силура. С этими движениями связано внедрение позднеордовикских и позднесилурийских гранитоидов (кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты). В раннем—среднем девоне формировались вулканогенные и вулканогенно-молассовые орогенные комплексы и связанные с ними лейкограниты, граносиениты, аляскиты, гранит-порфиры.

В позднеживетское—франское время на большей части территории установился орогенный режим, и лишь на северо-западе (Причингизская и Акчатауская зоны) существовали *приразломные прогибы тафрогенного типа*, в которых *накапливались* вулканы и терригенные отложения. В дальнейшем в приразломных прогибах до визейского времени включительно отлагались красноцветные терригенные, карбонатно-терригенные, карбонатные и угленосные образования. В связи с развитием и замыканием соседних герцинских систем — преимущественно в краевых зонах рассматриваемой складчатой системы — возникли интрузивные (граниты, граносиениты, аляскиты) комплексы, меньшее значение имеют вулканогенные комплексы визейско-пермского возраста. Главные месторождения — колчедано-полиметаллические, каменных углей (Караганда, Экибастуз и др.).

Джунгаро-Балхашская каледонско-среднегерцинская складчатая система приурочена к внутренней части Урало-Монгольского пояса. Здесь в позднем кембрии — раннем ордовике заложены близширотные глубинные зоны разломов и раздвигов (Уртынжальская, Итмурунды-Тюлькуламская) с инициальным базальтовым вулканизмом и ультрамафитами, обособились Тектурмасский и Балхаш-Алакульский геосинклинальные прогибы (системы структурно-формационных зон) и разделяющий их Центрально-Казахстанский раннепалеозойский срединный массив [3]. К югу от зон раздвига в связи с ордовикскими движениями формировались внутренние прогибы второй генерации хемизвгеосинклинального режима с резко подчиненным инициальным вулканизмом, с кремнисто-терригенными и кремнистыми, относительно глубоко-водными отложениями. Раннегеосинклинальная стадия завершилась здесь в эйфельском веке (так называемая Внутренняя группа зон). К северу от зон раздвига от среднего ордовика до эйфеля развивались прогибы с миогеосинклинальным режимом, в которых накапливались терригенные флишеидные и вулканогенно-осадочные "островные" формации, терригенно-карбонатные и рифогенные образования. В этих прогибах отсутствуют формации ранних стадий. Поднятия в силуре — раннем девоне во внутренних прогибах сопровождались формированием на краях Атасу-Джунгарского срединного массива, в пределах так называемой Внешней группы зон, наложенных силурийско-среднедевонских или ранне-среднеордовикских флишевых прогибов (Центрально-Джунгарская, Акжал-Аксоранская и другие зоны). Именно в силуре — начале девона четко обособилась Джунгаро-Балхашская система, которая в отличие от смежных каледонских складчатых систем сохранила геосинклинальный режим с накоплением морских и прибрежно-морских отложений и обрамлялась девонским орогенным вулканическим поясом.

На северо-западе, в Тектурмасской системе зон, замыкание геосинклинальных прогибов связано со среднедевонской складчатостью, завершившейся живетско-франским вулканизмом (Успенско-Аксоранский вулканический пояс). На этих вулканитах в шовных наложенных приразломных прогибах тафрогенного типа в фаменское — раннекаменноугольное время отлагались терригенно-кремнисто-карбонатные осадки с резко подчиненными эффузивами основного состава (Успенская и Акжал-Аксоранская зоны, а также Жайлыминская мульда Кокчетав-Северо-Тяньшаньской складчатой системы). Движения живетско-франского и внутривизейского времени замкнули Центрально-Джунгарский и Северо-Балхашский прогибы, а среднекаменноугольная складчатость в Тастауском внутреннем и Бороталинском внешнем прогибах окончательно завершила становление основных элементов Джунгаро-Балхашской складчатой системы, хотя морской режим в локальных остаточных прогибах сохранялся до конца позднего карбона — начала перми (Саянская мульда). Прибалхашско-Илийский вулканический пояс, тяготеющий к Центрально-Казахстанскому и Атасу-Джунгарскому срединным массивам, образовался в позднем палеозое [13, 14]. Характерные формации пояса — липарит-андезитовая вулканогенно-молассовая и липарит-базальтовая контрастная. С орогенным развитием связано внедрение гранодиоритов, гранитов, щелочных гранитов и аляскитов. Месторождения разнообразны: железорудные (гидротермально-осадочные, скарновые), меднопорфировые, медные скарновые и жильные, кварцево-

жильно-грейзеновые молибден-вольфрамовые, свинцово-цинковые (гидротермально-осадочные, полигенные, метасоматические) и др.

Зайсанская герцинская складчатая система отличается четко выраженной линейной зональностью составляющих ее структур [11, 16, 17]. Она заложена на гетерогенном основании в силуре—раннем девоне и включает разнородные по строению и развитию структурно-формационные зоны. К раннегеосинклинальным раздвиговым структурам относится Чарская зона (входящая во Внутреннюю группу зон) с широким развитием интрузий (или протрузий?) ультрамафитов, которые меланжированы последующими движениями. В хемизвгеосинклинальных прогибах Внешней группы зон (Западно- и Восточно-Жарминская, Саурская) в раннем—среднем девоне на раннегеосинклинальной стадии возникли преимущественно терригенно-андезито-базальтовые комплексы с кремнистыми породами, сменившиеся позднегеосинклинальными андезитовыми и флишоидными толщами в турне-ранневизейское время. К миогеосинклинальным относится Восточно-Калбинская зона, расположенная северо-восточнее Чарской зоны, где раннегеосинклинальные образования представлены известняково-песчаниковой и аспидной формациями, а позднегеосинклинальные — граувакковой, флишоидной и молассовой.

Группа зон Юго-Западного Алтая объединяет Рудно-Алтайскую и Белоубинско-Южно-Алтайскую. В ранний этап, начиная с эйфельского века, в Рудно-Алтайской зоне, отделенной от Восточно-Калбинской Иртышской зоной смятия, образуется кварцкератофировая формация. С живетского времени (поздняя стадия) здесь отлагались флишоидные образования. На северо-востоке Зайсанской системы обособился линейный хемизвгеосинклинальный Белоубинско-Южно-Алтайский прогиб, где наряду с преобладающими ранне- и позднегеосинклинальными терригенными формациями присутствует раннегеосинклинальная кварц-кератофировая формация. В данной складчатой системе широко проявлен интрузивный магматизм, причем распространены батолиты габбро-диорит-гранодиоритового змеиногорского и гранитового калбинского и пермских комплексов, а также небольшие каменноугольные интрузивы диоритов и габбро. Для системы в целом характерно зональное распределение оруденения: для Рудно-Алтайской зоны — колчеданно-полиметаллическое (Риддер-Сокольское, Зыряновское, Николаевское), для Восточно-Калбинской — комплексное редкометальное, для Белоубинско-Южно-Алтайской — железорудное.

Уральская каледонско-позднегерцинская складчатая система входит в пределы Казахстана небольшой южной частью. Система отчетливо линейна, протягивается вдоль западной окраины Урало-Монгольского пояса. На юге, под чехлом Туранской плиты, структуры Уральской системы, вероятно, виргируют (см. ниже характеристику Туранской плиты). Раннегеосинклинальная стадия в рассматриваемой небольшой части Уральской системы приходится на кембрийское—девонское время. Для нее характерно формирование большого количества последовательно дифференцированных основных вулканитов наряду с терригенными образованиями. В эту стадию возникли интрузии и протрузии ультрамафитов, а также интрузии гранитоидов. Позднегеосинклинальная стадия протекала в карбоновое (девонское?)—пермское время и ознаменовалась формированием терригенных и вулканогенных, в меньшей степени карбонатных толщ, а также внедрением гранитоидов. В Северно-Устьюртском срединном массиве, иногда в соседних с ним зонах обнажаются нижнепротерозойские (?) кристаллические породы того сиалического фундамента, на котором заложена Уральская система. Для нее характерны хромитовые, асбестовые, силикатные, никелевые и медноколчеданные месторождения.

Тургайско-Средне-Тяньшаньская каледонская — позднегерценская парагеосинклинальная складчатая система характерна относительной жесткостью и слабо дифференцированностью проявившихся в ней тектонических режимов. Ее развитие происходило под влиянием событий в соседних геосинклинальных системах [20]. Выходы архейского — нижнепротерозойского фундамента занимают в этой системе небольшие площади; значительным распространением пользуются парагеосинклинальные образования каледонского и герцинского этапов, переходящие в Сырдарьинском срединном массиве в его сингеосинклинальный чехол¹. Каледонский комплекс представлен маломощ-

¹ Возможно рассмотрение Тургайско-Средне-Тяньшаньской системы в качестве крупного жесткого массива с наложенными парагеосинклинальными прогибами.

ными терригенными породами венда и кремнисто-карбонатными отложениями кембрия—ордовика. Лишь верхи ордовика, сложенные флишоидными толщами, имеют значительную мощность. Каледонский этап завершился в раннем силуре слабым складкообразованием и внедрением редких небольших тел гранитов.

Герцинский комплекс начинается ниже-среднедевонскими наземными кислыми и средними вулканитами, развитыми повсеместно. Выше следуют живецко-франские красноцветные терригенные толщи, сменяющиеся карбонатными породами фаменского яруса, нижнего карбона и низов среднего карбона. В Каратауской и Нарынской группах зон, а также, вероятно, в Тургайской группе зон мощности карбонатных отложений девона—карбона повышены, структуры здесь близки к линейным. Именно эти группы зон названы парагеосинклинальными. Со среднего карбона в Среднем Тянь-Шане местами заложилась прогибы, где формировались флишоидные и грубообломочные толщи, которые замкнулись в середине перми и тогда же испытали складкообразование. В Тургайской группе зон в позднем карбоне — перми местами накапливались красноцветные песчаники и конгломераты орогенного типа.

В конце среднего палеозоя и в позднем палеозое в Тургайско-Средне-Тяньшаньской системе образовались два вулканических пояса. Один из них, Валерьяновский, развивался в Тургайской группе зон в раннем—среднем карбоне (андезиты и андезитобазальты), а другой, Бельтау-Кураминский, существовал на Сырдарьинском срединном массиве в среднем карбоне — поздней перми (андезиты, трахиандезиты, липариты, трахилипариты). С развитием обоих поясов связано внедрение диоритов, гранодиоритов, гранитов и щелочных гранитов. В пределах системы известны многочисленные месторождения: скарновые железорудные, ванадиеносных сланцев, стратиформные и скарновые свинцово-цинковые, меднопорфировые, вольфрамовые, барит-флюоритовые и др.

Южно-Тяньшаньская позднегерцинская складчатая система характеризуется линейностью структур, многочисленными продольными разрывами и пестрым составом раннегеосинклинальных досреднекаменноугольных образований. Ее кристаллический фундамент обнажается только в Каратегинском (Гармском) срединном массиве. В рассматриваемой системе выделены западная Кызылкумо-Алайская и восточная Ферганско-Кокшаальская группы зон [19]. Геосинклинальные прогибы Кызылкумо-Алайской группы заложилась в силуре после образования рифейских—раннепалеозойских кремнисто-доломитовых и вулканогенно-терригенных формаций, обнажающихся в ее западной и южной частях и рассматриваемых в качестве чехлы протоплатформы. Однако некоторые исследователи склонны видеть в них (полностью или частично) геосинклинальные образования. На востоке данной группы зон кембрий и ордовик представлены терригенными, карбонатными и вулканогенными (включая спилиты и диабазы) образованиями. Эти породы также как одни исследователями считаются близкими к платформенным, а другими — к геосинклинальным [27].

В начале раннегеосинклинальной стадии, в раннем силуре, в Кызылкумо-Алайской группе зон активно развивались внутренние прогибы, заполнившиеся миогеосинклинальными терригенными толщами; на их месте в позднем силуре возникли первые складчатые поднятия [24].

Севернее и южнее этих поднятий, в ту же раннегеосинклинальную стадию, в позднем силуре — раннем карбоне существовали хемизвгеосинклинальные прогибы, в которых накапливались карбонатные, кремнистые и терригенные толщи, а также вулканиты инициального типа, тяготеющие в своем развитии к северной окраине геосинклинальной системы и к южному краю ранних поднятий. На севере системы с вулканитами ассоциируют и, вероятно, синхронны с ними мелкие тела ультрамафитов. К концу раннегеосинклинальной стадии в раннем и среднем карбоне складчатость охватила и эти прогибы. Позднегеосинклинальная стадия ($C_2 - P_1$) характерна флишеобразованием, которое протекало главным образом по окраинам Кызылкумо-Алайской группы зон, в меньшей степени внутри нее [23]. Отмечено воздымание шарниров прогибов этой группы зон в северо-западном направлении. Часть прогибов при этом выклинивается, что приводит к значительному развитию в Кызылкумах срединных массивов, имеющих протоплатформенный ($R-O$) и сингеосинклинальный ($S_1 - C_2$) чехлы, сложенные кремнистыми и углеродистыми сланцами, доломитами, песчаниками, глинистыми сланцами и известняками.

В Ферганско-Кокшаальской группе зон энергичное прогибание началось в лудлов-

ское время. Здесь имеются такие же хемизвгеосинклинальные образования как и в Кызылкумо-Алайской группе, но ранние прогибы и поднятия возникли у северной окраины Южного Тянь-Шаня и последовательно смещались в южном направлении.

Становление Южно-Тяньшаньской системы закончилось складкообразованием во флишевых зонах, происходившим в позднекаменноугольную и раннепермскую эпохи. В дальнейшем только в редких небольших "остаточных красноцветных мульдах" в конце ранней — начале поздней перми отлагались красноцветные терригенные толщи, оставшиеся почти недислоцированными. Позднепалеозойские гранитоиды прорывали уже сформированные складчатые структуры. Ранние комплексы имеют гранодиоритовый и гранитный состав, а самые поздние — щелочной. Количество интрузивных пород в Южном Тянь-Шане невелико. В триасовом периоде на самом юге Кызылкумо-Алайской группы зон возникли немногочисленные трубки взрыва со щелочными габброидами и базальтоидами. В Южно-Тяньшаньской складчатой системе наиболее важное значение имеют месторождения сурьмы, ртути, вольфрама (скарновые), золота, олова, флюорита.

Средиземноморский складчатый пояс. Архейско-нижнепротерозойский кристаллический фундамент этого пояса аналогичен фундаменту Урало-Монгольского пояса. Протоплатформенный чехол представлен внизу терригенными отложениями венда-ордовика мощностью до 2000 м, залегающими с угловым несогласием на породах фундамента, а сверху — карбонатными породами силура-девона мощностью до 1000 м. Состав этих толщ вплоть до Индийской платформы меняется постепенно и в общем незначительно. В них практически нет вулканитов, а также угловых несогласий и значительных перерывов, неизвестны и интрузии венда-девона. В пределах рассматриваемой территории расположены следующие складчатые системы: позднегерцинская Гиссаро-Северо-Памирская (C_1-P_2), позднегерцинская — киммерийская Каракорум-Южно-Памирская (C_1-J_3) и киммерийско-альпийская Копетдагская ($-J_3-N_2$).

Гиссаро-Северо-Памирской позднегерцинской складчатой системе свойственны соседствующие глубокоопущенные и поднятые блоки, кратковременность геосинклинального развития, огромное количество дифференцированных по вертикали и латерали раннегеосинклинальных вулканитов [9, 10]. Последнее сближает ее с Уральской системой и резко выделяет среди остальных геосинклиналей Средней Азии. Она включает Южно-Гиссарскую и Северо-Памирскую группы зон, разделенные Байсунским срединным массивом, в котором архейско-нижнепротерозойский фундамент несогласно перекрыт сингеосинклинальным чехлом. В раннегеосинклинальную стадию (турнейский-серпуховский века, в Южно-Гиссарской зоне — до московского века) в осевых частях звгеосинклинальных зон формировались мощные (до 6000 м) инициальные вулканиты, последовательно дифференцированные от базальтов до андезитов, а в краевых частях зон — либо мощные контрастно дифференцированные вулканиты, либо менее мощные кварцевые кератофиры. В конце стадии возникли складчатые поднятия, внедрились ультрамафиты, плагиограниты, диориты.

В позднегеосинклинальную стадию (C_2-P_2 в Северо-Памирских зонах, C_2-3 в Южном Гиссаре) в ряде зон формировался мощный флиш, заключающий по северной периферии Памира крупные известняковые рифы. В южных зонах Северного Памира в эту стадию накапливались терригенные и карбонатные отложения с подчиненными основными и средними вулканитами. Позднегеосинклинальная стадия завершилась поднятиями и складкообразованием. В Южном Гиссаре с этими движениями связано внедрение больших масс гранитоидов, на Северном Памире — небольших интрузий габбро и диоритов [23]. Со второй половины поздней перми до среднего триаса на территории рассматриваемой системы отлагались красноцветные и пестроцветные орогенные молассы, особенно мощные (до 2500 м) на Северном Памире; внедрялись граниты. В Южном Гиссаре известны нижнепермские (?) орогенные кислые и средние вулканиты, залегающие с резким несогласием на флише, а также позднетриасовые трубки взрыва со щелочными базальтоидами. В позднем же триасе в связи с процессами, начавшимися в Южном Памире киммерийский этап, возник Северо-Памирский андезитовый вулканический пояс, прослеживающийся с перебивами в Северном Афганистане (Дуаб). Для Гиссаро-Северо-Памирской складчатой системы характерно колчедано-полиметаллическое (Хандиза), медноколчеданное, редкометальное и другие оруденения.

Каракорум-Южно-Памирская позднегерцинская — киммерийская складчатая система

характерна высоким стоянием кристаллического фундамента, его слабой раздробленностью, брахиформностью складок в большинстве прогибов, причем мощности осадков в них сравнительно невелики. Значительные площади в этой системе занимают срединный массив Юго-Западного Памира, почти лишенный чехла, а также Ванчский и Музкольский массивы, имеющие преимущественно карбонатный чехол [5]. Каракум-Южно-Памирская система испытала два парагеосинклинальных этапа: позднегерцинский (C_1-T_2) и киммерийский (T_2-J_3).

В раннюю стадию позднегерцинского этапа (C_1-P_1) образовались флишоидные толщи мощностью до 2000 м, в позднюю стадию того же этапа (P_1-T_2) — маломощные кремнисто-карбонатные отложения (400–600 м). И те и другие заключают небольшое количество основных вулканитов. В течение позднегерцинского этапа складкообразования не происходило, интрузии не внедрялись.

Второй этап — киммерийский. В начале ранней его стадии в конце среднего и начале позднего триаса формировались карбонатные (в том числе рифовые) толщи, а у бортов прогибов местами андезиты, андезито-базальты, пикритовые базальты. Затем в течение этой же стадии в середине—конце позднего триаса отлагались флишоидные и карбонатные осадки. Стадия завершилась складкообразованием: интенсивным в Юго-Восточном Памире и слабым в других прогибах. С ним связано внедрение небольших гранитоидных тел. В позднюю стадию (юра) накапливались терригенно-карбонатные и рифовые образования. В раннем мелу местами отлагались орогенные красноцветные терригенные породы, а на юге Памира образовался небольшой андезит-дацитовый Кызылрабатский вулканический пояс. Юрские и нижнемеловые толщи дислоцированы в общем полого, хотя и рассечены довольно значительным количеством малоамплитудных разрывов. В раннем мелу сформировались, вероятно, крупные тела гранитоидов [5, 23]. В позднем мелу в пределах Каракум-Южно-Памирской системы наступил платформенный режим: редко встречающиеся маломощные известняки верхнего мела лежат резко несогласно на подстилающих толщах. С конца палеогена Южный Памир, как и Северный Памир и Тянь-Шань, был вовлечен в новейшее горообразование. В неогене в пределах Южного Памира внедрялись небольшие тела щелочных сиенитов и щелочных габброидов. Южному Памиру свойственны месторождения флогопита, форстерита, лазурита, благородной шпинели, олова.

Копетдагская альпийская складчатая система сформирована в олигоцене—неогене на месте обширного парагеосинклинального прогиба, существовавшего, по крайней мере, с юры до эоцена, в котором накапливались терригенные и карбонатные породы. Дислокации здесь сложные, преимущественно линейные, а магматические образования отсутствуют.

Туранская плита. Эта плита, как и Западно-Сибирская, — крупная отрицательная структура (впадина) обширной эпигерцинской платформы, названной Б.А. Петрушевским Урало-Сибирской. Крупной положительной структурой данной платформы (щитом) представляется территория Центрального, Южного и Восточного Казахстана, почти лишенная чехла платформенных мезозойско-кайнозойских отложений. В течение юрского—эоценового времени Урало-Сибирской платформе принадлежали районы современных гор Урала, Тянь-Шаня, Джунгарии, Алтая, испытавшие в олигоценовое — четвертичное время эпиплатформенный орогенез. Эти горы, кроме Урала, в настоящее время относятся к характеризующему ниже Центрально-Азиатскому горному поясу.

Чехлом мезозойско-кайнозойских платформенных отложений перекрыты структуры Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов.

В пределах Урало-Монгольского пояса восточнее Аральского моря в фундаменте Туранской плиты развиты продолжения охарактеризованных выше структур Восточного Урала, Среднего и Южного Тянь-Шаня. Следует лишь отметить, что шарниры отдельных геосинклинальных прогибов Урала и Тянь-Шаня при встречном сближении воздымаются, из-за чего в районах сочленения уральских и тяньшаньских структур в фундаменте Туранской плиты преобладают, вероятно, образования типа срединных массивов.

Поверхность палеозойского фундамента рассматриваемой плиты к востоку и северо-востоку от Аральского моря достаточно выравненная и находится в среднем на глубинах 0,5–2 км. Лишь к востоку от Улутауского срединного массива имеется прогиб с погружением фундамента до 5 км. Платформенный чехол в характеризующей части Туранской плиты начинается, как правило, отложениями мела. В отдель-

ных грабенах здесь развиты и юрские угленосные терригенные (вверху карбонатно-терригенные) образования мощностью до 2000 м. Нижний мел представлен на юге красноцветными и пестроцветными, а на севере сероцветными терригенными породами мощностью 500–1000 м, верхний мел, палеоцен и эоцен — сероцветными терригенными и карбонатными образованиями мощностью 1000–1200 м, олигоцен и миоцен (местами и плиоцен) — красноцветными и сероцветными терригенными породами мощностью 200–800 м. В платформенном чехле развиты пологие складки разных размеров.

К западу и северо-западу от Аральского моря в фундаменте Туранской плиты значительную площадь занимает Северо-Устюртский срединный массив, северная часть которого обнажается на юге Урала (в Восточных Мугоджарах). Здесь массив сложен нижепротерозойскими (?) кристаллическими породами, перекрытыми сингеосинклинальным чехлом, представленным осадочными и вулканическими породами рифея (?) и палеозоя. Такое же строение, судя по геофизическим материалам, Северо-Устюртский массив имеет и под чехлом Туранской плиты. Между ним и Прикаспийской впадиной расположены продолжения геосинклинальных зон Западного Урала.

Таким образом, Северо-Устюртский массив разделяет, вероятно, структуры Западного Урала, поворачивающие и уходящие в субширотном направлении под Каспийское море, и структуры Восточного Урала, сочленяющиеся с тяншаньскими. Поверхность кристаллических архейских — нижепротерозойских пород в характеризуемой части Туранской плиты находится, судя по геофизическим данным, на глубинах 7–12 км, местами выше.

Западнее Аральского моря на Туранской плите появляется так называемый промежуточный комплекс, образованный терригенными породами верхней перми — нижнего триаса, мощность которых может достигать 1–3 тыс. м. По составу пород, условиям залегания и степени дислоцированности он занимает промежуточное положение между породами фундамента и чехла, чему и обязано его название.

Платформенный эпигерцинский чехол Туранской плиты к западу от Аральского моря залегает на весьма слабодислоцированной поверхности, находящейся в среднем на глубинах 2–4 км. Чехол сложен терригенными (местами угленосными) породами юры, а выше — карбонатными и терригенными отложениями мела, палеогена, неогена.

В пределах Средиземноморского пояса данных о строении догерцинского фундамента мало. Предполагается, что здесь широко развиты структуры типа срединных массивов (Карабогазский, Каракумский и др.). По долине р. Амударьи и несколько западнее, судя по геофизическим материалам, протягивается прогиб, выполненный вулканическими породами и соединяющийся на севере Афганистана с эвгеосинклинальными зонами Северного Памира. Он принадлежит Гиссаро-Северо-Памирской геосинклинальной складчатой системе [9, 10]. Другой подобный прогиб, возможно, располагается вдоль предгорий Копетдага.

Значительным развитием в Туранской плите в пределах Средиземноморского пояса пользуется уже упоминавшийся "промежуточный комплекс". В северо-западной половине характеризуемой площади он сложен терригенными и карбонатными породами верхней перми — верхнего триаса мощностью до 3000 м, в юго-восточной — красноцветными песчаниками, основными, средними и кислыми эффузивами и их туфами аналогичного возраста мощностью в прогибах до 5000 м и более.

Подосва платформенного эпигерцинского чехла Туранской плиты в пределах Средиземноморского пояса дислоцирована несколько интенсивнее, чем в Урало-Монгольском поясе и находится в среднем на глубинах 2–3 км. На юго-востоке, вблизи границы СССР и Афганистана, глубины возрастают до 5–6 км, а вдоль Копетдага — до 8–10 км. Чехол сложен терригенными угленосными, а сверху карбонатными, соле- и гипсоносными породами юры; сероцветными и красноцветными терригенными (местами карбонатными) породами нижнего мела; карбонатными, в меньшей степени, терригенными отложениями верхнего мела и палеогена; преимущественно терригенными образованиями неогена, в которых вблизи современных гор появляются конгломераты.

В отложениях чехла Туранской плиты локализованы месторождения нефти и газа (Мангышлак, Небитдаг, Газли и др.), бурых и каменных углей (Тургай, Ангрэн и др.), различных солей (Карабогаз и др.), горно-рудного сырья, бассейны подземных вод.

Центрально-Азиатский орогенный пояс. К данному поясу, формировавшемуся в

олигоцене и неогене, в Казахстане и Средней Азии относятся горы Памира, Тянь-Шаня, Джунгарии и Алтая, которые пересекают более древние складчатые геосинклинальные структуры Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов. В триас—эоценовое время территории будущего Центрально-Азиатского пояса (кроме Южного Памира) принадлежала эпигерцинской Урало-Сибирской платформе. В отдельных грабенах и впадинах здесь накапливались отложения, близкие по составу к отложениям чехла Туранской плиты, но имеющие порой несколько более грубообломочный состав и повышенные мощности. Грабены и впадины разделялись невысокими, слабо разрушившимися поднятиями. Впоследствии, в процессе создания гор наиболее крупные структуры развивались унаследованно: в грабенах и впадинах стали накапливаться грубообломочные молассовые толщи, а поднятия превратились в хребты. Мощность грубообломочных пород олигоцена—неогена возрастает с северо-востока на юго-запад, достигая вблизи наиболее высоких хребтов Центрально-Азиатского пояса, в Ферганской впадине и в Афгано-Кашгарской складчатой системе, 5000—6000 м.

Тектоническая структура Центрально-Азиатского пояса представляется в общем германотипной, состоящей из системы горстов и грабенов. Степень дислоцированности мезозой-кайнозой в грабенах возрастает, как и мощность, в том же юго-западном направлении. Наиболее интенсивные дислокации наблюдаются в Афгано-Кашгарской складчатой системе, находящейся между Памиром и Тянь-Шанем и названной "складчатой системой" именно по этим свойствам. В восточной ее части развиты сложные линейные складки, нередко опрокинутые и осложненные разрывами. К западу и юго-западу они упрощаются, выпрямляются и, погружаясь, переходят в брахиморфные. Здесь же имеются и крупные диапиры с ядрами из верхнеюрских гипсоносных и соленосных толщ. Следует подчеркнуть, что Афгано-Кашгарская складчатая система ограничена с юга зоной так называемого Северо-Памирского разлома, который круто, под углами 70—80°, падает к югу, прослеживаясь при таком же падении до поверхности Мохоровичича. Сколь угодно существенные горизонтальные перемещения по такому разлому невозможны, поэтому в современных материалах нет подтверждения неоднократно высказывавшейся идее о движении Памира с юга на север.

Интрузивные проявления, связанные с формированием Центрально-Азиатского пояса, известны только в Южном Памире, где представлены небольшими телами щелочных базальтоидов неогенового возраста. В мезозойских и палеогеновых отложениях Афгано-Кашгарской складчатой системы имеются проявления полиметаллической минерализации. Тектонические движения в орогенном поясе продолжаются до настоящего времени, выражаясь в повышенной сейсмичности гор Казахстана и Средней Азии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Казахстана и Средней Азии сочленяются крупнейшие геологические структуры: Восточно-Европейская платформа (представленная Прикаспийской впадиной) с докембрийским фундаментом; Урало-Монгольский геосинклинальный складчатый пояс, развивавшийся в палеозое; Средиземноморский геосинклинальный складчатый пояс, развивавшийся в позднем палеозое—кайнозое; Туранская и Западно-Сибирская плиты молодой эпигерцинской Урало-Сибирской платформы и Центрально-Азиатский эпиплатформенный орогенный пояс, сформировавшийся в олигоцен-четвертичное время.

Анализ и обобщение имеющихся материалов по геологическому строению и истории развития Казахстана и Средней Азии дает возможность сделать следующие выводы:

1. Развитие земной коры Казахстана и Средней Азии происходило в условиях последовательной в общем смены следующих тектонических режимов: формирования архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента, протоплатформенного чехла, геосинклинального, орогенного и тектоно-магматической активации, эпигеосинклинального платформенного и эпиплатформенного орогенеза; вместе с тем некоторые из этих режимов одновременно сосуществовали в различных частях Казахстана и Средней Азии.

2. Кристаллический фундамент формировался на территории Казахстана и Средней Азии в архее — раннем протерозое; он образует значительную верхнюю часть гранитно-метаморфического слоя континентальной земной коры.

3. Чехол протоплатформы сложен терригенными, вулканогенными и в меньшей степени карбонатными отложениями. Его образование началось в рифее, а местами в венде

и продолжалось в разных районах Казахстана и Средней Азии в неодинаковое время. В Средиземноморском складчатом поясе время формирования чехла протоплатформы было наиболее продолжительным — с венда до девона включительно.

4. Геосинклинальные системы закладывались в результате раздробления протоплатформы. Структурный план Казахстана и Средней Азии определен зонами глубинных разломов (грабенами, раздвигами), с которыми было связано заложение геосинклинальных систем. В Среднеазиатской части рассматриваемой территории разновозрастные складчатые системы параллельны друг другу и вытянуты в одном направлении, что создает здесь общий линейный тектонический план, свойственный и Уралу. В казахстанской части разновозрастные и разновозрастные складчатые системы ориентированы в различных направлениях, что в сочетании с широко развитыми срединными массивами создает общее мозаичное строение этой части описываемой площади.

5. Возникновение геосинклинальных систем на территории Казахстана и Средней Азии было неодновременным. В раннем кембрии заложились Кокчетав-Северо-Тяньшаньская, Чингиз-Тарбагатайская, Горно-Алтайская и Уральская, в позднем кембрии — начале ордовика возникла Джунгаро-Балхашская и в силуре — Южно-Тяньшаньская и Зайсанская геосинклинальные системы. Наиболее молодые — геосинклинальные системы Средиземноморского пояса, возникшие в начале каменноугольной эпохи.

6. Замыкание геосинклинальных систем Казахстана и Средней Азии также происходило неодновременно. В Урало-Монгольском поясе Кокчетав-Северо-Тяньшаньская и Чингиз-Тарбагатайская системы, замкнувшиеся в ордовике и силуре, образовали подковообразную складчатую структуру. Системы, более молодые по времени завершения геосинклинального процесса, располагаются либо по внешней периферии этой структуры (Южно-Тяньшаньская, Уральская, Зайсанская), либо внутри нее (Джунгаро-Балхашская). В Средиземноморском поясе геосинклинальные системы, более древние по времени замыкания (позднепермские), находятся у северного его края, а относительно более молодые (юрские, а за пределами СССР палеогеновые) — южнее.

7. Несмотря на разновременность проявления геосинклинальных процессов в разных геосинклинальных системах Казахстана и Средней Азии обнаруживаются черты сходства между ними, выраженные в определенной стадийности и образовании в течение определенных стадий геосинклинального процесса близких по составу осадочных и магматических (вулканических и интрузивных) формаций. Это дало возможность сравнивать по ряду признаков зоны и их группы разновозрастных геосинклинальных складчатых систем. Необходимо отметить, что наряду со сходством в развитии разновозрастных складчатых систем региона все же нет полного их тождества как в отношении стадийности, так и вещественного выражения.

8. Режимы орогенный и тектоно-магматической активизации оказываются в значительной мере сходными по набору формаций и тектонических структур. Эти формации развиты преимущественно на срединных массивах или в пределах складчатых систем более ранней консолидации. Наиболее общее проявление рассматриваемых режимов — возникновение вулканических поясов, возраст которых в Казахстане и Средней Азии изменяется от раннедевонского до раннемелового.

9. В развитии и строении геосинклинальных складчатых систем рассматриваемой территории значительную роль играют срединные массивы. Площадь, занимаемая ими в отдельных системах, порой не уступает площади, занятой собственно геосинклинальными зонами.

10. Общий ход геологической истории отдельных крупных структур Казахстана и Средней Азии показывает направленность и необратимость тектонических процессов в пределах каждой из этих структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллин А.А. Геология Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 312 с.
2. Абдуллин А.А. Основные представления о тектоническом районировании Казахстана. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 8—16.
3. Афоничев Н.А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Статьи 1, 2. — Сов. геология, 1967, № 2, с. 33—53; № 3, с. 61—82.
4. Афоничев Н.А., Боровиков Л.И. Схема тектонического районирования Восточного Казахстана: Врезка к карте "Геологические формации Восточного Казахстана", масштаб 1:1500 000. Л.: ВСЕГЕИ, Мингео СССР, 1970.

5. Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 242 с.
6. Беспалов В.Ф. Тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик масштаба 1:1 500 000. Объяснительная записка. Алма-Ата: Наука, 1976. 160 с.
7. Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статьи 1, 2. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, № 5, с. 40—48; № 6, с. 8—42.
8. Борсук Б.И., Духовский А.А., Кронидов И.И. Казахская складчатая область. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 2. Тектоника. М.: Недра, 1968, с. 203—225.
9. Власов Н.Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. — В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969, с. 82—95.
10. Власов Н.Г., Тарасенко А.Т. Сопоставление доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира. — В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Л. 1969, с. 107—128. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 168).
11. Геологическая карта Казахской ССР, масштаб 1:500 000: Объяснительная записка/Гл. ред. С.Е. Чакабаев. М.: Мингео СССР. Сер. Западно-Казахстанская, 1980. 211 с.; Сер. Центрально-Казахстанская, 1981. 324 с.; Сер. Южно-Казахстанская, 1981. 248 с.; Сер. Восточно-Казахстанская, 1979. 182 с.
12. Геологическая карта Казахстана и Средней Азии масштаба 1:1 500 000/Гл. ред. Н.А.Афоничев, Н.Г. Власов. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
13. Геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист L — (42), (43) — Балхаш/Отв. ред. В.И. Яговкин. М.: Мингео СССР; Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
14. Геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист L — (43), (44) — Талды-Курган: Объяснительная записка/Отв. ред. Н.А. Афоничев. М.: Мингео СССР; Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 160 с.
15. Геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист L — (39), (40) — Гурьев: Объяснительная записка/Отв. ред. М.Д. Магретова. М.: Мингео СССР; Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 146 с.
16. Геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист L — (44), (45) — Зайсан; Объяснительная записка/Отв. ред. Г.П. Клейман. М.: Мингео СССР; Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 140 с.
17. Геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист M — (44), (45) — Усть-Каменогорск: Объяснительная записка/Отв. ред. Д.П. Авров. М.: Мингео СССР; Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 145 с.
18. Геологические формации и металлогения Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы/Ред. Н.П. Михайлов. Л.: Недра, 1981. 222 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 310).
19. Довжиков А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977. 170 с.
20. Довжиков А.Е., Зубцов Е.И., Аргутина Т.А. Тянь-шаньская складчатая система. — В кн.: Геологическое строение СССР, М.: Недра, 1968, т. 2, с. 308—326.
21. Кассин Н.Г. Развитие геологических структур Казахстана. — В кн.: Основные идеи Н.Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1960, с. 29—73.
22. Кнауф В.И., Королев В.Г. Северо-Тянь-шаньская складчатая область. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2. Тектоника. М.: Недра, 1968, с. 225—231.
23. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана/Гл. ред. Р.Б. Баратов. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.
24. Симицын Н.М. Схема тектоники Тянь-Шаня.— Вестн. ЛГУ, 1957. Геология и география, № 12, вып. 2, с. 5—25.
25. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии: Объяснительная записка к Геологической карте Киргизской ССР, масштаб 1:500 000/Гл. ред. К.О. Осмонбетов. Фрунзе: Илим, 1982. Кн. 1. 372 с.; Кн. 2. 245 с.
26. Тектоническая карта областей палеозойской складчатости Казахстана и сопредельных территорий, масштаб 1:1 500 000/Гл. ред. А.А. Абдулин, Ю.А. Зайцев. М.: Мингео СССР, 1980.
27. Туляганов Х.Т., Яскович Б.В. Геологическая карта Узбекской ССР. Ташкент: Фан, 1980. 200 с.
28. Шлыгин Е.Д., Шлыгин А.Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана. — В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 78—93.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ЗАБАЙКАЛЬЯ

В.А. АМАНТОВ, П.С. МАТРОСОВ

*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

Алтае-Саянская складчатая область и Забайкалье — крупные гетерогенные складчатые сооружения южного обрамления Сибирской платформы, в строении которых принимают участие разновозрастные геологические образования. Одни из них преобразованы в складчатые комплексы на рубеже рифея и венда (байкалиды), другие — в раннем палеозое (каледонииды). На юге и востоке Забайкалья, где ведущее значение приобретают глубинные неоднородности Тихоокеанского сегмента, к каледонидам и байкалидам присоединяются палеозоиды (варисциды), регенерированные в мезозое.

Каледонииды — ведущие структуры Алтае-Саянской области во многом отличаются от каледонид Забайкалья: общей архитектурой сооружений, набором осадочных и магматических формаций, сидерофильно-халькофильных в Алтае-Саянской области, существенно литофильных и халькофильно-литофильных в Забайкалье. Эти различия согласуются с общим профилем и спецификой металлогении каждого региона.

Структуры байкальского и каледонского комплексов всех типов сложно и многократно преобразованы процессами постконсолидационного возрождения [9] в среднем—позднем палеозое и мезозое. Выделяются: 1) протерозоиды ограничения платформы (Енисейско-Саянская, Байкало-Патомская и Кодаро-Удоканская перикратонные системы); 2) байкалиды эвгеосинклинальные на комплексах карелид (Байкало-Витимская система, аналогичные структуры в каледонидах Алтае-Саянской области); 3) каледонииды геантиклинального типа развития на субстрате байкалид и становид (Селенгино-Яблонская область), в пределах которых оформился плутонический пояс девона и карбона, а в Забайкалье, кроме того, образовались вулканоплутонические пояса перми и мезозоя; 4) "мозаичные" ранние и поздние каледонииды Алтае-Саянской области с разными типами геолого-структурных обстановок; 5) краевые массивы на складчатых комплексах "известняковых" миогеосинклиналей.

Многообразие типов структур обусловлено сложным глубинным строением территории. На уровне сверхглубоких неоднородностей литосферы, выраженных в аномалиях геопотенциала Земли, Алтае-Саянская область размещается в пределах Центрально-Азиатского минимума. Забайкалье же совмещено с Восточно-Азиатской градиентной зоной, разделяющей минимум от Западно-Тихоокеанского максимума [13]. Последней зоне придается особенно важное значение, поскольку она определяет западную границу развития процессов тектоно-магматической активизации забайкальского типа, отличающуюся разнообразием форм.

Внутри Алтае-Саянской области и Забайкалья выделяются неоднородности коры более низких иерархических рангов, образующие в совокупности Восточно-Азиатскую, Ангарскую, Минусинскую и прочие купольно-кольцевые структуры. На геолого-структурное районирование здесь прямо влияют различия раннедевонского субстрата и геодинамического режима областей (повышенная сидерофильность субстрата и преобладание раздвигов в Алтае-Саянской области по сравнению с Забайкальем).

Складчатые системы ограничения Сибирской платформы составляют особую категорию пограничных структур, сочетающих некоторые характерные признаки платформ и геосинклиналей. Их составляют комплексы: а) протогеосинклиналей и протовалякогенов этапа образования дорифейского протократона ($AR_2 - PR_1$), б) перикратонных структур этапа оформления Сибирского кратона (R_{1-3}), внешних и внутренних краевых прогибов кратона (PZ_1).

Конечный этап преобразования структур ограничения в складчатые — байкальский, но процессы метаморфизма и переформирования их происходили и позже — в раннем палеозое, девоне и юре с разной интенсивностью в этих системах [11], которым свойственно отсутствие признаков полного обращения. В прогибах преимущественно развиты асимметричные брахисинклинорные складки и широко проявлены надвиги, уникальные варианты метаморфизма находятся на одном и том же стратиграфическом

уровне. Все формы проявления магматизма (как базитово-платформенного, так и гранитоидного) — локальные и ограничены зонами краевых структурных швов. В сравнении со структурами иных типов неповторимо многообразие геодинамических обстановок, например, одновременного сосуществования стресс-зон смятия, переработанных полиметаморфизмом — метасоматизмом [7], и зон метаморфизма начальной ступени. Высокая глубинная проницаемость, тепловая проработка и эффект стресса обусловили столь же уникальную минерагию с преимущественным развитием стратиформных и метаморфогенно-метасоматических месторождений.

Широкое развитие надвигов в зонах ограничения платформ имеет особое значение. Время их проявления ограничивается рубежами геотектонических циклов. В большинстве случаев надвиги возникли на постконсолидационных стадиях и имеют незначительные амплитуды. Поэтому, очевидно, здесь не происходило увеличения мощности коры, что обязательно для концепции "скачивания".

В каледонидах Байкало-Витимской геосинклинально-складчатой системы, непосредственно граничащей по Байкало-Муйскому шву со структурами ограничения платформы, существенную роль приобретают вулканические проявления на разных этапах протерозойского развития — карельском и байкальском. Особый интерес представляют комплексы, возникшие на орогенном этапе байкалид (R_3) и пространственно сосредоточенные в зоне Муйского разлома, который в это время служил внешним краевым швом Сибирской платформы. По составу вулканических формаций и металлогении данный вулканический пояс можно считать подобным краевому Северо-Байкальскому поясу.

Своеобразен процесс геосинклинального развития каледонид Западного Забайкалья, объединяемых в Селингино-Яблоновую геантиклинальную область. Геосинклинальная регенерация, охватившая последовательно одни зоны этой территории в рифее, а другие в раннем кембрии, и, кроме того, орогенное возрождение в палеозое и мезозое привели к образованию сложного, мозаично устроенного антиклинория. Основанием каледонид Западного Забайкалья послужили кристаллические биотит-амфибол-гнейсовые комплексы раннего докембрия Становой области (AR_2). Непрерывная цепь их выступов-куполов, преобразованных процессами ультраметаморфизма и автохтонного гранитообразования на каждом новом этапе возрождения (PZ_1 ; D—C; MZ) отделяет ее повсюду от сопредельной Монголо-Охотской области. Модель Г.И. Менакера удачно объясняет природу этих интереснейших структур континента недостатком гранитно-метаморфического слоя при неглубоком залегании "диорит-базальтового" слоя коры. Восточно-Азиатская градиентная зона Забайкалья — пока единственная на континентах, где описаны структуры такого рода.

Комплексы геосинклинального периода развития (PR_2 ; E_1) представлены образованиями регматических (приразломных) прогибов: зеленосланцевыми (кударинский тип — PR_2), карбонатно-вулканогенными с вулканитами спилит-диабазового ряда (джидинский тип), либо андезит-дацитового и дацит-плагиолипаритового рядов (ервинский тип) с неизменно сопутствующими флишоидными и карбонатными формациями. На геосинклинальном и инверсионно-орогенном этапах аргументировано параллельное развитие формационных рядов: аллохтонных в регматических зонах (габбро-плагиогранитового, монзонит-гранодиоритового) и мезоабиссальных в геантиклинальных зонах (диорит-плагиогранитового и гранитного).

Западно-Забайкальские каледониды трижды подвергались орогенному возрождению (PZ_{2-3} ; P; MZ); в их пределах последовательно возникали вулканоплутонические пояса [3]: среднепалеозойский (гранит-граносиенитовый, завершившийся в карбоне лейкократовыми щелочными гранитами), пермский (сиенито-диориты, субщелочные граниты — щелочные сиениты с обильными вулканическими комагматами) и триасюрский (диорит-гранодиориты повышенной щелочности в сочетании с трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой группой вулканических образований).

Комплексы указанных трех эпох возрождений пространственно разобщены по латерали. Магматические формации раннего возрождения тяготеют к северной части Западного Забайкалья, двух последующих эпох — к южной. Это обстоятельство стало очевидным в связи с пересмотром возраста интрузий и сокращением роли мезозойских магматических образований в системе каледонид Западного Забайкалья.

В каледонидах Алтае-Саянской складчатой области по комплексу геологических и геофизических данных, характеризующих различные состояния и мощности коры,

можно выделить два крупных мегаблока; это Шорско-Хакасская и Горно-Алтайско-Тувинская складчатые системы вместе с разделяющей их широтной границей — Северо-Саянским глубинным разломом. К нему приурочены крупная гравитационная ступень, магнитный максимум и резкая смена мощностей континентальной коры.

Шорско-Хакасская система ранних каледонид испытала наиболее раннюю консолидацию, закончив свое геосинклинальное развитие в раннем кембрии. В ордовике и силуре это была область высокого стояния с преимущественным развитием процессов размыва. В девоне, позднем палеозое и мезозое она подверглась орогенному и тектоно-магматическому возрождению [8]. Горно-Алтайско-Тувинская система с раннего докембрия прошла сквозное геосинклинальное развитие с неоднократной регенерацией структур в позднем кембрии, ордовике, силуре. Для нее характерны орогенное тектоно-магматическое возрождение в девоне, позднем палеозое и мезозое.

Шорско-Хакасская система в целом характеризуется мозаичной глыбовой структурой с отдельными, безусловно, подчиненными линейными элементами. На востоке, северо-востоке и юге по глубинным разломам она граничит с байкалидами Восточно-го Саяна и поздними каледонидами Западного Саяна.

Ранние каледониды системы в основном сложены нижнекембрийским типичным геосинклинальным (звгесинклинальным) карбонатно-кремнисто-вулканогенным складчатым комплексом. В центральной, южной и восточной частях этой системы среднекембрийские отложения уже отсутствуют и спорадически появляются только по ее западным окраинам. Они эпизодически надстраивают раннекаледонский комплекс лишь в Кузнецком Алатау. В целом ранне-среднекембрийский складчатый комплекс характерен карбонатно-кремнистыми отложениями, образованиями спилит-диабазовой, иногда кератофир-спилит-диабазовой формации. Ранние интрузии дунит-гарцбургитовой формации позднее сменили гранитоиды сининверсионного типа: кварцевые диориты, плагиограниты (E_{2-3}). Ранние каледониды в среднем кембрии испытали инверсию, выраженную в складчатых деформациях, а в течение ордовика и силура — поднятия и интенсивный размыв.

Во внутренних частях ранних каледонид Шорско-Хакасской системы выходы древних образований, которые можно отнести к каледонскому фундаменту, известны в Томском и Терсинском выступах Кузнецкого Алатау и в Белокурихинском выступе южной части погребенного Бийско-Барнаульского массива.

Орогенное развитие ранних каледонид Шорско-Хакасской системы охватывает девон и поздний палеозой [9]. Оно проявилось в возобновлении блоковых движений на фоне общего поднятия областей, в образовании межгорных прогибов с эпиконтинентальным и континентальным режимами осадконакопления, а также в развитии интенсивного полициклического магматизма при огромной роли субаэрального вулканизма. С этим этапом связано формирование таких крупных наложенных структур, как Минусинский, Кузнецкий и другие прогибы, выполненные отложениями пестроцветных лагунно-континентальных формаций с углями и вулканитами различного состава (андезит-липаритовая, трахилипарит-трахибазальтовая и др.). В разделяющих прогибы поднятиях и в пределах различного рода выступов древних структур в раннем—среднем девоне интенсивно проявились рудоносные гранит-лейкогранитовая и щелочно-сиенитовая формации [8].

Поздние каледониды Горно-Алтайско-Тувинской системы при известном сходстве развития раннекаледонских структур существенно отличались в позднекаледонское время от Шорско-Хакасской системы.

В Туве и Горном Алтае в позднем кембрии, ордовике и силуре продолжали развиваться терригенные прогибы, заполнявшиеся миогеосинклинальными, автохтонными (флишевыми, флишоидными) и другими формациями (Тувинский, Западно-Саянский, Ануйско-Чуйский и другие прогибы). Периоды их разновременной инверсии и консолидации сопровождалась формированием кислых интрузий.

Наиболее типичными структурами поздних каледонид следует считать Западно-Саянский и Тувинский прогибы. Последние выполнены весьма мощным и полным терригенным комплексом позднего кембрия, ордовика и силура. Толщи силура здесь выполняют довольно простые брахиформные структуры (морская нижняя моласса). Девонские и более молодые толщи, существенно континентальные, уже входят в состав верхней (орогенной) молассы.

Западно-Саянский и Тувинский прогибы, некогда сообщавшиеся, можно считать

составными частями обширной позднекаледонской Горно-Алтайско-Тувинской геосинклинали. Однако в Горно-Алтайской части этой геосинклинали полная инверсия завершилась позднее, чем в Туве (на границе S_2 и D).

Орогенная стадия развития в Горно-Алтайско-Тувинской системе проявилась более или менее синхронно с Шорско-Хакасской, но ее отличительная особенность — отсутствие перерыва между орогенными структурами и их основанием. Орогенные прогибы среднего—позднего палеозоя рассматриваемой системы развивались унаследованно на терригенных прогибах ($O-S$).

Особое место в Алтае-Саянской области занимает Салаир. Он характеризуется развитием разновозрастных отложений ($P\epsilon-C_1$), где представлены все системы и большая часть отделов палеозоя. В разрезах преобладают отложения преимущественно геосинклинального типа. Тектонические перестройки осуществились между алданским и ленским веками раннего кембрия, перед средним кембрием, тремадоком, ранним силуром, живетом и поздним девонем. Интрузии разного возраста, в том числе граниты, прорывающие породы карбона, находятся в угнетенном состоянии. Салаир можно рассматривать как особую структуру длительного сквозного развития в палеозое.

В позднем палеозое и мезозое вся территория Алтае-Саянской области становится областью завершенной складчатости, где эпизодически на отдельных ее участках формировались амагматичные угленосные впадины ($P-J$), на других — ареалы базальтоидного магматизма ($K-P$), на третьих, в узлокальных разломных зонах (Ийско-Канский и Кандатский разломы) — гранитоиды лейкогранитового ряда и амазонитовые граниты в зонах метасоматоза (T).

Регенерированные в мезозое варисциды Монголо-Забайкальской системы, представляющие западное звено Монголо-Охотской области, развивались по пути, обычному для миктогеосинклиналей: а) глубоководные "аспидно-терригенные" и флишoidные трюги рифея—раннего палеозоя на образованиях кратковременно существовавших зеленокаменных рифейских трюгов, б) складчатость, в) регенерированные миктогеосинклинальные трюги девона—раннего карбона. С этапа инверсии среднего карбона система претерпела полное обращение структур, обособление краевых поднятий, массовое батолитовое гранитообразование (с вариациями от мезоабиссальных тоналитов до мезоабиссальных гранитов), наконец, мезозойская регенерация с терригенными прогибами, континентальными впадинами, с монзонит-гранитовым, лейкогранитовым и трахиандезит-липаритовым магматизмом. Происходило все согласно схеме Кобэра, но принципиально иначе, нежели в сопредельном Амуро-Охотском звене той же области, на окраине континента. Общую инверсию и массовое гранитообразование там сменили интенсивные горизонтальные движения, обусловившие многократное сжатие и сложную сдвиговую деформацию геосинклинальных призм.

Все краевые массивы Алтае-Саянской области и Забайкалья (рисунок вкл.) размещаются на рубеже между каледонскими складчатыми областями и байкалидами ограничения платформы (Хакасский, Баргузинский¹), либо разделяют элементарные подвижные пояса Центрально-Азиатского мегапояса. В своем становлении они прошли сложный путь своеобразного геосинклинального развития (R, PZ), завершившегося двуактной складчатостью и гранитообразованием в нижнем палеозое. Дальнейшая эволюция массивов протекала либо в режиме катастабильном (Хакасский, Аргунско-Верхнеамурский массивы, заложенные на субстрате архейских перилитоплинтов), либо анастабильном [6] — при преобладании воздыманий с многократной ремобилизацией гранитоидного плутонизма нарастающей щелочности (330—300 млн. лет и 280 млн. лет): гранит-граносиенитового, монзонит-сиенитового, щелочно-гранитного (Баргузинский и Восточно-Тувинский — Сангиленский массивы на субстрате архейских литоплинтов). Массивы второго типа несут главным образом редкометально-редкоземельную минерализацию, металлогения массивов первого рода многообразна.

Обобщая материалы по геологическому строению Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья, можно отметить следующее:

1. Ранние стадии установленных в регионе геотектонических циклов ознаменовались перестройками континентальной коры в виде частичной деструкции ее нижних уровней [1]. Признаки деструктивного развития наиболее выражены: для карельского цикла — в зеленокаменных протогеосинклинальных трюгах (более 2 млрд. лет); для

¹ Его же именуют Баргузино-Витимским.

байкальского — в геосинклинальных трогах практически всех складчатых областей (байкальских, каледонских и варисских¹); для варисского — в геосинклинальных трогах раннего девона. Краевые массивы на всех этапах резко контрастировали с трогами, сохраняя стойкие признаки конструктивного развития. В итоге они образовали в Центральной и Восточной Азии "сиалические оси" — непрерывные зоны протяженностью на многие тысячи километров. С одной из них связано позднемезозойское тафrogenное впадинообразование [2, 6], а с другой — кайнозойский рифтогенез (базальты зон Байкальского рифта, несущие включения "лерцолитовой" и "вебстеритовой" мантии). Байкальские рифтогенные зоны, приуроченные к границе складчатых систем ограничения Сибирской платформы с каледонидами, давно привлекают внимание [5, 10] как редкие проявления "живой" тектоники (разуплотненный волновод на рубеже кора—мантия, взаимодействие сводов глубинного заложения — Ангарского и Байкальского, уникальные сейсмодислокации и термический режим).

2. Намечается новое решение ряда проблем эволюции геосинклиналией. Так, важное научное и практическое следствие имеет установленное на примере южного обрамления Сибирской платформы изменение режима геосинклиналией, граничащих с платформой и переходящих на окраину современного континента. В палеозое и мезозое в геосинклинальных трогах окраины континента была резко усилена роль горизонтальных движений по сравнению с внутриконтинентальными геосинклинальными прогибами.

Устанавливается прямая корреляционная зависимость между формами проявления геосинклинального процесса и глубинными неоднородностями Земли глобального значения. Для геосинклиналией внутри континента установлено, что различия геодинамического режима в разных их частях обуславливают кардинальные различия металлогении. Не менее важное значение имеет установленная для структур Алтае-Саянской области резкая смена геодинамических обстановок при переходе от ранних каледонид (салаирид) к поздним каледонидам, формирование которых завершилось всеобщим сжатием призм миктогеосинклиналией (Западный Саян, Горный Алтай) с последующим длительным орогенезом и двуактным гранитообразованием.

3. Территория южного обрамления Сибирской платформы (особенно Забайкалье) представляет полигон для решения проблем "возрожденных" структур негеосинклинального ряда — тех, которые относятся к особому режиму обновления континентальной коры (режиму тектоно-магматической активизации).

Многообразие их намного больше, чем в иных регионах СССР. Строго разграничены образования областей магматогенных гранитоидных сводов орогенной активизации (олово, редкие металлы, золото, полиметаллы) от областей угленосных впадин с контрастным и базальтовым вулканизмом тафrogenной активизации (редкие элементы, флюорит, эпitherмальная золото-серебряная минерализация). Первые обусловлены процессами сиализации коры, а вторые — "деструкцией", т.е. перестройкой нижних слоев коры при разогреве граничной зоны кора—мантия.

Орогенная активизация тесно связана с геосинклинальным процессом. В рассматриваемом регионе она ни в одном случае не является эпиплатформенной. Орогены тектоно-магматической активизации никогда не возобновляются после достижения континентальной корой уровня саличности, максимально возможного для складчатых областей фанерозоя.

Принципиальный интерес в этой связи представляют новые данные по Забайкалью, обеспечившие основательный пересмотр объемов и содержания магматических поясов. Магматические пояса, традиционно "мезозойские", нередко оказываются позднепалеозойскими, что, естественно, влияет на прогноз полезных ископаемых.

4. По-новому решается проблема протерозойских складчатых структур ограничения Сибирской платформы в связи с выделением особого класса структур, промежуточных между платформенными и геосинклинальными. Эти структуры вполне самостоятельны по геодинамическим параметрам, формам проявления линейно-зонального метаморфизма и набору формаций (осадочных, магматических, рудных).

5. Наметились интересные теоретические аспекты металлогении, например, данные, заставляющие положительно относиться к проблеме генерального унаследования (от архея) общего металлогенического профиля региона и полихронности процесса рудообразования, растянувшегося для некоторых рудных ассоциаций на несколько эпох.

¹ Каледониды Алтае-Саянской области характеризуются уникальным развитием гипербазитовых поясов, отражающих их ячеистое строение и взаимосвязь движений коры и мантии.

В обоих регионах возрастают исследования, направленные в одних случаях на глубинное доизучение старейших рудных районов, а в других — на углубленное изучение новых видов минерального сырья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алтухов Е.Н. Процессы преобразования сиалической коры, их тектоническая природа и металлогеническое значение. — Докл. АН СССР, 1983, т. 269, № 1, с. 176—179.
2. Амантов В.А. О строении и эволюции подвижных поясов континента на примере складчатых сооружений юго-восточного обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника регионов СССР. Л., 1982, с. 68—78. (Тр. ВСЕГЕИ; Вып. 11).
3. Амантов В.А., Богуславский И.С., Козубова Л.А. Средне-позднепалеозойский Тувино-Забайкальский плутонический пояс. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, т. 10, с. 37—41.
4. Возрастная и формационная корреляция магматических образований территории СССР/Под ред. В.Н. Москалевой, В.Н. Верещагина, И.П. Никольской. Л., Вып. 3. 1978. 64 с.; Вып. 4. 1979. 56 с.
5. Карта геотермического режима земной коры территории СССР, масштаб 1:10 000 000/Ред. А.А. Смыслов. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
6. Красный Л.И. Тектоническая систематика. М.: Недра, 1972. 151 с.
7. Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых: Тез. Всесоюз совещ. Улан-Удэ, 1979. 189 с.
8. Матросов Н.С. Основные закономерности развития структур и главные черты минерализации южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Л., 1975. 10 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С.; Т. 234).
9. Матросов Н.С. Байкалиды, каледониды и варисциды Западной Монголии. М.: Недра, 1976. 250 с.
10. Основные закономерности развития и металлогении областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР/Гл. ред. А.Д. Щеглов. Л.: Недра, 1979. 302 с.
11. Трансазиатская континентальная зона ВЕБИРС/Отв. ред. С.И. Шерман. Иркутск, 1978. 51 с.
12. Хренов П.М. Негеосинклинальные вулканоплутонические пояса континентального массива Сибири. М.: Недра, 1981. 223 с.
13. Guier W.H., Newton R.R. The Earth's gravity field as deduced from the Doppler of five Satellites. — J. geophys. Res., 1965, vol. 70, p. 4621.

УДК 551.1/4 (234.421.1.2 + 234.86 + 234.9 + 235.211 + 262.5 + 262.81)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА В ПРЕДЕЛАХ СССР

Е.Е. МИЛАНОВСКИЙ, В.Е. ХАИН

Московский государственный университет, Москва, СССР

О.С. ВЯЛОВ

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН Украинской ССР, Львов, СССР

А.Т. АСПАНЯН

Институт геологических наук АН Армянской ССР, Ереван, СССР

Г.А. ТВАЛЧРЕЛИДZE

Геологический институт АН Грузинской ССР, Тбилиси, СССР

Э.Ш. ШИХАЛИБЕЙЛИ

Институт геологии АН Азербайджанской ССР, Баку, СССР

Юго-западная окраина Советского Союза на протяжении 4500 км — от Карпат до Памира попадает в пределы Средиземноморского эпигеосинклинального складчатого пояса Евразии, или пояса Тетис.

На севере от Центральных Карпат (23° в.д.) до Аральского моря (60° в.д.) этот пояс граничит с древней (добайкальской) Восточно-Европейской платформой, а восточнее — вплоть до Памира (75° в.д.) — с Урало-Монгольским палеозойским складчатым поясом. С юга его обрамляют древние платформы Гондванской группы — Африкано-Аравийская и Индостанская, а на небольшом участке к югу от побережья Пакистана — Индоокеанская впадина (см. рисунок на вкл.).

В Средиземноморском поясе выделяются две главные зоны. Северная шириной 100–500 км, почти полностью выклинивающаяся к северо-западу от Карпат и к северу от Памира, выражена молодыми плитами с доальпийским складчатым фундаментом, а южная шириной 500–1200 км представлена различными структурами альпийского эпигеосинклинального орогенического пояса (краевые и межгорные прогибы, складчатые сооружения, срединные массивы, глубоководные впадины внутренних морей).

Молодые плиты. По современным представлениям в фундаменте Мезийской Скифской и Южно-Туранской плит значительная роль принадлежит консолидированным массивам байкальского возраста, либо обломкам добайкальского основания южной части Восточно-Европейской платформы, переработанным в позднем протерозое и палеозое. Между этими блоками располагаются относительно узкие интракратонные складчатые зоны палеозойского (герцинского) и раннемезозойского (древнекиммерийского) возраста, частично выступающие на поверхность в низовьях р. Дунай (в Добрудже), в Донском бассейне и кое-где на Южно-Туранской плите (Мангышлак, Туаркыр, Кугитанг). Чехол молодых плит имеет мощность 1–2 км в Ставропольском, Карабогазском, Каракумском сводах и 5–10 км и более в глубоких впадинах. Над древними массивами он нередко начинается с палеозойских, а над складчатыми зонами с ниже- или верхнемезозойских отложений.

С мезозойско-кайнозойскими отложениями ряда районов Скифской и Южно-Туранской плит связаны месторождения нефти и газа.

Альпийский орогенический пояс прошел длительный путь полициклического геосинклинального развития. В его современной структуре распознаются следы байкальского, герцинского (палеозойского) и альпийского (мезозойско-кайнозойского) геосинклинальных циклов. По латерали в рассматриваемой части Альпийского пояса выделяются шесть крупных поперечных сегментов, существенно различающихся по структурному плану и истории развития в мезозое-кайнозое: Карпато-Балкано-Динарский, Крымско-Черноморско-Анатолийский, Кавказский, Туркмено-Иранский, Афгано-Пакистанский и Памиро-Пенджабский.

Карпато-Балкано-Динарский сегмент в поперечном разрезе в целом характеризуется квазисимметричным антивергентным строением. В нем различаются две ветви складчато-покровных альпийских сооружений: Карпато-Балканская, надвинутая на северную раму Альпийского пояса (на Восточно-Европейскую платформу и Мезийскую плиту), и Динаро-Эллинская, надвинутая на его южную раму (Адриатическую плиту и Восточно-Средиземноморскую глубоководную впадину). В плане этот сегмент распадается на два субсегмента — “вздутия”, разделенные сильным пережимом между западной частью Мезийской и южной частью Адриатической плит. Внутри них располагаются соответственно Паннонский (сложный) и Родопский срединные массивы. В Динаро-Эллинской системе широко развиты мезозойские и палеозойские (?) офиолитовые комплексы, свидетельствующие об интенсивном растяжении и разрывах континентальной коры, и новообразования зон с корой океанического типа на ранних стадиях альпийского и герцинского (?) циклов и сильном сжатии во второй половине палеогена, а во внешних зонах Эллинид и в миоцене. В Карпато-Балканской системе растяжение в мезозое в основном выразилось в утонении и раздроблении континентальной коры.

Карпатское складчатое сооружение образует в плане огромную крутую дугу, выпуклую к северо-востоку. В нем различаются две мегазоны. Внутренняя в основном сложена докембрийскими и палеозойскими метаморфизованными образованиями и несогласно залегающими карбонатными нижнемезозойскими, а местами также терригенными меловыми и палеогеновыми отложениями. В конце мезозоя (в австрийскую и субгерцинскую фазы) она испытала интенсивные складчато-покровные деформации с центробежным перемещением масс на многие десятки и даже первые сотни (?) километров от центра Карпатской дуги к северу, северо-востоку, востоку и юго-востоку. Внешняя мегазона сложена терригенным флишем и флишоидами мела и палеогена, которые на рубеже олигоцена и в миоцене были смяты и шарьированы к северу и востоку. При этом отдельные зоны флишевой мегазоны были надвинуты в виде половин чешуй одна на другую, а вся мегазона в целом на Предкарпатский краевой прогиб, заложившийся на рубеже палеогена и неогена и заполненный мощными молассами (в том числе соленосными) миоцена, а на юго-востоке и плиоцена.

В продольном направлении в Карпатах различаются четыре субсегмента: западный, центральный, восточный и южный. В центральном субсегменте — единственном, попадающем в пределы территории СССР, — представлены на поверхности лишь структуры внешней, флишевой мегазоны, тогда как внутренняя мегазона испытала глубокое погружение и была перекрыта довольно мощными неогеновыми молассаами и наземными вулканитами, выполняющими две небольшие впадины (Чопскую и Солотвинскую) Закарпатского внутреннего прогиба, а также северо-восточную часть Паннонской межгорной впадины, наложенной в основном на одноименный срединный массив. Вдоль зон продольных и поперечных разломов в течение миоцена происходили мощные наземные извержения кислых и среднекислых вулканитов, а слабые извержения более основных и субщелочных вулканитов местами продолжались и в плиоцене. С неогеновыми вулканитами связаны свинцово-цинковые и ртутные месторождения. После складчатый вулканизм во внутренней мегазоне Карпат, а также на Паннонском массиве, свойственная им интенсивная положительная геотермальная аномалия и формирование в них миоценовых структур растяжения и обрушения, по-видимому, были связаны с развитием внутри Карпатской дуги крупного мантийного диапира. В плиоцене—антропогене расположенная над ним Паннонская область испытала общее глубокое проседание. Развитие мантийного диапира предполагается также и в Родопско-Эгейской области.

Крымско-Черноморско-Анатолийский сегмент отличается от более западного резкой морфологической и структурной асимметрией поперечного сечения и появлением северной ветви альпийских складчатых сооружений. Лишь полуостров Малой Азии (Анатолийское нагорье) может считаться прямым восточным продолжением Карпато-Балканской и Динаро-Эллинской складчатых систем, первая из которых в основном продолжается в сооружениях Западного и Восточного Понта, а вторая — Тавра. К востоку от Родопского массива их разделяют срединные массивы Анатолии. Структура Малой Азии (за исключением Понтийской системы) характеризуется широким развитием мезозойских офиолитовых комплексов и складчато-покровными кайнозойскими деформациями, свидетельствующими о значительном горизонтальном растяжении и новообразовании зон с корой океанического типа на ранних и интенсивном сжатии на более поздних стадиях альпийского цикла. В позднем миоцене, плиоцене и антропогене во внутренней части Анатолии мощно проявился субаэральный вулканизм. Северную половину сегмента занимают обширная глубоководная впадина Черного моря, лежащая в основном на восточном продолжении Мезийской плиты, и сооружение Горного Крыма.

Миниатюрное позднекиммерийское складчатое сооружение Горного Крыма возникло в пределах самой западной части Крымско-Кавказско-Копетдагской мезозойской геосинклинали — самой северной ветви альпийского пояса, затухающей к западу и востоку. Байкало-герцинский фундамент Горного Крыма не обнажен, но его переотложенные обломки присутствуют в мезозойском геосинклинальном комплексе. Последний сложен средне-верхнетриасовыми и ниже-среднеюрскими терригенными (в значительной мере флишевыми или флишоидными) и отчасти вулканогенными образованиями основного состава, а также псефитами и известняками верхней юры. Фиксируются перерывы и складчатость в начале и конце средней юры, а также на рубеже юры и мела. Шарьяжи, надвиги и общая вергентность в мезозойской складчатой структуре Крыма не выявлены. В плане ее крупные элементы имеют брахиморфный характер. Северное крыло Крымского сооружения выражено в виде пологой моноклинали платформенных отложений мела, палеогена и миоцена, возникшей в неоген-четвертичное время в процессе его общего сводового воздымания и плавного переходящей к северу, без краевого прогиба, в чехол Скифской плиты. Одновременно южное крыло испытало обрушение; оно прослеживается в краевой части Черноморской впадины. На западе сооружение Горного Крыма, по-видимому, быстро вырождается, а на востоке отделяется от мегантиклинория Большого Кавказа Керченско-Таманской зоной поперечного погружения с широким развитием позднекайнозойских брахискладчатых структур и новейшего и современного грязевого вулканизма.

Краевые зоны Черноморской впадины представляют собой погруженные в конце кайнозоя фрагменты складчатых сооружений Крыма, Большого Кавказа, Балкан и Понта. Большая внутренняя ее часть с плоским дном (на глубине 2—2,1 км) характеризуется асейсмичностью, относительно низким тепловым потоком и мощным чехлом

залегающих почти горизонтально фанерозойских (в значительной части кайнозойских) отложений. Сейсмическими исследованиями установлен субокеанический характер ее коры: мощный (8—15 км) осадочный комплекс подстилается здесь слоем (6—12 км) с упругими характеристиками "базальтового" слоя. Тектоническая природа внутренней части Черноморской впадины окончательно не установлена. Наряду с представлением о ней как о погруженном срединном массиве, переработанном гипотетическими процессами базификации, высказываются предположения о ее возникновении в результате раздвига континентальной коры в мезозое или начале кайнозоя (т.е. рифтовой природе), а также о присутствии в ее основании реликта весьма древней океанической коры (последнее наименее вероятно). Несомненно, что в плиоцене—антропогене эта впадина заметно расширилась и значительно углубилась.

