

Р.Н. Валеев

**Тектоника
и минерагения
рифея
и фанерозоя
ВОСТОЧНО-
ЕВРОПЕЙСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ**

Р.Н. Валеев

3682

Тектоника и минерагения риффея и фанерозоя ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Под редакцией чл.-кор. АН СССР В.Е. Хаина



МОСКВА
"НЕДРА"
1981



Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М., Недра, 1981, 215 с.

Рассматривается тектоническое строение платформы, выполнено тектоническое районирование с выделением генетических типов структур, показана роль глубинных разломов в формировании этих структур, определены их кинематические типы. Освещаются методологические основы структурно-формационного анализа платформенных областей, приводится классификация платформенных формаций. Отмечено влияние байкальского этапа активизации и отдельных палеозойских активизационных эпох на эндогенную минерагеническую специализацию платформы.

Обсуждаются проблемы размещения парагенных комплексов полезных ископаемых эндогенного и экзогенного происхождения в связи с типами тектонических структур, глубинными разломами, продуктивными формациями и общей направленностью развития земной коры платформенных областей.

Для широкого круга геологов, изучающих тектонику, металлогению и минерагению платформенных областей.

Табл. 3, ил. 13, список лит. — 57 назв.

Настоящая книга выходит в свет при несколько необычных обстоятельствах — ее автор, молодой и талантливый геолог, Раадик Назыхович Валеев скоропостижно скончался. Остались нерешенными вопросы, возникшие при ознакомлении с рукописью, и, естественно, это очень осложнило работу научного редактора и издательства. В этих условиях научный редактор не считал себя вправе вносить какие-либо существенные коррективы в содержание книги и был вынужден ограничиться лишь некоторыми замечаниями. Прежде всего они касаются понимания термина "минерагеня". В отличие от термина "металлогения" автор понимает его как учение о нерудных полезных ископаемых, между тем как, по мнению редактора, это учение о полезных ископаемых вообще, включающее и металлогению. Второе замечание относится к названию ранней стадии развития платформ "активизационной" стадией. Как считает редактор, активизация должна следовать за относительным покоем, в данном случае этой стадии предшествует орогенез, т.е. еще более активный режим. Следует также отметить некоторую спорность понимания автором резонансных структур и то обстоятельство, что он уже не имел возможности учесть некоторые новые материалы по строению фундамента Восточно-Европейской платформы и, в частности, решения Уфимского совещания по стратиграфии докембрия.

В то же время эти и более мелкие упущения не могут влиять на основное содержание книги Р.Н. Валеева. В ней дается очень интересная, динамичная трактовка структуры и истории Восточно-Европейской платформы, ярко показана связь ее развития с развитием, во многом асинхронным смежным геосинклиналям, и на этом фоне анализируется распределение осадочных и магматических формаций и приуроченных к ним нерудных полезных ископаемых.

Как и первая книга автора "Авлакогены Восточно-Европейской платформы", вышедшая в издательстве "Недра" в 1978 г., настоящая книга заинтересует всех, кто занимается вопросами тектоники и минерагеня Восточно-Европейской платформы и древних платформ вообще.

В.Е. Хаин

ВВЕДЕНИЕ

Развитие социалистического хозяйства в нашей стране, направленное в соответствии с решениями партии и правительства на дальнейшее увеличение ее производственного и научно-технического потенциала, основано на планомерном расширении минерально-сырьевой базы, освоении известных и открытии новых перспективных районов, содержащих крупные высококондиционные месторождения полезных ископаемых, в том числе и неметаллических видов сырья.

В связи с открытием большинства поверхностно залегающих месторождений нерудного сырья как никогда остро стоит проблема поисков погребенных залежей. Эффективность геологоразведочных работ, в первую очередь, зависит от совершенствования и дальнейшего развития теории и методов научного прогноза, разработки систем рудоконтролирующих факторов как по отдельным видам, так и по парагенным комплексам минерального сырья. Становление методологических основ научного прогноза нерудных полезных ископаемых происходит с большим отставанием от требований сегодняшнего дня. Это отставание особенно очевидно, если рассматривать его на фоне достижений в нефтяной и рудной геологии.

Познание закономерностей формирования и размещения месторождений является главной задачей учения о полезных ископаемых. В 40-е годы сложилось металлогеническое направление изучения рудных полезных ископаемых. Металлогения как научное направление раскрывает закономерности формирования и размещения рудных месторождений во времени и пространстве. Буквально в последние годы происходит формирование нового, минерагенического направления, решающего те же вопросы в отношении нерудных полезных ископаемых.

Минерагения как научное направление является частью учения о полезных ископаемых, раскрывающей закономерности формирования и размещения скоплений нерудных полезных ископаемых во времени и пространстве на фоне общей истории становления и развития земной коры.

Минерагения решает следующие теоретические задачи: 1) определение парагенетических и генетических связей между нерудными полезными ископаемыми и ассоциациями вмещающих горных пород (формациями), 2) установление поясовой зональности в пространственном их размещении и специализации генетических типов тектонических структур в связи с этапностью и стадийностью развития земной коры, 3) выявление переломных рубежей и минерагенических эпох в истории формирования отдельных видов и парагенных групп нерудных полезных ископаемых.

Решение этих задач основано на региональном минерагеническом анализе складчатых и платформенных областей. Первыми работами этого плана следует считать исследования Ю.Г. Старицкого и В.Л. Ма-

сайтиса, посвященные минерагении Восточно-Сибирской платформы. Работы методологического плана публиковались шире и затрагивали и другие районы страны. Однако монографические работы по минерагении конкретных регионов практически отсутствуют.

В предлагаемой вниманию читателя работе предпринята попытка минерагенического анализа весьма важной в геолого-экономическом отношении Восточно-Европейской платформы. Анализ выполнен на фоне истории тектонического развития платформы как основного процесса по отношению к климатическим, литогеническим, магматическим и другим явлениям, оказывающим влияние на формирование и размещение нерудных полезных ископаемых. В работе рассмотрены методологические основы минерагенического и структурно-формационного анализов в приложении к платформенным областям.

ТЕКТОНИКА И ФОРМАЦИИ

Влияние тектонических процессов на формирование и размещение нерудных полезных ископаемых, в особенности экзогенного генезиса, часто недооценивается. В лучшем случае рассматриваются формальные связи тех или иных полезных ископаемых со структурными элементами первого порядка. Очень мало работ, посвященных минерагенической специализации генетических типов структур, оценке роли тектонических режимов и стадий развития земной коры платформенных областей. При прогнозной оценке чаще всего используются тектонические схемы, разрабатываемые в основном геологами-нефтяниками, которые, естественно, уделяли особое внимание структурам фундамента и нижним структурно-формационным этажам, содержащим основные запасы нефти и газа. На этих схемах слабо отражаются особенности строения верхнего, киммерийско-альпийского этажа, тогда как именно с ним связаны важнейшие виды нерудных полезных ископаемых — фосфориты, монтмориллонитовые глины, трепела, опоки, мел и др. Поэтому использование тектонических схем, составленных для нижних этажей, нередко приводит к ошибочным выводам о связи полезных ископаемых с не существующими в верхнем этаже структурами или к принижению и даже полному отрицанию роли тектонического фактора. Отсюда вполне очевидна необходимость разработки самостоятельных схем районирования по основным поверхностям несогласий, разделяющим структурно-формационные этажи, что позволило бы учесть факторы влияния унаследованных и новообразованных структурных форм, дизъюнктивных нарушений и смены их кинематического типа по времени на пространственное размещение экзогенных и эндогенных нерудных полезных ископаемых и упорядочить минерагеническое районирование платформ.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В настоящее время существуют многочисленные классификации платформенных структур, разработанные главным образом на основе морфологических принципов их выделения с учетом конфигурации, амплитуды и площади отдельных типов структур. Однако последние достижения в области теоретической геотектоники и исследований по минерагенической и металлогенической специализации тектонических структур приводят все большее и большее число исследователей к выводу о необходимости перехода на генетические принципы тектонического районирования земной коры.

В глобальном плане тектоносфера распадается на крупнейшие плиты с океаническим и континентальным типами строения земной коры и граничные высокоподвижные геосинклинальные пояса — области превращения коры океанического типа в континентальную. Контин-

ненты формируются в условиях преимущественного сжатия земной коры за счет приращения высокоподвижных геосинклинальных поясов при столкновении плит с превращением в орогенные пояса, которые благодаря эрозии и слабой тектонической активности постепенно переходят в пенеплены и входят в состав молодых или древних платформ, отличающихся возрастом складчатого фундамента. Накопление эндогенной энергии может привести в условиях растяжения земной коры и верхней мантии к новому распаду платформ и складчатых сооружений в этапы активизации с заложением новообразованных рифтов, глубоководных морей и океанов, как это произошло, например, в киммерийский цикл тектогенеза с Гондваной.

Естественно, описываемые сложные явления крупных перестроек не могли не отразиться на структуре земной коры такой древней платформы, как Восточно-Европейская, с образованием на определенных этапах развития специфического набора генетически резко отличающихся тектонических структур. Поэтому в предлагаемой классификации тектонических структур (табл. 1), за основу которой была принята классификация, предложенная А.А. Богдановым и др. (1973 г.), учитываются режимы развития земной коры, размах и кинематический тип тектонических движений, относительная величина (порядок) и морфология структур, а также и преемственность их развития. По возможности сохранена общепринятая терминология, однако ей придан генетический смысл.

На тектонических схемах отражены также основные разломы кристаллического фундамента и осадочного чехла с учетом их порядка, кинематического типа (сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги), положения по отношению к контролируемой структуре с учетом характера отражения в осадочном чехле (открытые, скрытые разломы, флексуры) (рис. 1).

Совместное использование тектонических карт платформы по поверхности фундамента и верхней части осадочного чехла с формационными картами позволяет на более объективной основе провести минерагеническое районирование и определить специализацию основных типов структур.

В формировании тектонических структур фундамента и в значительной степени осадочного чехла главное значение имеют разнообразные дизъюнктивные нарушения, в особенности глубинные разломы. Кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы состоит из отдельных блоков, которые объединяются по своему гипсометрическому положению и истории развития в ряд крупных надпорядковых сооружений: щитов, массивов — типа Балтийского, Украинского, Воронежского и Белорусского в западном секторе платформы и систем сводовых поднятий в восточном секторе, образовавшихся в результате раздробления Волго-Уральского щита.

Система сводовых поднятий представляет собой генетическую совокупность сводов и выступов фундаментов, характеризующихся относительным единством территориального размещения, геологической истории, существованием общих региональных границ раздела и отно-

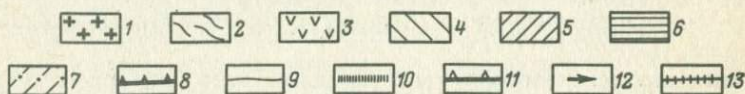
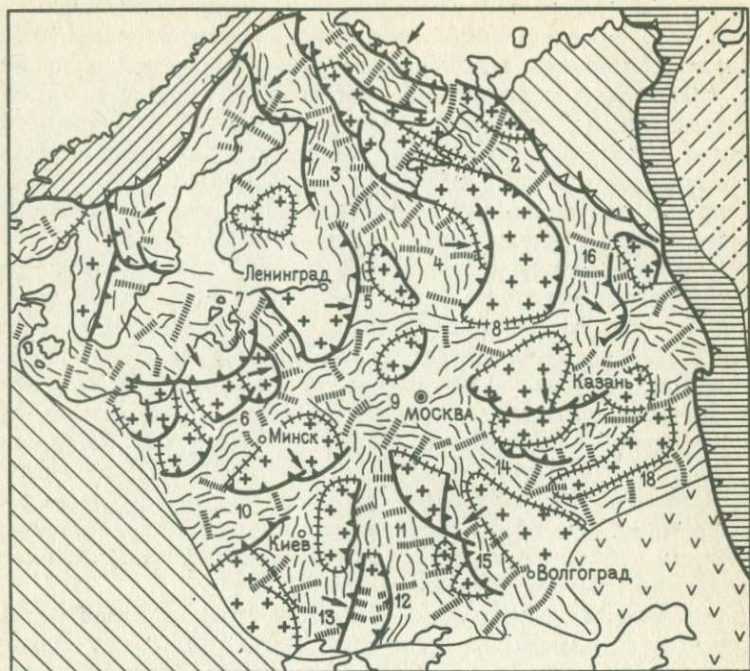


Рис. 1. Системы разломов раннепротерозойского протогоэсинклинального и среднепротерозойского орогенного этапов развития.

1 — архейские протоплатформы; 2 — раннепротерозойские протогоэсинклинальные системы сбросов; 3 — области, лишённые "гранитного слоя"; 4 — байкалды; 5 — каледониды; 6 — герциниды; 7 — Западно-Сибирская плита; 8 — предполагаемые среднепротерозойские шарьяжи и надвиги; 9 — граница Восточно-Европейской платформы; 10 — предполагаемые среднепротерозойские сдвиги; 11 — поздние каледонские и герцидские надвиги и шарьяжи; 12 — главные направления тектонических напряжений в среднем протерозое; 13 — дизъюнктивные границы протоплатформ.

Системы раннепротерозойских сбросов (цифры на карте):

1 — Кольская, 2 — Мезенская, 3 — Карельская, 4 — Онего-Вагская, 5 — Валдайская, 6 — Белорусская, 7 — Прибалтийская, 8 — Моломско-Чепецкая, 9 — Московская, 10 — Днестровская, 11 — Курская, 12 — Криворожская, 13 — Приднепровская, 14 — Пачелмская, 15 — Донская, 16 — Вятская, 17 — Сурско-Камская, 18 — Оренбургская

Таблица 1
Классификация структур платформенных областей

Режим развития	Отрицательные структуры			Положительные структуры		
	Надпорядковые	I порядка	II порядка	Надпорядковые	I порядка	II порядка
Активизационный	Рифтовые пояса, системы, грабен-синеклизы	Рифты (авлакогены), грабенообразные впадины	Грабены, грабен-синклинали, палеокальдеры	Щиты, массивы, системы сводовых поднятий	Своды	Горсты, выступы, кольцевые массивы центрального щита
Раннеплатформенный	Перикратонные синеклизы, интракратонные синеклизы	Впадины, прогибы	Впадины, прогибы	Щиты, массивы, антеклизы	Инверсионные своды, выступы	Валы, выступы
Позднеплатформенный	Перикратонные синеклизы, интракратонные синеклизы, наложенные синеклизы и наложенные системы прогибов	Унаследованные впадины, прогибы, наложенные впадины, прогибы	Унаследованные и наложенные впадины, прогибы	Щиты, массивы, антеклизы	Инверсионные своды, выступы, системы дислокаций	Своды, выступы
Наложённый орогенный	Предгорные прогибы	Депрессии	Прогибы, впадины	Гомоклинали	Седловины	Валы, выступы

сительной общностью гипсометрического положения. На территории платформы могут быть выделены следующие системы сводовых поднятий: субмеридиональные — Токмовская, Татарская и Камская, субширотные — Жигулевско-Оренбургская и предполагаемая, глубоко погребенная в основании Прикаспийской перикратонной синеклизы — Аралсор-Хобдинская. В отдельные периоды истории такие системы вновь объединяются в антеклизы в рамках границ ранее существовавшего Волго-Уральского щита (герцинский цикл тектогенеза).

Описываемые положительные сооружения ограничиваются системами эшелонированных сбросов, с опусканием вытянутых линейных блоков на сотни и тысячи метров и с образованием авлакогенов и грабенов, которые развиваются не изолированно друг от друга, а входят в относительно единые системы и пояса подобно многочисленным рифтам системы Великих Африканских разломов.

Выявление сложной системы грабенообразных структур Восточно-Европейской платформы происходило одновременно с открытием мировой системы рифтов. В настоящее время установлено, что формирование рифтов и их погребенных аналогов — авлакогенов происходит на определенных этапах активизации литосферных плит и сопровождается их распадом. Обнаружены переходы рифтовых систем срединно-океанических хребтов в их материковые аналоги. Системы погребенных рифтов Восточно-Европейской платформы возникли в байкальский цикл тектогенеза. На всем протяжении авлакогены контролируются параллельными глубинными разломами и отвечают зонам глубокой перестройки земной коры и верхней мантии. Заложение авлакогенов и их последующая эволюция оказали существенное влияние на развитие и современную структуру осадочного чехла и фундамента Восточно-Европейской платформы.

Плановое размещение авлакогенов отвечает планетарной регматической сетке с использованием главным образом диагональных, северо-западных и северо-восточных направлений. Авлакогены секут внешние границы платформы и прилегающие складчатые сооружения. Особенно четко это видно на примере простираний восточной группы авлакогенов и Уральского орогенного пояса. Северо-западная система рифтов наиболее полно развита в восточном секторе платформы и по внешним северному и южному ограничениям, образуя веерообразно расходящиеся пучки, сходящиеся к определенным центрам, расположенным за пределами платформы. Их продолжение в этих регионах выражается в системах поперечных разломов, рассекающих складчатые сооружения Уральского и Средиземноморского поясов. Западный сектор платформы контролируется поперечной северо-восточной системой разломов, являющейся, в основном, производной от первой.

По южной окраине платформы главными рифтовыми системами являются Куяво-Поморская и Больше-Донбасская протяжением до 2500—3000 км и с амплитудой опусканий до 10—15 км. К центральной части платформы амплитуда опусканий рифтовых систем несколько снижается, и здесь выделяются следующие сходящиеся пучки эшело-

нированных глубинных сбросов, центры которых расположены соответственно в основании Южного, Среднего и Полярного Урала: 1) Северо-Каспийский, Индерский, Пачелмо-Пугачевско-Челкарский, 2) Камско-Бельский, Сергиевско-Абдулинский, 3) Тиманский, Денисовский, Лешуконский, Кандалакшинско-Двинский.

Северо-восточная производная система рифтов отходит от главных рифтовых систем — Тиманской и Больше-Донбасской, в виде следующих расходящихся систем, направленных друг к другу: северной — Среднерусской и Вятской и южной — Доно-Медведицкой, Вольно-Полесской и Балтийско-Ботнической.

Наиболее важной особенностью строения рассматриваемых структур является их значительная дискретность, обусловленная существованием наряду с продольной системой сбросов поперечной системы глубинных сдвигов, по которым структура авлакогенов распадается на серию относительно изолированных и смещенных в плане сегментов.

По морфологическому строению авлакогены распадаются на две большие группы структур, соответствующие простым и сложным авлакогенам классификации Н.С. Шатского. К группе простых авлакогенов относятся структуры производного северо-восточного направления, тогда как к группе сложных авлакогенов относится большинство структур северо-восточного главного направления.

Сложные авлакогены представлены системами продольных сбросов шириной от 50—70 до 150—200 км, которые образуют по внешним ограничениям подвижных структур серию тектонических ступеней, погружающихся от шарниров щитов и массивов в направлении к оси авлакогена. Среди тектонических ступеней наиболее приподнятые из них (внешние) принадлежат прилегающему обрамлению и обычно лишены осадков, соответствующих стадии активного развития рифта; внутренние отличаются постепенным нарастанием мощности чехла и появлением отдельных интрузивных и вулканических тел.

Непосредственно за внутренними тектоническими ступенями вдоль бортов авлакогена прослеживаются прибортовые главные трюги, которые отделяются друг от друга системой срединных продольных выступов (Камско-Бельский, Припятский, Днепровский, Пачелмский). Нередко продольные срединные выступы, в свою очередь, осложняются вторичной производной системой осевого трюга, выраженной гораздо слабее по сравнению с главными прибортовыми трюгами (Днепровский авлакоген). По мере подъема оси авлакогена срединные выступы переходят в продольные выступы головных окончаний авлакогена, по ограничениям которых авлакоген распадается на серию производных постепенно затухающих рвов (Сергиевско-Абдулинский, Вятский и др.).

Центральные части простого авлакогена обычно осложнены главным осевым трюгом, иногда со слабо выраженными в отдельных более

широких сегментах авлакогена срединными поднятиями (Вятский, Среднерусский, Кандалакшско-Двинский, Лешуконский авлакогены).

Щиты, массивы и своды параллельно или вкрест простирания главным рифтовым направлениям обычно осложняются производными мелкими грабенами типа Онежского, Далекарийского и др., Балтийского щита, Кильмезского, Кокарского и Варзи-Ятчинского Татарской системы сводовых поднятий. В центральных частях приподнятых блоков на некотором удалении от рифтовых систем, но чаще параллельно их краю, наблюдаются своеобразные кольцевые формы центральных магматических массивов (Ловозеро, Хибинь, Африканда) или вулканогенных палеокальдер и трубок взрыва (Калужская, Городецкая, Оболонская и др.). Эти различия в формах дизъюнктивных нарушений — линейных по обрамлению блоков и кольцевых внутри последних — заключаются в характере тектонических напряжений — преимущественного растяжения по краям блоков и сжатия внутри них. Процессы образования линейных и кольцевых форм развиваются сопряженно, и более подробно на их соотношениях мы остановимся в разделе по магматическим формациям. Здесь же отметим, что сопряженность кольцевых и линейных форм и их глубокие, видимо, генетические взаимосвязи подтверждаются широким развитием кольцевых структур по обрамлению рифтов в большинстве блоков и плит земной коры, охваченных активизацией [Милановский, 1973].

На карте, помимо известных в открытых районах щитов, кольцевых структур, выделен ряд крупных областей, в которых, по данным анализа региональных гравимагнитных полей, предполагается целый ряд значительных кольцевых структур до 50—70 и даже 100 км в поперечнике. Часть из них расположена в осевых или внутренних прибрежных частях авлакогена: Котласская в Среднерусском, Игринская связка в Камско-Бельском авлакогенах. Другие, например Калужско-Усманьская, расположены по внешним ограничениям авлакогенов, в особенности в зонах их сочленений и являются, очевидно, вторичными по отношению к рифтам (юго-восточные склоны Балтийского щита и северный склон Воронежского массива).

Подробно строение авлакогенов и всей рифтовой системы Русской плиты освещено в работах Н.С. Шатского (1955 г.), А.А. Богданова (1960 г.), А.С. Новиковой (1959, 1968 гг.), М.И. Островского (1970, 1976 гг.), Р.Н. Валеева (1968, 1970, 1978 гг.), В.К. Гавриша (1969, 1974 гг.) и многих других. Остановимся лишь на анализе типовых авлакогенов: простого — Среднерусского и сложного — системы авлакогенов Большого Донбасса, наиболее полно отражающих основные особенности строения указанных групп рифтовых структур. Детали строения остальных авлакогенов и их сходство с типовыми показаны на схеме районирования поверхности кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы (рис. 2).