Кавказский сегмент — продолжение Крымско-Черноморско-Анатолийского сегмента к востоку. Его ось выражена субмеридиональной зоной Транскавказского поперечного поднятия, пересекающей весь альпийский пояс и Скифскую плиту и находящей отражение также в смежных частях Восточно-Европейской и Аравийской платформ. В поперечном сечении Кавказского сегмента выделяются три зоны альпийских складчатых сооружений, разделенные срединными массивами и межгорными впадинами, а также Предкавказская и Месопотамская зоны краевых прогибов, которые отделяют альпийский орогенический пояс от Скифской плиты и Аравийской платформы.

Зона Предкавказских краевых прогибов состоит из двух четко видных расположенных глубоких асимметричных прогибов — Кубанского (Кубано-Индопольского) на западе и Терского (Терско-Каспийского) на востоке, разделенных поперечной Минераловодской седловиной. Неоген-четвертичные молассы, достигающие в прогибах мощности более 5 км, в Минераловодском выступе отсутствуют, а слагающие его платформенные отложения мела и палеогена прорваны рядом лакколитов позднемиоценовых граносиенитпорфиоров. Хотя южные крылья обоих прогибов значительно круче северных, характерное для большинства краевых прогибов надвигание на них смежного складчатого сооружения в Кубанском и Терском прогибах не наблюдается или выражено слабо и локально (в западной части первого).

Мегантиклинорий Большого Кавказа возник в пределах той же боковой ветви альпийского пояса, что и мезозойское сооружение Горного Крыма, однако здесь эта ветвь обладала большой шириной и глубиной, и ее геосинклинали развитие протекало более сложно и длительно, вплоть до кайнозоя, и завершилось формированием крупнейшего высокогорного складчатого сооружения. В структуре Большого Кавказа отчетливо выражена как продольная, так и поперечная зональность. Первая проявляется в наличии осевой, наиболее приподнятой зоны, относительно пологого северного и более крутого интенсивно деформированного южного крыла, а вторая — в расчленении на несколько субсегментов, отличающихся по морфологии, мощностям мезозойско-кайнозойских отложений, тектонической структуре. Выделяются наиболее приподнятый и широкий центральный субсегмент, менее приподнятый, но также широкий восточный и более узкие и относительно пониженные северо-западный и юго-восточный, а также зоны поперечного погружения, отделяющие мегантиклинорий Большого Кавказа от сооружений Горного Крыма и Копетдага.

Северное крыло центрального субсегмента — так называемая Лабино-Малкинская зона — в альпийской структуре выражено в виде пологой моноклинали, сложенной платформенного типа отложениями юры—эоцена, а ее южная часть — в виде выступа доюрского основания Передового хребта. Лабино-Малкинская зона по существу отвечает самой южной части Скифской плиты, в конце кайнозоя вовлеченной в воздымание. Однако в герцинском цикле на юге этой зоны располагалась главная (или одна из главных) эвгеосинклинали зона Средиземноморского пояса. Она представлена среднепалеозойскими вулканогенно-сланцевыми толщами с медно-цинково-колчеданными месторождениями, перекрытыми аллохтонными офиолитами (по-видимому, перемещенными с юга) и деформированными совместно с ними в судетскую фазу. В орогенном этапе герцинского цикла этот сложный фундамент был частично погребен под позднепалеозойскими молассами, выполняющими несколько глубоких межгорных впадин.

Северная граница альпийской геосинклинали Большого Кавказа проходила по Тыр-ныаузскому тектоническому шву, отделяющему Лабино-Малкинскую зону от осевой

части Большого Кавказа — горст-антиклинория Главного хребта, представляющего собой мощный выступ домезозойского, а возможно, и допалеозойского метаморфического основания Кавказа, гранитизированного в конце герцинского цикла. В его восточной части и на смежных участках Лабино-Малкинской и Тырнаузской шовных зон располагаются вулканические центры кислых вязанных плиоцен-четвертичных извержений и плиоценовые гранитные интрузивы со связанными с ними редкометальными месторождениями Эльбрусской вулканической области, лежащей в полосе Транскавказского поперечного поднятия (в том числе огромный, еще не вполне угасший вулкан Эльбрус). Горст-антиклинорий Главного Кавказского хребта надвинут на интенсивно смятые юрские отложения южного крыла Большого Кавказа, из-под которых в локальном сванетском антиклинории вскрываются палеозойские сланцевые толщи одноименного герцинского миеогеосинклинального прогиба.

Другие блоки Большого Кавказа целиком сформировались внутри раннеальпийской геосинклинали. Его осевая зона сложена в них мощными сланцевыми толщами лейаса с подчиненными потоками, а также силлами и дайками базитов, смятыми в сильно сжатые изоклинальные складки в юнокиммерийскую эпоху. Северное крыло образуют эпиконтинентальные отложения юры и мела, собранные в умеренносжатые складки неогенового возраста, а южное — сланцево-вулканогенные толщи лейаса и доггера, с которыми связаны гидротермально-метасоматические колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения и мощные серии верхнеюрского, мелового и нижнепалеогенового флиша. В олигоцене и неогене они были смяты в сильно сжатые опрокинутые к югу складки, осложненные надвигами и шарьяжами, и частично перекрыты крупным надвигом осевой зоны.

В целом мегантиклинорий Большого Кавказа возник на растянутой, утоненной и пронизанной дайками диабазов континентальной коре. Осевая зона испытала сжатие и инверсию перед поздней юрой, а обособившиеся при этом частные прогибы (флишевый к югу и субплатформенный к северу от нее) развивались до конца палеогена. После этого все сооружение в целом подверглось новому сильному сжатию, было надвинуто на Закавказскую межгорную зону, а затем испытало относительно быстрое общее воздымание.

Фундаментом Закавказской межгорной зоны, разделяющей сооружения Большого и Малого Кавказа, служат Грузинский и Азербайджанский срединные массивы с допалеозойским основанием, чехлы которых представлены мезозойскими осадочно-вулканогенными образованиями, а также мощными позднекайнозойскими молассами, заключающими ряд месторождений нефти и газа. Они выполняют небольшую Рионскую межгорную впадину на западе и обширную Куринскую на востоке, которые, расширяясь и углубляясь, "вливаются" соответственно в Черноморскую и Южно-Каспийскую впадины. Основание Азербайджанского массива повсеместно погружено ниже 8—10 км; фундамент Грузинского массива в его восточной части (в полосе Транскавказского поперечного поднятия) относительно приподнят, а в небольшом Дзирульском выступе даже выходит на поверхность. С олигоценовыми осадками на его западном крыле связано Чиатурское месторождение марганца. Верхнекайнозойские молассы западной и в особенности средней частей Куринской межгорной впадины мощностью до 5—10 км были в плиоцен-четвертичное время смяты в асимметричные, осложненные надвигами складки со смещением масс к югу (от Большого Кавказа), и лишь в восточной ее части — широкой Нижнекуринской впадине — не подверглись деформациям.

Складчатое сооружение Малого Кавказа продолжают на восток складчатые зоны северной Анатолии. В плане Малый Кавказ представляет систему выпуклых к северу дуг. В нем отсутствует орографически и тектонически выраженное осевое поднятие, а слагающие его зоны весьма различаются по структуре и геологической истории. Осевая часть сооружения Малого Кавказа была сформирована на месте раннеальпийского эвгеосинклинального прогиба, претерпевшего в мезозое крупномасштабные раздвиги с новообразованием коры океанического типа, о чем свидетельствуют мезозойские офиолитовые комплексы некоторых зон. Огромную роль в строении Малого Кавказа играют мезозойские и кайнозойские вулканы и интрузии, с которыми связана богатая и разнообразная альпийская металлогения. В домезозойском фундаменте Малого Кавказа геосинклинальные палеозойские структуры неизвестны; по-видимому, вся или значительная часть его территории представляла в палеозое северную периферию Аравийской платформы, т.е. Гондваны.

Самую северную часть сооружения Малого Кавказа образует Аджаро-Триалетская складчатая зона, вероятно, наложенная на южную часть Грузинского массива и сложенная смятыми в крупные линейные складки вулканогенно-осадочными породами мела и палеогена. На западе и на востоке она затухает, погружаясь под Черноморскую и Куринскую впадины.

Южнее простирается Сомхито-Карабахская антиклинальная зона, сложенная существенно вулканогенными среднеюрскими, а также вулканогенно-осадочными верхнеюрскими и меловыми образованиями. Они образуют простые брахискладки и прорываются юрскими и меловыми гранитоидами. С мезозойским магматизмом связаны медно-цинково-колчеданные и скарново-магнетитовые месторождения. Эта зона была сформирована на месте южной окраины Азербайджанского массива и северного крыла юрской эвгеосинклинали Малого Кавказа, испытавшей частичную инверсию в конце средней юры. Западная часть Сомхито-Карабахской зоны, лежащая в полосе Транскавказского поперечного поднятия, была с конца миоцена охвачена мощными извержениями и перекрыта толщами наземных вулканитов.

Следующая к югу Севанская синклинали зона возникла в осевой части юрской геосинклинали Малого Кавказа. Широкое развитие в ней мезозойского офиолитового комплекса позволяет предполагать, что эта зона испытала в конце юры — начале мела и повторно в туроне—раннем сене сильное растяжение, приведшее к новообразованию рва с корой океанического типа, а затем в конце мела подверглась сжатию, приведшему к протрузиям ультрамафитов, формированию серпентинитового меланжа и частичному шарьированию офиолитового материала на более северные и южные зоны Малого Кавказа. В палеоцене—эоцене в Севанской зоне накопились мощные осадочно-вулканогенные, существенно андезитовые толщи, которые перед олигоценом были смяты в умеренно сжатые линейные складки и прорваны интрузиями гранитоидов и, местами, щелочных пород. В неогене—антропогене в Севанской зоне образовалась внутренняя впадина, занятая одноименным озером.

Еще более южные зоны сформировались в пределах северной окраины Анатолийско-Иранской полосы срединных массивов, обособившейся между мезозойскими геосинклиналями Малого Кавказа и Восточного Тавра—Загроса. Это: Мисхано-Зангезурская антиклинальная зона с выступами рифейского метаморфического фундамента и его среднепалеозойского чехла, перекрытая плащом наземных неоген-четвертичных вулканитов и увенчанная рядом крупных вулканов (Арагац и др.); Веди-Ордубадская синклинали зона, в которой на палеозойское основание наложен глубокий прогиб, выполненный верхнемеловыми и весьма мощными палеогеновыми вулканогенно-осадочными образованиями, прорванными батолитами позднпалеогеновых гранитоидов, с которыми связаны известные медно-молибденовые месторождения; и, наконец, Даралагезская антиклинальная зона, представляющая выступ среднепалеозойских и пермско-триасовых карбонатных отложений, накопившихся на северной эпибайкальской окраине Аравийской платформы и подвергшихся складчатым деформациям лишь в кайнозойское время.

Роль южного обрамления Малого Кавказа играет относительно неглубокий Среднеараксинский межгорный прогиб, выполненный олигоцен-четвертичными молассаами. Впадины этого прогиба — Арагатская, Нахичеванская и др. — наложены на срединный массив, сложенный тем же палеозойско-триасовым комплексом, что и Даралагезское поднятие.

Южнее, уже за пределами территории СССР, располагается альпийское складчатопокровное сооружение Восточного Тавра, трассирующееся на восток в систему Загроса. На их стыке (между озерами Ван и Урмия, в Курдистанском хребте) мезозойский офиолитовый комплекс слагает широкую зону необычного долготного простирания, приуроченную к южной части полосы Транскавказского поперечного поднятия. Сооружения Восточного Тавра и Загроса надвинуты к югу на Месопотамский краевой прогиб, наложенный на край Аравийской платформы.

В следующем к востоку Туркмено-Иранском сегменте северная ветвь геосинклинальных прогибов, внутри которой возникли сооружения Крыма, Большого Кавказа и Колетдага, в восточном направлении постепенно вырождается. При этом она сближается с более южной (средней) ветвью пояса, в которой были сформированы лежащие на восточном продолжении Малого Кавказа мегантиклинории Эльбруса и Аладаг-Биналуда. Закавказская зона межгорных впадин "вливается" на востоке

в глубокую Южно-Каспийскую впадину; ее восточным продолжением служит Западно-Туркменская межгорная впадина, являющаяся как бы зеркальным отражением Куринской и разделяющая западные участки Копетдага и Аладаг-Биналуда. Восточнее эти сооружения разобщает лишь Мешхедский глубинный шов с приуроченным к нему одноименным узким грабеном. Апшероно-Прибалханская зона поперечного погружения, разделяющая Большой Кавказ и Копетдаг, отличается от аналогичной Керченско-Таманской зоны значительно большей протяженностью. Ее средний участок выражен в виде Апшеронского "порога" — подводной гряды, разобщающей котловины Среднего и Южного Каспия. Этой зоне свойственны широкое развитие современного грязевого вулканизма и залежи нефти, приуроченные к терригенным отложениям нижнего плиоцена.

Складчатое сооружение Копетдага сложено мелководными терригенно-карбонатными отложениями юры, мела и палеогена миогеосинклинального или субплатформенного типа, смятыми в конце миоцена и плиоцене в складки и срезанными надвигами и сдвигами с общим смещением масс к северу, в сторону заложившегося по границе с Южно-Туранской плитой Предкопетдагского краевого прогиба. В западном Копетдаге складки приобретают широтное и западно-юго-западное простирание и образуют широкий веер, погружающийся в сторону Западно-Туркменской впадины. К этой кулисной системе складок относятся также расположенные на северо-западном продолжении Копетдага небольшие поднятия Малого и Большого Балхана.

Южно-Каспийская впадина во многом близка к Черноморской, и о ее происхождении также высказываются альтернативные гипотезы. Подобно Черноморской, Южно-Каспийская впадина в плане образует раздвиг, обтекаемый обрамляющими ее альпийскими складчатыми сооружениями. Мощность фанерозойской осадочной толщи в ней до 15–25 км, а ее верхние горизонты в северо-западной части смяты в систему пологих субмеридиональных складок, продолжающих расти и выраженных в рельефе дна. Осадочная толща здесь также подстилается сейсмическим "базальтовым слоем", природа которого неясна.

Афгано-Пакистанский сегмент расположен восточнее Туркмено-Иранского сегмента, в восточной части которого в его южных зонах приобретают значительную роль структуры долготного простирания, появление которых связано с пересечением альпийского пояса и Южно-Туранской плиты сквозной зоной Урало-Оманского линеамента. Принадлежащий к этой поперечной тектонической зоне долготный Герирудский (Тедженский) разлом ограничивает с востока Предкопетдагский прогиб, Копетдагское и Аладаг-Биналудское складчатые сооружения и заметно смещает к югу южную границу Южно-Туранской плиты в пределах Афгано-Пакистанского сегмента.

Памиро-Пенджабский сегмент, северную часть которого образует складчатое сооружение Памира, в плане представляет собой систему дугообразно выпуклых к северу тектонических зон с резко различным строением и геологической историей, объединяемых общностью новейших деформаций и современного морфологического облика Памира, являющегося одним из высочайших нагорий Мира. Северо-Памирская антиклинальная зона, надвинутая по Дарваз-Каракулскому разлому на юго-восточный край Южно-Таджикской впадины и впадину Алайской долины, сложена главным образом мощными осадочно-вулканогенными формациями среднего и верхнего палеозоя с отдельными выступами докембрийской континентальной коры. Она развивалась в палеозое как эвгеосинклиналь, испытавшая завершающую складчатость на рубеже перми и триаса. В альпийском цикле эта зона, продолжающаяся к востоку в виде Куньлуньского складчатого сооружения, играла роль краевого поднятия альпийского пояса, а некоторыми исследователями вообще исключается из его состава.

Расположенные южнее синклинозные зоны Центрального и Юго-Восточного Памира в основном выполнены карбонатными и терригенными миогеосинклинальными отложениями пермского, триасового и юрского возраста, а также несогласно залегающими на них на ряде участков терригенно-вулканогенными образованиями мела и палеогена. На границе этих зон установлено присутствие раннемезозойских офиолитов, указывающее на существование пережатой эвгеосинклинали. Деформации сжатия в конце триаса, в конце юры и более интенсивные в миоцене привели к формированию сложной складчато-надвиговой структуры с широким развитием тектонических покровов, а также сдвигов северо-западного простирания. Юго-Западная зона Памира представляет высоко-

приподнятый срединный массив, сложенный глубокометаморфизованными нижнедокембрийскими образованиями, которые в меловое и кайнозойское время были частично ремобилизованы и замещены или прорваны массивами гранитоидов.

В целом деформации сжатия с перемещением масс в северном направлении, проявившиеся в разных зонах Памира в олигоцене и неогене, а также последующее интенсивное общее коробление и воздымание Памирского нагорья, по-видимому, были обусловлены происходившим в кайнозойское время относительным перемещением к северу Индостанской литосферной плиты и ее сближением с Евразийской.

ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Существуют две точки зрения на условия образования Средиземноморского пояса¹. Согласно первой, он возник на месте обширного океанского бассейна, первично разделявшего Гондвану и Евразию. Согласно второй, образование пояса относится ко второй половине рифея и было результатом рифтогенной деструкции огромного массива континентальной коры, первоначально объединявшего Восточно-Европейскую, Сибирскую, Африкано-Аравийскую и Индостанскую платформы. Вторая точка зрения подтверждается двумя обстоятельствами: 1) Средиземноморский пояс простирается дискордантно по отношению к раннедокембрийской структуре обрамляющих его платформ, в которой преобладают субмеридиональные простирания; 2) в составе пояса сохранились глыбы раннедокембрийской континентальной коры — массив Юго-Западного Памира, Тиссия, возможно Родопский, — которые можно рассматривать как микроконтиненты в позднепротерозойском Тетисе (Прототетисе).

Если не считать эти массивы, то древнейшими образованиями пояса являются метаморфиты амфиболитовой фации — в основном гнейсово-сланцевые — с возрастом порядка 850 млн. лет (середина позднего рифея), наиболее широко распространенные в Восточных и Южных Карпатах, в фундаменте прилегающей части Паннонской впадины, Мезийской плиты и Иранского срединного массива. К этому же комплексу, скорее всего, принадлежат породы Родопского массива, возможно Северного Памира (боршитская серия). По своему первичному составу это мелководные карбонатно-терригенные образования. Возможно, они представляли чехол той же более древней (РФ₁) консолидированной континентальной коры, которая была раздроблена при заложении Прототетиса. Аналогичные образования, но с возрастом до 1100 млн. лет распространены и в Аравийско-Нубийском щите, который в рифее представлял южную окраину Средиземноморского пояса.

Перед поздним рифеем или в начале его континентальная кора подверглась широко проявленной, но, вероятно, рассредоточенной деструкции, с чем и связано сохранение ее реликтов внутри пояса. Доказательства того, что деструкция дошла до новообразования коры океанического типа, существуют лишь для Анти-Атласа и Аравийско-Нубийского щита, а также Южных Карпат (серия Корбу), но значительное развитие вулканитов спилит-диабазового или спилит-кератофирового типа позволяет предполагать утонение и переработку коры и на остальной площади пояса. Ширина возникшего бассейна с преобладанием океанической или глубоко переработанной континентальной коры должна была быть весьма значительной, так как и на юге (в Африке), и на севере (в Европе) он далеко выходил за пределы современного альпийского пояса. Даже без учета последующего сжатия она составляет около 2,5 тыс. км, т.е. это мог быть настоящий океан, хотя и с многочисленными микроконтинентами.

Первый этап геосинклинального развития Средиземноморского пояса на юге (Аравия, Южная Турция, Иран) закончился уже к венду, а на севере затянулся до середины кембрия. Сформированная на данном этапе в южной части пояса зрелая континентальная кора нарастила раннедокембрийскую кору африканской части Гондваны, образовав широкую перигондванскую эпипайкальскую платформу, включавшую на севере юг Малого Кавказа. Соответственно здесь широко распространены граниты конца протерозоя — начала палеозоя, тогда как на севере они относительно редки и нигде не образуют батолитов. Местами, например на Балканах, этот этап мог затянуться до раннего—среднего ордовика (диабаз-филлитовидная серия Болгарии). Ограниченное раз-

¹ Некоторые проблемы геологической истории Средиземноморского пояса, в особенности относящиеся к кинематике тектонических движений и геодинамике, дискуссионны. Предлагаемая ниже интерпретация этих проблем не всегда полностью разделяется всеми соавторами доклада.

вите в конце этапа обломочных образований молассового типа указывает на небольшой масштаб горообразования.

Новый этап развития Средиземноморского пояса — герцинский — начался в ордовике—силуре деструкцией ранее образованной континентальной коры, хотя не исключено, что в определенной полосе (Балканы, южный склон Большого Кавказа) среднепалеозойский бассейн мог быть унаследован от позднекембрийского—раннепалеозойского. Активный геосинклинальный процесс охватил на этом этапе лишь северную часть пояса: Карпаты, Стару Платину, Западный Понт, Крым, Предкавказье и Большой Кавказ, Колетдаг, Северный Афганистан и Северный Памир. Южная часть пояса продолжала развиваться в спокойном платформенном режиме с преобладанием слабых опусканий и накоплением сначала ($O-D_1$) песчано-глинистых, а затем преимущественно карбонатных (D_2-C) морских осадков и спорадическими проявлениями платобазальтового вулканизма (Эльбурс). В Закавказье между этим эпиконтинентальным морем и северным геосинклинальным бассейном существовало обширное поднятие, включавшее современные Мисхано-Зангезурскую зону (перекрывавшуюся среднедевонской трансгрессией), Грузинский и Азербайджанский массивы. Поднятые глыбы намечаются и в Карпатах.

В Карпатах осевая зона Палеотетиса приурочивалась на западе к Гемеридам, а на востоке к Супрагетскому покрову. Она характеризуется глубоководными пелитовыми и тонкообломочными отложениями, спилито-диабазовым или спилито-кератофировым вулканизмом, присутствием на отдельных участках габбро и гипербазитов. Большая мощность отложений говорит об ограниченной ширине бассейна, на значительной площади подстилавшегося, скорее всего, переработанной континентальной корой, но появление габбро и гипербазитов свидетельствует о ее замещении в осевой части бассейна корой океанического типа.

На юге Предкавказья и в Лабино-Малкинской зоне Большого Кавказа вырисовывается северный склон геосинклинального бассейна, а на южном склоне Большого Кавказа, в Сванетии, его южный склон. Остается неясным, где именно располагалась осевая зона Палеотетиса на Кавказе, породившая офиолитовые покровы Передового хребта — между Передовым и Главным хребтами, в Главном хребте или непосредственно к югу от него? Существует также предположение, что она могла находиться в Севанской зоне Малого Кавказа, совпадая с осью мезозойского Тетиса, или проходить между Грузинским и Азербайджанским массивами; в этих случаях в области Большого Кавказа должно было существовать лишь окраинное море.

Уже в позднем силуре на северном склоне Центрального Кавказа проявилось тектоническое сгущивание, отмеченное появлением офиолитового детритуса в олистостромах, а в девоне в зоне Передового хребта возникла вулканическая дуга, т.е. наметились условия активной континентальной окраины. Другая вулканическая дуга могла существовать в зоне Главного хребта, но уже не на скученном офиолитовом, а на сиалическом основании — микроконтиненте (?), представлявшем обломок более ранней континентальной коры.

Магнитные аномалии позволяют трассировать офиолитовый пояс Северного Кавказа в пределы Колетдага. Однако еще восточнее, в Северном Афганистане и Северном Памире офиолиты датируются не ранним палеозоем, а ранним карбоном, т.е. здесь герцинская деструкция сильно запоздала по сравнению с областью к западу от Урало-Оманского линейного элемента. В среднем карбоне в Североафганской-Северопамирской зоне возникает вулканическая островная дуга.

Между тем Карпаты, Кавказ и, вероятно, Колетдаг в среднем карбоне вступают в орогенный этап развития с интенсивными складчатыми и надвиговыми деформациями, доходящими до образования крупных, направленных к северу тектонических покровов. Деформациям сопутствуют региональный метаморфизм и гранитообразование, наиболее мощно выраженные в Татро-Вепоридах Карпат и в зоне Главного хребта на Большом Кавказе; к северу и к югу от этих зон их интенсивность быстро снижается; метаморфизм, как правило, не выходит за пределы филлитовой фации.

Герцинский этап завершился горообразованием с накоплением мощных моласс в межгорных и внутригорных впадинах. В среднем и позднем карбоне горы еще были довольно низкими, что подтверждается сравнительно мелкообломочным составом и угленосностью моласс. Под современные Восточные Карпаты уходило юго-восточное продолжение Верхнесилезского каменноугольного бассейна. В перми поднятия

резко усилились, главную роль в составе отложений приобрели красноцветные конгломераты. На смену нормальным калиевым гранитоидам приходят щелочные гранитоиды и даже нефелиновые сиениты (Румынские Карпаты).

На южном склоне Западных Карпат и Большого Кавказа позднепалеозойская континентальная моласса замещается морскими карбонатно-терригенными отложениями, а амплитуда перерыва, величина несогласия и скачок метаморфизма между палеозоем и триасом (или юрой) резко уменьшается, что свидетельствует о затухании герцинского диастрофизма. Однако еще южнее, в Закавказье, известны проявления позднепалеозойского известково-щелочного вулканизма и гранитоидного плутонизма (Дзирульский, Локский и другие выступы доальпийского фундамента). Некоторые исследователи связывают их с существованием в позднем палеозое гипотетического бассейна океанического типа в центральной части Малого Кавказа, с зоной Беньофа, наклоненной под Грузинский и Азербайджанский массивы и Большой Кавказ. Эта точка зрения основывается на однонаправленной к северу полярности верхнепалеозойских гранитоидов всех этих зон. Другие допускают сохранение океанских условий в зоне южного склона Большого Кавказа и существование двух зон Беньофа, наклоненных соответственно к северу и югу. Третьи намечают офиолитовый шов между Грузинским и Азербайджанским массивами.

В Копетдаге и Северном Афганистане герцинский орогенез был в общем синхронным кавказско-карпатскому, но на Северном Памире он наступил только в начале триаса, тогда как пермь еще выражена морскими терригенными толщами. Здесь он также сопровождался образованием смещенных к северу покровов.

В итоге герцинского развития в северной части альпийского пояса была восстановлена сплошность континентальной коры, и Гондвана оказалась вновь спаянной с Евразией (Лавразией), если не допускать сохранения океанских условий в зоне Вардара, центральной Анатолии и на Малом Кавказе.

Триасовый период в целом был для Средиземноморского пояса переходным временем от герцинского этапа развития к альпийскому. Первая половина периода отличалась спокойным тектоническим режимом с постепенной сменой крупнообломочных осадков более тонкими и глинистыми, а затем карбонатными и таким же постепенным переходом к югу, в близкие по типу осадки перигондванской эпикальсской платформы, а к северу в лагунно-континентальные осадки германского типа. Но уже в ладинский век и начале карнийского одновременно на огромном пространстве от Карпат до Центрального и Южного Памира проявилась деструкция континентальной коры с толеит-базальтовым вулканизмом. В некоторых зонах, в частности в Трансильванской зоне Южных Карпат и в Рушанско-Пшартской зоне на Памире, она дошла до новообразования коры океанского типа, о чем свидетельствует появление офиолитовых комплексов. На периферии таких зон усилился рост рифовых построек и их контраст с зонами накопления относительно глубоководных осадков, что характерно для начальной, рифтогенной стадии развития пассивных окраин.

В норийском веке на огромном протяжении от Добруджи до Памира начал накапливаться терригенный флиш. По северной периферии глубоководного бассейна с корой переходного и (или) океанского типа в конце триаса — начале юры образовался краевой вулканоплутоновый пояс, фрагменты которого прослеживаются от Северного Кавказа (или даже Добруджи) через Туркмению до Северного Афганистана. Можно предполагать, что здесь возникла обстановка активной континентальной окраины. Растяжение в тылу вулканоплутонового пояса привело к формированию в пределах будущей Скифской и Туранской плит от Тарханкута до Туаркыра серии узких грабен-прогибов (тафрогеосинклиналей, моногеосинклиналей), выполненных мощным терригенным триасом, испытывавшим складчатость перед юрой или в начале юры, в раннекimmerийскую эпоху. Значительные складчатые деформации в две фазы — перед рэтом и перед лейасом — имели место и в Центральном и Юго-Восточном Памире.

В ранней юре продолжающаяся деструкция палеозойской континентальной коры привела к образованию обширного морского бассейна в области Горного Крыма, Большого Кавказа, Большого Балхана и Копетдага. В системе Тетиса это было, однако, окраинное море, поскольку основной его "ствол" проходил в это время южнее, через зону Вардара, Анатолию и Малый Кавказ. Дно Крымско-Кавказско-Копетдагского бассейна испытывало интенсивное (до 10—12 км в течение ранней и средней юры)

погружение, компенсируемое мощным привносом обломочно-глинистого материала преимущественно с севера (крупная дельта вырисовывается на северо-востоке, в Дагестане), а в лейасе отчасти и с юга, с Закавказского микроконтинента, продолжавшегося на запад в область современного Черного моря и на восток — Южного Каспия и Западной Туркмении. Заложению бассейна сопутствовал кислый, а его дальнейшее развитие сопровождал толеит-базальтовый вулканизм; широко распространены диабазовые дайки. Отсутствие офиолитовой ассоциации не позволяет утверждать, что деструкция континентальной коры достигла стадии новообразования коры океанского типа, хотя по составу базальты близки к срединноокеанским. Во всяком случае, растяжение и утонение коры были значительными.

Закавказский микроконтинент в байосе, а на юге и в бате стал ареной мощного андезитово-базальтового вулканизма, сопоставимого с островодужным или окраинно-континентальным. Южнее, в полосе современного оз. Севан и р. Зангезур образовался (если не был унаследован с триаса или даже палеозоя) бассейн с настоящей корой океанского типа, о чем свидетельствует широкое развитие пород офиолитовой ассоциации. Ее верхние члены — базальты и радиоляриты — относятся к поздней юре — раннему мелу, а также к турону и раннему сенону, остальные же породы должны быть древнее, но насколько — неизвестно.

В Карпатах в течение юры также прогрессировала деструкция более древней континентальной коры, особенно в Мурешской зоне (Трансильвания). На ее периферии, охватывавшей и Советские Карпаты, продолжалось начавшееся в триасе расчленение на грабены и горсты с накоплением соответственно более глубоководных и более мелководных осадков; те и другие имели умеренную мощность и существенно карбонатный состав. В поздней юре усилилось растяжение и прогибание в пограничной зоне между современными Внутренними и Внешними Восточными Карпатами, где проявился базальтовый вулканизм и стали накапливаться глубоководные кремнисто-глинистые осадки. В этой Каменнопотокско-Северинской зоне в составе олистостромов и меланжа известны габбро и гипербазиты, что могло бы свидетельствовать об образовании симатического "зияния" хотя бы красноморского типа, но нет уверенности в их первичной принадлежности данной зоне, а не более внутренней (Трансильванской). Во всяком случае, утонение и переработка континентальной коры здесь, несомненно, произошли.

На Памире в начале юры возобновились растяжения и продолжал существовать глубоководный бассейн с осью в Рушанско-Пшартской зоне и карбонатными шельфами в Центральном и Юго-Восточном Памире, а также с терригенными осадками на континентальных склонах. Северная окраина бассейна была активной, о чем свидетельствуют поздне триасовые — раннеюрские интрузии гранитоидов на юге Северного Памира и участие вулканогенного (андезитового) материала в осадках континентального склона. В самом конце юры растяжения сменились сжатием, наступило резкое обмеление, а затем и замыкание бассейна, сопровождавшееся деформациями и гранитоидным магматизмом (в начале мела). Эти процессы, возможно, были связаны с субдукцией со стороны более южного бассейна океанского типа, возникшего в конце триаса и принявшего на себя с этого времени роль осевого в системе Тетиса.

В Горном Крыму и на Большом Кавказе уже в начале средней юры, а затем перед поздней юрой проявились деформации сжатия, которые привели к существенному изменению палеогеографической обстановки. В осевой зоне будущих горных сооружений возникли островные дуги, сложенные в основном продуктами скучивания песчано-сланцевых толщ лейаса (а в Крыму и триаса), но с проявлениями интрузивной магматической активности в диапазоне от габбро и диоритов до гранитов. В поздней юре (оксфорд — титон) дуга была надстроена барьерным рифом. К северу от него на Кавказе обособился эпиконтинентальный бассейн повышенной солености, в котором на западе и востоке Предкавказья накапливались в титоне соленосные толщи, а к югу флишевой трог с олистостромами из обломков рифовых известняков и черных сланцев лейаса — аалена. На рубеже поздней юры и раннего мела произошло усиление складчатых деформаций в осевой зоне Большого Кавказа, несколько позднее то же наблюдалось и в Крыму.

Северная часть Закавказского микроконтинента испытала поднятие и осушение в конце средней — поздней юре с накоплением сначала угленосных (бат), затем и лагунных, а на западе соленосных осадков. С севера его окаймлял барьерный риф,

составлявший южное ограничение флишевого трога южного склона Большого Кавказа. В Грузии по северной периферии массива, в пограничной Абхазско-Рачинской зоне известны интрузии гранитоидов, а южнее на уровне кимериджа—титона покровы щелочных базальтов. Батско-позднеюрский гранитоидный магматизм широко представлен и на юго-восточной окраине Закавказского массива, в Сомхито-Карабахской и Кафанской зонах. Здесь же более широко развиты верхнеюрские супракристалльные толщи, в составе которых карбонатные, в значительной мере рифогенные образования переслаиваются с вулканитами андезитового состава. Извержения андезитовой магмы продолжались и в начале мела, но уже не в мелководно-морских, а в лагунных и наземных условиях. Таким образом, вдоль южной периферии Закавказского микроконтинента протягивалась мощная вулканическая дуга, продолжавшаяся и на территорию современной Кура-Араксинской депрессии, как показало бурение в Саатлинском районе. Активность этой дуги была, возможно, связана с зоной Беньофа, наклоненной под массив со стороны Северо-Зангезурского глубоководного бассейна с корой океанского типа. Щелочно-базальтоидный магматизм северной части микроконтинента может быть отражением поперечной петрохимической зональности; труднее объяснить с этих позиций гранитоидный магматизм Абхазско-Рачинской зоны, обязанный, возможно, самостоятельной зоне Беньофа с наклоном к югу под микроконтинент.

На рубеже юры и мела в Карпатах, как и на Памире, растяжение сменилось сжатием, которое продолжало нарастать в течение раннего мела, с кульминацией перед альбом. Это сжатие затронуло, однако, лишь область Внутренних Карпат, приведя к "закрытию" Трансильванского (Мурешского) квазиокеанского бассейна, к формированию покровной структуры Мармарошского массива и становлению здесь зоны поднятий с накоплением ранних моласс. Между тем в пределах будущих Внешних Карпат с того же времени развивается глубоководный бассейн — окраинное море с терригенно-флишевым осадконакоплением. Источником обломочного материала служит как Восточно-Европейская платформа и ее байкало-каледонское обрамление, так и Внутренне-Карпатское поднятие, а начиная с альба — и невулканические островные гряды ("кордильеры") внутри самого окраинного моря. Их образование связывают с движениями австрийской фазы тектогенеза, которые, по мнению некоторых исследователей, отмечают начало поддвига океанской или "переходной" коры и связанной с ней предкарпатской части Евразийской континентальной плиты под Внутрикarpатскую энсиалическую островную дугу, где одновременно произошла вспышка известково-щелочного магматизма; продукты последнего в виде обломков встречаются в Пиенинской ("Утесовой") зоне, где отмечены и проявления глаукофанового метаморфизма. В конце мела деформации сжатия распространились на Пиенинскую зону, вовлеченную в состав аккреционной призмы в качестве гигантского меланжа. Тем временем во флишевом бассейне, отвечавшем в основном континентальному склону и подножию северного континента, продолжалось интенсивное погружение и накопление осадков.