Центральные и западные области платформы занимают Московская, Польско-Литовская и Вольно-Подольская синеклизы. Крупнейшая из них Московская синеклиза располагается в центральной части плат-

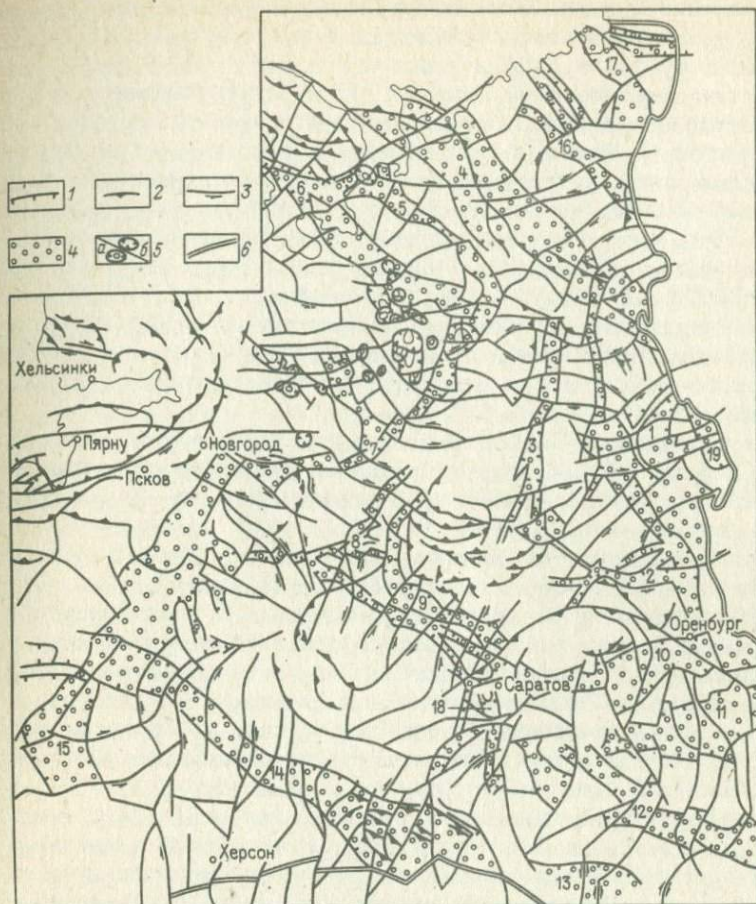


Рис. 2. Схематическая карта тектонического районирования поверхности кристаллического фундамента Русской плиты.

1 — обросы; 2 — сдвиги; 3 — надвиги; 4 — авлакогены; 5 — предполагаемые щелочные массивы центрального типа: а — щелочные, б — щелочно-ультраосновные; 6 — граница платформы; авлакогены (цифры на карте): 1 — Камско-Бельский, 2 — Сергиевско-Абдулинский, 3 — Вятский, 4 — Предтимаанский, 5 — Керецко-Лешуконский, 6 — Кандалакшско-Двинский, 7 — Среднерусский, 8 — Московский, 9 — Пачелмский, 10 — Пугачевско-Челкарский, 11 — Индерский, 12 — Северо-Каспийский, 13 — Средне-Каспийский, 14 — система авлакогенов Большого Донбасса, 15 — Вольно-Полесский, 16 — Денисовский, 17 — Колвинский, 18 — Доно-Медведицкий, 19 — Манчажский

формы, разделяя Балтийский щит на западе, Воронежский массив на юге и Токмовскую систему сводовых поднятий на востоке. В основании синеклизы, как и у большинства структур данного типа, глубоким бурением и геофизическими исследованиями выявляется сложная сеть грабенообразных структур. Основным стержневым элемен-

том синеклизы является Среднерусский авлакоген [Богданов и др., 1963] протяженностью до 1000 км, шириной от 30 до 125 км и с амплитудой опусканий фундамента до 4500—5000 м. По южной периферии синеклизы вдоль обрамления Воронежского массива прослеживается Московский авлакоген, предположительно сливающийся на западе с Вольно-Полесским. От Среднерусского он отделен Нелидовским массивом фундамента. Северное окончание синеклизы, вернее область развития Мезенской синеклизы и восточный склон Балтийского щита, в свою очередь, осложнены линейными, северо-западного простирания, структурами — Кандакшско-Двинским и предполагаемым Керецко-Лешуконским авлакогенами.

Все описываемые структуры центральных областей платформы выполнены рифейскими отложениями и раскрываются, кроме Московского авлакогена, в направлении более крупного Тиманского рифта.

Таким образом, Московская синеклиза представляет собой древнюю наложенную впадину со сложным гетерогенным основанием в виде рифейских авлакогенов и разделяющих их дорифейских блоков и массивов.

Непосредственно на продолжении Среднерусского авлакогена и вкрест простирания к более позднему Припятскому авлакогену в основном на территории Вольно-Подольской плиты выделяется обширная, но относительно слабо выраженная зона грабенообразных опусканий, известная под названием Вольно-Полесского авлакогена. В плане Вольно-Полесский авлакоген представляет вытянутую в северо-восточном направлении трапецию, вершина которой сочленяется со Средне-Русским авлакогеном, а широкое основание раскрывается в направлении Карпат.

Среднерусский авлакоген располагается в зоне древнего глубинного шва, разделяющего крупнейшие Балтийский и Волго-Уральский щиты платформы. Описываемая структура выполнена разновозрастными отложениями рифейской группы, которые совместно с более древними образованиями прилегающих выступов и блоков кристаллического фундамента перекрываются со стратиграфическим и угловым несогласием вендскими образованиями, залегающими в основании Московской синеклизы.

В настоящее время на территории Московской синеклизы выполнен большой объем буровых и региональных сейсмических работ, которые с привлечением материалов гравиметрической, магнитной и электроразведочной съемок позволяют в значительной мере уточнить представления о внутренней структуре и рельефе поверхности кристаллического фундамента области Среднерусского авлакогена [Валеев, 1970; Федьинский и др., 1975]. На всем протяжении авлакоген контролируется системой главных прибортовых глубинных сбросов, которые подобно прибортовым разломам других авлакогенов оказались разорванными и смещенными системой поперечных разломов на ряд отрезков средней протяженностью до 50—100 км.

В составе авлакогена выделяются следующие грабены: Котласско-

Яренский, Бобровский, Рослятинский, Солигаличский, Любимский, Даниловский, Молоковский, Бологаевский и Валдайский.

Еще более дробную систему деления предлагают В.В. Федьинский с соавторами (1975 г.). Обычно в состав авлакогена включают Оршанский грабен. Однако резкое изменение направления этого грабена по сравнению с северными, близость по морфологическим параметрам с Вольно-Полесским авлакогеном, сходные черты в стадийности их развития говорят о целесообразности объединения Оршанского грабена с Вольно-Полесским авлакогеном.

Среднерусский авлакоген при своей значительной протяженности представляет узкую ровообразную структуру шириной до 25—30 км и лишь его южные и особенно северные сегменты (Валдайский, Бологоевский, Рослятинский, Бобровский, Котласско-Яренский) расширяются до 50—70 и даже 125 км.

В зоне сочленения его с Кандалякшско-Двинским и Керецко-Лешуконским авлакогенами в центральной троговой части намечается Пинежский выступ фундамента, который разделяет Котласско-Яренский сегмент на собственно Яренский и Верхне-Гойменский трогои.

В зоне сочленения Любимского и Даниловского сегментов намечается Воже-Лачский грабен, отходящий почти под прямым углом от Среднерусского авлакогена. Грабен глубоким языком вдаётся в тело Балтийского щита, протягиваясь до 330 км, при ширине в 30 км и амплитуде опусканий до 1000 м. Как и Среднерусский авлакоген, предполагаемый Воже-Лачский грабен, по-видимому, расчленяется серией поперечных сдвигов на Лачский, Вожский, Бережновский и Шейбухтинский сегменты. Примерно в средней части грабена от него ответвляется Коношский грабен, где были вскрыты нижнерифейские, а по другим данным среднепротерозойские осадочные образования. Грабен также нарушен системой поперечных сдвигов.

Параллельно Воже-Лачскому авлакогену в 130 км к западу установлен Онежский грабен, представляющий коробкообразную структуру растяжения (50x160 км). Амплитуда опусканий в южной части грабена достигает 500—800 м. Бортовые зоны грабена расчленены мелкими и крупными поперечными левосторонними сдвигами с предполагаемой амплитудой смещения до 10—15 км.

Таким образом, по особенностям строения Среднерусский авлакоген, его осложнения и более мелкие грабенообразные структуры-спутники представляют типичнейшие структуры растяжения, образование которых связано с горизонтальными движениями земной коры. По механизму формирования (в его современной модификации) они были отнесены автором к группе рифтовых структур в совместной работе с В.А. Клубовым и М.И. Островским (1969 г.). Позднее к аналогичным выводам пришли В.В. Федьинский, Б.А. Соколов и другие исследователи (1975 г.).

Сейсморазведочные работы КМПВ позволяют оценить в первом приближении особенности внутренней структуры Среднерусского авлакогена. Наибольшие глубины устанавливаются в северных сегментах, где поверхность фундамента предположительно фиксируется на

абсолютных отметках в 4500—5000 м. В юго-западном направлении происходит ступенчатый подъем фундамента до 3000—3500 м, намечается несколько овалов оседания, отвечающих в основном выделенным грабенам, между которыми на границе с поперечными разломами фиксируются небольшие седловины или выступы амплитудой до 200—300 м. В целом авлакоген, видимо, относится к группе простых грабенов с падением прибортовых глубинных сбросов к оси структуры и плоским дном. Исключение составляет более широкий Котласко-Яренский сегмент, осложненный срединным Пинежским выступом. В.В. Федьинский на основании расчетных гравиметрических и магнитных данных предполагает существование узкого срединного горста амплитудой до одного километра на всем протяжении авлакогена.

На основании интерпретации вторичных деформаций аномалийных магнитного и гравитационного полей М.И. Островским (1970 г.), автором [Валеев, 1970], В.В. Федьинским и другими предполагается существование ряда поперечных глубинных сдвигов, нарушающих структуру авлакогенов. Автором выделяются следующие разломы: Шенкурский, Коряжминский, Подосиновский, Унженский, Кологривский, Вологодский, Рыбинский, Нерлинский, Максатинский, Калининский и другие более мелкие нарушения. Амплитуда горизонтальной составляющей, судя по положению осей гравитационных и магнитных аномалий, расположенных на разных крыльях сместителей, колеблется от 5 до 25 км и более. Особенно резко увеличивается горизонтальная составляющая по Рыбинскому и Калининскому глубинным сдвигам, предположительно достигая 50—75 км. Котласко-Яренский сегмент осложняется Шенкурским, Кожемякинским и Подосиновским левосторонними сдвигами, тогда как разрывы и смещения южных сегментов происходят по системе правосторонних сдвигов. Большинство поперечных разломов относятся к региональным нарушениям первого порядка. Они осложняют далекие склоны Балтийского щита и рассекают Токмовскую систему сводовых поднятий, сопрягаясь или надстраиваясь аналогичными поперечными сдвигами Вятского авлакогена. Средняя протяженность поперечных сдвигов колеблется в пределах 250—500 км.

В магнитном поле ΔT_a южной половине Среднерусского авлакогена отвечает зона полосовых аномалий, представляющих юго-западную виргацию Онего-Вагской зоны карелид Р.Г. Гафарова (1973 г.), тогда как северная часть его накладывается на крупную Северо-Двинскую зону мозаичных аномалий, представляющую южное продолжение архейского Беломорского массива Балтийского щита. Почти под прямым углом к Среднерусской зоне подходит Карельская зона полосовых аномалий, с которыми хорошо совмещаются Онежский и предполагаемый Вологодский грабены. Обращают на себя внимание характерные крупные кольцевые магнитные аномалии в районе Котласа, Онежского грабена и в других близлежащих районах. По своей конфигурации эти аномалии весьма напоминают плутоно-вулканические структуры или кальдеры оседания. Причем рифейский Котлас-

ско-Яренский сегмент (южная часть), очевидно, строго наследует предполагаемую Котласскую кальдеру до 125 км в поперечнике. Юго-западнее Среднерусской зоны полосовых аномалий фиксируются крупные мозаичные Нелидовский и Белорусский массивы, а к северу от нее располагается аналогичный Новгородский массив.

Аномалийное гравитационное поле совпадает со структурой авлакогена: каждому грабену отвечает отрицательная гравитационная аномалия, а протяженные зоны гравитационных ступеней четко фиксируют продольные сбросы. Плановые поперечные смещения осей аномалий устанавливаются как в магнитном, так и в гравитационном полях.

Московский авлакоген в виде серии узких грабенов (до 25—50 км) проходит огромной дугой в 800 км по зоне глубинного разлома между Нелидовским и Воронежским массивами (см. рис. 1). Глубокой скважиной в районе г. Павловского Посада был пройден наиболее полный для центральных районов платформы разрез рифейских отложений, только вскрытая мощность которых достигает 2700 м; на абсолютной глубине — 4648 м — экважина остановлена в базальных песчаниках нижнерифейского возраста. Современные представления о глубинном строении авлакогена базируются на результатах сейсморазведочных работ и, главным образом, материалах магнито- и гравиметрических съемок [Голионко, Крестин, 1975; Федьинский и др., 1975]. Структура авлакогенов нарушена серией поперечных разломов с расчленением его на ряд смещенных относительно друг друга грабенов. Подобный стиль деформаций Московского авлакогена подтверждается независимыми построениями большой группы исследователей. С востока на запад выделяются Орехово-Зуевский, Павлово-Посадский, Можайский, Пореченский, Гжатский и Репнинский грабены (см. рис. 1). В.В. Федьинский и др. продолжают северо-восточный фланг авлакогена до г. Кинешмы, где, по данным КМПВ, установлено залегание фундамента на глубине до 4 км. В Павлово-Посадском сегменте фундамент опущен на глубину до 5500 м. В западных сегментах происходит постепенный подъем оси авлакогена до 2500—3000 м в Можайском и Пореченском сегментах и до 1500—1600 м в Репнинском сегменте, сочленяющемся с Оршанским грабеном. Поперечными сдвигами отдельные сегменты авлакогена нередко смещаются на 30—75 км. Величина горизонтальной составляющей резко возрастает на западном и северо-восточном флангах рифта, где Репнинский и Кинешминский грабены смещены по отношению к соседним на 75 км.

В магнитном поле Московскому авлакогену отвечает система одноименных интенсивных полосовых аномалий, причем осевой зоне каждого грабена соответствуют магнитные минимумы, а бортовым зонам — максимумы. Гравитационные аномалии имеют аналогичную линейную форму, и троговая зона авлакогена характеризуется отрицательным полем силы тяжести. Особенности сочленения Московского авлакогена с Пачелмским прекрасно выясняются на основе интерпретации материалов гравитационной съемки. Рязанский и Сасовский троговые рвы Пачелмского авлакогена, также выраженные в виде

зон линейных гравитационных минимумов, обрамляют Тумский срединный выступ треугольной формы, основание которого составляет Павлово-Посадский и Орехово-Зуевский грабены.

Под острым углом от этих основных грабенов отходят узкие рвы оперения (Шатурский, Подольский и Егорьевский), сочленяющиеся с частными грабенами Пачелмского авлакогена. В осадочном чехле над осевыми зонами названных грабенов выявлены вытянутые узкие складки, расходящиеся под острым углом к Кудиновской инверсионной зоне поднятий, располагающейся над Павлово-Посадским сегментом.

Весьма примечательно положение своеобразных позднедевонских палеовулканических структур по северному обрамлению Воронежского массива. В результате геологических и сейсмических исследований в этом районе выявлена полоса развития изометричных кальдерообразных депрессий — Юхновская, Калужская, Алексинская, Донская. Наиболее изученная Калужская структура представляет округлую грабенообразную депрессию, по обрамлению которой проходит кольцевой вал, контролируемый кольцевыми разломами амплитудой до 200—300 м. Кольцевую структуру осложняет серия радиальных разломов. В основании депрессии и на кольцевом валу вскрыта толща конгломерато-брекчий из обломков сульфатно-карбонатных пород и туфов мощностью до 80 м. Эти образования перекрываются московскими известковистыми глинами, однако туфовый материал прослеживается и выше, остальные упомянутые структуры намечаются по сейсмическим данным на основании сходства морфологических форм выявленных депрессий.

В магнитном и гравитационном полях описываемые палеокальдеры часто отражаются в виде четких локальных минимумов, окруженных кольцевой зоной максимума. К западу и востоку от установленных депрессий аналогичные предполагаемые структуры намечены в районах Н. Юхнов, Баскаковка, Спас-Демьянск, Болохово и особенно Умань, образуя в целом огромную, до 650 км дугу, обращенную вершиной к зоне сочленения Московского и Пачелмского авлакогенов. Палеокальдеры западного фланга описываемого пояса располагаются во внутренней тыловой части Малопереяславского полосового максимума, а в целом, по-видимому, отвечают Калужско-Уманьскому глубинному разлому, возникая в местах его пересечения с поперечными сдвигами (см. рис. 1).

Между Украинским щитом и Воронежским массивом и далее по южной окраине Русской плиты проходит планетарный пояс глубинных разломов Большого Донбасса (БД), контролирующий одну из крупнейших систем авлакогенов Восточно-Европейской платформы и Туранской плиты. Существование указанного пояса разломов впервые намечено А.П. Карпинским (1894 г.).

Предметом острых дискуссий явилось решение вопроса о генетической природе описываемой высокоподвижной системы: М.М. Тетяев (1926, 1938 гг.), А.Д. Архангельский и Н.С. Шатский (1941 г.), П.И. Степанов (1932 г.), Д.В. Наливкин (1933 г.), В.Г. Бондарчук (1949, 1955 гг.) рассматривали ее как ветвь или самостоятельную

геосинклиналь или субгеосинклиналь, А.Я. Дубинский (1956, 1962 г.) — как передовой прогиб, Д.Н. Соболев (1936, 1949 г.), Н.С. Шатский (1946 г.) — платформенную впадину, поперечный прогиб, грабен, Н.С. Шатский (1955 г.), С.И. Субботин (1960, 1964 г.), М.В. Чирвинская (1958, 1966 г.), А.В. Чекунов (1966, 1972 г.), Р.Е. Айзберг и др. (1972 г.) — авлакоген, В.К. Гавриш (1969, 1974 г.) — рифтоген.

В состав системы Большого Донбасса входят Мангышлакский, Карпинский, Донецкий, Днепровский, Припятский авлакогены и Брест-Подлясская грабен-синклиналь. Протяженность системы БД, по Н.Ю. Успенской, Ю.А. Сударикову (1962 г.) и Р.Г. Гарецкому и др. (1971 г.), достигает 3000—4000 км, а с учетом надстраивающейся в западном направлении аналогичной Куяво-Поморской системы — более 7000 км. Длина отдельных авлакогенов колеблется в пределах 250—500 км, ширина — 75—125 км.

Авлакогены представляют область глубочайших и дифференцированных опусканий раннедокембрийского фундамента на глубину до 6—20 км. Фундамент вскрыт только в бортовых частях и на некоторых наиболее приподнятых поперечных и продольных горстах и выступах в затухающей северо-западной части системы. Трети выполненные мощными девонскими, каменноугольными и пермскими комплексами формациями, тогда как прибортовые ступени, представляющие склоны Украинского щита и Воронежского массива, характеризуются резко сокращенной мощностью осадочного чехла, размывом или выпадением из разреза многокилометровых толщ.

На основании интерпретации материалов гравитационной съемки и сейсморазведочных работ КМПВ и ГСЗ, система авлакогенов ограничивается двумя продольными планетарными глубинными сбросами — северным Барановичско-Астраханским и южным Припятско-Маньчским. Глубинные разломы имеют глубокое заложение и, по материалам ГСЗ, по-видимому, затухают в астеносфере [Гавриш, 1969]. Сейсморазведочными работами КМПВ в их пределах, как правило, фиксируются широкие, до 20—50 км зоны потери корреляции. В целом прибортовые швы большинство исследователей рассматривают как системы разрывов, по которым происходит ступенчатое опускание блоков фундамента к оси БД. Амплитуда вертикальных смещений по частным разрывам колеблется от 100 до 1000 м, суммарная амплитуда главных прибортовых сбросов в наиболее опущенных сегментах авлакогена достигает 5—6 км. На основе анализа пространственного положения гравитационных ступеней Н.Ю. Успенская и Ю.А. Судариков (1962 г.) пришли к выводу о распаде краевых швов на отдельные прямолинейные отрезки, смещенные в плане на 10—20 км и более относительно друг друга. О зигзагообразном, или заливообразном строении северной и южной прибортовых зон упоминают большинство исследователей, причем поперечные выступы фундамента бортовых частей обнаруживают продолжения на далеких склонах Украинского щита и Воронежского массива.

Смещения отдельных отрезков северного и южного глубинных разломов согласуются между собой и устанавливаются, как и в других

авлакогенах, в местах прохождения субмеридиональных и северо-восточных глубинных разломов.

На поперечную зональность БД впервые обратил внимание Л.Ф. Лунгерсгаузен (1941 г.). Позднее она анализировалась В.Г. Бондарчуком (1946 г.), И.А. Балабушевичем (1949 г.), В.Я. Клименко (1950 г.), М.В. Чирвинской (1961, 1963 гг.), С.И. Субботиным (1964 г.), Р.И. Андреевой (1961, 1964 гг.). Наиболее полное обоснование поперечной блоковой тектоники БД с попыткой определения кинематической и генетической природы глубинных разломов дано в работах А.В. Чекунова (1966, 1967 гг.) и В.К. Гавриша (1969, 1974 гг.). Многие поперечные разломы являются древнейшими ранне-протерозойскими глубинными швами, определяющими границы карельских геосинклинальных трогов и протоплатформенных блоков.

Крупнейшие из них — Криворожско-Кременчугский, Днепровско-Белозерский, Орехово-Павлоградский, Павловский — носят сквозной характер, рассекая южную половину Воронежского массива, авлакогены Большого Донбасса, Украинский щит, Скифскую платформу и Крымскую геосинклинальную область, и прослеживаются на многие сотни километров. В северном направлении, главным образом в области развития структур БД, от описываемых глубинных швов отходят многочисленные разломы оперения. В целом с запада на восток выделяются Маневичско-Минский, Горыньский, Центральный, Мозырский, Тетеревский, Тальновско-Хмельницкий, Черкасский, Путивльско-Миргородский, Криворожско-Кременчугский, Ворсклинский, Днепровско-Белозерский, Орехово-Павлоградский, Артемовский, Кальмиусский, Еланчикский, Миусский разломы первого и второго порядков.