Позднекимерийские—австрийские движения затронули и Северную Добруджу, приведя ее к надвиганию на юрский Преддобруджинский прогиб. Последние деформации имели место в готериве—барреме; они охватили край древней платформы.

В Крыму позднекимерийские деформации закончились уже к началу мела и для большей его части, кроме Судакской зоны, стали заключительными; после них здесь установился платформенный режим и обстановка постепенно продвигавшегося к северу и углубляющегося мелкого моря со сменой глинистых осадков карбонатными в позднем мелу. В раннем палеогене море вновь обмелело, но карбонаты по-прежнему решительно преобладали в составе осадков. Большое сходство с Горным Крымом обнаруживает на позднемезозойском — раннепалеогеновом этапе Большой Балхан в Закаспии, который также после складчатости на границе юры и мела вошел в состав молодой платформы и был "выведен" из нее лишь неогеновым асимметричным (северное крыло вертикальное) поднятием.

На северном склоне Центрального Кавказа Лабино-Малкинская зона развивалась в платформенном режиме уже с конца палеозоя и до середины миоцена, когда была втянута в воздымание Большого Кавказа и составила его пологое и далекое северное крыло. Юго-восточнее, особенно в Дагестане, масштаб погружения и соответственно мощность шельфовых осадков возрастают, а вместе с ними и их дислоцированность, которая обязана, однако, молодым деформациям орогенного этапа (кроме крайнего юго-востока Дагестана).

Сходное развитие обнаруживает Копетдаг, где мощности еще более значительны, а главные деформации относятся к раннему плиоцену (перед отложением акчагыльских слоев). В восточном направлении прогиб вырождается.

Более южная полоса Бокового хребта была затронута раннемеловыми тангенциальными движениями, вызвавшими надвигание верхнеюрских известняков к югу на юрские сланцы или аргиллиты, его свидетели — мощные олистостромы, сохранившиеся на погружениях Большого Кавказа. Еще южнее протягивался унаследованный с юры флишевый трог, продолжавший заполняться осадками до конца эоцена; ось его постепенно смещалась к югу.

Центральная часть Закавказского массива начиная с баррема была втянута в спокойное опускание (определенную роль играл и эвстатический подъем уровня океана) с накоплением карбонатных осадков — сугубо мелководных (ургонская фация) вначале, потом постепенно более глубоководных и пелагических (сенон—эоцен). Но на северо-востоке, в пограничной с флишевым трогом зоне, в позднем альбе—сеномане произошла довольно мощная вспышка вулканизма, а на юге возродилась крупная вулканическая дуга. К западу от меридиана Тбилиси внутридуговой рифтинг привел в конце раннего мела к образованию Аджаро-Триалетского прогиба, интенсивно развивавшегося до конца эоцена, а затем испытавшего сжатие и превратившегося в складчатую зону, надвинутую на Рионскую и Среднекуринскую впадины и в меньшей мере на небольшой Ахалцихский прогиб на юге. Аналогичное происхождение имеет, вероятно, Талышская складчатая зона на крайнем юго-востоке Закавказья, но заложение родоначального для нее прогиба относится, вероятно, лишь к палеоцену, а его превращение в складчатую зону — к концу миоцена и началу плиоцена.

Вулканическая дуга на юге Закавказского массива, возможно, обязана своей активностью субдукции со стороны Центрально-Малокавказского глубоководного бассейна. Развитие последнего происходило под знаком господства растяжения до альба включительно; в сеномане началось замыкание бассейна с выжиманием океанской коры на его рифтогенные окраины — сначала северную (Севано-Акеринская зона), а затем в раннем коньяке — южную (Вединская или, в более широком смысле, Еревано-Ордубадская зона), с образованием офиолитовых покровов и мощных олистостромов. Эти образования сохранились от последующей эрозии в окраинных прогибах, испытавших перед тем некомпенсированное осадконакопление. В позднем коньяке—сантоне (по некоторым данным в туроне) процесс сжатия сменился снова растяжением с излиянием базальтов несколько повышенной щелочности и отложением радиоларитов, а затем спокойным погружением и накоплением мощной карбонатной толщи верхнего сенона и низов палеогена (на юге, в Еревано-Ордубадской зоне в низах палеогена развит флиш). По мнению других исследователей, офиолиты Малого Кавказа находятся ныне примерно на месте своего образования — в узких трогах, где только и проявился основной и ультраосновной магматизм.

В среднем, отчасти позднем эоцене большая часть Малого Кавказа, включая Аджаро-Триалетский и Талышский хребты, но за частичным исключением Сомхито-Карабахской зоны, была охвачена известково-щелочным магматизмом, сменившимся затем субщелочным и даже щелочным. Пока остаются не вполне ясными геодинамические предпосылки этого магматизма, но его, несомненно, нужно рассматривать одновременно с аналогичным магматизмом восточной Анатолии и Ирана. Некоторые исследователи связывают последний с активностью зоны Беньюфа по северному краю Тавра—Загроса.

Конец эоцена был переломным в развитии всего Кавказа. К этому времени завершилось поглощение коры океанского и переходного типов, и древние континентальные блоки пришли в непосредственное соприкосновение. Началось общее воздымание Большого и Малого Кавказа, а также Грузинской глыбы Закавказского массива, отмеченное мощными олистостромами в верхах эоцена и олигоцена на склонах обоих горных сооружений. Одновременно происходило формирование системы передовых и межгорных прогибов. В самом начале их обособления в олигоцене— раннем миоцене бассейны этих прогибов были относительно глубоководными, и осадконакопление (майкопская серия) еще не полностью компенсировало прогибание их осевых зон. В центральных частях Рионской и Куринской впадин вплоть до конца миоцена еще сохранялись поднятые над уровнем моря участки, и лишь в плиоцене относительно узкие прогибы вдоль южных склонов Большого и Северных Малого Кавказа слились в более широкие межгорные впадины, а разделявшие их поднятия превратились в

погребенные структуры. К этому времени Большой и Малый Кавказ достигли уже значительной высоты, в связи с чем нижняя, более тонкая и чисто морская моласса сменилась в конце миоцена верхней грубой и в большой мере континентальной.

К концу миоцена — началу плиоцена достигли своей кульминации и складчато-надвиговые деформации на Кавказе, возникла, в частности, система тектонических покровов южного склона Большого Кавказа. Эти деформации были связаны, очевидно, с продолжавшимся поддвигом Закавказской микроплиты под Предкавказскую, южный край которой отмечен так называемым надвигом Главного хребта. На Малом Кавказе его центральные зоны с офиолитовыми покровами оказались пододвинутыми под Сомхито-Карабахскую зону.

К позднему миоцену на значительной площади Малого Кавказа, а также внутренних зон Малой Азии и северо-запада Ирана относится новая вспышка известково-щелочного вулканизма, на этот раз целиком субаэрального, продолжавшегося с перерывами почти до современной эпохи. В позднем плиоцене—антропогене вулканизм охватил и центральную часть Большого Кавказа, принадлежащую к Транскавказскому поднятию, распространившись, очевидно, вдоль сопровождающих его разломов. Транскавказское поднятие отчетливо ощущается с позднего миоцена. По геофизическим данным под ним располагается долгоотто вытянутый выступ аномальной мантии, контролирующей тепловые аномалии и сейсмические очаги.

Орогенный этап развития Копетдага и Горного Крыма начался, как и на Кавказе, в олигоцене и протекал в общем в том же ритме, но в несколько ослабленной форме, в частности, без проявлений покровообразования и магматизма. Сооружение Копетдага приобрело складчатую структуру и было надвинуто на возникший вдоль его северного борта Предкопетдагский краевой прогиб. Сооружение Горного Крыма испытало умеренное воздымание, а его южное крыло было вовлечено в погружение Черноморской впадины. Эпохе усиления поднятий и деформаций в начале плиоцена по обе стороны Каспия отвечает накопление мощной продуктивной (Азербайджан) красноцветной (Туркмения) обломочной толщи, а в Крыму — так называемой массандровской свиты грубых брекчий.

С развитием межгорных впадин Кавказа и Западной Туркмении тесно связано формирование Черноморской и Южно-Каспийской глубоководных котловин. Первая, несомненно, возникла не позднее олигоцене и испытала резкое погружение в плиоцене, после позднемиоценовой фазы сжатия по ее периферии. Складчатые деформации подводных окраин Крыма и Кавказа являются, возможно, следствием поддвига Черноморской плиты под эти складчатые сооружения. Южный Каспий и его периферия также претерпели наиболее интенсивное погружение в плиоцене—антропогене, накопив за это время до 10—12 км осадков. Одновременно протекала деформация этих осадков, затронувшая и центральную часть впадины.

Четвертичные деформации распространились и на Средне- и Нижне-Куринские впадины, а в Терско-Каспийском прогибе создали складки Передовых хребтов. В гораздо меньшей степени они проявились на западе Кавказского перешейка, не считая Керченско-Таманской области с ее диапирами и грязевыми вулканами. Последние действовали в Каспийской области с олигоцене—миоцена.

На Памире, после раннемелового (первичного для Центрального и Юго-Восточного Памира) орогенеза с образованием покровов южной вергентности, в позднем мелу и раннем палеогене наступило общее снижение тектонической активности. Грубообломочные континентальные осадки сменились карбонатно-терригенными лагунно-морскими, но в эоцене вновь пробудилась вулканическая деятельность. В олигоцене же началось нарастание поднятий, приведшее в плиоцене—антропогене к становлению современного высокогорного рельефа и к интенсивной деформации отложений, в особенности по северному краю Памира с образованием надвигов и покровов уже северной вергентности. Как известно, большинство исследователей связывают эти события с коллизией Индостанской и Евразийской плит. Наблюдения на Гармском полигоне показывают, что сближение Памира и Тянь-Шаня продолжается и в современную эпоху.

По сравнению с более восточными районами альпийского пояса, от Крыма до Памира, Карпаты несколько позднее вступили в орогенный этап, хотя и здесь в конце эоцена начинается мощное олистостромообразование. Осадки олигоцене по общему своему характеру заметно отличаются от эоценовых и более древних и

лишь частично могут быть отнесены к флишевой формации. Однако в отличие от остальных горных сооружений альпийского пояса в пределах будущих Карпат еще широко распространены морские, причем не только мелководные отложения олигоцена и даже, по некоторым данным, раннего миоцена (верхнекротенская свита).

Уже в раннем олигоцене на некоторых участках Внешнекарпатского бассейна создались застойные условия с накоплением характерной фации менилитовых сланцев. Поднятия продолжали нарастать в течение олигоцена. К концу олигоцена, вероятно, относится начало покровообразования. В раннем миоцене поднятия и деформации охватили уже почти все современное Карпатское горное сооружение, за исключением его северной окраины, которая была вовлечена в опускание передового прогиба, образовав ее внутреннюю зону. В эпоху бадения опускания распространились и на край платформы, который стал погружаться по системе листрических сбросов, преобразуясь во внешнюю зону прогиба. С этого времени в общем уже прогибы стала накапливаться соленосная толща, сменявшаяся затем мелководно-морскими осадками эпохи верхнего бадения и нижнего сармата. Затем наступила фаза деформаций, приведшая к надвиганию внутренней зоны прогиба на внешнюю. Примерно такова же была эволюция осадконакопления в Закарпатском прогибе, возникшем на гетерогенном основании внутренних зон Карпат. Однако начальная фаза погружений по сравнению с Предкарпатским прогибом была более слабой, а погружения продолжались также после сармата, хотя и в лагунно-континентальной обстановке. В тылу Карпат возникли Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда и другие вулканические зоны, в румынской части Карпатской дуги вулканизм продолжался в плиоцене и даже в плейстоцене. Этот вулканизм связывают либо с субдукцией океанской или субокеанской коры подножия флишевого бассейна, что может быть справедливым лишь в отношении ее юго-западной части, либо с развитием мантийского диапира под Паннонской впадиной, в пределах которой орогенный вулканизм начался раньше всего (в среднем миоцене) и был наиболее широким, но оба процесса могут быть сопряженными (второй — следствие первого).

Такова в самом схематическом виде последовательность событий, приведшая к формированию складчатых горных сооружений Средиземноморского альпийского пояса юга СССР. В настоящее время альпийский пояс на этом отрезке образует три крупных выпуклых к северу дугообразных выступа: Карпаты, Малый Кавказ и Памир. В отношении первого и третьего из них имеются палеомагнитные доказательства вторичного происхождения их дугообразных изгибов. Малокавказская и Памирская дуги созданы, очевидно, под напором с юга Аравийской и Индостанской плит, Карпатская — вследствие перемещения к северо-востоку древних сиалических блоков фундамента Паннонской впадины. Южнокаспийская виргация представляет как бы антипод этих обращенных к северу дуг — она обращена к югу и "вписана" в глубокую впадину того же названия; ее происхождение объяснимо латоральным выжиманием материала из смежных орогенов Большого Кавказа и Копетдага.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Адамия Ш.А.* Доюрские образования Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1968. 296 с.
2. *Асланян А.Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958.
3. *Бархатов Б.П.* Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 244 с.
4. *Бархатов Б.П.* Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. 120 с.
5. *Белое А.А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
6. *Варенцов М.А., Алешина З.И., Корниенко Г.Е.* Тектоника и нефтегазоносность Таджикской впадины. М.: Наука, 1977. 108 с.
7. *Габриелян А.А.* Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959. 186 с.
8. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат/Под ред. В.В. Глушко, С.С. Круглова. М.: Недра, 1971. 392 с. (Тр. Укр. НИГРИ; Вып. 25).
9. Геология Большого Кавказа/Ред. Г.Д. Ажгирей. М.: Недра, 1976. 264 с.
10. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание/Ред. М.В. Муратов. М.: Недра, 1969. 576 с.
11. Геология СССР. Т. 10. Грузинская ССР. Ч. 1. Геологическое описание/Ред. П.Д. Гамкредидзе. М.: Недра, 1964. 656 с.
12. Геология СССР. Т. 13. Армянская ССР. Ч. 1. Геологическое описание/Ред. А.Т. Асланян. М.: Недра, 1970. 464 с.
13. Геология СССР. Т. 17. Азербайджанская ССР. Ч. 1. Геологическое описание/Ред. Ш.А. Азизбеков. М.: Недра, 1972. 520 с.
14. Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР. Ч. 1. Геологическое описание/Ред. П.П. Луппов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 670 с.

15. Геология СССР. Т. 30. Таджикская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1954.
16. *Захаров С.А.* Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской впадины. Душанбе, 1962. (Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР; Т. 5).
17. История геологического развития Украинских Карпат/Отв. ред. О.С. Вялов. Киев: Наук. думка, 1981. 180 с.
18. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.
19. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
20. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 360 с.
21. *Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 208 с.
22. *Резанов И.А.* Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 248 с.
23. *Руженцев С.В.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 185 с.
24. *Твалчрелидзе Г.А.* Рудные формации мира (Средиземноморский пояс). М.: Недра, 1972. 344 с.
25. Тектоника Средиземноморского пояса/Отв. ред. М.В. Муратов, А.Л. Яншин. М.: Наука, 1980. 244 с.
26. *Хаин В.Е.* Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку: Госгеолтехиздат, 1950. 224 с.
27. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984.
28. *Швольман В.А.* Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 160 с.
29. *Шихалибейли Э.Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР. Т. 1. 1964. 308 с.; Т. 2. 1966. 264 с.; Т. 3. 1967. 240 с.

УДК 551.1/4 (571.6 + 265.5)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОКА СССР И ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

Л.И. КРАСНЫЙ

*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

Н.А. ШИЛО

Дальневосточный научный центр АН СССР, Владивосток, СССР

Ю.А. КОСЫГИН

*Институт тектоники и геофизики Дальневосточного научного центра АН СССР,
Хабаровск, СССР*

Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ

Геологический институт АН СССР, Москва, СССР

В.А. АМАНТОВ, Б.А. МАРКОВСКИЙ, В.К. ПУТИНЦЕВ

*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

Б.И. ВАСИЛЬЕВ

*Тихоокеанский океанологический институт Дальневосточного научного центра АН СССР,
Владивосток, СССР*

С.М. ТИЛЬМАН

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
Дальневосточного научного центра АН СССР, Магадан, СССР*

Широкие геолого-геофизические исследования последних десятилетий выявили основные черты геологического (в том числе и глубинного) строения Северо-Восточной Азии, Берингова, Охотского и Японского морей — крупного региона, составляющего значительную часть Тихоокеанского подвижного пояса [5, 6, 16]. Последний отличался особо высокой активностью в мезозое на континенте и в позднем мезозое—кайнозое в зоне его сочленения с Тихим океаном. Одновременно Восток СССР выделяется контрастными различиями геофизических аномальных полей, особенностями истории развития, осадконакопления, магматизма и минерализации, представляя огромный естественный полигон, где проверяются методы геологии, включая и различные тектонические модели.

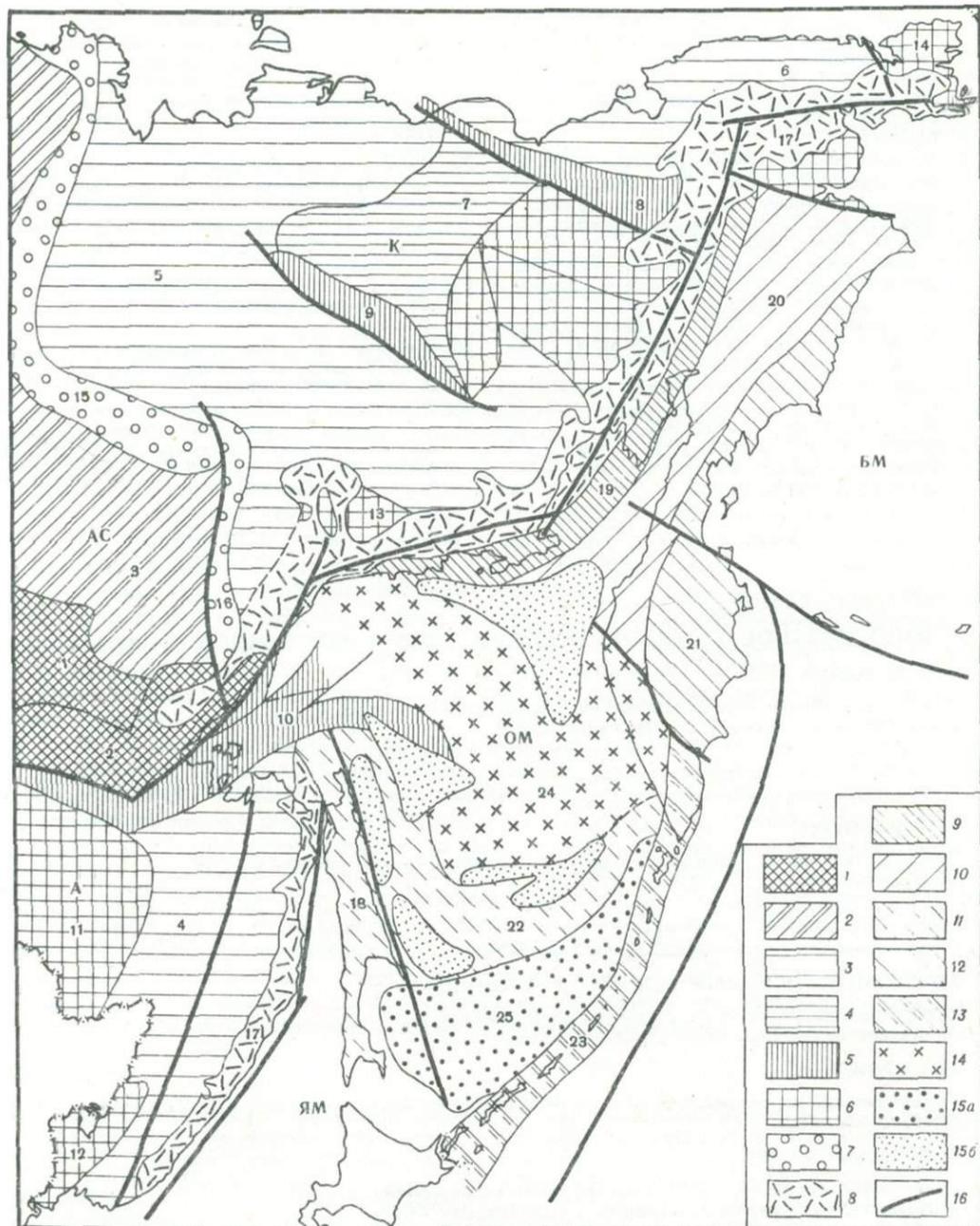


Схема главных структурных подразделений Востока СССР

1 — цоколь Сибирской платформы; 2 — чехол Сибирской платформы; палеозойские и мезозойские геосинклинальные системы Западного сегмента: 3 — миогеосинклинальные, 4 — складчато-глыбовые, 5 — эвгеосинклинальные шовные; 6 — срединные массивы; 7 — краевые и перикратонные прогибы; 8 — краевой вулканогенный пояс; мезозойско-кайнозойские геосинклинальные и островодужные системы краевых морей Восточного сегмента: 9 — поздне триасовые—раннемеловые, 10 — мезозойско-раннекайнозойские, 11 — поздне мезозойские—кайнозойские, 12 — поздне меловые—кайнозойские, 13 — кайнозойские; 14 — структуры гипотетического Охотоморского массива и прилегающих поднятий; 15а — глубоководные котловины, 15б — то же, впадины; 16 — главные разломы; геоблоки: К — Колымский, АС — Алдано-Становой, А — Амурский, БМ — Беринговский, ОМ — Охотский, ЯМ — Янономорский (Ниппонский); цифры на схеме: 1 — Алданский щит, 2 — Становая система, 3 — плита Сибирской платформы; геосинклинальные системы Западного сегмента:

Границы этого региона (см. рисунок), где складчатые мезозойды отделяются от Сибирской платформы Приверхоанским краевым прогибом, а затем перикратонным Сетте-Дабанским — Юдомо-Майским прогибом, тракуются однозначно.

Определить юго-западные границы мезозойд более сложно. При этом следует учитывать расположение поздне триасовых—юрских морских прогибов, проникавших далеко на запад, а также мезозойский вулканизм и гранитообразование, охватившие не только Восточное Забайкалье, но и докембрийский Становой хребет.

Не оставался стабильным и Алданский щит, в пределах которого находятся крупные юрские угленосные впадины, вмещающие Южно-Якутский каменноугольный бассейн [7]. Четкая восточная граница континентальных мезозойд трассируется Восточно-Азиатским вулканогенным поясом, выраженным в аномальном гравитационном и магнитном полях. Его формирование связано с системой разломов глубиной свыше 100 км.

Активные притихоокеанские окраины с кайнозойскими (вплоть до современных) тектоническими движениями составляют упомянутые выше краевые моря. Их граница с Тихим океаном весьма контрастна. Ее образуют Алеутская и Курило-Камчатская островные дуги и соответствующие глубоководные желоба. За пределами последних, как полагают некоторые авторы, обнаружены фрагменты с континентальной или субконтинентальной корой (возвышенность Обручева, вал Хоккайдо). Двухслойная сейсмфокальная зона Заварицкого—Беньюфа с верхним низкоскоростным и нижним высокоскоростным слоем подчеркивает современные активные тихоокеанские окраины региона.

В Западном континентальном сегменте докембрийский фундамент выступает в средних и других массивах: Эскимосском, Омолонском, Тайгоносском, Охотском, Аргунском, Буреинском и Ханкайском. Эти останцы сиалического фундамента разнородны по своим геолого-структурным особенностям. От соседних геосинклинально-складчатых прогибов они отделены зонами структурных швов и системами наложенных пригеосинклинальных и окраинных впадин. В составе фундамента большей части массивов принято различать два структурных яруса: нижний — раннедокембрийский и верхний — позднедокембрийский (частично досреднерифейский), отвечающие развитию самостоятельных подвижных систем. Наиболее древние кристаллические комплексы установлены в Омолонском массиве с радиогенными датировками 4,7 и 3,7 млрд. лет (рубидиево-стронциевый метод). Чехол массивов сложен орогенными и плитными комплексами, образующими различные тектонические структуры.

Орогенные комплексы имеют внегеосинклинальную природу и сформировались в результате процессов тектоно-магматической активизации (средний и поздний палеозой, поздний мезозой). Для большинства массивов намечена следующая стадийность развития этих комплексов: а) сводовые поднятия большого радиуса кривизны, сопровождавшиеся формированием натровых (реже кали-натровых) гранит-гранодиоритовых ареалов; б) блоковые движения с образованием вулканоплутонических зон (многофазные интрузии гранит-гранодиоритового и гранит-граносиенитового составов); в) слабая дифференциация движений с образованием молассовых прогибов, переходящих в платформенные чехлы [9].

Начало формирования платформенных плитных комплексов на массивах относится к концу мелового периода.

При рассмотрении фанерозойской истории геосинклинальных складчатых систем Востока СССР отчетливо видно своеобразие развития Верхояно-Колымской и Приамурской областей. Первая из них отличается мощным миеосинклинальным осадконакоплением (карбон—юра) и крупными районами и зонами пологих дислокаций, разделенных полосами интенсивной линейной складчатости, зон смятия и расщепления. Свообразен здесь раннетриасовый магматизм, представленный силлами, дайками и линзовидными залежами диабазов и габброидов, близких к платформенным траппам. Алазейский блок, структурно обособленный на Северо-Востоке СССР и плохо обнаженный,

4 — Сихотэ-Алинская, 5 — Верхояно-Колымская, 6 — Чукотская, 7 — Алазейская, 8 — Южно-Аноийская, 9 — Илпине-Тасская, 10 — Монголо-Охотская; массивы: 11 — Буреинский, 12 — Ханкайский, 13 — Охотский, 14 — Эскимосский, прогибы: 15 — Приверхоанский, 16 — Сетте-Дабанский, 17 — Восточно-Азиатский вулканогенный пояс; подвижные системы Восточного сегмента: 18 — Хоккайдо-Сахалинская, 19 — Тайгоноская, 20 — Западно-Камчатско-Корякская, 21 — Восточно-Камчатская, 22 — Южно-Охотская, 23 — Курило-Южно-Камчатская, 24 — Центрально-Охотский массив, 25 — Курильская глубоководная котловина

согласно новым данным, представляет собой сложное геосинклинальное среднепалеозойско-мезозойское сооружение с ответвлением на северо-восток (Олойская зона); другие исследователи выделяют здесь складчато-глыбовую систему с фрагментами древних массивов, а третьи поддерживают выдвинутую много лет назад концепцию о наличии крупного Колымского (или Колымско-Омолонского) массива. Самостоятельность Алазейского блока подчеркивается глубинными границами: на севере они трассируются Южно-Анхойской позднеюрской раннемеловой эвгеосинклинальной системой, сформировавшейся на симатической коре с офиолитовыми образованиями, на юге — Иньяли-Дебинской зоной, образованной на утоненной континентальной коре. К последней приурочен крупнейший (длиной около 2,5 тыс. км) позднеюрский — раннемеловой пояс линзобразных массивов адамеллитов и гранитов, пересыщенных глиноземом, богатых известью, но бедных щелочами.

К северу от Южно-Анхойской геосинклинали, представляющей мощный глубинный шов, в палеозое и мезозое развивалась Чукотская миеосинклинальная система, продолжающаяся, по представлениям многих геологов, далеко на северо-запад, к Новосибирским островам. На поздний мезозой приходится максимум гранитоидного магматизма, который приурочен к линейным разломам и образует пояса и цепочки интрузий.

Приамурье ограничено на севере Монголо-Охотской геосинклинальной системой — сложным складчато-надвиговым сооружением, "раздавленным" в мезозое сближенными кристаллическими глыбами Становой системы и Буреинского массива. Эта система принадлежит к типу шовных, длительно развивавшихся полициклических структур начиная с конца позднего докембрия в течение почти всего палеозоя и большей части мезозоя; для палеозойских и допалеозойских прогибов характерны эвгеосинклинальные вулканогенно-кремнисто-терригенные разрезы, а для мезозойских (поздний триас — юра) — существенно терригенные, флишоидные. Крупные перерывы, отмечающие границы тектоно-магматических циклов, приходится на ранний палеозой, поздний девон — ранний карбон, предверхнетриасовое и предраннемеловое время. Для Монголо-Охотской системы характерна линейная, сложная изоклинальная и опрокинутая складчатость, широкое развитие зон милонитизации и крупных надвиговых структур. На всем протяжении развития этой системы в ее пределах то нарастали, то ослабевали глубинные мантийные процессы, что выражалось в активизации магматизма, существенно основного состава, метаморфической спилитизации и зеленокаменных изменениях базальтоидов.

К востоку от Буреинского и Ханкайского массивов находится Сихотэ-Алинская геосинклинальная система, которая в палеозое и раннем мезозое была связана с осадочными и осадочно-вулканогенными прогибами современных Японских островов. Фрагменты палеозойские известны на возвышенности Ямато и на островах Хонсю и Хоккайдо. Начало заложения Сихотэ-Алинской системы относится к силуру, завершение геосинклинального режима приходится на позднемеловую эпоху. Геосинклинально-складчатые комплексы этой системы составляют три структурных яруса. Наиболее древний, среднепозднепалеозойский образован вулканогенно-кремнисто-терригенными толщами большой (свыше 10 км) мощности, широко развитыми в западных и центральных районах; в составе среднего яруса (верхний триас — валанжин) значительную роль играют кремнистые и песчано-глинистые, в верхах разреза — существенно флишоидные отложения; верхний структурный ярус (баррем — нижний сенон) образован морскими флишоидными отложениями, включающими прослойки основных и средних вулканитов. Важный структурный шов, делящий Сихотэ-Алинскую систему на две части, — Центральный Сихотэ-Алинский разлом. К западу от него формирование складчатых структур завершилось в послеваланжинское время, к востоку — в позднем мелу. В эпоху инверсии геосинклинального режима и орогенных воздыманий мезозойский гранитоидный магматизм эволюционировал от щелочноземельных гранитовых (иногда высокоглиноземистых) или гранодиорит-гранитовых ассоциаций к габбро-диорит-лейкогранитовым сериям существенно натрового профиля.

Восточно-Азиатский вулканогенный пояс — протяженная пограничная (межгеоблоковая) структура длительного (с поздней юры или триаса, с кульминацией в мелу) развития, отделяющая континентальные мезозойды от активных притихоокеанских окраин [1]. Особенность магматизма этой структуры — огромные объемы вулканических продуктов преимущественно известково-щелочного состава с существенным развитием кислых разновидностей (от 30 до 50% общего объема), комагматичность вулканитов с

интрузиями, представляющими единые вулканоплутонические ассоциации, и антидромная в целом направленность магматической эволюции. Показательна петрохимическая неоднородность состава вулканитов. По простиранию пояса выделяются крупные его звенья (блоки), характеризующиеся геохимической спецификой с индивидуальным набором типоморфных элементов. В Охотско-Чукотском звене пояса проявлена продольная зональность. Внешняя (западная) зона со структурным несогласием наложена на складчатые мезозойды, внутренняя — наследует зону раннемезозойского андезитового вулканизма. На отдельных участках пояса эта зональность находит отражение в петрохимических особенностях вулканитов, например, увеличении содержания в них калия и других элементов в глубь континента.

Восточный сегмент отличался особой подвижностью в мезозое и кайнозое [2, 10–12, 17]. В нем выявлена существенная роль меланократового фундамента. Так, на Камчатке известны породы мафического состава с изотопным возрастом 950–870 млн. лет. Этот сегмент отличается значительным масштабом проявлений гипербазит-базитового магматизма, связанного с палеозойскими, юрско-раннемеловыми и позднемеловыми-палеогеновыми окраинно-океанскими геосинклиналями. Наиболее древние их фрагменты описаны в Тайгоносской, Таловско-Майнской, Корьякской и Камчатской зонах. Специфика вулканических комплексов структур этого типа — их нередко очень большая мощность (до 10–12 км), преобладание в их составе базальтов, среди которых постоянно присутствуют разновидности повышенной магнезиальности и щелочности. Показательно присутствие среди вулканитов их ультрамафических разновидностей — пикритов [8]. Во время от палеозоя к кайнозое возрастает роль разновидностей базальтов с повышенным содержанием калия; в этом же направлении увеличивается количество ультрамафических разновидностей вулканитов, а также средних и кислых дифференциатов базальтовой магмы, знаменующих своим появлением увеличение степени дифференциации геосинклинальных бассейнов с развитием подводных поднятий. Геосинклинальные пояса формировались, как правило, унаследованно, с умеренной миграцией к востоку, в сторону Тихого океана.

В Восточном сегменте известны также блоки сиалического типа с докембрийским гнейсовым фундаментом (Срединный хребет Камчатки, вероятное продолжение Охотского массива на юго-восток). Степень переработки древнего основания Восточного сегмента весьма велика, что доказывается сложным строением коры и верхней мантии, включая астеносферу. Так, состав коры изменяется от обычно трехслойного до двухслойного (осадочный — “базальтовый слой”), а в мантии прослеживаются блоки с аномальными значениями плотностей и скоростей, токопроводящие слои. Последние залегают в пределах Сахалина на глубине 80–100 км и сопоставляются с астеносферой. Варьируют значения теплового потока: его средние величины в окраинных морях составляют 90–100 мВт/м², а в глубоководных желобах они минимальные — 10–50 мВт/м².

Для расшифровки геологического строения Восточного сегмента важны данные об акустическом фундаменте (Центрально-Охотский массив и его фрагменты), перекрывающем его осадочном чехле, а также о результатах драгирования. Так, на банке Кашеварова и вблизи нее подняты образцы метаморфизованных алевролитов и зеленых сланцев, сходных со среднепалеозойскими породами Шантарских островов, а на возвышенности Академии Наук установлены катаклазированные граниты (206, 209 млн. лет). Метаморфические породы с возрастом до 500 млн. лет (по калий-аргоновому методу) обнаружены на приконтинентальном склоне Курило-Камчатского желоба. Широко представлены обломки гранитов и вулканитов среднего и кислого составов зон, сходных с окраинно-материковыми.

К югу от возвышенности Академии Наук располагается Курильская глубоководная котловина. В абиссальной ее части по сейсмическим исследованиям различаются верхняя стратифицированная толща осадков (от 3,9–4,4 до 4,9–5,2 км/с). Низы осадочной толщи соответствуют большим скоростям (до 6,5 км/с). Акустический фундамент прослеживается в интервале 6,5–8 км/с. Его строение многие исследователи связывают с погребенной мезозойской (?) складчатой зоной, другие же предполагают наличие здесь океанской коры.

Остров Сахалин [12] имеет фундамент двухслойного строения. Его верхняя часть ($V_T = 6,1$ км/с) сложена породами, метаморфизованными до фации зеленых и частично глаукофановых сланцев. На юго-востоке острова эвгеосинклинальные толщи — верхне-

пермско-триасовые и юрско-меловые. Под Западно-Сахалинскими горами фундамент погружен до 10 км. Эта часть острова имеет четко выраженное в мелу миогеосинклинальное развитие; складчатые деформации здесь более простые. В Северо-Сахалинской впадине, выполненной отложениями неогена (6–7 км), преобладают брахиформные складки, объединяющиеся иногда в линейные валоподобные структуры.