На территории Украинского щита с тектоническими узлами, возникшими в местах пересечения субмеридиональных и ортогональных к ним разломов, связаны крупные кислые, щелочные и основные интрузивные массивы и сложные плутоны (Коростеньский, Корсунь-Новомиргородский, Боковянский, Токовский, Октябрьский, Приазовский), палеозойские и мезозойские базальты, порфириды, кварцевые порфиры и туфогенные образования.

В магнитном поле основные разломы выделяются в виде линейных зон максимумов, северные продолжения которых обнаруживаются на территории Воронежского массива. В гравитационном поле в области развития полосовых аномалий БД в зонах прохождения разломов обнаруживаются плановые смещения осей максимумов и минимумов, разрывы гравитационных ступеней, на основании чего они интерпретируются как сдвиги. Предполагаемая величина горизонтальной составляющей в осевых зонах авлакогенов колеблется в пределах 20—50 км и резко снижается в прибортовых зонах на продолжении одних и тех же сдвигов до 10—15 км.

В зоне Криворожско-Кременчугского разлома помимо линейных зон интенсивной милонитизации и мигматитизации обнаружены горизонтальные штрихи и борозды скольжения. По разрывам и смещениям

геологических тел разлом рассматривается в качестве правостороннего сдвига с величиной горизонтального смещения до 20 км. Повторной триангуляцией установлены современные горизонтальные движения до 2-3 см в год по Криворожско-Кременчугскому разлому. Формирование авлакогенов БД благодаря горизонтальным смещениям блоков земной коры впервые было обосновано А.В. Чекуновым (1967 г.).

Частота проявления поперечных глубинных сдвигов в пределах Припятского авлакогена колеблется в пределах 50—55 км, Днепровского — 35—40 км, вновь уменьшаясь до 50—70 км в Донецком и Карпинском авлакогенах. Если учесть и мелкие поперечные разломы, не распространяющиеся за пределы бортовых зон, то общая плотность нарушений данной группы в Донецком авлакогене увеличивается до 20—25 км и до 40—50 км в остальных авлакогенах.

Глубинные поперечные разломы определяют границы отдельных крупных зон БД в виде авлакогенов (структуры первого порядка) и их сегментов (структуры второго порядка). Поперечные зоны образуют крупные седловины и депрессии, которые прослеживаются далеко за пределы Большого Донбасса. В.К. Гавриш выделяет следующие поперечные глубинные структуры (поднятие — депрессия): Ковельско-Минское и Жлобинская, Каневско-Гомельское и Кировоград-Шосткинская, Кременчугско-Сумское и Суджано-Запорожская, Павлоградско-Белгородское и Оскольско-Конская, Приазовско-Павловское и Солодчано-Кропоткинская, Волгоградско-Ставропольское и Ергенинская.

Перекрещивающиеся системы продольных и поперечных разломов привели к образованию чрезвычайно сложной структуры поверхности фундамента, устанавливаемой по результатам сейсморазведочных работ КМПВ и ГСЗ. Описание поверхности фундамента БД приводится по материалам Р.И. Андреевой, М.В. Чирвинской и В.К. Гавриша. Наиболее изученный Днепровский авлакоген образует сложную систему продольных рвов и горстов. Вдоль южного и северного глубинных разломов прослеживаются соответственно Замглайско-Шевченковский и Гончаровско-Перещепкинский прибортовые трог с ступенчатым погружением осей от 4—5 км в западных сегментах и до 9—11 км в восточных. В плане они образуют цепочку следующих друг за другом грабенов (по В.К. Гавришу — мульд), выполаживаясь или исчезая в зонах поперечных седловин и горстов и вновь возобновляясь в депрессионных сегментах. Наиболее четко выражен северный прибортовой трог. В гравитационном поле им соответствуют линейные минимумы.

В Припятском авлакогене, отделяющемся от Днепровского наиболее приподнятым (до 1,5 км) Лоевско-Брагинским поперечным выступом, северному прибортовому трогу соответствуют Шатилковско-Добрянский и южному — Ельско-Словечненский трог с амплитудой опускания фундамента до 4—5 км.

Вдоль прибортовых трогов, ближе к оси авлакогена, намечаются две системы продольных горстов, воздымающихся над первыми

на 1—3 км: северная — Брусиловско-Балыковская и южная — Видельцовско-Октябрьская, ступенчато погружающиеся в юго-восточном направлении от 3—3,5 до 8,5—10 км. Припятский авлакоген имеет более простое строение, и указанным горстам соответствует срединный Микашевичский горст, с южным и северным склонам которого сопряжены Савичско-Васильевский и Туровско-Юревичский трог.

В Днепровском авлакогене Брусиловско-Балыковская и Видельцовско-Октябрьская системы продольных горстов располагаются на едином приподнятом цоколе, по оси которого проходит центральный Нежинско-Константиновский трог, по-видимому, разделивший некогда единый продольный срединный выступ на две вышеназванные гряды. Центральный трог, как и прибортовые трог, расчленяется поперечными разломами на отдельные грабенообразные депрессии: Радульскую, Нежинскую, Ичнянскую, Павловскую, Мочбиловскую и Константиновскую. В юго-восточном направлении фундамент в Центральном трог ступенчато опускается от 5 до 17 км. Одновременно происходит его резкое расширение, по существу на всю ширину авлакогена, и исчезновение прибортовых трогов в области сочленения Днепровского авлакогена с Донцом.

Зоне развития срединного продольного горста, вернее двух гряд, отвечают крупные максимумы поля силы тяжести с отдельными минимумами, совпадающими с наиболее опущенными грабенами Центрального трог.

Таким образом, Днепровский авлакоген имеет наиболее сложное строение по сравнению с ранее описанными структурами. В какой-то мере к нему приближается лишь Камско-Бельский авлакоген, в пределах которого также выделены два прибортовых и отдельные фрагменты центральных трогов [Валеев, 1970].

Представляют интерес установленные соотношения между Центральным трогом и его прибортовыми аналогами: их исчезновение в области резкого расширения осевых грабенов свидетельствует о более раннем заложении первых. Резкое увеличение мощности девонских галогенных формаций в прибортовых трогам и угленосной паралической формации карбона в Центральном трог, видимо, согласуется с высказанным предположением. Разновременное формирование описываемых элементов наиболее удовлетворительно объясняется несколькими фазами активных тангенциальных растяжений и разрывов земной коры по системе поперечных сдвигов. Плановые смещения грабенов, установленных КМПВ, вполне согласуются с направлениями и величиной горизонтальной составляющей, определяемой на основе анализа вторичных деформаций гравитационных аномалий.

СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО И АКТИВИЗАЦИОННОГО ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ

Восточно-Европейская платформа, как и другие древние платформы земного шара со сложным многоэтажным строением, отражает необратимый эволюционно-диастрофический характер развития

земной коры от ее архейского нуклеарного, ранне- и среднепротерозойского протогеосинклинального и орогенного, позднепротерозойского (байкальского) активизационного и до фанерозойского платформенного этапов. Естественно, история формирования разломов, масштабы их проявления и кинематические типы резко изменялись от этапа к этапу.

Складчатый фундамент платформы выходит на поверхность в пределах Балтийского и Украинского щитов и залегает на небольших глубинах в центральных частях Воронежского и Белорусского массивов. Представлен он измененными архейскими гнейсами, гнейсовидными гранитами в амфиболитовой фации беломорид, бугид, днеприд (3500 млн. лет), метаморфизованными осадочно-вулканогенными комплексами эвгеосинклинального ряда в амфиболитовой и гранулитовой фации свекофеннид (3500—2800 млн. лет), осадочно-вулканогенными комплексами геосинклинального и тафрогенного ряда от амфиболитовых до зеленосланцевых фаций карелид (2800—1650 млн. лет), в особенности характерными железорудными сериями ранних карелид. В связи со специфическими физическими свойствами горных пород, слагающих указанные серии и комплексы, и их группированием в складчатые системы и протоплатформы, последние находят отражение в формах, напряженности и простираниях аномальных геофизических полей. Выделение складчатых комплексов основано на данных радиогеологии, характеристике региональных геофизических полей и их минералого-петрографического состава по материалам бурения [Богданов и др., 1963].

Магнитное и в меньшей степени гравитационное поле Восточно-Европейской платформы разделяются на обширные области ослабленных мозаичных аномалий и облекающие линейные системы полосовых максимумов и минимумов. Архейским и частично свекофенским гнейсовым протоплатформенным массивам (Беломорскому, Днепровскому, Южно-Скандинавскому) и их возможным возрастным аналогам в области Русской плиты (Двинскому, Жигулевскому, Татарскому, Новгородскому и др.) соответствуют области мозаичных аномалий. Карельские протогеосинклинали, выполненные метаморфическими граувакками, вулканогенными, железисто-кремнистыми и кремнисто-доломитовыми формациями, образуют чередующиеся субпараллельные узкие синклинорные и антиклинорные зоны, зажатые между протоплатформенными глыбами. Границы протогеосинклиналей и отдельных трогов резко выражены в виде полосовых магнитных максимумов и гравитационных ступеней, определяющих зоны прохождения региональных разломов. Магнитные минимумы отвечают антиклинориям и антиклиналям.

Необходимо отметить, что последующие орогенные и особенно активизационные положительные движения привели к крупным воздыманиям огромных линейных активизированных структур с усиленной денудацией многокилометровых геосинклинальных толщ и обнажением архейских образований кристаллического фундамента. От некогда широких и сложных геосинклинальных систем сохранились лишь остаточные корневые зоны, вложенные

в наиболее опущенные троговые рвы, глубиной до 5—8 км. В связи с этим на большей площади геосинклинальных систем бурением вскрываются в основном те же образования архейских гнейсовых комплексов, что и на протоплатформенных массивах. Главным отличием является их глубокая линейная переработка с интенсивным катаклизмом и мигматитизацией, внедрением протерозойских гипербазитов. По сравнению с Сарматским и Балтийским щитами, на территории Волго-Уральского щита удельный вес нижнепротерозойских образований резко снижается (сохранились лишь редкие остаточные троговые — Униинский, Прикамский, Янга-Аульский, Гривинский и др.), среднепротерозойские образования (орогенные формации) отсутствуют. Все это свидетельствует о более активных движениях Волго-Уральского щита в период активизации. Характерно, что именно на территории Волго-Уральского щита возникли в рифейский цикл наиболее значительные опускания по сравнению с западным сектором платформы. Отмеченная связь в значительной степени сближает по геотектонической приуроченности древние системы с рифтовыми, образованию которых прежде всего предшествует период длительных сводовых поднятий земной коры. Выделены следующие системы раннепротерозойских сбросов, совпадающих с установленными и предполагаемыми протогеосинклиналями [Валеев, 1970]: Кольская, Карельская, Мезенская, Белорусская, Валдайская, Прибалтийская, Криворожско-Курская, Рязано-Саратовская, Сурско-Камская, Вятская, Бугульминская, Донская и др. (см. рис. 1).

На основании обобщения имеющихся данных средняя протяженность раннепротерозойской протогеосинклинальной системы разломов достигает 700 км, ширина 150 км, коэффициент нарушенности в среднем равен 0,15—0,20, или 15—20 разломов на 100 км профиля. В основном преобладают диагональные направления. Системы образуют в той или иной мере изогнутые дуги. Разломы прослеживаются в виде параллельных эшелонированных групп и контролируют серию геосинклинальных трогов. Разломы архейских массивов, в основном, приспособляются к протогеосинклинальным системам в связи с их неоднократной переработкой в период активизации протогеосинклиналей. В результате возникает перекрывающаяся сеть нарушений, в основном сбросов третьего и второго порядков. Плотность разломов снижается по сравнению с протогеосинклинальными системами в 1,5—2 раза и не превышает 6—10 на 100 км.