Самостоятельная сложная структура — Корякское нагорье чешуйчато-надвигового строения с преобладанием в палеозое — позднем мезозое — кайнозое толеит-базальтовых кремнисто-вулканогенно-терригенных и флишевых формаций. По развитию олистостромовых образований устанавливаются эпохи образования шарьяжей (конец палеозоя, неоком-апт, альб-турон и маастрихт-палеоцен).

Для истории развития Восточного сегмента важен вопрос о фундаменте Камчатских мезозойско-кайнозойских геосинклиналей. Наибольшее признание получают представления о наличии в Срединном и Ганальском хребтах упомянутых выше докембрийских, а также палеозойских толщ. На профиле ГСЗ в консолидированной коре Ганальского хребта на глубине 25 км различается горизонт $V_T = 5,9-6,6$ и выше 5,7 км/с. Предполагается, что в нижней части его находятся гранулиты основного состава, а в верхней — кислого. Перекрывающие их зеленые сланцы и филлиты относятся к палеозою. Радиогенный возраст плагиогранит-порфиров, залегающих в низах палеозоя, составляет 487 млн. лет. В Западно-Камчатской зоне в позднем мелу и палеогене происходило геосинклинальное прогибание. Неогеновые отложения, относящиеся к молассе "зелено-туфового" облика, располагались по обе стороны от Тигильского поднятия. В Восточно-Камчатской геосинклинальной системе наиболее мощное осадконакопление (до 10 км) имело место в позднем мелу — миоцене.

В Охотском море особое положение занимают осадочные образования неогена (мощность свыше 5 км) Северного прогиба и впадин Дерюгина и ТИПРО. Слои осадочного чехла залегают здесь горизонтально или очень полого. Это дает основание некоторым нашим специалистам считать, что значительная часть акватории Охотского моря близка по строению молодой эпимезозойской платформе с некомпенсированным осадконакоплением. Осадочный чехол образует структуры типа валов, сводово-глыбовых поднятий, рифтов и различных погружений, осложненных многочисленными разломами.

Островные дуги — Центрально-Камчатская, Курило-Южнокамчатская и Алеутская — развивались в кайнозое контрастно по отношению к внутренним регионам краевых морей. Для них характерна эволюция от морского — островного — режима (формация "зеленых туфов") к субаэральному. Состав вулканитов, относящийся преимущественно к известково-щелочной серии, изменяется по простиранию с уменьшением в вулканитах содержания калия с севера на юг вдоль Камчатско-Курильской дуги. В Центральной Камчатке вулканиты щошонитовой серии закономерно сменяются с запада на восток породами известково-щелочной и толеитовой серий. Четвертичный, вплоть до современного, островодужный вулканизм известково-щелочной серии характеризуется преобладанием андезитов и андезито-базальтов. В тыловых частях вулканических зон вулканиты отличаются наиболее высокой щелочностью с повышенным содержанием калия.

Интересны результаты драгирования непосредственно к западу от Большекурильской островной дуги и к востоку от Курило-Камчатского глубоководного желоба в районе приокеанского вала Хоккайдо, где встречены различные мезозойские гранитоиды, кислые эффузивы, изредка метаморфические породы, а также вулканиты основного и среднего составов. Ряд геологов приходят к выводу о заложении Курило-Камчатской островной дуги на коре континентального типа или близкого к нему. Возможно, что связанный с дугой глубоководный желоб — молодая грабеноподобная структура — заложена в олигоцене или неогене.

В геологической эволюции региона Востока СССР выявляется несколько этапов становления литосферы.

1. В самые древние геологические эпохи (4,5–3,5 млрд. лет), судя по выходам соответствующих пород в Алдано-Становом геоблоке и в отдельных массивах (например, в Омолонском), происходило образование гранулито-базитовых комплексов, обусловленных поступлением ювенильного вещества верхней мантии. Вероятно, позднее наметились выступы силала в Иенгрском и других литоплинтах. На их пологих сводах были развиты хорошо проработанные коры выветривания [7]. Расколы и расчленение Алдано-Станового геоблока в конце архея — раннем протерозое системой трогов положило начало короразрушающим процессам и дифференцированному перемещению архейских

глыб, что подготовило новый этап развития территории Востока СССР. На стыке Байкальского и Алдано-Станового геоблоков сформировался меденосный Удоканский авлакоген, а в пограничной полосе между Алдано-Становым и Амурским геоблоками наметилось первичное их раздвигание, вызванное прорывом из мантии перегретого материала, достигшего поверхности земной коры. К мантийным разломам между Алданским щитом и Становой областью тяготеют и крупные тела Каларских и Джугджурских (10 тыс. км²) анортозитов.

2. В протерозойский этап (от 1,8—1,6 до 1 млрд. лет) четко обозначились структуры входящего угла в сиализированной юго-восточной окраине Сибирской платформы (Улканский прогиб), где внедрялись массивы субщелочных гранитоидов и порфиоров. Позднее (720—600 млн. лет) произошло формирование интрузий центрального типа ультраосновных—щелочных пород, с которыми ассоциированы карбонатиты и кимберлиты. Этот щелочной магматический ареал приурочен к сочленению геоблоков Алдано-Станового, Колымского и Охотского, где глубинный разогрев мантийного вещества способствовал поднятию "сфокусированных" струй.

3. В позднедокембрийском—раннепалеозойском этапе мощные существенно осадочные и реже осадочно-вулканогенные толщи заняли обширные понижения в тектоническом рельефе, образованном в раннем докембрии. В мелководных (шельфового типа) морях с замедленным темпом осадконакопления отлагались ритмично-наслоенные преимущественно терригенно-карбонатные и карбонатные толщи. Для этой эпохи характерны магнетитовые и гематито-магнетитовые кварциты, марганцевые и полиметаллические руды, а также фосфориты.

Внимание привлекает массовое развитие раннепалеозойских коровых, существенно палингенных гранитоидов, располагающихся в Буреинском и Ханкайском массивах. Их образование связано с наличием в регионе мощного древнего гранитно-метаморфического слоя, а также диапирового воздымания щитового типа, "поддержанного" термическим фронтом. В пределах этих массивов имело место многостадийное, неоднократно возобновляемое (поздний палеозой, мезозой) гранитообразование.

4. Последующая палеозойская история (ордовик—пермь) усложнила предшествующий структурный план. Заложилась геосинклинальные прогибы в Алазейской, Рассошинской, Таловско-Майнской и Сихотэ-Алинской зонах и продолжалось развитие Монголо-Охотской системы. На незатронутых или слабо нарушенных деструкцией площадях (Верхояно-Колымская, Чукотская системы) происходило дальнейшее терригенно-карбонатное и терригенное миегеосинклинальное осадконакопление. По окраинам Верхояно-Колымской системы в среднем и частично в позднем девоне образовались лагуны.

В среднем палеозое заметно дифференцировалась тектоническая обстановка. На значительных площадях накапливались щелочные вулканиты (Омолонский массив). Существенное погружение обозначилось на окраинах Буреинского массива. Наметились зоны девонского и раннекаменноугольного стратиформного медного и полиметаллического оруденения на границах крупных блоков (Омулевские горы, Сетте-Дабан), а также концентрации фосфора, железа и марганца в Монголо-Охотской геосинклинали (Удско-Шантарский район).

В Приамурье нарастание инверсионных и орогенных тенденций отмечено в поздней перми. Здесь в ряде районов накапливались молассовые толщи. В Приморье в конце палеозоя образовался вулканический пояс, вытянутый в северо-восточном направлении на 400 км. Все более отчетливо в среднем — позднем палеозое стал выявляться При тихоокеанский геосинклинальный пояс.

5. Мезозойская эра на Востоке СССР отмечена контрастностью геологических событий. Глубинные мантийные и коровые преобразования перестроили литосферные блоки. К позднему мезозою приурочен существенно важный этап формирования многих эндогенных месторождений, а также угольных бассейнов.

В ранне-среднетриасовое время Верхояно-Колымская и Чукотская системы представляли уникальный регион по площади (сотни тысяч квадратных километров) развития терригенных толщ Верхоянского комплекса. Процесс оседания начался здесь в палеозое, а в раннем мезозое кора глубоко прогнулась под тяжестью исключительно мощной осадочной линзы, и базальтовая магма благодаря возникшей сети разломов проникла в нижнетриасовые осадки. Этот процесс сопровождался геологически медленным оттоком глубинного вещества к краевым зонам (на стыке с тектонически активными блоками). С более молодым разломообразованием связана линейная сосредоточенность

позднеюрских—раннемеловых тел гранитоидов, приуроченных к граничным разломам (Мургальская и Полоусненская цепи и Главный пояс Колымских интрузий).

В соответствии с глубинными неоднородностями и развитием во времени мантийных и коровых очагов отрезков времени, фиксирующий конец юры и начало мела, характеризуется существенно золотым оруденением; позднемеловое время отличается подчеркнуто оловянным и в меньшей мере золотым, вольфрамовым, молибденовым и полиметаллическим оруденениями.

В важнейшем межгеоблоковом элементе — Восточно-Азиатском вулканогенном поясе — создалась специфическая динамическая система, отличающаяся сгущением в его пределах кольцевых структур. Концентрация последних возрастает вблизи линейментов, параллельных континентальной окраине, и в узлах пересечения их с поперечными разломами. Здесь же сосредоточена золото-серебряная и другая минерализация.

6. Позднемеловые и кайнозойские короразрушающие процессы оказались особо активными в Восточном сегменте. Они временами обнажали складчатый сиалический фундамент в пограничных с Тихим океаном зонах и даже симатическое основание (Центральная глубоководная котловина Японского моря). Не меньшее значение имели и коросозидающие процессы. К ним относится образование в кайнозое прогибов и впадин, заполненных осадочными и осадочно-вулканическими толщами на Сахалине, Камчатке, в низовьях Анадыря, в Хатырском и других районах. Трансгрессии, временами весьма обширные, перемежались с регрессиями. В этих условиях не один раз, особенно в неогене, создавались условия, благоприятные для образования нефтегазоносных и угленосных толщ. Выявляется плитообразный ("неоплатформенный") тип развития в кайнозое Охотоморского и Берингово-морского литосферных блоков.

* * *

В заключение следует подчеркнуть, что разнообразие глубинного строения и геолого-структурных обстановок Востока СССР делает его пригодным для разработки новых принципов тектонического районирования.

1. Начиная с 60-х годов стала обосновываться концепция [6] крупной геоблоковой делимости литосферы на региональные объемные неоднородности размеров (по площади), равным приблизительно 1,5—2 млн. км². На Северо-Востоке Азии выделяются геоблоки континентальной окраины (с севера на юг): Колымский, Алдан-Становой и Амурский, а также геоблоки переходной зоны к Тихому океану: Берингово-морской, Охотский и Япономорский (Ниппонский). При этом подчеркивалась структурная неоднородность литосферы уже в древнейшее время геологической истории тихоокеанских окраин, что доказывается различием магматизма, метаморфизма и минерализации Алданского щита и Становой области. Можно предположить, что на месте геоблоков Восточного ("переходного") сегмента докембрийская литосфера отличалась утоненностью и более меланократовым составом, что отразилось в последующем развитии Притихоокеанья и привело к известной его структурной, петрологической и геохимической обособленности. В континентальной окраине в течение фанерозоя резко преобладающим типом магматических пород были гранитоиды. Особенно рельефно гранитоидный магматизм проявился в мезозое. От Чукотского полуострова на севере до полуострова Малакка на юге в разных тектонических условиях независимо от геологической предыстории вдоль ослабленных зон распространены интрузии гранитоидов и вулканоплутонические поля кислого и среднего состава с закономерно приуроченной к ней минерализацией (золото, серебро, олово, вольфрам, молибден, сурьма, свинец, цинк, медь, флюорит). Следует подчеркнуть, что столь же своеобразен принципиально отличный магматизм переходной зоны с постоянным присутствием меловых и мел-палеогеновых гипербазитовых тел, известных в Корьякском нагорье, на Камчатке, о. Сахалине, Мало-Курильской дуге и далее на Тихоокеанских островных дугах. Хром и другие металлы, связанные с гипербазитами, характеризуют металлогению этой зоны.

2. Принципиально важным было применение формационного анализа для тектонического районирования региона. На картах масштаба 1 : 1 500 000, 1 : 2 000 000 и 1 : 2 500 000 [3, 4, 13, 14, 15] показано размещение на площади разновозрастных осадочных, вулканических, интрузивных и метаморфических формаций и их комплексов, характер складчатых и разрывных дислокаций. Выделение геологических тел по вещественным признакам создавало основу для минерогенических обобщений.

3. Под новым углом зрения тектоника региона стала рассматриваться в конце 70-х годов на основе установления в р е м е н и ф о р м и р о в а н и я к о н т и н е н т а л ь н о й к о р ы. Тогда было обосновано наличие (со среднего палеозоя) в Монголо-Охотской и Алазейско-Олойской системах коры океанического типа, которая направленно преобразовалась через переходную кору в кору континентального типа. В результате формирования меловой континентальной коры произошло приращение восточных окраин Азиатского континента. При этом его край маркировался гигантскими вулканогенными поясами, возникшими в начале континентальной стадии.

4. Высокая и многократно возобновляемая подвижность Востока СССР, значительная степень глубинного теплового разогрева, многообразие типов геосинклинального, рифтогенного и орогенного возрождения связана с приуроченностью рассматриваемого региона к стыку сверхглубоких (400–800 км) плотностных неоднородностей I порядка, проявляющихся в поле аномального геопотенциала Земли. Восточно-Азиатская зона градиента геопотенциала представляет собой одну из наиболее крупных зон, устанавливаемых по орбитальным спутниковым данным, и разграничивает здесь Западно-Тихоокеанский максимум от Центрально-Азиатского минимума.

Неоднородности литосферы Востока СССР и окраинных морей — следствие сложного и длительного ее геологического и физико-химического преобразования. Гравитационные (уплотнение и разуплотнение) и термические процессы создавали крупные геопольа и их граничные зоны и порождали основные геологические особенности региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 212 с.
2. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979. 105 с.
3. Геологическая карта Северо-Востока СССР, м-б 1 : 1 500 000. Л.: Ленингр. картогр. ф-ка, Мингео СССР, 1982.
4. Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана, м-б 1 : 10 000 000. М., 1970.
5. Геология Северо-Восточной Азии. Л.: Недра, 1973. Т. 3. 395 с.; Т. 4. 323 с.
6. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра, 1978. Т. 1. 264 с.; Т. 2. 247 с.
7. Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. 299 с.
8. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
9. Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР. Л.: Недра, 1979. 303 с.
10. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Разницын Ю.Н., Шmidt О.А. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей. — Геотектоника, 1977, № 5, с. 83–94.
11. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 175 с.
12. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. 366 с.
13. Структурно-формационная карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, м-б 1 : 1 500 000. Л.: Ленингр. картогр. ф-ка, Мингео СССР, 1972.
14. Тектоническая карта Востока СССР и сопредельных областей, м-б 1 : 2 500 000. М.: Магдан. Геол.-картогр. партия, Мингео РСФСР, 1979.
15. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов, м-б 1 : 2 000 000. Л.: Ленингр. картогр. ф-ка, Мингео СССР, 1982.
16. Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 325 с.
17. Шило Н.А., Косыгин Ю.А., Берсеньев И.И. и др. Строение и геологическое развитие земной коры Охотоморского и Япономорского региона. — Тихоокеан. геология, 1982, № 1, с. 35–42.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ СССР С ПОЗИЦИЙ НОВЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ

Д.И. МУСАТОВ

*Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов
Министерства геологии СССР, Москва, СССР*

В.С. ФЕДОРОВСКИЙ

Геологический институт АН СССР, Москва, СССР

Ю.Т. АФАНАСЬЕВ

Институт геологии и разработки горючих ископаемых АН СССР, Москва, СССР

Л.П. ЗОНЕНШАЙН

Институт океанологии АН СССР, Москва, СССР

К.А. КЛЕЩЕВ

*Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт
Министерства геологии СССР, Москва, СССР*

А.А. КОВАЛЕВ

Московский государственный университет, Москва, СССР

Н.В. МЕЖЕЛОВСКИЙ

Министерство геологии СССР, Москва, СССР

О.Г. СОРОХТИН

Институт океанологии АН СССР, Москва, СССР

Геологическое строение территории СССР отличается исключительным разнообразием стратифицированных, plutонических и метаморфических комплексов всех возрастов. В последние годы были сделаны многочисленные попытки подойти по-новому к решению ряда проблем региональной геологии, которые были стимулированы современными геотектоническими концепциями, в первую очередь теорией тектоники литосферных плит.

С учетом особенностей эволюции литосферы на отдельных этапах ее развития выполнена в основном реконструкция геодинамики крупных регионов СССР для двух главных мегахронов: раннего докембрия (архей и ранний протерозой) и неогена (рифей и фанерозой). Если для неогена подтверждена ранее установленная полная применимость теории плитной тектоники, то для раннего докембрия выясняется определяющая роль процесса спрединга, но без субдукции.

РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ

Для архея характерны тектонопары зеленокаменных поясов и зон куполов тоналитов (серых гнейсов). В отличие от подобных структур Южной Африки, Австралии и Северной Америки, на территории СССР они изучены слабее, что связано с распространением архейских образований в труднодоступных слабо обнаженных районах. В Карелии [22] тоналиты слагают более половины площади и по геохимическим параметрам идентичны тоналитам других древних щитов. Их возраст по прямым и косвенным данным превышает 3,5 млрд. лет. Структурные формы тоналитов — по результатам дешифрирования космоснимков и структурных исследований — преимущественно купольные. С ними ассоциируются метавулканисты и другие породы зеленокаменных поясов, для которых в наиболее полных разрезах хорошо прослеживается типичная бимодальная вулканическая серия, а местами сохранились венчающие ее довольно хорошо

выраженные граувакки. По всем параметрам архейские зеленокаменные пояса развились по модели палеорифтов [4].

Первая кратонизация Фенно-Карельского блока произошла примерно 3,1–3 млрд лет назад. Мощность коры в нем около 40 км. Она имеет, по-видимому, двуслойное строение. Переинтерпретация сейсмических данных с учетом экспериментальных значений скоростей при высоких P - T пород, аналогичных архею Карелии [11, 12], а также комплексный геолого-геохимико-петрофизический анализ материалов Кольской свержлубокой и других глубоких скважин, достигших архейского фундамента Восточно-Европейской (Русской) платформы [13], позволяет утверждать, что так называемый базальтовый слой коры здесь отсутствует. Весь разрез ее ниже стратифицированных отложений раннего докембрия мощностью 12–15 км сложен древнейшими тоналитами и гранулитами кисло-среднего состава. Последние наращивают вниз тоналитовую протокору [12].

В раннем протерозое кратон снова подвергся деструкции и рифтингу (печенгская серия Кольского блока и др.). Геодинамическую модель архея восточной части Балтийского щита можно представить как петельчато-ячеистую (мозаичную) картину (сравнительно небольших размеров – сотни километров длиной, 50–150 км шириной) линейных и изометричных зон тоналитовых массивов, разделенных несколько более молодыми и примерно тех же размеров зеленокаменными поясами (палеорифтами). Анализ гравитационных и магнитных аномалий по глубинным срезам архейских структур показывает, что архейская кора Балтийского щита принадлежит к тоналитовому (серогнейсовому) типу и что горизонтальные перемещения в его пределах в это время, видимо, не превышали 200–300 км.

Тот же тип коры свойствен Канской глыбе (южная часть Енисейского кряжа). Здесь по дешифрированию космоснимков, геологическим, петрофизическим и геофизическим данным выделяются фрагменты зоны куполовидных структур, сложенных тоналитами. Тектонопарный этой зоне зеленокаменный пояс вытянут в северо-северо-западном направлении на 200 км при ширине 30–40 км. Из тоналитов (гиперстен-гранатовых гнейсов) и чарнокитов глыбы определены древнейшие значения абсолютного возраста [2]: $4100 \pm 170/20000$ млн. лет (изохрона в координатах 207/204 и 206/204) и 4050 млн. лет (дискордия в координатах 207/235 и 206/238). Большая древность тоналитов относительно зеленокаменного пояса подтверждается и структурой магнитных полей, указывающей на отсутствие под гранулитами и эндербитами высокомагнитных метавулканитов. Первичное отношение μ_0 составляет 7,7, а μ_1 – 10,4. Верхний архей Канской глыбы похож на иенгскую серию Алданского щита и прорван гранитами с возрастом 2650 млн. лет.

Таким образом, геодинамика архея Канской глыбы характеризуется, как и в Карелии, тектонопарой зеленокаменный пояс–зона тоналитовых куполов. Амплитуды горизонтальных перемещений на глыбе не превышали 300–500 км. Ее протокура, вероятно, формировалась раньше, чем на Алданском щите. Гранулитовый метаморфизм пород данной глыбы отличался высокими параметрами P - T , достигавшими, соответственно, 10,2–8,8 кбар и 700–810 °C [8]. Поскольку мощность коры в Канской глыбе составляет 36–38 км, правомерно предположить, что первичная гранулитовая оболочка имеет мощность около 30 км. Судя по анализу геофизических полей и некоторых данных геохимии (величинам μ_0 для изотопов свинца и др.), тоналитовый тип архейской коры и геодинамическая обстановка, аналогичная Канско-Тасеевской, были характерны для фундамента Минусинских межгорных впадин, Енисейского кряжа и некоторых блоков фундамента Сибирской платформы [2, 12].

Тектонопара архея (зеленокаменный пояс – зона тоналитовых куполов) реконструируется и на Анабарском щите. Метавулканиты бимодельной толеит-риодацитовый серии образуют в центральной части щита два сближенных зеленокаменных пояса длиной 450–500 км и шириной 120–150 км. Зоны куполовидных структур размером 50–250 км в поперечнике занимают восточную и западную части щита. Купола оконтуриваются по распределению плотностей, структуре гравитационного поля и выражены на космоснимках. Они сложены эндербитоидами и плагиогнейсами, по составу очень похожими на тоналиты Карелии [12]. Позднее породы испытали неоднократный метаморфизм и деформации [11], в результате чего они оказались смятыми в изоклинальные складки северо-западного простирания, которые создают видимость перемежаемости метамагматических и метасадочных пород, что сильно мас-

кирует первичные купольные структуры и часто приводит к неверной трактовке геодинамики и глубинного строения щита.

Возраст зеленокаменных поясов и тоналитовых куполов Анабарского щита, видимо, древнее 3500 млн. лет [11]. Амплитуда максимального спрединга вряд ли превышала 300–500 км. Термодинамические условия гранулитового метаморфизма отвечали давлениям 9–12 кбар и температурам 710–880° С. Раннеархейская кора тоналитового типа формировалась на первичной гранулитовой оболочке, состоящей из пород кисло-среднего состава с возрастом 4,2–4 млрд. лет (их мощность около 20 км). Это устанавливается моделированием коры ниже "стратифицированного" слоя мощностью 12–15 км по наблюдаемым и экспериментальным сейсмическим скоростям.

Породы Алданского щита неоднократно испытывали метаморфизм (как минимум три эпохи) и деформации (четыре этапа). Основа архейской стратификации — две маркирующие толщи; кварцито-гнейсовая иенгрская серия внизу и карбонатно-гнейсовая федоровская сверху. Наиболее древние радиологические определения датируют верхний предел главной эпохи гранулитового метаморфизма на уровне 3,2–3 млрд. лет. Вместе с тем для мраморов федоровской свиты недавно получены цифры, равные 2900 ± ± 100/120 млн. лет; изохрона Rb—Pb 3660 ± 76 млн. лет (U^{238}/Pb^{204}) и 3120 ± ± 140 млн. лет (U^{235}/Pb^{204}). Эти данные [5, 8] и возраст мрамора иджекской свиты по Rb—U изохроне, равный 3200 ± 300 млн. лет [5], позволяют рассматривать возраст федоровской свиты около 3,5 млрд. лет, а иенгрской серии как более древний.

Осадочные породы федоровской свиты, судя по изотопному составу серы, отлагались в осолоненном морском бассейне. На эту эпоху приходится первое появление сульфатной серы, что свидетельствует о наличии свободного кислорода в архейской атмосфере [8]. Иенгрские кварциты можно рассматривать как реликты древнейших перетолженных кор выветривания, причем содержание в них окатанного циркона в виде примеси свидетельствует об их терригенной природе и о наличии доиенгрского гранитоидного фундамента [8, 12], т. е. тоналитовой протокры. Действительно, в последние годы в западном, центральном и восточном блоках щита выделены обширные площади, сложенные тоналитами. Эндербитоиды Олёмминского блока по распределению редких земель и другим геохимическим характеристикам сходны с древнейшими тоналитами других регионов мира. По данным В.Л. Дука, в тоналитах фиксируется доиенгрский этап деформации. Выделяются многочисленные купольные структуры, например Нижне-Тимптонская (120 км в поперечнике), и др. В бассейне р. Тимптон зафиксирован крупный надвиг с амплитудой не менее 150 км, существовавший уже около 3 млрд. лет назад, по которому восточный блок надвинут на западный.

Одна из важнейших проблем для раннего докембрия СССР — соотношение возраста иенгрской и зверевской серий. Значительная часть объема последней принадлежит кристаллосланцам и гнейсам основного состава. В Зверевском блоке нигде не обнаруживается реликтов тоналитового фундамента, и, по-видимому, вся кора здесь имеет базитовый состав. Кроме этого блока, на всем Алданском щите по сейсмическим и гравимагнитным данным мощность стратифицированного архея не превышает 10–13 км, из которых только верхний (5–6 км) местами содержит базитовые горизонты. Можно предполагать, что остальные 4–8 км архейской коры сложены тоналитами, а ниже она состоит из гранулитов среднего состава. По возрасту базитовая кора Зверевского блока и существенно сиалическая кора всех других блоков Алданского щита, вероятно, одинаковы. Это позволяет предполагать, что на месте Зверевского блока либо существовал раннеархейский "океан" (остальная большая часть щита в этом случае была протоконтинентом), либо данный блок представлял собой реликт океанической коры раннего архея и последний сформировался в результате деструкции Алданского мегаконтинента и обширного спрединга, ось которого имела субширотное направление. Реконструированная ширина спрединга составляет 500–700 км, структуры зверевской серии "срезают" структуры иенгрского комплекса. Во втором варианте (более предпочтительном) геодинамической модели от Алданского мегаконтинента отрифтовались ряд больших и малых глыб с реликтами тоналитовой протокры, как бы "плававших" в субширотном раннеархейском "океане". Изложенная модель напоминает ситуацию с гнейсами Нук (3–2,8 млрд. лет), которые формировались на мантийном ложе в результате крупномасштабного спрединга континентальной сиалической коры гнейсов Амитсог (3,8–3,7 млрд. лет) в Западной Гренландии [23].

Следовательно, на Алданском щите, как и на других щитах мира, существо геодинамических процессов раннего архея состояло в формировании тоналитовой протокры, структурном (купольном) ее оформлении, последующей деструкции с возникновением зеленокаменных поясов (палеорифтов) и — в этом региональная особенность Алданского щита, а также Северо-Атлантического кратона — с образованием сравнительно крупного поля раннего архея океана. Амплитуды горизонтальных перемещений, выраженных спредингом и надвигами, составляли тогда от десятков до первых сотен (600–700) километров.

Другая важная особенность алданского раннего архея — наличие мощного иенгрского гранулитового комплекса, занимающего крупную изометричную площадь около 120 тыс. км². Естественное на первый взгляд предположение об образовании этого гранулитового поля на глубинах 30–40 км неизбежно ставит вопрос о том, куда девалась "покрышка"? Глубинные гранулиты должны были бы по латерали смениться слабометаморфизованными породами того же возраста, но более высокого гипсометрического положения, чего не наблюдается. Кроме того, необходимо найти место для снесенной толщи, перекрывающей гранулиты как минимум на 20 км (объем не менее $5 \cdot 10^6$ км³). Геологическая ситуация не подтверждает ни гигантской впадины для сноса, ни наличия самих этих переотложенных осадков. Если это обширное поле гранулитов — специфическая особенность раннего архея СССР, то для самого раннего архея в геодинамическом плане были характерны не тектонопары, а тектонотриады: зоны тоналитовых куполов — зеленокаменные пояса — гранулитовые "ядра".

Геодинамика верхнего архея Алданского щита близка к таковой раннего протерозоя, охарактеризованной ниже на примере Байкальской горной страны.

Рассмотрим кратко имеющиеся данные о генезисе серых гнейсов. До сих пор широко распространено мнение о том, что древнейшими породами Земли должны быть базиты и (или) ультрабазиты. Но первичная протокры имела отнюдь не базит-ультрабазитовый, а тоналит-трондьемитовый состав. Выплавление из мантии пиролитового или лерцолитового состава больших объемов кисло-средней магмы вполне возможно, как показывает эксперимент, при условии гидратации архейской мантии [3, 14, 20].

Некоторыми учеными выдвигается гипотеза о специфическом составе верхней мантии раннего архея. Она основывается, в частности, на находке М.Ю. Хотинным и С.С. Степановым в нижнем архее хр. Джугджур ксенолитов, близких к оливин-пироксеновым гранатам.

Однако вполне возможно, что верхняя мантия архея имела вертикальную расслоенность (особенно в модели глобального магматического океана). Как известно, механизмы жидких сред предсказывают многоуровневую стратификацию магматического океана [18]. В первом приближении можно предполагать, что верхняя мантия делилась на три "слоя": нижний гранатитовый (690–410 км), средний эклогитовый (220–410 км) и верхний перидотитовый (деплетированные перидотиты) (40–220 км) [12]. По нашим оценкам такое трехуровневое расслоение магматического океана могло осуществляться примерно за $n \cdot 10^7$ лет. В связи с гранатитовыми включениями в метатоналитах хр. Джугджур естественно возникает вопрос, не являлись ли именно гранатиты нижнего слоя верхней мантии материнскими относительно тоналитов? Везде, где на поверхность выходят серые гнейсы, под ними располагается кора мощностью 30–40 км, сложенная с глубины 8–12 км и до поверхности Мохоровичича гранулитами кисло-среднего состава. Иными словами, серые гнейсы лишь венчают магматическую колонну, сложенную в основном "протогранулитами". Судя по всему, решающим было наличие и количество воды в верхней мантии. По нашим расчетам 4 млрд. лет назад содержание воды в верхней мантии составляло 0,23–0,25%, т. е. в 2,5 раза выше содержания воды в мантии (0,1%), оптимального для ее базальтового истощения, по А. Рингвуду [14].

Термальный режим раннего архея мог обеспечить парциальное плавление пиролита (или лерцолита) при содержании воды 0,1% на глубине 400 км не более 4–5%. Общая масса расплава при этом не превышала $5,7 \cdot 10^{18}$ т, а доля тоналитового расплава была еще значительно меньше (не более 10% от общего расплава). Следовательно, при содержании воды в мантии 0,1% она не могла продуцировать тоналитовую протокры. Иное дело при содержании воды 0,23–0,25% и преимущественно гранатитовом составе мантии на глубинах 410–670 км. При таких параметрах по самым общим оценкам мог продуцироваться тоналитовый расплав объемом $15–17 \cdot 10^{18}$ т, что

обеспечивало образование протокры мощностью до 30–40 км. В данном случае теоретическая модель согласуется с геологической информацией по раннему докембрию.

Ранний протерозой — его геодинамические системы рассмотрим на примере Восточной Сибири, где уже установлены достаточно полные латеральные ряды структур и формаций. В нижнем протерозое Байкальской горной области эта система включает зеленокаменные пояса, зоны палеошельфов и внутренних прогибов, гранито-гнейсовые купола, позднеорогенные вулканоплутонические пояса и молассы. Зеленокаменные пояса представляют собой весьма разветвленную систему и образуют как бы матрицу, которая определила расположение более поздних проявлений раннепротерозойско-тектогенеза.

Выделяются два типа зеленокаменных поясов. Одни из них возникали лишь в первой половине раннепротерозойского мегаэона, а затем оказались погребенными под осадочными толщами палеошельфов и внутренних прогибов. Вторые же формировались в течение всего нижнего протерозоя [4, 12, 16].

В строении поясов участвуют вулканогенно-осадочная и кремнисто-железистая формации циклического строения. Широко развиты вулканы бимодальной базальтоидацитовой ассоциации. Вся система зеленокаменных поясов представляет собой сочетание очень крупного так называемого Главного зеленокаменного пояса (длиной более 1200 км) и поясов-сателлитов, отходящих от него под разными углами. Характер изменения мощностей и фаций осадочных серий, т. е. снос обломочного материала со стороны северной палеосуши к Главному зеленокаменному поясу (палеоокеану), присутствие в основании разреза осадочного клина грабеновых фаций и многие другие признаки указывают на сходство древних осадочных толщ Байкальской горной области с шельфовыми толщами фанерозойских пассивных континентальных окраин. Вместе с тем палеошельфы накапливались на земной коре, неконсолидированной к началу протерозоя. По составу и строению осадочных толщ фанерозойские и раннепротерозойские палеошельфы вполне идентичны, а по типу фундамента и проявлениям эндогенной активности (складчатость, метаморфизм толщ шельфов) они несопоставимы. Повсеместно над погребенными зеленокаменными поясами резко возрастает мощность шельфовых толщ; над межпоясовыми блоками она уменьшается. Закономерно и расположение зон метаморфизма: метаморфические "депрессии" в палеошельфе обрисовывают погребенные зеленокаменные пояса, а высокотемпературные метаморфические ореолы — те площади, которые разделяют пояса в структуре фундамента.

Типичная форма гранито-гнейсовых массивов, окружающих зеленокаменные пояса, — купола различной морфологии и размеров. Они группируются в линейные системы, хотя внутри них расположение куполов хаотично. Перечисленные структуры (зеленокаменные пояса, палеошельфы и гранито-гнейсовые купола) составляют единую геодинамическую систему [12, 16]. По ряду признаков она сходна с системами архея других щитов. Больше всего это относится к зеленокаменным поясам и гранито-гнейсовым куполам. Заметную специфику представляет лишь широкое развитие палеошельфов, которые в архейских регионах редки. По-видимому, это признак определенного уровня эволюции литосферы в течение первых двух миллиардов лет ее истории.

Отмечается принципиальное сходство зеленокаменных поясов архея и раннего протерозоя. Для тех и других характерны сходная морфология, контрастный бимодальный вулканизм (в том числе коматииты), специфическая кремнисто-железистая формация, совершенно однотипная петрохимия базальтоидов, типичен структурный латеральный парагенезис поясов и тоналитовых или гранито-гнейсовых куполов.

Существует много доказательств тому, что интервал 2,8 (2,6) — 2 (1,9) млрд. лет отражает время решительного изменения основных параметров процессов формирования земной коры по сравнению с археем. Расчеты по независимым методикам, проведенные многими авторами, показывают, что этот период отражает внезапное нарастание выноса стронция в морскую воду из верхней мантии; возрастает отношение K_2O/Na_2O в осадочных и магматических породах, отражающее бурное поступление калия и включение его в состав верхней части литосферы; резко нарастает доля континентальной коры, содержащей калиевые граниты, а также ее мощность. Происходит резкое изменение флюидного режима: возрастает процесс окисления флюидных мантийных систем и увеличивается доля воды, ибо мощность земной коры стала достаточной для окисления восстановленных мантийных флюидов. В это же время заметно

снижается интенсивность теплопотока и теплогенерации. Отмечается с-редделенная прогрессирующая закономерность в поступлении в земную кору ряда элементов (в частности, титана, урана, тория, свинца, цинка), отражающая химические изменения состава самой коры. Резко изменяются тренды отношений лантана и иттербия, легких и тяжелых редких земель и общий рост их суммы.

Совершенно очевидно, таким образом, что ранний протерозой имел совершенно особое значение в формировании земной коры континентов. От более ранних архейских кор континентального типа раннепротерозойскую кору отличает возросшая мощность, повсеместное развитие гранитно-метаморфического слоя, первое появление позднеорогенных вулканоплутонических серий (с калиевой тенденцией щелочности) и красноцветных поздних моласс, появление первых вестников калиевого гранитоидного интрузивного магматизма — гранитов-рапакиви. Объемы зрелой континентальной коры, продуцированной к концу раннего протерозоя, были уникальными, а сам процесс имел глобальный характер.

В связи с приведенными данными возникает первостепенный вопрос о статусе субдукции в раннем докембрии. Проблема ставится остро еще и потому, что рифтогенная природа зеленокаменных поясов свидетельствует об активном спрединге. Следовательно, если в это время осуществлялся и процесс субдукции, то нет препятствий для применения теории тектоники плит для всей геологической истории. Отсутствие же признаков субдуктивного механизма вынуждает искать специфические геодинамические модели для ранней истории Земли.

Для объяснения погружения океанических литосферных плит под континентальные по зонам субдукции есть несколько моделей.

Первая модель (которой авторы отдают предпочтение) основана на доминирующем значении отрицательной плавучести (потопляемости) краевых частей океанической литосферы за счет увеличения ее мощности пропорционально корню квадратному из ее возраста (закон Склетера—Сорохтина), нарастающего охлаждения по мере удаления от срединно-океанических хребтов, и, главное, фазовых переходов базальта в эклогит, а пироксенита в гранитовый пироксенит на глубинах 30 км и более, что делает океаническую литосферу плотнее верхней мантии на градиент не менее чем $0,1 \text{ г/см}^3$. Это вызывает гравитационную неустойчивость литосферы и ее погружение на уровень "материнского" резервуара. По мнению некоторых авторов (Д.И. Мусатов, В.С. Федоровский, Н.В. Межеловский), интересное следствие этого механизма субдукции — возможность возникновения и действия локальных конвективных ячеек в верхней мантии на уровнях от 30—70 до 670—700 км. О.Г. Сорохтин отстаивает единую систему конвекции, охватывающую и нижнюю и верхнюю мантию.

Согласно второй модели надвигающаяся континентальная плита на своих конвергентных границах создает сильное избыточное давление на поддвигающуюся океаническую плиту. Это избыточное давление возникает как за счет веса надвигающейся плиты, так и за счет горизонтального напряжения сжатия на конвергентной границе. В результате океаническая плита изгибается (край ее при этом обламывается), в ней возникают сдвиговые деформации (снимающие напряжение сжатия), и она "затягивается" в верхнюю мантию.

Каковы же были характерные параметры архейского этапа развития Земли? Прежде всего, бесспорно, имел место высокий термальный режим в архее: теплогенерация Земли 4 и 2,5 млрд. лет назад оценивается соответственно в 3—4 и 2—2,5 раза выше современной (расчеты О'Найонс Р. Ламберта, Д. Мак-Кензи, Н. Вейса и др.). Приведенные оценки базируются в основном на радиогенном тепле.

Однако имеются и другие мощные источники тепла: химико-плотностная дифференциация Земли [3, 15], приливная энергия [3] и буферные реакции в мантии [7]. Мы не знаем, когда включился механизм буферных реакций и какова кривая их теплогенерации в архее, но тепловой эффект их на глубинах 200 и 700 км (примерные границы магматического океана в архее) мог обеспечить дополнительно нагревание вещества верхней мантии на несколько сот градусов.

Весьма вероятно, что наряду с теплом, выделившимся в эпоху гигантских метеоритных бомбардировок (предположительно 4,3—4,1 млрд. лет назад), когда адиабатическое сжатие на фронтах ударных волн было способно полностью расплавить мантию до глубин в 400 км, образованию глобального магматического океана способствовали и буферные реакции в мантии. Температура в эпоху 4 млрд. лет назад на глубине 670—

700 км составляла не менее 2600–2700 К. Эта температура недостаточна для образования глобального магматического океана, необходимость которого вытекает, очевидно, из температуры коматиитовых лав на архейской поверхности (1650–1780° С). Глобальный магматический океан смог возникнуть только в результате гигантской метеоритной бомбардировки, аналогичной бомбардировке на Луне.

Основное представление о термальном режиме в архее мы черпаем из самого факта излияний на поверхность архейской Земли коматиитов, характеристики которых на всех щитах удивительно похожи. Это обстоятельство и очень высокая температура лав свидетельствуют в пользу существования в архее субглобального магматического океана. Петрологическое и математическое моделирование указывает, что магматический океан (со степенью расплавления в его верхней части более 80%) занимал значительную часть верхней мантии в интервале глубин от 130–135 до 670 км. Верхняя граница в значительной мере определена экспериментальными данными. Заметное изменение линии ликвидуса при давлениях 42–45 кбар является отражением принципиального изменения закона зависимости вязкости от температуры и давления, когда он из линейного вида $\sigma = P/T$ меняется при $P > P_{кр}$ на экспоненциальный вид $\sigma = P^x/T$, где $x > 1$ [10]. Тогда самое незначительное понижение давления должно было продуцировать практически мгновенное расплавление. Предполагаемая нижняя граница архейского магматического океана идентифицируется с известной сейсмической границей на глубине 670 км, отражающей переход от α -оливина к γ -шпинели с дальнейшим уплотнением силикатов.

Термальный режим в архее был настолько высоким, что без эффективного выноса тепла неизбежно расплавилась бы вся верхняя мантия. Однако геологическая летопись свидетельствует о том, что кора существовала, а значит механизм теплоотвода из верхней мантии был достаточно эффективным. Суммарная теплогенерация 4–3 млрд. лет назад в первом приближении оценивается в $11 \cdot 10^{20}$ эрг/с, что в 2,6 раза превышает современную. По мнению большинства специалистов по раннему докембрию, излишки тепла верхней мантии архея выносились коматиитами. Геологический их статус таков, что они могли изливаться лишь на достаточно мощную континентальную кору, состоящую отнюдь не из легкоплавких минералов. Если принять, что вынос излишков тепла верхней мантии архея осуществлялся на 70–80% именно коматиитами (и коматиитовыми базальтами), и если вспомнить об их однообразии на всех докембрийских кратонах, то окажется, что площадь архейских континентов, обеспечивающих вынос необходимых объемов тепла, должна была превышать площадь современных континентов в несколько раз. Этот вывод имеет важное значение и согласуется с имеющейся по территории СССР геологической информацией о том, что суммарная площадь архейских зеленокаменных поясов (т. е. архейских океанов) не превышала 20–25% от общей площади континентов этого времени. Этот вывод вполне соотносится и с оценками массы воды в гидросфере раннего архея (3,7–3,8 млрд. лет назад — возраст древнейших осадочных пород), дегазированной из двухфазной системы газ—жидкость в верхней мантии, которые составляют $2,5–3 \cdot 10^{17}$ т. Это отвечает примерно 18% площади современных океанов.

Остаточный расплав магматического океана после удаления коматиитов имел в основном оливиновый состав, и из него кристаллизовались тугоплавкие породы дунит-гарцбургитового состава. Остаточный расплав (как и кристаллизовавшиеся из него породы) был легче материнской магмы, продолжавшей занимать большую часть океана, и поэтому “всплывал”, образуя самую верхнюю часть мантии. Она по консистенции напоминала ледяную кашу с крупными блоками твердых тугоплавких дунит-гарцбургитов с многочисленными резервуарами расплава. Последние, видимо, и продуцировали излияния толеитовых базальтов, которые (вместе с коматиитами) являются доминирующими членами разреза метавулканитов зеленокаменных поясов.

Продолжая аналогию с ледовой обстановкой и уподобляя тугоплавкую дунит-гарцбургитовую “шляпу” с подводной частью айсбергов, надводной части которых отвечала протокора, к магматическому океану возможно применение модели многоуровневой стратификации океанской воды под айсбергами [19]. Данное обстоятельство затрудняло действие конвективных ячеек в пределах магматического океана (135–670 км), не говоря уже о конвективном массовом обмене с остальной мантией. Это обусловило также небольшие амплитуды спрединга, что, с одной стороны, определяло реаль-

но изученные небольшие размеры архейских зеленокаменных поясов (океанов), а с другой — накладывало большие ограничения на субдукцию в архее.

Существенные ограничения на субдукцию накладывал термальный режим архея, выразившийся в том, что он обеспечивал стабильность базальтов и не допускал их фазовый переход в эколгиты. Поэтому нижние части океанической литосферы архея не испытывали переходов в эколгиты и (или) гранатовые перидотиты и, следовательно, не могла иметь место более плотная упаковка силикатов, что исключало утяжеление архейской океанической литосферы, а это, в свою очередь, исключало и ее отрицательную плавучесть. Субдукция в архее затруднялась и огромным количеством мелких океанических литосферных плит, размеры которых не способствовали геометрическим параметрам субдукции.

Таким образом, важнейший вывод из регионального и теоретического рассмотрения геодинамики архея таков, что доминирующим процессом архея был спрединг, но без субдукции. Тектоника плит в архее лишалась одного из своих ведущих механизмов (субдукции) при вероятных ограничениях второго (конвекции).

Вопрос о возможности осуществления субдуктивного механизма в раннем протерозое заметно сложнее. Но даже если предположить, что субдукция в это время уже происходила, то ясно, что она по своим масштабам не могла быть значительной. Прямым указанием на это является тот факт, что в раннем протерозое редки андезиты.

По-видимому, "включение" механизма субдукции возможно (при всех прочих данных) только при фракционировании из мантии достаточного объема континентальной коры. Это эмпирически наблюдаемое правило: роль спускового импульса для проявления субдукции сыграло возникновение огромных объемов континентальной коры именно в конце раннепротерозойского мегахрона. Субдукция и весь механизм тектоники плит в полном его объеме — прерогатива только неогей.

НЕОГЕЙ

Неогей — расшифровка позднедокембрийской и фанерозойской геологической истории территории СССР может и должна основываться на теории тектоники литосферных плит. Задача состоит в том, чтобы для каждого момента геологической истории было восстановлено положение границ литосферных плит, их природа и величины относительных перемещений. При этом главными комплексами-индикаторами являются: офиолиты; комплексы бимодального рифтового базальт-риолитового вулканизма; вулканоплутонические комплексы андезитового состава, осадки островных дуг и активных континентальных окраин андийского типа; гранитоидные батолиты невадийского типа над зонами субдукции и (или) "горячими точками"; комплексы, маркирующие столкновения континентов вдоль границ сближения плит; шельфовые карбонатные толщи, переходящие в батинальные комплексы, являющиеся индикаторами пассивных континентальных окраин. Кроме перечисленных, важное значение имеют комплексы внутриплитового вулканизма, в особенности траппы. В качестве индикаторов перемещения плит используются палеомагнитные и палеоклиматические данные [3, 6, 15].

Геодинамику древних платформ можно проследить на примере Сибирской платформы. Ее консолидированный фундамент сложен архейскими и раннепротерозойскими стратифицированными и плутоническими комплексами. В позднем протерозое (рифее) здесь началось накопление платформенного чехла. Уже в рифее (примерно 1,4 млрд. лет назад) Западно-Сибирская океаническая плита субдуцировала под континентальную плиту Сибирской платформы. Дискретная субдукция продолжалась до нижнего кембрия включительно. Зона субдукции располагалась в 100–150 км западнее р. Енисей. Амплитуда горизонтальных движений, по палеомагнитным данным, превышала 2500 км. Енисейский кряж, Туруханская и Игарская зоны представляли собой островные дуги: первый — на континентальной коре, последние — на океанической. Между островной дугой Енисейского кряжа и континентом образовалось задуговое море. Реликты его океанической коры недавно установлены в основании крупного Бугарихтинского прогиба (восточнее Енисейского кряжа), где по данным

¹ О.Г. Сорохтин считает, что механизм тектоники плит действовал начиная с 3-х млрд. лет.

МОВ—ОГТ скорости составляют 7—7,1 км/с (личное сообщение Ю.Г. Юрова). Прогиб выполнен кембрийско-пермскими осадками платформенного чехла мощностью 8—11 км и осложнен крупными надвигами. Ширина остаточного прогиба 100—120 км при протяженности не менее 700 км, из которых 300 км уже подтверждены сейсмическими данными. Бугарихтинский прогиб с его рифтогенной природой, мощной осадочной призмой, эвапоритами, близостью к зоне поддвига и надвигами представляется перспективным на поиски нефти.

В рифее континентальная плита Сибирской платформы подверглась деструкции с образованием двух систем континентальных рифов (авлакогенов): субмеридиональной и субширотной. Наиболее крупными были Анабарско-Байкальская и Лено-Олёкминская рифтовые системы протяженностью в 3—4 тыс. км каждая. Между ними сохранилось наиболее стабилизированное кратонное ядро, тогда как к западу и востоку континент был сильно раздроблен субширотными рифтами. Рифтинг периодически возобновлялся до девона (например, среднепалеозойский Сетте-Дабанский рифт), продуцируя базитовый и бимодальный вулканизм, а также щелочно-ультраосновные и кимберлитовые интрузии.

Новая сильная активизация Сибирской платформы началась в конце перми. В верхнем палеозое, по-видимому, в районе бассейна р. Вилюй внедрился огромный мантийный диапир длительного термального действия типа "горячей точки". Континентальная плита Сибирской платформы перемещалась над горячей точкой с востока на запад, причем во время прохождения над ней (особенно в триасе) мощно проявился трапповый магматизм. Об этом свидетельствует различная ориентировка осей объемных экстремумов траппов альтернативной полярности, а также намечающаяся триадная зональность траппов однонаправленного вектора намагниченности с запада на восток: недифференцированные—дифференцированные—субщелочные. Вилюйский диапир вызвал утонение коры и образование Протовилюйского прогиба. В триасе диапир был деплетирован траппами (объем их превышал $2 \cdot 10^6$ км³) и охлаждался. Термальная контракция явилась причиной образования Вилюйской впадины, выполненной в основном юрскими осадками. Вилюйский мантийный диапир помимо магматизма фиксируется также по трансформации гравимагнитных полей по сейсмическим данным и фактору Q палеомагнитных исследований. Амплитуда перемещения плиты Сибирской платформы с востока на запад составляла около 900—1000 км, что фиксируется "сдвоенной" границей Мохоровичича по профилям ГСЗ. Движение это осуществлялось, вероятно, не литосферной плитой в целом, а отдельными ее пластинами и носило характер "thin skinned thrusting" Аппалачей.

Самые молодые рифты платформы вновь были ориентированы широтно, о чем свидетельствует смена векторов полей растяжения в полярном океане и на прилегающем континенте в юрско-меловое время с субширотного на меридиональное, а также вращение Таймыра против часовой стрелки. Окончательное оформление Сибирской платформы в ее современных границах определялось причленением к ней мега- и микроконтинентов с Востока и Северо-Востока СССР.

Складчатые пояса на территории СССР можно разделить на три группы: 1) где столкновение континентов уже закончилось—это палеозойский Урало-Монгольский и мезозойский Верхояно-Колымский пояса; 2) где столкновение продолжается — мезозойско-кайнозойский Альпийско-Гималайский пояс; 3) где столкновение еще не началось — Восточно-Азиатский пояс (Камчатка, Корьякское нагорье). Каждый из них отвечает самостоятельному океану.

Урало-Монгольский пояс распадается на две главные ветви: Уральскую и Центрально-Азиатскую. Он возник на месте трех океанов: позднекембрийско-раннепалеозойского Палео-Азиатского, ранне-среднепалеозойского Палео-Уральского и позднепалеозойского Палео-Тетис. Эти океаны восстанавливаются по многочисленным офиолитовым зонам на Урале, в Центральном Казахстане, Тянь-Шане, Алтае-Саянской области.

Складчатый пояс Урала состоит из метаморфизованного доордовикского фундамента и аллохтонно перекрывающих его комплексов уралид от ордовика до перми. Доуралиды обнажаются в антиклинариях Уралтау, Восточно-Уральском и Зауральском и представляют собой части Восточно-Европейского и Казахстанского континентов и Мугод-жарского микроконтинента. Уралиды выполняют Магнитогорский, Восточно-Уральский и Октябрьско-Денисовский синклиналии, а также слагают краевые аллохтоны — Сакмарский и Кракинский.

Разрез уралитов включает два комплекса: офиолиты внизу и островодужные вулканические серии известково-щелочного состава сверху. Выделяются силурийские и среднедевонские офиолиты; местами, видимо, есть нижнедевонские. Среди островодужных серий распознаются силурийские, нижнедевонские, средне-верхнедевонские, турнейско-ранневизейские и поздневизейско-намюрские. Они позволяют реконструировать в истории Урала существование пяти разновозрастных островных дуг. Офиолиты являются остатками либо ложа Палео-Уральского океана, либо окраинных бассейнов между островными дугами и Восточно-Европейским континентом.

Особенно надежна реконструкция девонского окраинного бассейна, который раскрылся путем спрединга дна, полностью аналогично современному (но со скоростью 5 см/год). Рифтовая зона находилась на глубине 3000 м, уровень карбонатной компенсации равнялся 2800–2900 м.

Развитие Урала в палеозое началось с раскола края Восточно-Европейского континента в ордовике и отодвижения от него Мугоджарского микроконтинента с образованием в силуре Палео-Уральского океана шириной не менее 1500 км. С силура до раннего визе на краю океана возникали вулканические островные дуги, а в их тылу окраинные бассейны. В позднем девоне и начале раннего карбона произошло столкновение Мугоджарского микроконтинента с островной дугой, и зона субдукции переместилась по другую сторону океана, начав погружаться под Казахстанский континент. К концу раннего карбона океаническая кора была поглощена, и с этого момента на протяжении 90 млн. лет до начала триаса происходило сближение и столкновение Казахстанского и Восточно-Европейского континентов.

Эволюция Восточного Казахстана до среднего палеозоя расшифрована слабо. Предполагается, что в позднем докембрии и начале раннего палеозоя между Восточно-Европейской и Сибирской мегаплитами раскрывался Палео-Азиатский океан, в котором располагался ряд отогнутых от них микроконтинентов. Наиболее крупным из них, возможно, был Кокчетав-Улутауский с западной пассивной окраиной. В раннем палеозое у окраин Восточно-Европейской и Сибирской мегаплит раскрывались Тагило-Магнитогорское и другие окраинные моря, а в центральной части Палео-Азиатского океана происходило сочленение Кокчетав-Улутауского, Чу-Муонкумского, Балхашского и других микроконтинентов с образованием Восточно-Казахстанского каркасного орогена — Казахстанской мегаплиты. При продолжавшемся сдвиге микроплит в нижнем и среднем девоне сформировался Центрально-Казахстанский вулканогенный пояс, внедрились коллизионные гранитоиды. В конце раннего карбона произошло закрытие Палео-Азиатского океана. Казахстанская мегаплита почти одновременно столкнулась с двигавшимися навстречу друг другу Восточно-Европейской и Сибирской мегаплитами. Образовалась Евразийская мегаплита. Под южную окраину этой плиты в районе Тянь-Шаня, начиная со среднего карбона, заложились с падением на север зона субдукции, которая была особенно активной в Джунгаро-Балхашской области. Начиная со среднего-верхнего карбона Евразийская плита наращивалась с юга. Произошло закрытие Фергано-Кызылкумского окраинного моря, а затем к Кызылкумо-Южно-Тяньшаньской окраине прилепился Гиссарский микроконтинент.

Альпийско-Гималайский пояс на территории Советского Союза сформировался в результате последовательного закрытия двух океанических бассейнов: позднепалеозойского Палео-Тетиса и мезозойского Тетиса. По развитию позднепалеозойских и триасовых вулканитов известково-щелочного состава от Тянь-Шаня через Туркмено-Хорасанские горы, Каракумы, Северное Предкавказье, Крым и Добруджу можно восстановить активную континентальную окраину, в которой поглощалась океаническая кора Палео-Тетиса. В конце триаса на отрезке от восточной части Кавказа до Южного Тянь-Шаня произошло закрытие Палео-Тетиса в результате столкновения края Евразии с Иранским континентом. Отодвижение Ирана от Африки и Аравии в раннем мезозое обусловило закрытие мезозойского океана Тетис. Терригенно-карбонатные толщи девона—триаса Южного Закавказья принадлежат пассивной окраине Иранской плиты. Пояс юрско-нижнемеловых островодужных вулканитов Малого Кавказа маркирует вулканическую дугу и зону субдукции на северном краю Тетиса вблизи Евразии. Терригенные толщи Большого Кавказа отмечают положение окраинного бассейна, закрывшегося в начале юры в тылу островной дуги и заполнявшегося осадками вплоть до эоцена. Глубоководные впадины Черного и Каспийского морей (хотя бы частично) можно считать остаточными от юрского окраинного бассейна.

В целом эволюция Кавказа рассматривается как результат взаимодействия Восточно-Европейской и Африкано-Аравийской континентальных плит и океанической плиты Тетиса, а также серии мезо- и микроплит—микроконтинентов (Украинский, Большого Кавказа, Дзирульский, Иранский). В раннем палеозое к югу от пассивной окраины Восточно-Европейского континента находились микроконтиненты Украинский и Большого Кавказа, между которыми раскрывалось Предкавказское окраинное море. Закрытие этого моря произошло в среднем девоне и сопровождалось образованием надвиговой зоны Передового хребта и одноименного офиолитового комплекса. В пермское время Большой Кавказ был активной окраиной Евразийского континента, на которой происходило внедрение интрузий гранит-порфиров. В процессе триасового спрединга в Предкавказье снова на короткий период возникает окраинное Таврическое море. Оно закрывается в начале юры. В это же время в Нео-Тетисе между материком и Дзирульским микроконтинентом раскрывается окраинное море южного склона Большого Кавказа. Закрытие его в результате столкновения Дзирульского микроконтинента с окраиной материка произошло в поздней юре—раннем мелу. В юре в Нео-Тетисе перед Иранским микроконтинентом образовалась островная дуга Малого Кавказа. Ее причленение к данному микроконтиненту в раннем мелу сопровождалось закрытием соответствующего окраинного моря и тектоническим становлением севано-аккеринских офиолитов.

В начале позднего мела началось закрытие Тетиса и столкновение Аравии (и Африки) с Евразией. С этим связана обдукция офиолитов Малого Кавказа. Однако какое-то океаническое пространство продолжало существовать. По южной окраине Евразии в позднем мелу—эоцене формировался протяженный вулканический пояс (Аджаро-Триалетская зона и ее аналоги), являющийся свидетелем субдукции океанической коры с юга. Сближение между Аравией и Евразией на Кавказе ускорилось, и столкновение активизировалось 10 млн. лет назад. Этот процесс продолжается и сейчас.

Нельзя не упомянуть о мезозойско-кайнозойской Западно-Сибирской плите. В раннем и начале среднего палеозоя она представляла собой ансамбль островных дуг, зон субдукции и особенно задуговых бассейнов и морских платформ. Существовали устойчивые области сноса вопреки широко распространенному мнению о продолжении в фундаменте Западно-Сибирской плиты складчатых сооружений ее южного обрамления (Кузнецкий Алатау, Салаир и др). [1]. Погребенные складчатые структуры можно еще предполагать в южной части плиты, но земная кора к северу от Среднеобского рифта принадлежит уже к океаническому типу и лишь кое-где между рифтами остались фрагменты континентальной коры. К концу палеозоя (карбон—ранняя пермь) все упомянутые выше структуры испытали столкновения, поддвиги и надвиги в результате "сближения" Русской и Сибирской плит и закрытия рифейско-раннепалеозойского Сибирского океана. Этот океан образовался при деструкции раннедокембрийского континента, а его закрытие продуцировало континентальную окраину полярного океана.

В конце перми (и особенно в триасе) континентальная окраина подверглась интенсивному рифтингу. Вулканизм продолжался местами и в начале юры, демонстрируя типичную для рифтов бимодальную серию. Доминировали две системы рифтов: субмеридиональные и более молодые субширотные. Типичные представители последних — Хатангский и Среднеобский рифты, а первых — Колтогорско-Уренгойский и др. Если палеозойская история региона во многом еще не вполне ясна, то во всяком случае изложенная трактовка существенно повышает перспективы поисков нефти и газа в доюрском фундаменте. Для более определенных оценок необходимо оконтурить палеозойские рифты и продуцированные ими осадочные прогибы, а также реконструировать положение зон поддвиги, островных дуг и активных окраин. Согласно теории тектоники плит под активные окраины континентов и островные дуги могут затягиваться океанические осадки вместе с содержащимися в них органическим веществом. В благоприятной термодинамической обстановке из этого органического вещества генерируются углеводороды [3, 15]. Еще большее значение имеет миграция углеводородов из зон поддвиги в сторону континентальных платформ (углеводороды как бы "отжимаются" в сторону континента), что может существенно увеличивать плотность запасов нефти и газа в рифтогенных прогибах [3, 9, 15]. С этих же позиций перспективными надо считать и поднадвиговые зоны, при бурении которых уже найдена, как известно, нефть в Скалистых горах США, на Кубе и т. д.

Особое внимание в этом плане привлекает Предверхоянский прогиб и поднадвиговые зоны запада и севера Сибирской платформы. Функции рифтинга (особенно континентальных окраин) многообразны. Прежде всего он продуцирует две фазы прогибания и, следовательно, является первопричиной образования крупного осадочного бассейна. Первая фаза связана с утонением коры при быстром ее растяжении за счет внедрения мантийного астеносферного диапира (и вызванного им конвективный течения), который создает мощную термальную аномалию. Медленное остывание этой аномалии продуцирует дальнейшее прогибание уже за счет термальной контракции и продолжающееся заполнение прогиба осадками.

Рассмотренная модель формирования осадочных бассейнов, в первую очередь на континентальных окраинах, разработана как советскими [3, 9], так и иностранными [21] учеными. Причем эта модель и ее модификации позволяют количественно рассчитать осадочный объем рифтогенного прогиба и его термальную историю. Продолжительность фазы растяжения оценивается в 10–30 млн. лет, а фазы термальной контракции — в 50–70 млн. лет. Мощность континентальных осадков рифтогенного прогиба — функция плотностных параметров и увеличения мощности литосферы за счет охлаждения и кристаллизации астеносферного диапира. Для Западно-Сибирской плиты соответствующий расчет выполнен нами на разных широтных профилях. Так, на широте Уренгоя с конца палеозоя должно было накопиться 9–10 км осадков, в том числе 2 км юрских и более 3 км меловых. На широте Самотлора мощность верхнеюрских осадков составляет около 500 м, меловых примерно 3 км и палеогеновых более 500 м. Приведенные расчетные данные согласуются с геолого-сейсмическими разрезами. Не меньшее значение имеют рифты как зоны эффективной дегазации abiогенных углеводородов. Правда, в этом вопросе мнения авторов не совпадают. К.А. Клещев и О.Г. Сорхтин — сторонники исключительно биогенного происхождения нефти, а Ю.Т. Афанасьев, Н.В. Межеловский и Д.И. Мусатов убеждены, что нефть abiогенного происхождения резко преобладает над биогенной примерно на порядок величины. Иными словами, признавая обе концепции происхождения нефти, приоритет отдается нами глубинным углеводородам, биогенная же нефть играет роль "зародышевого каталитического действия" в преобразовании метана в нефть [9, 17, 18].

История Верхояно-Колымской складчатой области расшифровывается на протяжении не менее 600 млн. лет (с позднего докембрия до юры) как развитие пассивной окраины Сибирского континента. Смена шельфового карбонатного накопления, протекавшего с позднего рифея до середины визейского времени, на обломочную седиментацию в карбоне, перми, триасе и юре, скорее всего, была связана с тем, что в раннем карбоне Сибирский континент, по палеомагнитным данным, переместился из тропической аридной зоны в северную гумидную. К востоку от Сибирской платформы (мегаплиты) выделяются Колымская, Чукотско-Северо-Аляскинская, Охотская и Камчатская мезоплиты, Курильская и Алеутская островные дуги и глубоководный желоб. Мезоплиты от Сибирской плиты и между собой разделены структурными складчатыми зонами, для которых характерно развитие глубоководных осадков, интенсивной складчатости, надвиговых поясов, метаморфизма и интрузий. Геологическая эволюция региона для среднего палеозоя расшифрована еще слабо. К пермскому времени относят столкновение Коктуйской и Сибирской плит с образованием надвигового пояса Сетте-Дабана. В это же время закладывается зона субдукции под Чукотско-Северо-Аляскинскую плиту с юга. На восточной пассивной окраине Сибирской мегаплиты в карбоне—юре накапливался мощный терригенный верхоянский комплекс.

В течение юры и начале мела Чукотско-Северо-Аляскинская плита была отторгнута от Северо-Американской мегаплиты и дрейфовала вместе с Приколымским блоком и Омолонской плитой к Сибирской мегаплите. В юрское время моря, разделявшие Сибирскую, Приколымскую, Омолонскую и Чукотско-Северо-Американскую плиты, стали постепенно закрываться. Свидетелем столкновения Омолонского микроконтинента с Сибирской мегаплитой служит позднеюрская Уяндино-Усачинская вулканическая дуга. Завершение процессов закрытия окраинных морей и столкновений плит с образованием Верхояно-Колымской и Южно-Ануйской шовных зон произошло в меловое время.

В начале мела произошло приращение Удско-Мургалской дуги к матерiku и заложение на значительном протяжении падающей на запад зоны поглощения океанической плиты Кула под активную окраину Евразийской мегаплиты с образованием (верх-

ний мел — палеоген) Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса. В палеогене изменилось направление движения плиты Кула и при продолжающейся субдукции со стороны Тихого океана в неогене формировались линейные надвиговые офиолитовые пояса Корякии, осложнились структуры Охотской плиты и началось раскрытие Японского моря с отрифтованием от окраины материка Японского микроконтинента.

В конце неогена произошла еще одна перестройка зоны субдукции, падающей на запад, под Камчатку: она сместилась к востоку в ее настоящее положение. Глубоководный желоб вдоль Камчатки, Алеутской, Курильской и Японской островных дуг стал местом погружения Тихоокеанской плиты под Евразийский континент. Сейсмичность и вулканизм в его краевой части свидетельствуют о продолжающемся и сейчас процессе субдукции.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасьев Ю.Т.* Система рифтов в Западной Сибири. М.: Наука, 1977. 101 с.
2. *Волобуев М.И., Зыков С.И., Слупицков Н.И., Воробьев И.И.* Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 14—30.
3. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 416 с.
4. *Грачев А.Ф., Федоровский В.С.* Зеленокаменные пояса докембрия, рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
5. *Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Слупицкий Ю.А.* и др. Новые данные по расчленению Алданского докембрия. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 189—199.
6. *Ковалев А.А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1978. 487 с.
7. *Кусков О.Л., Хитаров Н.И.* Ранняя стадия физико-химической эволюции Земли. — Земля и Вселенная, 1980, № 3, с. 59—64.
8. *Лейтес А.М., Мусатов Д.И.* Состояние и проблемы стратиграфии раннего архея Средней Сибири. М.: ВИЭМС, 1981, с. 13—35.
9. *Межеловский Н.В., Мусатов Д.И.* Значение рифтогенных структур для формирования нефтегазоносных бассейнов и месторождений (с позиций гипотезы глубинных газов Земли). М.: ВИЭМС, 1982. 50 с.
10. *Мусатов Д.И.* Проблема магмообразования и глубинные разломы. — В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М.: Наука, 1964, с. 67—76.
11. *Мусатов Д.И., Левитова Ф.И., Чернышев Н.М.* Глубинное строение Анабарского щита. М.: ВИЭМС (общая геология, геологическое картирование), 1981, вып. 6, с. 1—17.
12. *Мусатов Д.И., Федоровский В.С., Межеловский Н.В.* Тектонические режимы и геодинамика архея (региональные и модельные аспекты). М.: ВИЭМС, 1983. 42 с.
13. *Овчинников Л.Н., Кременецкий А.А.* Модель состава протоконтинентальной коры, ее эволюция и металлогенические следствия. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Винница, 1982, с. 5—8.
14. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
15. *Сорохтин О.Г.* Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
16. *Федоровский В.С., Лейтес А.М., Мусатов Д.И.* Стратиграфия верхнего архея и раннего протерозоя Средней Сибири. М.: ВИЭМС, 1981, с. 1—17.
17. *Giardini A.A., Melton C.E., Mitchell R.S.* The nature of the upper 400 km of the earth and its potential as the source for non-biogenic petroleum. — J. Petrol. Geol., 1982, vol. 5, p. 173—190.
18. *Gold T., Soter S.* The deep earth gas hypothesis. — Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. und Ing., 1980, Bd. 46, N 111, p. 11—35.
19. *Huppert H.E., Turner J.S.* Double-diffusive convection. — J. Fluid Mech., 1981, vol. 106, p. 299—329.
20. *Mysen B.O., Boettcher A.L.* Melting of a hygrous monthle. — J. Petrol., 1975, vol. 16, p. 520—593.
21. *Royden L., Sclater J.G., Herzen R.P.* von. Continental margin Subsidence and heat flow: important parameters in formamion of petroleum hydrocarbons. — AAPG Bull., 1980, vol. 64, p. 173—188.
22. *Rybakow S.L., Lobach-Zhuchenko S.B.* Greenstone belts of the Fenno-Karelian craton. — In: Geological, geochemical and geophysical investigations in the eastern part of the Baltic shield/Ed. K. Paustinen. Helsinki, 1981, p. 19—41.
23. *Taylor P.M., Moorbath S., Goodwin R., Petrykovsky A.C.* Crustal contamination as an indicator for the extent of early archean continental crust: Pb. isotope evidence from the late archean gneisses of west Greenland. — Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 44, p. 1437—1453.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СССР

Д.В. РУНДКВИСТ

*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

В.А. КУЗНЕЦОВ

Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР, Новосибирск, СССР

К.А. МАРКОВ

*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

В.И. СМИРНОВ

Московский государственный университет, Москва, СССР

Ю.Г. СТАРИЦКИЙ

*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт
Министерства геологии СССР, Ленинград, СССР*

Г.А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

Геологический институт АН Грузинской ССР, Тбилиси, СССР

А.Д. ЩЕГЛОВ

Геологический институт Дальневосточного научного центра АН СССР, Владивосток, СССР

Металлогенический анализ, направленный на выявление новых рудных районов и расширение перспектив уже известных, — первоначальное звено в закономерной последовательности геологических работ. Он определяет в настоящее время планирование всех поисков и региональных исследований, проводимых Министерством геологии СССР.

Методика металлогенического анализа разрабатывалась ведущими советскими специалистами — Ю.А. Билибиным, В.И. Смирновым, С.С. Смирновым, П.М. Татариновым, В.Г. Грушевым, К.Б. Ильиным, М.И. Ициксоном, Е.Д. Карповой, Л.И. Красным, В.А. Кузнецовым, И.Г. Магакьяном, К.И. Сатпаевым, А.И. Семеновым, Ю.Г. Старицким, Г.А. Твалчрелидзе, А.Д. Щегловым и получила широкое отражение в опубликованной литературе [2, 3, 6—9, 11, 14].