В размещении протогеосинклинальных систем обнаруживается известная упорядоченность, заключающаяся в их четкой, "центростремительной" вергенции с образованием сложного тектонического узла в районе верховьев Днепра и Волги. Подобные, но несколько меньшие, узлы сочленения намечаются в районе Рижского залива, Лапландии и Восточного Предтималя.

Наряду с продольными нарушениями, контролирующими отдельные элементы протогеосинклиналей, по многочисленным смещениям осей магнитных аномалий и разрывам сопряженных с ними сбросов обнаруживаются косая и поперечная наложенная системы

сдвигов. Отдельные продольные сбросы, протяжением до 100—200 км, оказались столь часто нарушенными более поздними поперечными нарушениями, что распались на отдельные отрезки протяженностью до 20—30 км. Амплитуда горизонтальной составляющей относительно невелика и колеблется в пределах 5—10, реже 20 км. Сдвиги образуют относительно короткие (до 50 км) одиночные швы, пересекающие одну—две соседние синклиновые зоны протогеосинклинали. Сквозные разломы (до 100—200 км), захватывающие прилегающие архейские массивы, довольно редки. Сдвиги обычно группируются в сопряженные пары с право- и левосторонним смещением.

Возникновение этой системы нарушений, судя по соотношению с ранней системой сбросов, которую она в значительной мере осложняет, относится к более позднему, по-видимому, орогенному этапу развития протогеосинклиналей. Исключение составляют лишь крупные сквозные сдвиги, отдельные отрезки которых контролируют зоны внедрения магматических интрузий, синхронных с интрузиями, подчиняющимися продольным сбросам. В орогенный этап эти отрезки наращивались и объединялись между собой с образованием единого шва. Ниже будет показано, что это наращивание и объединение разновозрастных разломов в единую шовную зону является наиболее распространенным процессом формирования глубинного разлома первого порядка.

В тесном парагенезе с орогенной системой сдвигов находятся крупные региональные надвиги, обнаруживаемые на внутренних дугах складчатых систем по их срезанию и резкому сужению, характерному дугообразному рисунку магнитных аномалий, срезанию и торцовым сочленениям с их фронтальными частями аномалий автохтона, его "просвечиванию" при тонких пластинах аллохтона. Кроме известных надвигов и покровов Балтийского и Украинского щитов, не менее значительные предполагаемые надвиги устанавливаются по границам протоплатформенных глыб, надвинутых на протогеосинклинальные системы. На представленной схеме показаны соотношения надвигов с определенными кинематическими группами нарушений, в особенности со сдвигами. Амплитуды горизонтальных перемещений по надвигам, распадающимся по поперечным сдвигам на отдельные чешуи второго и третьего порядков, судя по предполагаемой величине перекрытия протогеосинклиналей, по-видимому, достигают 30—50 км. Положение основных надвигов и их сочетание с протогеосинклинальными системами сбросов, часть которых в орогенный этап была преобразована во взбросы и надвиги, свидетельствует о возникновении на этом этапе аналогичной сбросам "центростремительной" системы надвигов. По направлениям смещений отдельных покровов и главным направлениям тангенциальных напряжений в орогенный этап предполагается общее правостороннее вращение возникшей в позднем протерозое Восточно-Европейской платформы с осью, расположенной в районе Волжско-Днепровского узла. Внутренняя область вращения обрамляется огромной внешней зоной, включающей региональные надвиги и системы сопряженных с ними сдвигов Балтийско-

го щита, Польско-Литовского массива и Украинского щита. Внешняя зона обнаруживает противоположное, левостороннее вращение. Типичным примером сложной шарьяжной системы, осложняющей обрамление протоплатформы, по-видимому, можно считать группу надвигов Сурско-Вятской протогеосинклинали в составе Камского, Карлинского, Пучеж-Катунского, Саранского и других разломов. Конфигурация магнитных аномалий предполагаемых надвигов свидетельствует о необычайной их близости к типичным шарьяжам складчатых областей.

Во фронтальных частях надвигов, как показывают материалы по вещественному составу фундамента (по Б.С. Ситдикову) в сопоставлении с аномалиями магнитного и гравитационного полей, группируются тела гипербазитов раннегеосинклинального этапа развития и орогенные массивы гранитов. В Волго-Уральской области особенно четко фиксируется надвигание северной Кукморской глыбы на южную Татарскую.

Таким образом, карельский цикл тектогенеза вызвал заложение в радиальных зонах растяжения между архейскими массивами протогеосинклиналей, контролируемых системами глубинных сбросов. Не исключено, что их образование обязано распаду некогда единой архейской панматериковой глыбы.

В среднепротерозойский орогенный цикл, в особенности в его завершающие фазы, произошла резкая смена режима тектонических напряжений растяжения напряжениями сжатия с образованием косых и поперечных к протогеосинклинальным системам сбросов более поздних систем сдвигов и сопряженных с ними региональных надвигов. Спаивание отдельных глыб и блоков Русской плиты сопровождалось, по-видимому, крупными горизонтальными смещениями блоков с эффектом право- и левостороннего вращения.

В период завершения орогенного этапа тектонические движения не прекратились и ознаменовались довольно мощными внедрениями сложных плутонов рапакиви с габброидами и более поздними мелкими интрузиями и дайками габбро-диабазов (1650—1700 млн. лет) с использованием древних ранне- и среднепротерозойской систем нарушений. С этого временного этапа происходит формирование типичного активизационного чехла, представленного позднепротерозойскими, в основном, рифейскими базальными терригенными, вулканогенно-терригенными, вулканогенными, континентальными формациями, сменяемыми в более поздние этапы байкальского цикла преимущественно прибрежно-морскими и морскими терригенными, карбонатно-терригенными и карбонатными формациями с общей суммарной мощностью отложений от 1—5 до 10 км и более. Накопление описываемых образований происходило в отдельных изолированных грабенах и авлакогенах, представляющих типичные структуры активизационного этапа развития.

На территории платформы в настоящее время по результатам буровых работ и геофизических исследований выделены, как отмечалось, следующие авлакогены: Камско-Бельский, Сергиевско-Абдулинский,

Вятский, Манчажский, Коренецко-Лешуконский, Двинский, Среднерусский, Московский, Пачелмский, Пугачевский, Донецкий, Днепровский, Припятский, Овручский, Вольно-Полесский, Денисовский, Колвинский. На западной окраине Балтийского щита предполагаются Ботническо-Балтийский и Далекарийский авлакогены. Кроме того, известна довольно большая группа мелких изолированных грабенов типа Веттерн, Венерн, Онежского и др.

Сравнительный анализ пространственных соотношений раннепротерозойских протогоеосинклиналей, рифейских и палеозойских авлакогенов [Валеев, 1970] свидетельствует о сложных неоднозначных взаимоотношениях. С одной стороны, Пачелмский, Московский, Вятский, отдельные южные сегменты Среднерусского авлакогенов наследуют в какой-то мере предшествующие протогоеосинклинали, с другой — Сергиевско-Абдулинский, Камско-Бельский, группа авлакогенов Большого Донбасса, Доно-Медведицкий, Вольно-Полесский (южные сегменты) секут протогоеосинклинали, срезая и перерабатывая древние направления. Двинский и Среднерусский (северные сегменты) авлакогены накладываются на архейские Беломорский и его предполагаемое юго-восточное продолжение — Северо-Двинский массивы.

На поверхности фундамента и в осадочном чехле продольные разломы авлакогенов обычно проявляются в виде протяженной (500—2000 км) и довольно широкой (50—100 км) зоны, в пределах которой устанавливается целая серия эшелонированных нарушений, контролирующих борта и отдельные осевые элементы авлакогенов (срединные выступы, главные трогги, головные и периферические затухающие рвы и т. д.).

Сбросовая природа описываемых разломов определяется их сопряженностью с рифтовыми структурами, закономерным падением к осевым зонам трогов и резким увеличением мощности осадков опущенного крыла. При подсечении плоскости сбрасывателя глубокими скважинами происходит локальное выпадение из разреза отдельных пачек и толщ (Вятско-Медведицкая, Камско-Бельская, Пачелмско-Пугачевская системы).

На востоке платформы выделяются следующие системы глубинных сбросов: субмеридиональные — Камско-Бельская и Вятско-Медведицкая, диагональные — Тиманская и Пачелмско-Пугачевская. В центральных и южных районах платформы прослеживаются диагональные системы Б. Донбасса и Среднерусско-Волынская: на северо-западе — Тиманская, Кандалакшко-Двинская и Ботническо-Балтийская. На территории Печорской синеклизы выделяются Денисовская и Колвинская системы. Общая протяженность систем колеблется от 500 до 2000—2500 км и более, ширина 50—250 км. Амплитуда вертикального смещения по отдельным разломам достигает 500—1000 м и более. В осадочном чехле им соответствуют флексуры с амплитудой до 200—800 м (Вятская, Сокско-Шешминская, Доно-Медведицкая и другие зоны дислокаций). В плане системы распадаются на несколько линз дробления земной коры, несколько смещенных и разорванных

друг относительно друга в местах их пересечения другими поперечными системами разломов, в особенности предполагаемыми сдвигами. Это приводит к образованию типичной сегментарной структуры авлакогена, где одиночные сбросы протягиваются на расстоянии 50—80 км, реже 100—150 км. В целом сбросы располагаются параллельно друг другу, сохраняя относительно единое направление почти на всем протяжении системы. Лишь в зонах затухающих окончаний авлакогенов наблюдаются сложные виргации систем с образованием отдельных ответвлений, контролирующих головные рвы. Нередко эти затухающие окончания рифта образуют самостоятельную систему глубинных сбросов. Например, современная система грабенов Леванта субмеридионального направления общей протяженностью до 1000 км и основные северо-западные рифты Красного моря и Аденского залива.

Единая методика трассирования разломов позволяет провести анализ количественного плотностного распределения разломов в пространстве [Валеев, 1968, 1970]. Отмечаются значительные колебания плотностей (от 15 до 35—40 на 100 пог. км). Общим следует считать резкое повышение плотности разломов в 2—2,5 раза для систем, контролирующих сложные авлакогены, где плотность разломов в среднем равна 30, тогда как у простых авлакогенов она не превышает 12—17. Однако и эти минимальные цифры в 2—3 раза превосходят плотность разломов в пределах прилегающих сводов и массивов. Для сравнения укажем, что плотность разломов в пределах Татарской, Токмовской и Оренбургской систем сводовых поднятий не превышает 5—7 разломов на 100 км.

Глубинные системы сбросов, контролирующие авлакогены, как и протогеосинклинальные системы, осложнены поперечными нарушениями, по которым происходят разрывы и плановые смещения отдельных отрезков авлакогена. В узкой полосе поперечного сдвига наблюдаются направленное смещение одноименных аномалий, характерные затяжки изолиний, подворачивание и волочение магнитных тел, торцовые сочленения разноименных аномалий, расположенных на разных крыльях сместителя. Подобные вторичные деформации магнитного поля устанавливаются на расстоянии 100—200 км, нередко 500 км. Отдельные крупнейшие сквозные глубинные сдвиги прослеживаются на расстоянии до 1000—1500 км, рассекая щиты, своды, авлакогены и геосинклинали (см. рис. 2).