За длительную историю изучения металлогении в СССР составлены металлогенические карты отдельных регионов и территории страны в целом. Металлогеническая карта СССР масштаба 1:2 500 000 демонстрировалась на сессиях Международного геологического конгресса в Чехословакии в 1968 г. и в Канаде в 1972 г. В настоящее время завершается разработка новой серии карт, включающих обзорную Металлогеническую карту масштаба 1:5 000 000 и карты отдельных регионов СССР масштаба 1:2 500 000, — 1:1 000 000.

ТИПЫ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН

При составлении новой серии карт, учитывая металлогенические исследования предшествующих лет, выделены более дробные металлогенические единицы. От изучения региональных поясов и провинций осуществлен переход к анализу структурно-металлогенических, металлогенических и рудных зон с целью выявления характерных для них типовых рудных комплексов и использования установленных закономерностей при прогнозировании на новых площадях.

Выделение структурно-формационных зон произведено на основе анализа состава слагающих их рядов геологических и ассоциирующих с ними рудных формаций с учетом этапов и стадий формирования, отражающих тектоническую природу изучаемых структур [10]. Для территории СССР выделено 87 типов структурно-металлогенических зон [4]. Они разделены на осадочно-вулканогенные стратифицированные (48 типов зон), секущие интрузивные (21), коры выветривания (5), метаморфические образования (12) и зоны развития импактных структур (1). Дальнейшее подразделение зон произведено по особенностям их состава и тектонического положения, что позволило

более дробно расчленить такие традиционные структуры как эв-, микто- и миогеосинклинали, орогенные пояса, платформенный чехол и области тектоно-магматической активизации.

Для периода собственно геосинклинального развития, характеризующегося максимально контрастными тектоническими движениями и специфическим магматизмом, на территории СССР выделено пять типов зон.

1. Мафические слабо дифференцированные вулканиты с развитием кремнистых руд марганца, железа, молибден-ванадиевых сланцев, серно- и медно-цинко-колчеданных рудопоявлений (Северный Тянь-Шань).

2. Мафические полнодифференцированные вулканогенно-осадочные толщи с преобладающим развитием серно- и медно-цинко-колчеданных и кремнисто-гематитовых месторождений (Урал, Северный Кавказ, Тува).

3. Щелочно-мафические вулканиты с развитием серно-колчеданного, медно-ортоклазового и марганцевого кремнистого оруденения (Восточная Камчатка, Корьякское нагорье).

4. Аспидные сланцы, чередующиеся с покровами толеито-базальтов с развитием стратиформных медно-свинцово-цинковых и медно-пирротиновых с кобальтом месторождений (юг Большого Кавказа, Восточно-Калбинская зона в Казахстане и др.).

5. Вулканогенно-кремнисто-сланцевые толщи с развитием кремнистых руд марганца, железа и фосфоритов (Удско-Шантарская зона Приамурья и др.).

В особую группу зон выделены вторичные геосинклинали, формирование которых, по Г.А. Твалчрелидзе [13], происходит в пределах консолидированных блоков земной коры. Среди вторичных геосинклиналей выделяются два основных типа: вулканогенный салическо-мафический с широким развитием медно-цинковых и барит-полиметаллических колчеданных месторождений (Рудный Алтай, Малый Кавказ) и вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатный, для которого наиболее характерны стратиформные месторождения железа, марганца, свинца и цинка (Центральный Казахстан).

В позднегеосинклинальную стадию развития формируются островные дуги с вулканогенными и (или) флишевыми отложениями и кали-натровым гранитоидным магматизмом. Наибольшее значение здесь получают медно-порфировые, полиметаллические жильные, золото-серебряные и алунитовые месторождения (Малый Кавказ, Курильские острова, Северо-Восток СССР). В пределах орогенных областей на территории СССР проявлена наиболее разнообразная минерализация, ассоциирующаяся с покровами субэаральных вулканитов (Au—Ag, S, Hg—Sb, алуниты), гранитоидными интрузиями (Cu—Mo, Sn—W, W—Mo—F, Pb—Zn, Au) и осадочными образованиями межгорных впадин (месторождения марганца и угля в Закавказье). В орогенных областях с особой полнотой проявляется наследованность рудной минерализации, отражающая состав фундамента, на котором она развивается. В связи с этим металлогенические зоны орогенов с широким проявлением магматизма подразделены как по составу вулканитов и интрузий, так и по составу подстилающего фундамента [10]. Принципиальные отличия рудоносности таких зон для четырех наиболее контрастных случаев отображены в таблице.

Особенности рудоносности зон орогенного магматизма

Состав фундамента	Магматические образования	
	Формации мафическо-салического состава	Формации салического состава
Салический Мафический	W, Sn, B, Zn, Pb, Ag, Hg, Sb Mo, Cu, Au, W, Pb, Zn, Hg	Sn, W, Ta, Nb, Pb, Zn, Ag, Hg, Sb Mo, W, F, Ta, Nb, Hg

Переход от режима подвижной области к платформе осуществлялся на продолжении всей геологической истории. Как показал анализ развития древних Восточно-Европейской (Русской) и Сибирской платформ, а также молодых Западно-Сибирской и Скифско-Туранской, для переходного периода характерно возникновение перикратонных прогибов и авлакогенов, в пределах которых формировались преимущественно стратифицированные месторождения свинца и цинка (Майско-Кыллахская зона), солей (Усолье Сибирское), бокситов и фосфоритов (Прихубсугулье). Собственно платфор-

менный (плитный) период подразделяется на этапы, а последние — на стадии тектоно-седиментационного цикла (трансгрессивную, инундационную, регрессивную и эмерсивную). Для каждой стадии характерна определенная специфика осадконакопления, магматизма и связанных с ними комплексов полезных ископаемых. Основные данные по рудоносности чехла платформ приводятся ниже.

Стадия развития	Тип структурно-металлогенической зоны
Конечная (эмерсивная)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Сульфидные медно-никелевые, скарновые железорудные и контактные графитовые месторождения в связи с интрузивными траппами (Сибирская платформа) 2. Исландский шпат в связи с трапповой формацией (Сибирская платформа) 3. Алмазные кимберлиты (Сибирская платформа) 4. Медистые песчаники (Приуралье) с терригенными красноцветными формациями 5. Бокситы (Украина), бурые железняки (Подмосковье), титановые россыпи (Украина), мармитовые руды (Кривой Рог), угли (Подмосковье) в связи с сероцветными терригенными формациями и продуктами латеритных кор выветривания
Поздняя (регрессивная)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Осадочные оолитовые руды железа (Керчь) и марганца (Мангышлак), титаноносные россыпи (Предкавказье) в связи с сероцветными терригенными формациями 2. Медистые песчаники (Донбасс) в связи с терригенными красноцветными формациями 3. Молибден-ванадиевые сланцы (Русская платформа) 4. Соли, сера в связи с эвапоритами (Прикаспийский, Приуральский и Прикарпатский бассейны)
Средняя (инундационная)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Горючие сланцы (Прибалтика), ратовкит, фосфориты, стратиформные проявления свинца и цинка (Подмосковье) в связи с терригенно-карбонатными формациями
Ранняя (трансгрессивная)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Осадочные месторождения марганца (Украина) и фосфоритов (Прибалтика), титаноносные россыпи (север Русской платформы), молибден-ванадиевые сланцы в связи с сероцветными терригенными формациями 2. Кремнисто-гематитовые руды в связи с красноцветными терригенными формациями (Сибирская платформа)

Помимо традиционных единиц — подвижных поясов и платформ — выделены структуры их сочленения — перикратонные и краевые прогибы, а также области тектоно-магматической активизации с подразделением последних на зоны повторного орогенеза и рифтогенеза.

Для структурно-металлогенических зон перикратонных прогибов, развивающихся синхронно с геосинклинальными структурами, характерны стратиформное свинцово-цинковое оруденение, ассоциирующее с терригенно-карбонатными формациями (Юдомо-Майская зона), и каменные соли в связи с эвапоритами (Предкавказье).

Рудоносность краевых прогибов определяется тремя главными группами полезных ископаемых: каменными углями (Печорский бассейн и др.), медистыми песчаниками и фосфоритами (Предуралье и др.), каменной солью и самородной серой (Предкарпатье и др.). Угли ассоциируют с карбонатно-терригенными сероцветными формациями, медь и фосфориты — преимущественно с красноцветно-пестроцветными терригенными, а соли и сера — с эвапоритами формациями.

Зоны повторного орогенеза характеризуются теми же рядами геологических и рудных формаций, что и первичные орогены, но отличаются от последних главным образом масштабами проявления осадконакопления, магматизма и рудогенеза. Для зон повторного орогенеза характерно формирование крупнейших вулканоплутонических поясов, сопровождающихся преимущественно эпитермальным оруденением (Охотско-Чукотский вулканический пояс — Cu—Mo, Au—Ag, Sn, Pb—Zn, алунит, флюорит). С вулканическими покровами нередко сопряжены молассоидные впадины, к которым приурочены пласты каменных и бурых углей (Закайкалье).

С расслоенными интрузиями основного—ультраосновного состава зон рифтогенеза связано сульфидное медно-никелевое и титано-магнетитовое оруденение (Кольский полуостров). С массивами щелочных (фойдитовых) пород ассоциирует весьма сложный комплекс полезных ископаемых (флогопит, вермикулит, нефелин, апатит, железо, титан, никель — Хибины, Ковдор на Кольском полуострове, Маймеча-Котуйская группа

на Сибирской платформе, сынныриты Северо-Западного Прибайкалья, миаскиты Южно-Урала и др.).

Распределение перечисленных выше типов структурно-металлогенических зон по территории страны отражено на Металлогенических картах СССР масштаба 1:5 000 000 и 1:10 000 000. Анализ материалов по территории СССР свидетельствует об устойчивых закономерных связях отдельных типов месторождений (рудных формаций) с определенными типами тектонических зон, выделяемых на основе естественных рядов геологических формаций. В этом проявляется основной принцип металлогенического анализа, сформулированный Ю.А. Билибиным, в соответствии с которым рудообразование представляет собой естественный и закономерный продукт геологической истории — одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры. Вместе с тем опыт изучения рудоносных структур свидетельствует о том, что из всего разнообразия оруденения, характерного для той или иной зоны, важное практическое значение имеют месторождения лишь одной-двух, редко трех-четырех рудных формаций; остальные, как правило, проявлены резко редуцированно.

Промышленная рудоносность металлогенических зон зависит от многих факторов.

1. Внутренняя структура формационных комплексов и слагающих их формаций: полнота их проявления, соотношение мощностей, степень и направленность дифференциации — трансгрессивная или регрессивная для осадочных, гомодромная или антидромная для магматических формаций и др. В качестве примера можно привести многочисленные общеизвестные факты связи некоторых колчеданных и жильных гидротермальных месторождений с полнодифференцированными сериями вулканогенных или интрузивных образований; приуроченность многих рудных комплексов к границам ритмов осадконакопления и вулканизма (Филизчайское месторождение и др.) [5].

2. Время развития зоны в общей истории геологического развития и в ходе формирования рассматриваемой провинции. Это находит свое отражение в том, что однотипные геологические и рудные формации различных геологических эпох резко различаются по масштабу рудоносности. Например, для территории СССР устанавливаются определенные возрастные максимумы фосфатонакопления (V—E, K—P), бокситонакопления (D₃—C₁, K), углеобразования (C—P, J), формирования марганцевых (P₃), грейзеновых вольфрам-молибденовых (P₁), силикатно-сульфидных оловорудных (K₂—P), стратиформных свинцово-цинковых (R₃, D₂) и других месторождений.

3. Особенности глубинного строения и проявления разрывной тектоники. В последнее десятилетие на примере Урала, Кавказа, Тянь-Шаня и Сихотэ-Алиня выявлено, что важное значение для определения мест локализации оруденения имеет анализ глубинного строения: установление максимальных градиентов плотности неоднородности земной коры, проявления систем длительно развивающихся глубинных разломов (линейных и кольцевых) и особенно мест их пересечений друг с другом, а также с благоприятными структурно-металлогеническими зонами. В качестве примера таких рудоконцентрирующих структур (по терминологии Э.Н. Томсона и М.А. Фаворской) можно назвать поперечные разломы, пересекающие все структурно-формационные зоны Урала. Указанные разломы, располагаясь с определенной периодичностью, с величиной шага 80 и 40 км, контролируют размещение колчеданных и железорудных скарновых месторождений. В целом можно отметить следующее: если структурно-формационная зона определяет возможный тип оруденения и состав руд, то разрывные нарушения различных порядков определяют место локализации наиболее важных промышленных концентраций.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Обширность территории СССР и сложность ее геологического строения способствуют выявлению основных особенностей эволюции рудообразования в геологической истории главных металлогенических провинций и эпох, характеризующихся определенными сочетаниями структурно-формационных и структурно-металлогенических зон (рис. 1, 2).

В геологической истории четко выделяются два главных периода: архейско-раннепротерозойский и позднепротерозойско-фанерозойский. Первый определяет металлогению щитов, второй — металлогению платформенного чехла и подвижных поясов. Соответственно при районировании территории СССР можно наметить следующие металло-

генические единицы первого порядка: 1) щиты — Балтийский и Украинский на Русской платформе, Алданский и Анабарский в пределах Сибирской платформы; 2) плиты (чехлы платформ) древние — Русская и Сибирская, молодые — Скифско-Туранская и Западно-Сибирская платформы; 3) подвижные области, среди которых по металлогении существенно различаются позднепротерозойско-палеозойские и мезозойско-кайнозойские. Первые развиваются широкой полосой (3–4 тыс. км в поперечнике), главным образом по обрамлению Русской и Сибирской платформ, и включают Тиман, Урал, складчатое основание Западной Сибири, Енисейский кряж и продолжают далее к югу, охватывая складчатые системы Казахстана, Средней Азии, Алтая, Саян, Прибайкалья.

Мезозойско-кайнозойские подвижные пояса СССР входят в состав двух глобальных структур: Тихоокеанского (Камчатка, Чукотка, Якутия, Приморье, Забайкалье) и Средиземноморского (Карпаты, Крым, Кавказ, Копетдаг, Памир) поясов. Металлогения всех глобальных структур весьма разнообразна и определяется сочетанием слагающих их структурно-металлогенических зон.

Металлогеническое районирование щитов определяется особенностями проявления структурно-металлогенических зон трех главнейших эпох рудообразования — AR_1 , AR_2 , PR_1 .

Образования раннеархейской эпохи (более 3500 млн. лет) на территории СССР известны на Балтийском, Украинском, Алданском и Анабарском щитах. Однако наиболее отчетливо минерогения этой эпохи проявилась в пределах Алданского щита. С высокометаморфизованными комплексами, представленными двупироксеновыми гранулитами, гнейсами, амфиболитами, ультраметаморфическими чарнокитами, эндербитами и анортозитами, связаны мелкие и средние месторождения магнетитовых железистых кварцитов, графита и высокоглиноземного сырья.

Позднеархейская эпоха (3500–2600 млн. лет) характеризуется развитием зеленокаменных поясов-прогибов, линейно и дугообразно огибающих наиболее древние ядра. В связи с прогибами этого возраста образуется разнообразный комплекс полезных ископаемых — Fe, Cr, Ni, Co, Au, Cu, S. На территории СССР с этой эпохой связаны месторождения железистых кварцитов — Костомукшское в Карелии, Оленегорское на Кольском полуострове, — аналогичные месторождениям Алданского щита (Чара-Токинская группа).

Наиболее разнообразны вулканогенно-осадочные прогибы этого возраста в Карело-Кольском регионе. Здесь можно выделить ультрамафит-мафические зоны с проявлениями серноколчеданного, титано-магнетитового и сульфидного медно-никелевого оруденения; мафические с эволюцией вулканизма от коматитов до липаритов с серноколчеданными месторождениями (Хаутоварское, Парандовское). В конце этой эпохи (в интервале 2700–2600 млн. лет) в пределах ранее консолидированных структур возникли прогибы с широким развитием терригенных толщ. При последующих метаморфотметасоматических преобразованиях в таких прогибах образовались кианит-силлиманитовые высокоглиноземистые гнейсы (Кольский полуостров).

В пределах устойчивых поднятий проявлялся гранитоидный магматизм, в связи с которым формировались мелкие месторождения Cu, Mo, Au, редких металлов, а также возникали первые редкометальные пегматиты.

В раннепротерозойскую эпоху (2600–1650 млн. лет) образовались протяженные металлогенические пояса по периферии и вдоль сочленений архейских блоков. Отчетливо проявляются два разных типа развития: протогеосинклинальный и рифтогенный. В Карело-Кольском регионе наиболее важное значение имеет рифтогенный тип развития. С рифтогенными структурами здесь связаны многочисленные месторождения Cu и Ni (Печенгское, Мончегорское, Аллареченское), проявления Имандра-Варзугской зоны, Ветреного Пояса. Кроме того, с базальтоидным и андезитоидным магматизмом в этом регионе отмечаются медно-эпидотовые проявления, кобальт-меднорудные, серно-колчеданные, кремнисто-гематитовые месторождения. Для этих структур характерно отсутствие инверсии и проявления кислого магматизма.

С протогеосинклинальными зонами в Приладожье и наиболее полно в Северном Прибайкалье проявлены стратиформные медно-колчеданные, мелкие медно-никелевые и хромитовые месторождения. С шовными прогибами на Украинском щите связаны крупнейшие месторождения железистых кварцитов Кривого Рога.

В этот же период возникают первые вулканоплутонические пояса (Северо-Западное

Прибайкалье) и межгорные прогибы с красноцветными терригенными толщами (Северо-Восточное Забайкалье). С вулcano-плутоническими образованиями здесь ассоциируют мелкие проявления флюорита и олова, а с синхронными им терригенными толщами на поднятиях — месторождения медистых песчаников (Удокан). С гранитоидами этой эпохи, продолжавшими свое развитие и в позднем протерозое, в Карелии, на Украине и в Прибайкалье, связаны месторождения слюдяных, редкометальных и хрусталено-ных пегматитов, высокотемпературных щелочных редкометальных метасоматитов, небольшие гидротермальные месторождения и проявления олова, ванадия, молибдена и редких металлов.

Металлогения щитов характеризуется также многочисленными и разнообразными полезными ископаемыми, связанными с последующей историей, главным образом с процессами тектоно-магматической активизации: повторного орогенеза и рифтогенеза. В этом периоде возникли многочисленные гранитоидные образования повышенной щелочности с редкометально-редкоземельной минерализацией, апаитовые нефелиновые сиениты с апатитом и ультраосновные щелочные интрузии с железо-апатит-флогопит-вермикулит-редкоземельной минерализацией. Эти зоны приурочены к сводово-глыбовым поднятиям разного масштаба. В сопредельных локальных прогибах возникали месторождения углей и россыпи золота (Алдан).

Металлогеническое районирование чехла платформ, как и на щитах, закономерно увязывается с геологической историей их развития [3, 9]. Выделяются древние и молодые (MZ—KZ) платформы. На древних платформах в протерозое возникали локальные структуры типа авлакогенов и перикратонных прогибов с промышленным полиметаллическим оруденением. С конца протерозоя (венда) начинает формироваться собственно платформенный чехол с разнообразными комплексами полезных ископаемых.

При близости хронологических границ этапов, соответствующих трансгрессивно-регрессивным циклам ($R_1, R_{2-3}, V-C_1, O-D_1, D_2-C_1, C_2-T, J-K, \Phi-N$), состава осадочных и магматических формаций и комплексов полезных ископаемых Русской и Сибирской платформ в их геологическом и металлогеническом развитии наблюдаются существенные различия. Так, эвапоритовые соленосные формации на Русской платформе известны, начиная с девона, затем в перми, юре и миоцене, преимущественно в авлакогенах и краевых прогибах. Сибирская платформа уже в венде была в подавляющей своей части ареной мощного соленакопления, которое в значительно меньшем объеме повторилось лишь в девоне.

Фосфоритоносные формации значительно различаются по времени возникновения, распространенности и промышленной ценности. В пределах Русской платформы они встречаются в ордовике, перми, триасе, юре, мелу, палеогене и неогене. Эти месторождения широко эксплуатируются. На Сибирской платформе такие формации известны лишь в ордовике и юре, причем имеется лишь одно промышленное Молчанское месторождение.

С мощными площадными и линейными корами выветривания на железистых кварцитах Украинского щита и Воронежского массива связаны огромные скопления богатых железных руд Кривого Рога и Курской магнитной аномалии Русской платформ. Кроме того, к корам выветривания различного возраста приурочены месторождения бокситов Белгородского, Тихвинского, Онежского районов, Тимана и Украинского кристаллического щита.

Колоссальное развитие имеет трапповый магматизм Сибирской платформы (объем более 1 000 000 км³), проявлявшийся неоднократно, но максимально в раннем триасе. В эту эпоху в связи с траппами образованы известные медно-никелевые месторождения Норильского района, а также многочисленные месторождения железа, исландского шпата, графита и др. На Русской платформе объем трапповых формаций на два порядка

Рис. 1. Металлогеническое районирование территории СССР

1 — щиты, 2 — складчатые пояса рифейско-палеозойского возраста, 3 — то же, перекрытые чехлом молодых платформ, 4 — складчатые пояса мезозойско-кайнозойского возраста, 5 — чехол древних платформ, 6 — орогенные вулканические пояса, 7 — границы структур с различным типом оруденения, 8 — символ химического элемента (Cu, Fe, S, TP) или условное обозначение: Asb — асбест, Ap — апатит, C — каменный уголь, bC — бурый уголь, Di — алмазы, F — флюорит, Phi — флогопит, IS — исландский шпат, Mu — мусковит, P — фосфориты, R — редкие металлы, Sh — горючие сланцы, NaCl — соль каменная, K — соли калийные, 9 — важнейшие геологические границы и структурные элементы

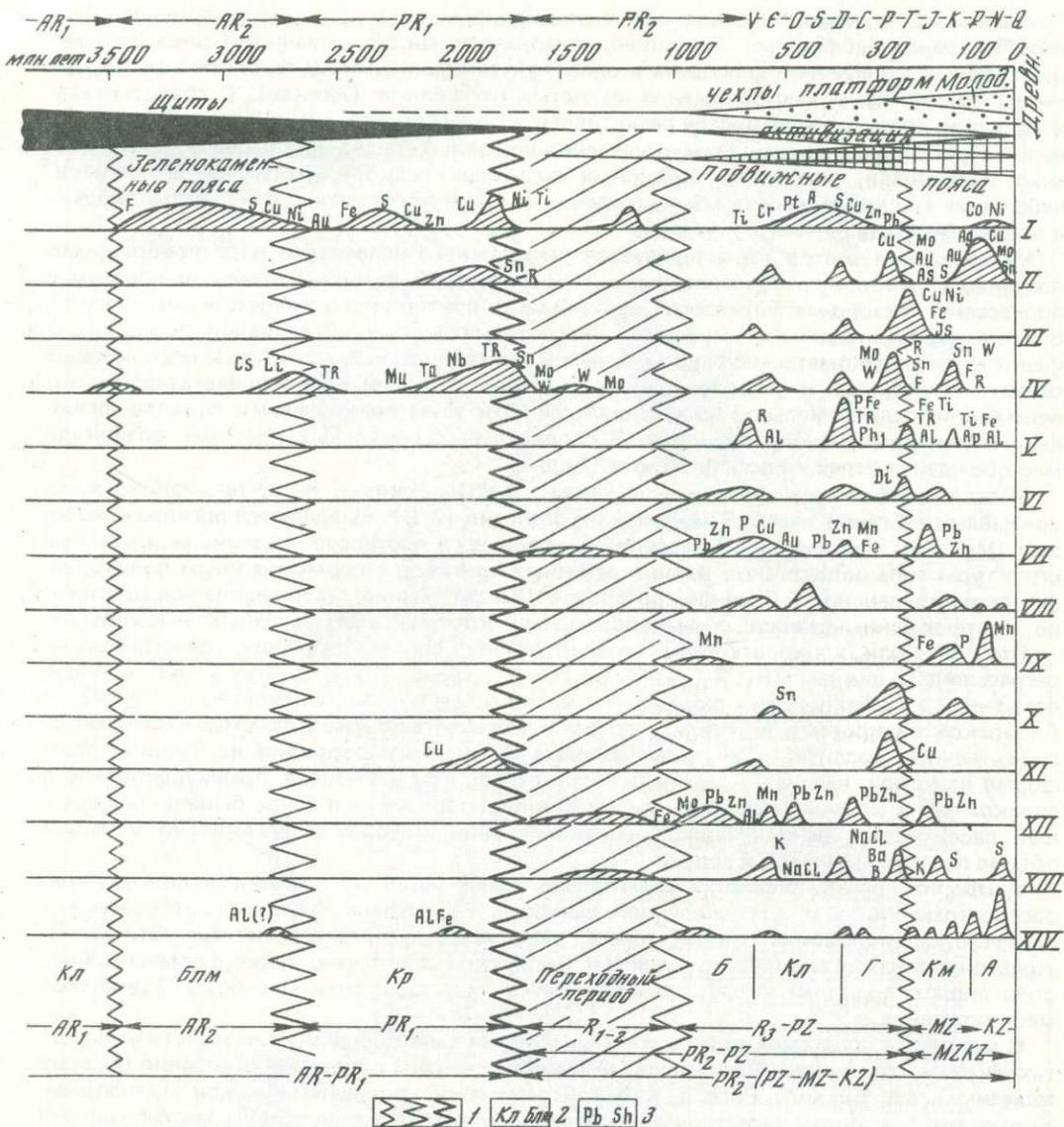


Рис. 2. Металлогенетические эпохи территории СССР

1 — возрастные рубежи разных порядков; 2 — металлогенетические эпохи (Кл — кольская, Блм — беломорская, Кр — карельская, Б — байкальская, Клд — каледонская, Г — герцинская, Км — киммерийская, А — альпийская); 3 — вид полезного ископаемого (условные обозначения см. на рис. 1). Ряды формаций: I — ультрамафические, мафические, II — мафические-салические (орогенных поясов), III — мафические платформенные (траппы), IV — салические, V — фойитидовые, VI — кимберлиты, VII — кремнисто-сланцевые, VIII — кремнистые и терригенные фосфоритоносные, IX — терригенные сероцветные, X — терригенные угленосные и битуминозные, XI — терригенные пестроцветные и красноцветные, XII — карбонатные, терригенно-карбонатные, XIII — эвапоритовые, XIV — кор выветривания и продуктов их перерождения

меньше (10 000–15 000 км³), главная часть их относится к концу рифея (волинская серия). С траппами здесь известно лишь одно Пудожгорское месторождение титано-магнетита.

Русская и Сибирская платформы заметно различаются по возрасту и масштабам проявления пород кимберлитовой формации. На Русской платформе найдены единичные трубки, на Сибирской их несколько сот, в том числе алмазоносные.

Из двух молодых платформ СССР — Западно-Сибирской и Скифско-Туранской — лучше изучена первая, для которой намечаются, как и для древних платформ, два периода развития. Первый период, триасовый, характеризуется высоким стоянием всей платформы и образованием грабенообразных структур с трапповым магматизмом. Второй период, от юры до нашего времени, характеризуется для обеих молодых платформ накоплением мощного (свыше 3 км) осадочного чехла, образование которого разделяется на три этапа. В чехле молодых платформ накапливаются оолитовые железные руды (Колпашевское и другие месторождения), битуминозные, угленосные, в меньшей мере бокситоносные формации (Тургай) и титаноносные россыпи. На этих платформах также развиты нефтяные и газовые месторождения.

Металлогеническое районирование подвижных поясов определяется прежде всего временем формирования континентальной коры и возникновением ведущих комплексов полезных ископаемых.

Рифейско-палеозойский период формирования подвижных поясов четко распадается на два интервала: ранне-среднерифейский и поздне-рифейско-палеозойский с условной границей около 1–0,8 млн. лет. Складчатые ранне-среднерифейские образования *полно проявлены по краю Русской платформы (Башкирия, Тиман) и частично вдоль юго-западного обрамления Сибирской платформы (Прибайкалье, Енисейский кряж)*. Ранний и средний рифей, выделенный В.И. Смирновым [12] как "интрагеосинклинальный", на территории СССР резко отличается от всех предшествующих и последующих малой интенсивностью тектонических движений и незначительным проявлением магматизма и рудоносности. С карбонатными толщами этого возраста связаны стратиформные месторождения сидерита и магнезита (Байкальское и Саткинское в Башкирии). На поднятиях формируются редкометальные граниты и щелочные метасоматиты, а также граниты рапакиви и анортозиты (Украина, Карелия).

В позднем рифее происходит заложение мощных складчатых систем Урала, Тянь-Шаня, Казахстана, Алтае-Саянской области и Северо-Западного Забайкалья, которые продолжают свое развитие и в палеозое.

Для байкальской эпохи наиболее характерны медно-свинцово-цинковые стратиформные месторождения, приуроченные к терригенно-карбонатным (Горевское в Енисейском кряже) и черносланцевым толщам, иногда несущим значительную примесь вулканического материала (Холодненское в Северо-Западном Прибайкалье). Широким распространением пользуются мелкие кремнисто-гематитовые и фосфоритовые месторождения (Алтае-Саянская область). С интрузивными массивами основного состава связано титано-магнетитовое оруденение (Кусинское, Урал).

В развитии более молодых — каледонских и герцинских — складчатых поясов отчетливо устанавливаются черты унаследованного развития, что выражается в возникновении длительно формирующихся прогибов и поднятий. Для каледонид и герцинид особенно характерны зоны эвгеосинклинального типа с хромитовым, асбестовым, тальковым, титано-магнетитовым, железорудным скарновым, серно- и медно-цинко-колчеданным оруденением (Урал, Восточный Казахстан, Алтае-Саянская область). В зонах накопления преимущественно терригенно-карбонатных толщ формируются стратиформные свинцово-цинковые месторождения (Мигалимсайское, Средняя Азия), происходит отложение бокситов (Северный Урал) и фосфоритов (Каратау, Средняя Азия).

В герцинскую эпоху (D_1-C_1) впервые проявляются вторичные геосинклинали с преимущественным развитием вулканитов кислого состава или вулканогенно-кремнисто-карбонатных толщ. С первыми ассоциируют колчеданно-полиметаллическое и золото-баритовое оруденение (Белуосовское и другие месторождения Алтая), со вторыми — стратиформные железо-марганцевые и свинцово-цинковые месторождения Центрального Казахстана (Жайремское, Каражальское и др.), намечающие переходы, с одной стороны, к железорудному кремнисто-гематитовому, а с другой, свинцово-цинковому оруденению в карбонатных породах.

В отличие от байкальской эпохи в девоне (особенно в карбоне и перми) широкое развитие получают процессы орогенеза и тектоно-магматической активизации.

С позднепалеозойской эпохой в СССР связаны медно-молибденовые порфировые (Коунрад, Алмалык и др.), вольфрамовые и вольфрам-молибденовые, реже оловянно-вольфрамовые грейзеновые и кварцевожилые месторождения (Акчатау и другие в Центральном Казахстане). К орогенным осадочным впадинам приурочены место-

рождения медистых песчаников (Джезказганское в Центральном Казахстане) и каменных углей (Карагандинское в Казахстане и Кузнецкое в Алтае-Саянской области). С поостороженными фонидитовыми комплексами связаны концентрации железа, апатита, редких металлов и нефелина (Средняя Азия, Алтае-Саянская область).

Мезозойско-кайнозойский период формирования Киммерийских и Альпийских подвижных поясов отличается наиболее сложной и разнообразной металлогенией. Здесь максимальное распространение получают образования островных дуг, зон орогенеза и активизации.

Положение отдельных фрагментов Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов в пределах территории СССР отражено на рис. 1. Обладая рядом общих черт, эти два пояса имеют и существенные отличия, связанные главным образом с масштабами проявлений различных типов оруденения. Общая черта этих поясов в пределах СССР — их четкая латеральная зональность, выражающаяся в последовательной смене по мере удаления от платформ внешних карбонатно-терригенных структурно-формационных комплексов внутренними вулканогенными через переходы зоны туфогенно-сланцевого типа. Этот общий ряд зональности резко осложняется проявлением геосинклинальных поднятий с гранитоидным магматизмом и наложенных вулканогенно-осадочных впадин орогенного типа. С дифференцированными вулканитами внутренних прогибов связано медно-полиметаллическое колчеданное оруденение (Кафанское и другие месторождения Малого Кавказа), а с вулканогенно-сланцевыми толщами переходных зон — стратиформные свинцово-цинковые месторождения (Физчайское, Большой Кавказ).

С гранитоидами повышенной основности позднегеосинклинальной стадии связано преимущественно золото-сурьмяное оруденение (Яно-Адычанская и другие зоны на Северо-Востоке СССР), *скарновые магнетитовые и кобальтовые арсенидные месторождения* (Дашкесанский район на Малом Кавказе, Улахан-Сисская зона на Севере Якутии), *меднопорфировые* (Техум на Малом Кавказе). С орогенными гранитами зон орогенеза и активизации преимущественно ассоциируют редкометальные месторождения: молибден-вольфрамовые (Джидинское в Забайкалье), оловянно-вольфрамовые (Иультин на Чукотке), оловянные касситерит-силикатно-сульфидные и серебро-полиметаллические (Яно-Адычанская зона в Якутии, Комсомольский район в Приамурье и др.). В Приморье известны крупные скарновые шеелитовые месторождения.

С вулканоплутоническими комплексами связано медно-молибденовое, золото-серебряное, *олово-сульфосольное, свинцово-цинковое, алунитовое и серное оруденение* (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). К осадочным межгорным впадинам приурочены месторождения углей (Северо-Восток СССР) и марганца (Чиатурское в Закавказье).

Кайнозойская эпоха характеризуется новой вспышкой процессов тектоно-магматической активизации, в том числе широко проявленных процессов континентального рифтогенеза (Байкальский рифт и др.). В отдельных регионах страны с новейшими тектоническими движениями связываются "телетермальные" ртутные (Кавказ) и свинцово-цинковые (Квайсинское в Закавказье, Уч-Очак на Тянь-Шане и др.) проявления, а также поздние стадии минералообразования молибден-вольфрамового месторождения Тырны-Ауз и медно-молибденовые месторождения Зангезурского района на Малом Кавказе. В других регионах металлогеническое значение молодых неотектонических движений на современной стадии изученности вопроса сводится в основном к проявлению факторов эрозийного среза, определяющих формирование кор выветривания и россыпных месторождений.

Проведенный в последние годы анализ металлогении отдельных регионов и территории СССР в целом дает основание для ряда общих выводов.

1. Повсеместно в масштабе всей истории геологического развития, охватывающей несколько тектоно-магматических циклов, проявляется единая четкая эволюционная направленность развития рудоносности, тесно связанная с особенностями тектонического развития и образованием рядов формаций.

Отмечается все возрастающее многообразие типов зон в геологической истории от 11 в AR до 75 в MZ—KZ, их все большая дифференциация и металлогеническая специализация.

2. Общая эволюционная направленность возникает как результирующая двух противоположных тенденций: конструктивного и деструктивного путей развития. Кон-

структурный путь развития, преобладающий на континентах, приводит к закономерному увеличению мощности гранитной коры, роли корового магматизма и связанных с ними гранитоидов, характеризующихся все возрастающей лейкократовостью и щелочностью с последовательной сменой оруденения, соответствующей ряду: Fe—Cu—CuMo—MoW—WSn—SnR (Be, Li, Nb, Ta, Zr) — RTR.

Деструктивный путь приводит к уменьшению мощности гранитной коры (до полного ее исчезновения), к возрастанию роли глубинного мантийного магматизма: щелочных ультрамафических и мафических формаций с возникновением Cu—Ni, Fe—Ti, TR, алмазов и многих других полезных ископаемых.

3. Все многообразие геологических ситуаций проявления оруденения зон стратифицированных осадочных и вулканогенных секущих — интрузивных (включая связанные с ними метасоматические), метаморфических и кор выветривания. При этом устанавливается, что один и тот же тип оруденения (железо-скарновый, медно-никелево-сульфидный, медно-молибдено-порфировый и др.) может возникать в различных геологических обстановках при разном сочетании геологических формаций. Однако наиболее ценные руды всегда образуются в одной, реже двух главных обстановках, выделение которых представляет важную практическую задачу.

В заключение подчеркнем, что изучение металлогении территории СССР, проводившееся большими геологическими коллективами различных научных центров страны — Москвы, Ленинграда, Алма-Аты, Ташкента, Новосибирска, Иркутска, Владивостока, Тбилиси, — позволили разработать для отдельных регионов детальные схемы металлогенического районирования, оконтурить структурно-металлогенические зоны с различной рудной специализацией, выделить главные металлогенические эпохи и стратиграфические "уровни" рудообразования, охарактеризовать металлогеническую зональность.

Металлогенические исследования на данном этапе развития наряду с геологической съемкой, региональными геофизическими и геохимическими работами составляют научную основу планирования и проведения геологоразведочных работ на территории СССР при выделении перспективных площадей, оценке прогнозных ресурсов минерального сырья, поисках месторождений полезных ископаемых.

Итоги проведенного металлогенического анализа, осуществленного большим коллективом геологов страны, позволили обосновать выделение новых рудных районов и металлогенических провинций, перспективных для экономического освоения в ближайшем будущем:

- Ветреный Пояс (Восточная Карелия и Архангельская область) — никель, медь, железо, титан;
- Тиман, Север Урала, Новая Земля — бокситы, марганец, фосфориты, свинец, цинк, железо, медь, молибден и др.;
- север Сибирской платформы (Маймеча-Котуйский и Уджинский районы) — железо, титан, апатит и флогопит;
- Сетте-Дабан — стратиформные руды свинца, цинка и меди.

Целый ряд новых рудных районов намечен вдоль трассы БАМ, часть из которых уже вовлекается в эксплуатацию: Прибайкальский с месторождениями калийных солей (Непское), свинцово-цинковых руд (Холоднинское и др.), горно-химического сырья (Сыннырское и др.), никелевых руд (Довыренское), асбеста (Молодежное), Удоканский — с месторождениями медных (Удоканское) и железных (Нижнесауканское) руд, Алданский с месторождениями железа, угля (Южная Якутия), Приамурский — с месторождениями олова (Комсомольский рудный узел), железа, марганца, фосфоритов (Удско-Шантарский район) и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое строение СССР. Т. 4. Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР/Под ред. Е.Т. Шаталова. М.: Недра, 1968. 503 с.
2. Ильин К.Б. Региональная металлогения СССР. М.: Недра, 1974. 238 с.
3. История развития и минерагения чехла Русской платформы/Ред. Ю.Г. Старицкий. Л.: Недра, 1981. 224 с.
4. Карта структурно-металлогенических зон территории СССР, м-б 1:10 000 000/Под ред. Д.В. Рундквиста, К.А. Маркова, В.А. Трофимова. М., Мингео СССР; Л., ВСЕГЕИ, 1980.
5. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. К.А. Марков, Б.М. Михайлов, Н.Н. Предтеченский и др./Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1978. 607 с.
6. Кузнецов В.А. Магматизм и рудные формации. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973, с. 309—317.
7. Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. Формационный анализ рудных месторождений как основа научного прогнозирования. — Геология и геофизика, 1972, № 5, с. 3—10.
8. Металлогеническая карта СССР, масштаб 1:2 500 000/Отв. ред. В.Т. Грушевой, Г.С. Лабазин, К.Б. Ильин. Л., 1971.
9. Минерагения Сибирской платформы/Ред. Ю.Г. Старицкий. М.: Недра, 1970. 208 с.
10. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. К.А. Марков, В.А. Трофимов, Ю.Г. Старицкий/Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1981. 423 с.
11. Семенов А.И., Старицкий Ю.Г., Шаталов Е.Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967, т. 8, с. 55—78.
12. Смирнов В.И. Эндогенное рудообразование в геологической истории. — Геология руд. месторождений, 1982, № 4, с. 3—20.
13. Твалчредидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977. 110 с.
14. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 431 с.

СОДЕРЖАНИЕ

От редакционной коллегии	3
<i>А.И. Жамойда, И.С. Грамберг, А.Н. Еремеев, Г.В. Куликов, С.П. Максимов, В.А. Нарсеев, Л.Н. Овчинников, Б.С. Соколов, Р.И. Соколов (СССР)</i> . Основные направления геологических исследований в СССР	6
<i>А.А. Смыслов, А.Л. Яншин, В.Ю. Зайченко, Е.В. Карус, В.С. Сурков, Н.Н. Пузырев, В.А. Ерхов, Ю.К. Щукин (СССР)</i> . Глубинное геологическое строение и геодинамика литосферы территории СССР	15
<i>В.Д. Наливкин, К.Э. Якобсон, Т.В. Билибина, Я.Н. Белевцев, В.В. Бронгулеев, И.В. Воробьев, Р.Г. Гарецкий, Г.Г. Кочин, К.А. Шуркин (СССР)</i> . Геологическое строение Восточно-Европейской платформы	27
<i>Н.С. Малич, Е.П. Миронюк, Е.В. Туганова, Ч.Б. Борукаев, Ю.Е. Погребницкий, В.С. Старосельцев, Р.Ф. Черкасов, Г.С. Фрадкин (СССР)</i> . Геологическое строение Сибирской платформы	35
<i>И.И. Нестеров, Л.Л. Подсосова, М.Я. Рудкевич, А.А. Трофимук (СССР)</i> . Геологическое строение Западно-Сибирской плиты	44
<i>А.М. Дымкин, С.Н. Иванов, М.А. Камалетдинов, Б.А. Попов, В.Н. Пучков, К.К. Золоев, М.В. Фишман (СССР)</i> . Геология Урала	51
<i>А.А. Абдулин, Н.А. Афоничев, Н.Г. Власов, А.Е. Довжиков, Г.П. Клейман, Х.Т. Туляганов, И.Х. Хамрабаев, С.Е. Чакабаев, А.Е. Шлыгин (СССР)</i> . Геологическое строение Казахстана и Средней Азии	59
<i>В.А. Амантов, П.С. Матросов (СССР)</i> . Геологическое строение Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья	73
<i>Е.Е. Милановский, В.Е., Хаин, О.С. Вялов, А.Т. Асланян, Г.А. Твалчрелидзе, Э.Ш. Шихалибейли (СССР)</i> . Основные черты геологического строения и развития Средиземноморского складчатого пояса в пределах СССР	78
<i>Л.И. Красный, Н.А. Шило, Ю.А. Косыгин, Ю.М. Пущаровский, В.А. Амантов, Б.А. Марковский, В.К. Путинцев, Б.И. Васильев, С.М. Тильман (СССР)</i> . Геологическое строение Востока СССР и окраинных морей	93
<i>Д.И. Мусатов, В.С. Федоровский, Ю.Т. Афанасьев, Л.П. Зоненшайн, К.А. Клецев, А.А. Ковалев, Н.В. Межеловский, О.Г. Сорохтин (СССР)</i> . Некоторые аспекты геологического строения и истории развития территории СССР с позиций новых геотектонических концепций	102
<i>Д.В. Рундквист, В.А. Кузнецов, К.А. Марков, В.И. Смирнов, Ю.Г. Старицкий, Г.А. Твалчрелидзе, А.Д. Щеглов (СССР)</i> . Металлогения СССР	115

ГЕОЛОГИЯ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

МГК, К. 01

Утверждено к печати
Организационным комитетом
27-го Международного
геологического конгресса

Редактор

В.М. Израилев

Редактор издательства

Л.В. Миравова

Художник

Ф.Н. Бударов

Художественный редактор

И.Ю. Нестерова

Технический редактор

О.В. Аредова

Корректор

В.Н. Пчелкина

Набор осуществлен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

Подписано к печати 12.03.84. Т-00285
Формат 70x100/16
Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 10,4 + 0,5 вкл. Усл. кр.-отт. 11,1
Уч.-изд. л. 14,3. Тираж 3000 экз.
Тип. зак. 1231. Бесплатно. Заказное

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

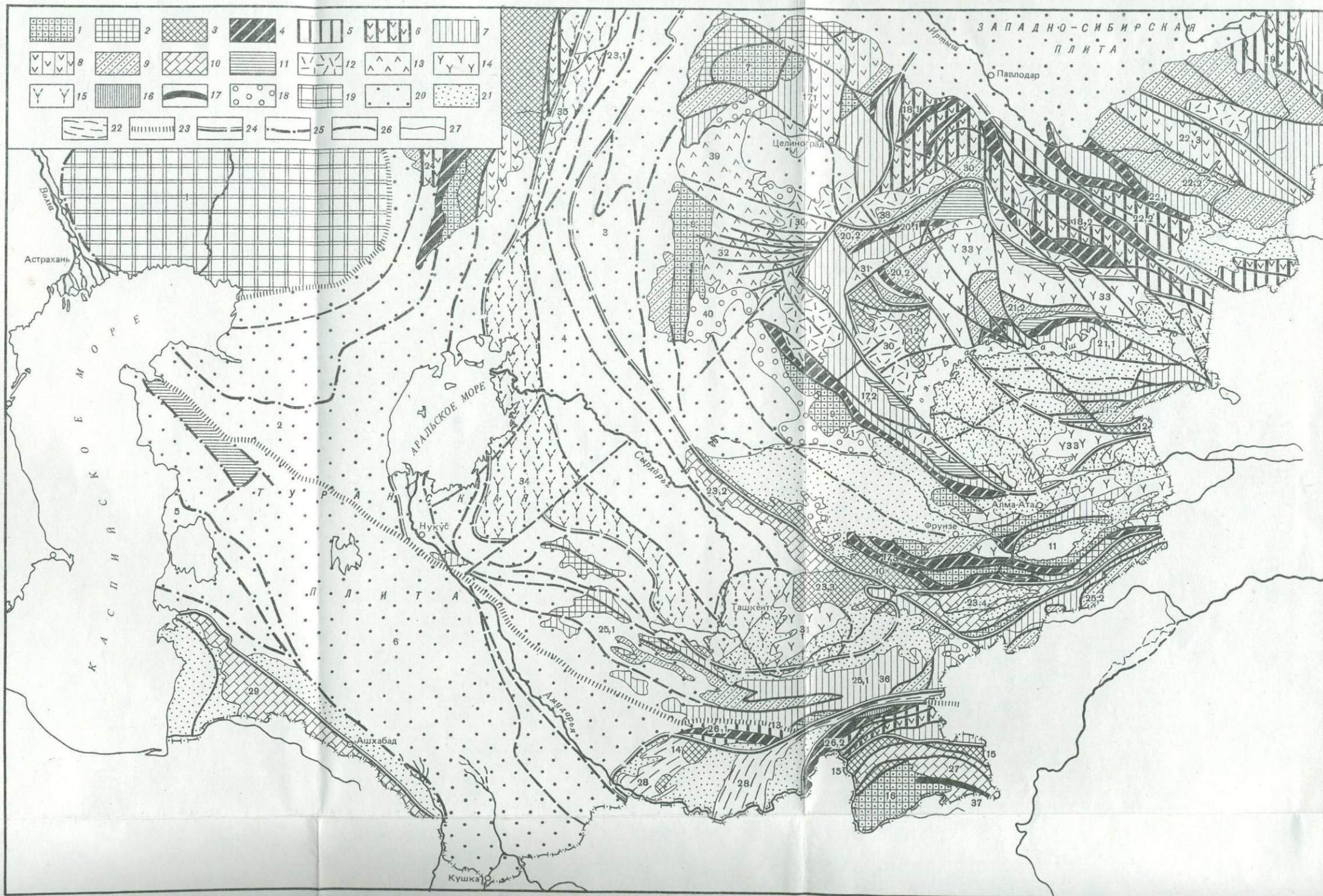


Схема тектоники Казахстана и Средней Азии

Срединные массивы: 1 — сложенные архейско-протерозойским фундаментом (без чехла), 2 — с догеосинклинальным (протоплатформенным) чехлом, 3 — с сингеосинклинальным чехлом; зоны геосинклинальных (складчатых) систем, эвгеосинклинальные: 4 — с недифференцированными или слабо дифференцированными инициальными вулканитами (зоны глубинных разломов или раздвигов), 5 — с дифференцированными по площади вулканитами, 6 — с вулканитами в позднегеосинклинальных образованиях, 7 — хемизвгеосинклинальные, 8 — хемизвгеосинклинальные с вулканитами в позднегеосинклинальных образованиях, 9 — миогеосинклинальные; 10 — зоны парагеосинклинального типа; 11 — остаточные "сероцветные" мульды и приразломные прогибы, продолжавшие развитие после замыкания геосинклинальной системы; образования орогенные и эпигеосинклинальной тектоно-магматической активизации (вулканические пояса, их части, отдельные впадины с осадочными и вулканическими породами): 12 — ранне-среднедевонские, 13 — живетско-франские (с наложенными приразломными тафрогенными прогибами), каменноугольно-пермские; 14 — на поверхности, 15 — перекрытые мезозой-кайнозойем, 16 — поздне триасовые, 17 — раннемеловые; 18 — образования квазиплатформенные; чехлы платформ: 19 — древних (с докембрийским основанием), 20 — молодых (с герцинским основанием); межгорные и предгорные впадины областей неоген-четвертичного горообразования: 21 — с недислоцированными или слабо дислоцированными отложениями, 22 — с интенсивно дислоцированными отложениями. Основные геологические (тектонические) границы: 23 — складчатых поясов и платформ, 24 — складчатых систем (сплошные линии — прослеженные, пунктирные — перекрытые более молодыми отложениями), 25 — докембрийских стабильных блоков (срединных массивов?), предполагаемых в основании молодых платформ; 26 — прочие региональные разломы; 27 — прочие геологические границы. Названия крупных геологических структур и их частей (цифры на схеме): 1 — Прикаспийская впадина Восточно-Европейской платформы; Туранская плита, докембрийские стабильные блоки фундамента: 2 — Северо-Устюртский, 3 — Южно-Тургайский, 4 — Сырдарьинский, 5 — Карабогазский, 6 — Каракумский; срединные массивы Средиземноморского пояса: 7 — Кокчетавский, 8 — Улутауский, 9 — Чуйский, 10 — Каратау-Таласский, 11 — Иссык-Кульский, 12 — Атасу-Джунгарский, 13 — Каратегинский; срединные массивы Средиземноморского пояса: 14 — Байсунский, 15 — Ванчский и Музкольский,

16 — Юго-Западного Памира; складчатые геосинклинальные системы Урало-Монгольского пояса: 17 — Кокчетав-Северо-Тяньшаньская раннекаледонская ($V-O_1$)¹ (группы зон: 17,1 — Прикокчетавская, 17,2 — Бетпадала-Чу-Илийская, 17,3 — Северо-Тяньшаньская), 18 — Чингиз-Тарбагатайская позднекаледонская ($-C_1-S_2$) (группы зон: 18,1 — Ерементау-Бошекульская, 18,2 — Чингизская), 19 — Горно-Алтайская позднекаледонская ($V-S_2$); Джунгаро-Балхашская: 20 — Тектурмасская раннегерцинская структура ($-C_3-D_2$) (группы зон: 20,1 — Внутренняя, 20,2 — Внешняя), 21 — Балхаш-Алакульская среднегерцинская структура ($-C_3-C_2$) (группы зон: 21,1 — Внутренняя, 21,2 — Внешняя), 22 — Зайсанская среднегерцинская ($-S_2-C_2$) (группы зон: 22,1 — Внутренняя, 22,2 — Внешняя, 22,3 — Юго-Западного Алтая), 23 — Тургайско-Средне-Тяньшаньская каледонская — среднегерцинская парагеосинклинальная (C_1-C_2) (группы зон: 23,1 — Тургайская — перекрытая отложениями мезозой-кайнозой, 23,2 — Каратауская, 23,3 — Чаткальская, 23,4 — Нарынская), 24 — Уральская среднегерцинская ($-C_1-C_2$), 25 — Южно-Тяньшаньская позднегерцинская ($-S_1-P_1$) (группы зон: 25,1 — Кызылкум-Алайская, 25,2 — Ферганско-Кокшаальская); складчатые геосинклинальные системы Средиземноморского пояса: 26 — Гиссаро-Северо-Памирская позднегерцинская геосинклинальная (C_1-P_2) (группы зон: 26,1 — Южно-Гиссарская, 26,2 — Северо-Памирская), 27 — Каракорум-Южно-Памирская позднегерцинская — киммерийская парагеосинклинальная (C_1-J_3), 28 — Афганско-Кашгарская альпийская эпиплатформенная (P_3-N_1); 29 — Копетдагская альпийская парагеосинклинальная ($-J_3-N_1$); структуры орогенные и тектоно-магматической активизации, в том числе вулканические пояса: 30 — Казахстанский, 31 — Успенско-Аксоранский, 32 — Сарысу-Тенизская группа грабенов и горстов, 33 — Прибалхашско-Илийский, 34 — Бельтау-Кураминский, 35 — Валерьяновский, 36 — Северо-Памирский, 37 — Кызылрабатский; впадины с квазиплатформенными отложениями: 38 — Карагандинская, 39 — Тенизская, 40 — Чу-Сарысукая

¹ Левый индекс в скобках обозначает время заложения первых прогибов (зон) геосинклинальной системы, правый — время замыкания последних ее прогибов; черточка перед левым индексом означает, что время заложения первых прогибов может быть и более ранним.

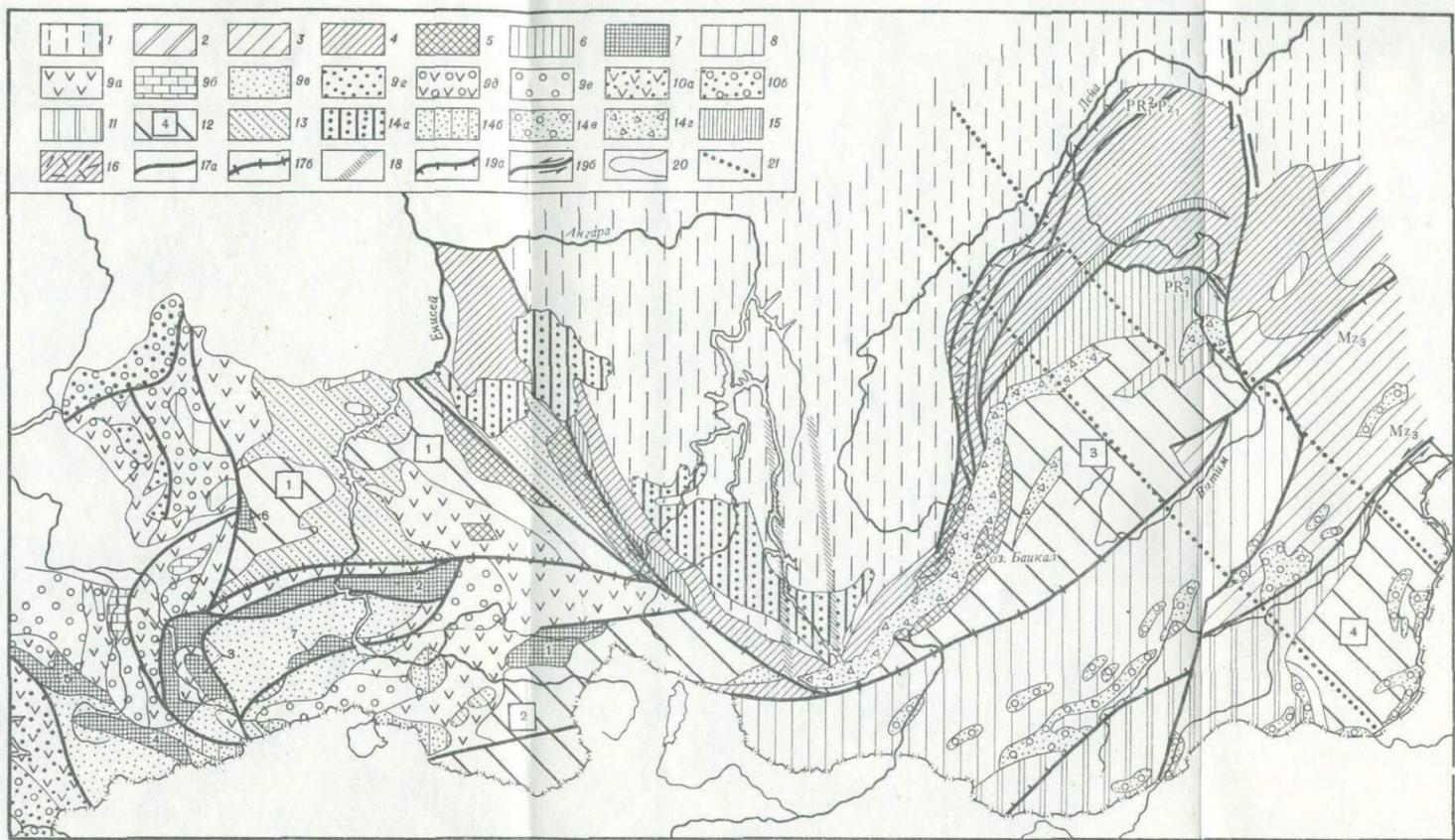


Схема геолого-структурного районирования южного обрамления Сибирской платформы (Алтай-Саяны, Забайкалье)

1 - Сибирская платформа; 2 - алданиды Алданского щита, активизированные; 3 - становиды Становой области, активизированные; 4 - складчатые системы протерозойского ограничения платформы (перикратонные); 5 - выступы ограничения; 6 - протерозойды (байкалиды на субстрате карелид), эвгеосинклинальные, Байкало-Витимская система; 7 - выступы позднедокембрийского (карельско-байкальского) основания (цифры на схеме: 1 - Харальский, 2 - Джебашский, 3 - Телецкий, 4 - Теректинский, 5 - Чуйский, 6 - Томский, 7 - Сютхольский); 8 - байкалиды - ранние каледониды, геосинклинальные на субстрате становид, Селенгино-Яблоновская область; каледониды Алтае-Саянской области, в том числе раннегеосинклинальные прогибы: 9a - карбонатно-кремнисто-вулканогенные, 9b - карбонатные; позднегеосинклинальные и инверсионные прогибы: 9c - терригенные, карбонатно-терригенные, 9d - терригенные молассоидные; орогенные унаследованные прогибы: 9e - вулканомолассовые, 9f - молассовые пестроцветные; в а р и с

циды рудного Алтая; раннегеосинклинальные прогибы: 10a - вулканогенно-терригенные, 10b - терригенные фишиоидные, молассоидные; 11 - палеозойды - мезозойды миктогеосинклинальные, Монголо-Забайкальская система; 12 - краевые массивы на комплексах "известняковых" геосинклиналей и геосинклиналей (цифры на схеме): 1 - Хакасский, 2 - Восточно-Тувинский, 3 - Баргузинский, 4 - Аргунско-Верхнеамурский; 13 - орогенные наложенные прогибы; в п а д и н ы: 14a - выбинского типа, 14b - южно-якутского и тувинского типов (J₁₋₂; J-K₁), 14c - тафрогенные, забайкальского типа (J₂-K₁), 14d - рифтовые, байкальского типа (KZ); 15 - зоны полиметаморфизма и метасоматоза краевых структурных швов платформ; 16 - вулканические пояса краевых структурных швов (PR₁, PR₂); разломы: 17a - региональные, 17b - ведущего геодинамического значения; 18 - разломы Трансзиатского линеймента; г л а в н ы е з о н ы г о р и з о н т а л ь н ы х с д в и г и и (индекс показывает время проявления): 19a - надвиги, 19b - сдвиги; 20 - геологические границы; 21 - зоны интенсивного теплопереноса, унаследованные от прошлого

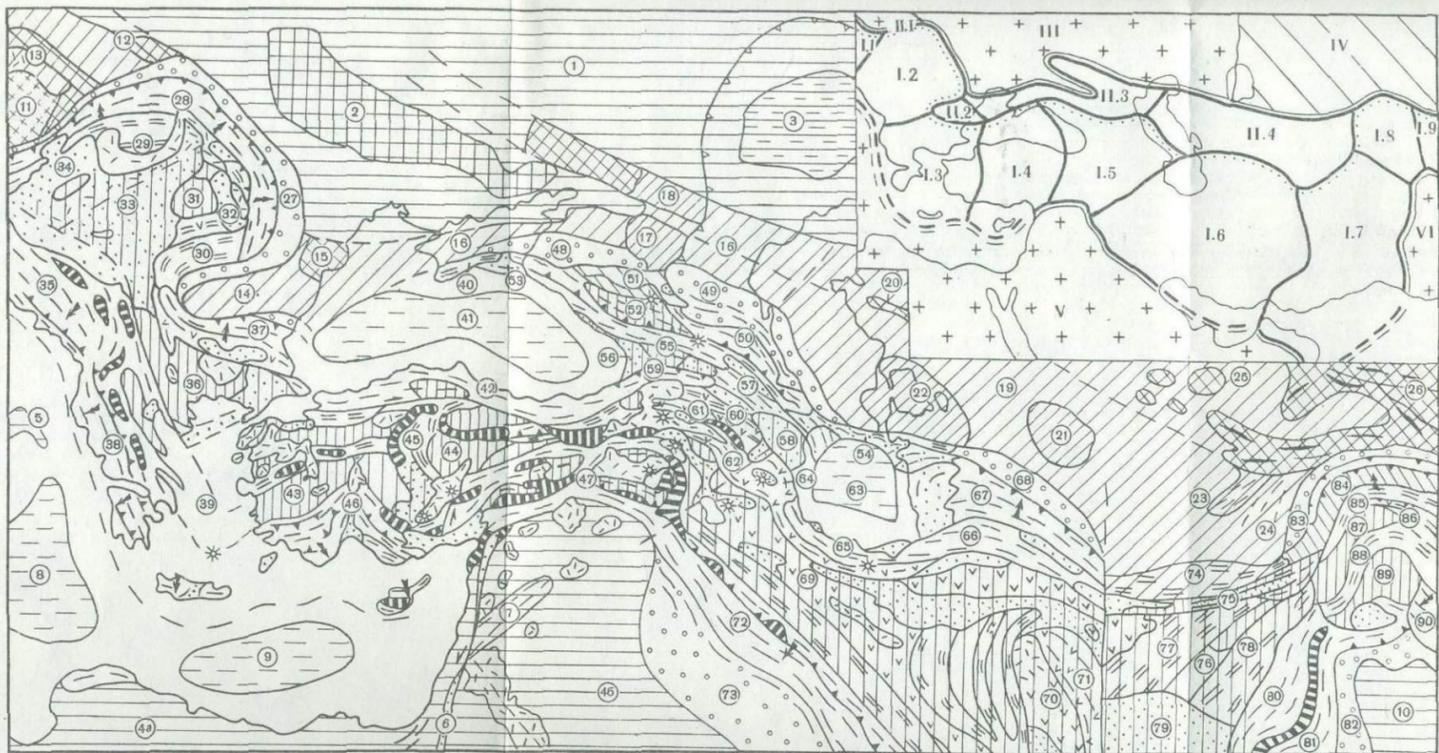


Схема тектонического строения Средиземноморского пояса между Карпатами и Памиром. Составил Е.Е. Милановский

1-4 - древние платформы: 1 - щиты, 2 - плиты, 3 - интракратонные кайнозойские складчатые зоны, 4 - сверхглубокие впадины с субкеванической корой; 5-30 - Средиземноморский складчатый пояс: 5-9 - молодые плиты с выступами доальпийского фундамента; 5 - выступы основания допалеозойских срединных массивов, 6 - выступы палеозойского и частично раннекеммерийского (Мангышлак) складчатого основания, 7 - мезозойско-кайнозойский чехол молодых плит: а - поднятия в чехле, б - впадины в чехле, 8 - позднекайнозойские сводово-глыбовые поднятия в складчатом основании, 9 - позднекайнозойские складчатые зоны в чехле, 10-30 - Альпийский эпигеосинклинальный орогенный пояс: 10, 11 - позднеальпийские краевые прогибы; 10 - впадины, выполненные кайнозойскими молассами, 11 - складчатые зоны в них, 12-19 - мезозойские складчатые сооружения, 12 - выступы докеммерийского основания краевых массивов, 13 - мезозойско-кайнозойский чехол краевых массивов, 14 - мезозойские - позднекеммерийские - складчатые сооружения, 15 - то же, перекрытые чехлом, 16 - кайнозойские складчатые сооружения, 17 - эвгеосинклинальные зоны в них, 18 - мезозойские офиолитовые комплексы, 19 - выступы докеммерийского основания в альпийских складчатых сооружениях, 20 - позднекайнозойские поперечные и периклиналильные прогибы, 21-24 - срединные массивы: 21 - выступы докеммерийского основания, 22 - мезозойско-кайнозойский чехол, 23 - участки срединных массивов, переработанные позднекеммерийской складчатостью, 24 - позднекайнозойские внутренние (межгорные и внутригорные) впадины на срединных массивах, 25 - внутренние впадины на альпийском складчатом основании, 26 - позднекайнозойские складчатые зоны во внутренних впадинах, 27 - глубоководные впадины с субкеванической корой (Черноморская, Южно-Каспийская) или сильно утоненной континентальной корой (Ионическая, Восточно-Средиземноморская); 28 - проявления наземного позднекайнозойского вулканизма в Альпийском поясе и его раме; 29 - некоторые крупные вулканы, 30 - крупные кайнозойские пологие надвиги и тектонические покровы и направления относительного горизонтального перемещения масс; 31 - крупные крутые разломы на поверхности и погребенные; 32 - крупные сдвиги; 33 - крупные флексуры; 34 - кайнозойские грабены (рифты); 35 - номера тектонических элементов на карте: 1 - Русская плита Восточно-Европейской древней платформы, 2 - Украинский щит, 3 - сверхглубокая Прикаспийская синеклиза, 4a - Африкано-Аравийская древняя платформа (Сахарская плита), 4b - то же, Аравийская плита, 5 - Апулийско-Адриатическая плита, 6 - Левантинская рифтовая зона, 7 - интракратонная складчатая зона Пальмирид, 8 - Ионическая перикратонная впадина, 9 - Восточно-Средиземноморская перикратонная впадина, 10 - Индостанская древняя платформа, 11 - Чешский срединный массив на Западно-Европейской плите, 12 - Святоключская складчатая зона, 13 - складчатая зона Добруджи, 14 - Мизийская плита, 15 - Донецкая герцинская складчатая зона, 16 - Скифская плита, 17 - Ставропольское поднятие, 18 - поднятие Карпинского (Южно-Ергенинского), 19 - Южно-Туранская плита, 20 - Мангышлакская раннекеммерийская складчатая зона, 21 - Центральная-Каракумское сводовое поднятие, 22 - Карабогазское сводовое поднятие, 23 - Кугитанская складчатая зона, 24 - Таджикская впадина, 25 - Северо-Туранская плита, 26 - палеозойское складчатое сооружение Тяньшаня, испытавшее повторное горообразование (дейтероорозез) в позднем кай-

нозе, 27 - Предкарпатский краевой прогиб, 28 - внешняя (кайнозойская) мегазона Карпатской складчатой системы, 29 - внутренняя (позднекеммерийская) мегазона, Словацкий блок, 30 - то же, Южно-Карпатский блок, 31 - блок Апеннин, 32 - Трансильванская впадина, 33 - Паннонская впадина (на одноименном массиве), 34 - Малая Венгерская впадина, 35 - кайнозойская складчатая система Динарид, 36 - Родопский и Сербско-Македонский срединные массивы, 37 - Альпийская складчатая система Балканид, 38 - Альпийская складчатая система Эллинид, 39 - гетерогенная позднекайнозойская впадина Эгейского моря, 40 - позднекеммерийское складчатое сооружение Горного Крыма, 41 - Черноморская впадина, 42 - Альпийская складчатая зона Понтида, 43 - Мендересский массив, 44 - Киршехирский массив, 45 - складчатые зоны Центральной Анатолии, 46 - Альпийское складчатое сооружение Западного Тавра, 47 - складчатое сооружение Восточного Тавра, 48 - Кубанский краевой прогиб, 49 - Терско-Каспийский краевой прогиб, 50 - Альпийское складчатое сооружение Большого Кавказа, 51 - Лабино-Малкинская зона, 52 - горст-антиклинарий Центрального Кавказа, 53 - Керчинско-Таманская зона поперечного погружения, 54 - Апшерон-Прибалханская зона поперечного погружения, 55 - Грузинский массив, 56 - Рионская впадина, 57 - Среднекурильская впадина, 58 - Нижекурильская впадина (на Азербайджанском массиве), 59 - Аджаро-Триалетская складчатая зона сооружения Малого Кавказа, 60 - Сомхито-Карабахская антиклинальная зона, 61 - Севанская синклинальная зона, 62 - Веди-Ордубадская синклинальная зона, 63 - Южно-Каспийская впадина, 64 - Талышская складчатая зона, 65 - складчатое сооружение Эльбурса, 66 - складчатое сооружение Аладаг-Биналуда, 67 - складчатое сооружение Копетдага, 68 - Предкопетдагский краевой прогиб, 69 - Иранская зона срединных массивов, 70 - Лутский срединный массив, 71 - Восточно-Иранская складчатая зона, 72 - складчатая система Загроса, 73 - Месопотамский краевой прогиб, 74 - киммерийская складчатая зона Банди-Туркестана, 75 - палеозойская складчатая зона Гиндукуша с наложенными кайнозойскими грабенообразными впадинами, 76 - Шахристанская зона Афганского срединного массива, 77 - Фарахрудская зона, 78 - Аргандагская зона, 79 - Южно-Афганская (Сейстанская) впадина, 80 - Катавзская позднеальпийская складчатая зона, 81 - Сулейманская альпийская складчатая зона, 82 - Предсулейманский краевой прогиб, 83 - Предпамирский краевой прогиб, 84 - палеозойская складчатая зона (краевой массив) Северного Памира, 85 - складчатая зона Центрального Памира, 86 - складчатая зона Юго-Восточного Памира, 87 - срединный массив Юго-Западного Памира - Нуристана, 88 - Джелалабадско-Ваханская синклинальная зона, 89 - Хиндураджский массив, 90 - Гималайское складчатое сооружение

На врезке: Схема структурного районирования (сегментации) Средиземноморского складчатого пояса (цифрами обозначены номера тектонических регионов - 35): 1 - Средиземноморский альпийский складчатый пояс (сегменты): 1.1 - Альпийский, 1.2, 3 - Карпато-Балкано-Динарский; 1.2 - Карпато-Динарский субсегмент, 1.3 - Эгейский субсегмент, 1.4 - Крымско-Черноморско-Анатолийский, 1.5 - Кавказский, 1.6 - Туркмено-Иранский, 1.7 - Афгано-Пакистанский, 1.8 - Памиро-Пенджабский, 1.9 - Гималайский; II - Северная зона Средиземноморского пояса с доальпийским складчатым фундаментом: II.1 - Западно-Европейская плита, II.2 - Мезийская плита, II.3 - Скифская плита, II.4 - Южно-Туранская плита; III - Восточно-Европейская древняя (добайкальская) платформа; IV - Урано-Монгольский палеозойский складчатый пояс; V - Африкано-Аравийская древняя платформа; VI - Индостанская древняя платформа

Бесплатно

5325