Группа унаследованных (от раннепротерозойских протогеосинклиналей) авлакогенов в основном сохранила древнюю систему поперечных сдвигов, возникших еще в орогенный этап развития. Наиболее крупные из них не только возродились, но и значительно увеличили свою протяженность. Амплитуда горизонтальной составляющей этой группы сдвигов представляет переменную величину. В осевых зонах авлакогенов она достигает 30—40 км и даже 50—80 км, тогда как в направлении прилегающих сводов и массивов происходит ее постепенное снижение до некоторой постоянной, равной 5—10 км. Именно по этим сдвигам происходит распад авлакогенов на ряд сегментов,

смещенных относительно друг друга. Необходимо учесть, что имеется и вторая группа среднепротерозойских сдвигов, которая хотя и осложняет внутреннюю структуру фундамента, но не участвует в движениях при формировании авлакогенов. Поэтому максимальные амплитуды горизонтальной составляющей (30—80 км) по сдвигам, возрожденным в байкальский цикл тектогенеза, по-видимому, следует рассматривать в качестве суммарных: от 5 до 20 км в среднепротерозойский и 25—60 км в байкальский цикл тектогенеза.

Таким образом, стиль деформаций активизационного этапа унаследован от орогенного, но резкое увеличение амплитуды горизонтальной составляющей привело к смене в орогенных зонах общих напряжений сжатия растяжением с обрушением блоков и заложением узких троговых рвов.

Наложенные авлакогены являются новообразованиями благодаря возникновению новых очагов напряжений в мантии, с глубокой переработкой земной коры и заложением самостоятельных байкальских и герцинских систем продольных глубинных сбросов. При этом глубинные сбросы протогеосинклинальных систем, занимающие обычно поперечное положение по отношению к авлакогенам, сохранили свою подвижность, но с резкой перестройкой режима тектонических напряжений и превращением их в сдвиги. Ярким примером тому является система раннепротерозойских сбросов Украинского щита, контролировавших в свое время протогеосинклинальные системы криворожского типа. Эти разломы испытали даже не две, а три крупные смены режима тектонических напряжений: в протогеосинклинальный этап — глубинные сбросы, в орогенный цикл часть из них, например Криворожский, превратилась в надвиги со срезанием и перекрытием значительной части протогеосинклинали (предполагаемая амплитуда 100—150 км), в герцинский цикл, а возможно и ранее (байкальский ?), в связи с формированием огромной зоны растяжения авлакогенов Большого Донбасса, произошло их превращение в сдвиги. Это не единичные случаи — аналогичную природу имеют глубинные поперечные разломы, осложняющие Камско-Бельский, Сергиевский и другие авлакогены наложенного типа. Например, при изучении истории развития известного Жигулевского глубинного разлома устанавливается пять крупных этапов перестройки: ранний протерозой — сброс (контролирует один из трогов Бугульминской протогеосинклинали), байкальский цикл — правосторонний сдвиг (отмечается разрыв и смещение южной части Екатериновского грабена — Зольненского сегмента — на 25 км); раннегерцинский цикл — сброс (контролирует мелкий грабен, расположенный на южном крыле разлома); позднегерцинский цикл — взброс (резкое увеличение мощности осадков на северном крыле разлома) и альпийский цикл — надвиг. В результате структурного бурения на Карлово-Сытовской площади установлен небольшой покров пермских отложений, залегающих на мезозое [Лобов и др., 1974].

Разломы обычно образуют сопряженные пары из право- и левосторонних сдвигов или более сложные системы, где блоки, разделяемые

смещителями, движутся в одном направлении, но с различной скоростью (Камско-Бельский авлакоген). По конфигурации сдвиги отличаются от сбросов, так как представлены обычно в виде единого шва, прослеживаемого на многие сотни километров. В случае резкого изменения направления сдвига или в зоне его затухания обычно возникают характерные осложнения в виде подчиненных оперяющих нарушений, образующих структуру "конского хвоста". Такое строение имеют, например, Жигулевский, Камский, Сергиевский, Уфимский и другие сдвиги. Реже возникает серия кулисообразных коротких разломов, по которым наблюдается смещение в едином направлении. Такое строение установлено на юго-западном окончании правостороннего Саранско-Урмарского сдвига, в районе пересечения с Пачелмским авлакогеном. Большинство разломов характеризуется дугообразной формой с северо-восточным и северо-западным простиранием в западном и субширотном направлениях в восточных секторах платформы.

В отличие от сбросовых систем, контролирующих один или два авлакогена на всем их протяжении, сдвиги обычно группируются в системы сквозных нарушений, пересекающих щиты, своды, авлакогены и складчатые области. Описанная А.И. Олли и В.А. Романовым (1959 г.), Г.В. Вахрушевым (1959 г.), А.А. Аксеновым и Ю.И. Кузнецовым (1963 г.) и другими группа поперечных разломов, пересекающих Предуральский прогиб и складчатую зону Урала, представляет восточные продолжения некоторых сдвигов. Судя по результатам исследований В.К. Боярских, Ю.Н. Карагодина (1964 г.), Н.В. Шаблинской (1967 г.) и других, планетарная субширотная система глубинных разломов, возможно, продолжается и на территории Западно-Сибирской плиты. По Т.Н. Симоненко и М.М. Иванову (1970 г.), по некоторым из разломов отмечается разрыв и сдвиг аномальных полос магнитного поля, свидетельствуя о горизонтальном смещении отдельных участков земной коры.

Затяжки, возникающие в результате вторичных деформаций, взаимное положение одноименных аномалий, располагающихся на противоположных крыльях сместителя, позволили определить примерные амплитуды горизонтальных смещений по большинству выделенных разломов [Валеев, 1970].

На всем протяжении предполагаемых сдвигов, прослеживаемых на расстоянии 300—700 км и более, амплитуда горизонтальной составляющей определяется нередко в 3—20 точках. Оказалось, что амплитуда горизонтального смещения на всем протяжении разлома — величина непостоянная. Например, по Нагорненскому правостороннему сдвигу, пересекающему Вятский авлакоген, определены следующие частные амплитуды h_1, h_2, h_3, \dots , равные 9, 28, 9, 9, 8, 18 и 6 км. Максимальная горизонтальная составляющая в 28 и 18 км наблюдается в осевой зоне Вятского авлакогена и Косинского грабена соответственно. По Кажимскому и Моломско-Чепецкому сдвигам амплитуда в пределах Вятского авлакогена равна 35 и 20 км и резко снижается до 5—10 км в пределах обрамляющих сводов.

Особенно резко амплитуда возрастает в центральной части Камско-Бельского авлакогена. По Моломско-Чепецкому сдвигу на 200-километровом отрезке разлома амплитуда последовательно снижается со 100—80—25 до 9—11 км; Мари-Турекскому — с 35 до 8 км; Камскому — с 75 до 10 км. Учитывая одностороннее смещение чешуй в западном направлении, Камско-Бельский авлакоген рассматривается нами в качестве возможной зоны огромного раздвига, максимальная амплитуда которого равна суммарной амплитуде движений по каждому сдвигу. Если принять за начальную амплитуду величину разрыва Игринского максимума по отношению к расположенному севернее, Очерскому, равную 80 км, то действительная величина смещения следующего, Ижевского максимума составит сумму величин смещения его по отношению к Игринскому плюс начальные 80 км, т. е. 115 км; соответственно смещение Варзи-Ятчинского и Прикамского максимумов достигает 145 и 183 км. Максимальная величина раздвига в 183 км приходится на наиболее широкую и опущенную зону авлакогена. По данным глубокого бурения, восточные склоны Немского и Татарского сводов представлены Глазовским, Селтинским и Елабуго-Архангельским горстами, каждый из которых располагается по отношению к северному несколько западнее на расстояниях 45—87—37—12 км; в сумме эта величина составит 181 км, совпадая с амплитудой предполагаемого раздвига [Валеев, 1968, 1970]. Положение границ отдельных свит рифея Камско-Бельского авлакогена, как показывает палеотектонический анализ, свидетельствует об их возможном разрыве и смещении по системе субширотных сдвигов. Направления смещений отдельных отрезков этих некогда единых границ совпадают с направлениями, установленными по материалам анализа магнитного поля.

Аналогичный характер деформаций и резкие увеличения амплитуд в осевых частях авлакогенов устанавливаются для сдвигов, осложняющих Пачелмский, Пугачевский, Сергиевско-Абдулинский, Доно-Медведицкий, Среднерусский и другие авлакогены. Амплитуда горизонтального смещения в пределах наиболее опущенной части Сергиевско-Абдулинского авлакогена предположительно достигает 50 км, Пачелмского — 45 км, Пугачевского и Доно-Медведицкого — 30 км.

В результате геолого-геофизических исследований структуры фундамента Восточно-Европейской платформы были выявлены огромные системы трансрегиональных глубинных разломов, контролирующих как внутренние особенности строения сиалической оболочки, так и большинство тектонических элементов осадочного чехла. В настоящее время ведутся исследования не только по выявлению новых разломов, но и по определению их кинематических типов. На территории платформы установлены сбросы, взбросы, сдвиги и надвиги, причем не только в кристаллическом фундаменте, но и в осадочном чехле. Так как земная кора платформы испытала в процессе своего становления несколько крупнейших пульсационных этапов перестройки, обязанных глобальным изменениям тектонических напряжений, одни и те же глубинные разломы неоднократно переходили из одного кинематического типа в другой.

Особенно большое значение имело открытие рифейских рифтов (авлакогенов), по-видимому, входивших в состав байкальской глобальной рифтовой системы, заложение которой привело к распаду Пангеи с образованием материков и океанов позднебайкальско-каледонского цикла тектогенеза. Изучение последующей истории развития байкальских рифтов платформы имеет значение и в том отношении, что необычайная консервативность разломов, контролирующая эти структуры, оказала решающее влияние на деформацию осадочного чехла и распределение многих видов полезных ископаемых.

До сих пор изучение перечисленных выше аспектов проблемы глубинных разломов велось на качественной основе и в большинстве случаев вне связи с другими регионами. Очевидно, необходимо выработать количественный подход ее решения с одновременным определением компенсационных связей между региональными и глобальными структурами, охваченными напряжениями сжатия и растяжения. Пока еще невозможно определить наиболее надежные методы решения поставленных задач, так как систематического глобального анализа не проводилось. В качестве первого шага мы попытаемся выяснить характер и интенсивность тектонических напряжений, основываясь на сравнительных оценках изменений амплитуд разломов во времени в течение позднегерцинского, киммерийского и альпийского циклов тектогенеза, а также сравнительных качественных оценок геодинамических режимов Восточно-Европейской платформы и прилегающих более молодых Средне-Европейской, Скифской, Западно-Сибирской и Баренцевской плит.

Основные генетические типы структур байкальского этапа активизации — грабены, рифты, щиты, массивы и своды постепенно сменялись на собственно платформенном этапе развития синеклизами и антекклизами с резким снижением размаха тектонических движений и преобладанием пликвативных структурных форм.

В позднегерцинско-альпийский этап режим и масштабы тектонических напряжений вновь резко изменились, что выразилось прежде всего в возрождении многих глубинных разломов. Над большинством авлакогенов возникли инверсионные сооружения в виде складчатых кряжей (Донецкий), инверсионных сводов (Шкаповский) и зон дислокаций (Вятская, Среднерусская, Жирновско-Иловлинская, Саратовская, Сокско-Шешминская, Большекинельская, Керенско-Чембарская и др.). Нормальные сбросы, ограничивающие рифейские и рифейско-девонские авлакогены, были превращены в верхней части чехла во взбросы с обратным падением плоскости нарушения, что подтверждается результатами бурения многих структурных и глубоких скважин, пробуренных в прифлексурных зонах перечисленных поднятий.

Таким образом, позднегерцинско-альпийский этап ознаменовался новой вспышкой активизации тектонических движений на значительной части платформы, сопровождающейся сменой характера тектонических напряжений. Восточно-Европейская платформа из области преимущественного растяжения в байкальский цикл, через проме-

жуточные каледонский и раннегерцинский циклы переменных напряжений, превратилась в область преимущественного сжатия. Наряду со взбросами, в позднегерцинско-альпийский цикл возникли крупные системы надвигов в краевой части Приазовского массива и Донецкого кряжа, в центральных и восточных районах платформы, в виде недавно установленной Сурско-Камской системы. В результате специально поставленных буровых работ доказана надвиговая природа известного Жигулевского разлома [Лобов и др. 1974]. Все это еще более подкрепляет выдвигаемые нами аргументы о развитии геодинамической обстановки сжатия в восточных и центральных районах платформы. Западный сектор платформы испытывал в значительной мере ослабленные эпизодические напряжения сжатия, но по ее юго-западному ограничению в зоне Польско-Датской борозды отмечается возникновение крупной Среднепольской инверсионной зоны. Южный сектор, за исключением области Донецкого кряжа и вала Карпинского, продолжал испытывать постепенно затухающие напряжения растяжения; растяжениями был охвачен и Украинский щит, что подтверждается заложением меловой грабенообразной Ялыно-Конкской впадины.

В целях количественной оценки размаха тектонических движений по разломам были выбраны только те из них, которые получили подтверждение буровыми работами и характеризуются наиболее представительным материалом, позволяющим рассмотреть динамику их роста во времени. Нарушения, некогда контролировавшие борта байкальских и девонских рифтов, анализируются попарно. Разломы отобраны таким образом, чтобы их равномерное пространственное положение позволило осветить всю активизированную область платформы (табл. 2, рис. 3).

Амплитуда разломов определялась по разности мощностей одноименных осадков на приподнятых и опущенных их крыльях в эпохи конседиментационного развития и по гипсометрическому положению поверхностей выравнивания в постседиментационные эпохи. Суммарные амплитуды, подсчитанные на основании изменения мощностей, нередко превышают современные, выявляемые по разности отметок гипсометрического положения реперных горизонтов на приподнятом и опущенном крыльях разлома, на $1/2$ — $2/3$ величины. Кажущаяся "потеря" амплитуды вызвана переходом во времени сбросов во взбросы и сопряженным превращением контролируемых ими рифтов в инверсионную горстовую структуру.

Как следует из приведенных графиков, максимум активизации разломов Восточно-Европейской платформы, за исключением южного унаследованно развивавшегося Днепровского рифта, был практически одновременным и отвечает позднепермско-раннетриасовой эпохе (пфальцская фаза тектогенеза), причем размах движений в краевых частях платформы достигал 400 м и более, снижаясь во внутренней интракратонной области до 200—300 м, т. е. тектонические напряжения этой области были почти в два раза ниже.

Разломы северного сектора платформы характеризуются этой един-

Характеристика основных разломов

Сектор платформы	Разлом и контролируемая структура (см. рис. 3)	Кинематический тип в догерцинский геотектонич. этап	Амплитуда вертикальная, м	Кинематический тип в позднегерцинско-альпийский геотектон. этап	Амплитуда вертикальная, м	Протяженность, км
Северный	1. Западно-Сырянский	Сброс	1000	Взброс	465	80
	2. Восточно-Сырянский (Вятский рифт)	— " —	700	— " —	600	80
	3. Северо-Солигаличский	— " —	1000	— " —	350	70
	4. Южно-Солигаличский (Среднерусский рифт)	— " —	1500	— " —	550	70
Центральный	1. Жигулевский (Жигулевский свод)	Сбросо-сдвиг	$\frac{100}{25^*}$	Взбросо-надвиг	$\frac{800}{2^*}$	1500
	2. Большекинельский (Сергиевско-Абдулинский рифт)	— " —	$\frac{2000}{50^*}$	Взброс	500	200
	3. Бавлинский (Бавлинский грабен)	Сброс	700	— " —	450	95
Юго-восточный	1. Западно-Жирновский	Сброс	1000	Взброс	700	300
	2. Восточно-Жирновский (Иловлинский рифт)	— " —	1500	— " —	850	300
	3. Южно-Елшанский (Пугачевский рифт)	Сбросо-сдвиг	$\frac{800}{20^*}$	Взброс	650	120
Южный	1. Южно-Днепровский	Сброс	3000	Сброс	1850	800
	2. Северо-Днепровский (Днепровский рифт)	— " —	2200	— " —	950	800

* Амплитуда горизонтальная, км.

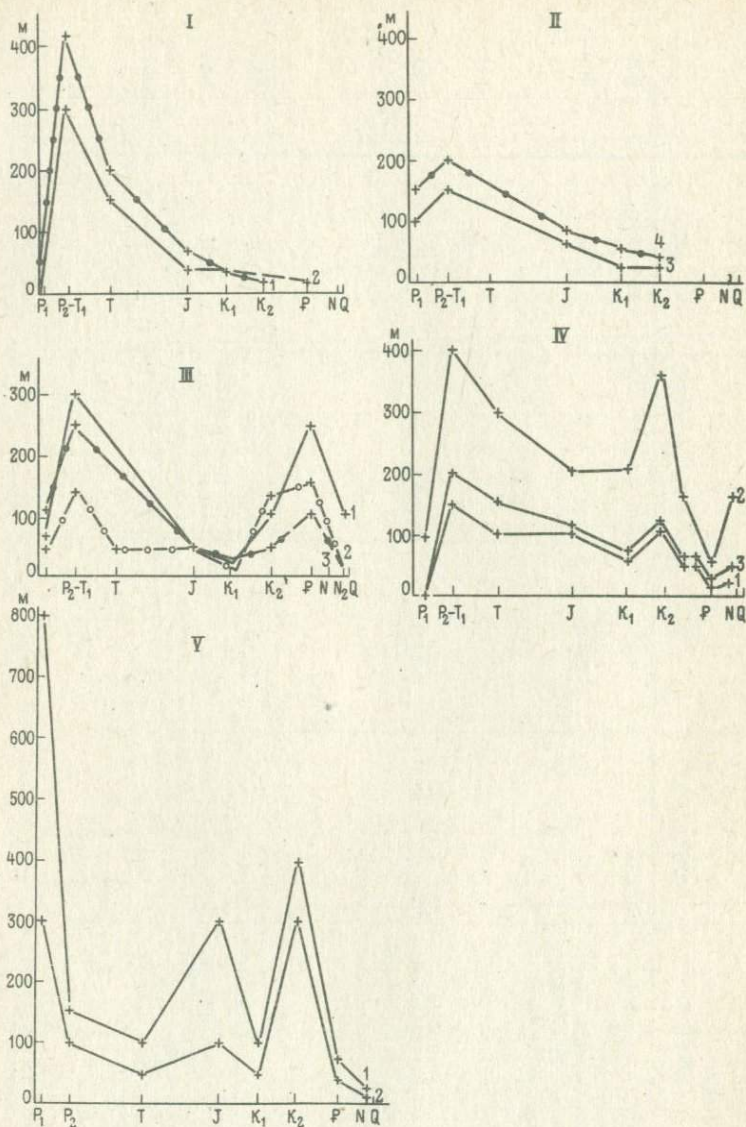


Рис. 3. Графики количественной динамики роста амплитуд разломов во времени. Разломы: I — Западно- и Восточно-Сырьянский (1 и 2); II — Северо- и Южно-Солгаличский (3 и 4); III — Жигулевский, Большекичельский (1 и 2) и Бавлинский (3); IV — Западно- и Восточно-Жирновский (1 и 2), Южно-Елшанский (3); V — Южно- и Северо-Днепровский (1 и 2)

ственной вспышкой активизации с дальнейшим прогрессивным падением напряжений до некоторой постоянной в 5—10 м на каждый период в позднекиммерийский и альпийский циклы тектогенеза. Разломы центрального сектора платформы характеризуются двумя пиками активности, причем вторая фаза отвечает раннему палеогену (ларамийская фаза) с глубоким минимумом в раннем мелу. Амплитуда движений по разломам колеблется в пределах 100—250 м, суммарные напряжения выражаются общими постседиментационными поднятиями до 500—600 м (Шкаповский инверсионный свод).

В юго-восточном секторе платформы при общем снижении размаха движений во времени отмечаются вспышки активизации в позднем мелу до 100—350 м и более слабые в неогене. В южном секторе платформы Днепровско-Донецкий авлакоген испытывал постепенно затухающие напряжения растяжения с максимумами возрождения разломов в юре и позднем мелу, когда амплитуда их роста достигала 300—400 м, в отличие от общих фоновых значений, колеблющихся в пределах 100 м. В закрывшемся Донецком секторе рифта в условиях сжатия возникла одноименная инверсионная складчатая зона; тектоническая активизация здесь по сравнению с Днепровским рифтом смещена на целую фазу и началась в позднепермско-раннетриасовую эпоху (пфальцская фаза), тогда как второй максимум несколько запаздывал и произошел в раннем палеогене (ларамийская фаза).

Характер движений у параллельных разломов, контролирующих погребенные рифты, идентичен, однако их размах зависит от положения того или иного разлома по отношению к центральной области активизации: амплитуда примерно на 1/3 выше у разломов, обращенных к ней.

Одновременно с постепенно затухающим во времени ростом горстобразных валов над погребенными рифтами над прилегающими к ним древними выступами и сводами возникли наложенные асимметричные впадины, представляющие компенсационные зоны растяжения. Причем по отношению к байкальскому циклу тектогенеза компенсационные области сжатий и растяжений поменялись местами. Для Сырьанского вала такими компенсационными симметричными областями являются прилегающие с запада Ветлужский прогиб и с востока — Лойненская впадина, для Жигулевского взбросо-надвига, выраженного на поверхности в виде одноименной зоны дислокаций, Ставропольская депрессия и т. д. Вся система компенсационных областей погружения группируется в Восточно-Русскую систему опусканий, прослеживаемую в субмеридиональном направлении от Мезенской впадины на севере до Прикаспийской синеклизы на юге.

Помимо взбросовых нарушений, компенсировавшихся этой огромной наложенной областью растяжения, отмечается существование двух огромных надвиговых систем, местные компенсационные пары к которым не обнаруживаются. Южная, более известная система надвигов представлена шовным надвигом Приазовского массива и группой надвигов Донецкого края, осложняющих его внутренние анти-

клинали и внешний шов с Воронежским массивом. Горизонтальные движения по частным надвигам колеблются в пределах 1,5—2,5 км, падение плоскости южное под углом 50—60°, протяженность чешуй от 20—40 км. Если рассматривать эти надвиги как отщепляющиеся чешуи более крупной смещающейся в тангенциальном направлении пластины аллохтона, то суммарная амплитуда горизонтальной составляющей, вероятно, составит 15—20 и даже 25 км. Общая модель тангенциальных движений выражается в последовательном надвигании Приазовского массива на Донецкий кряж, который в свою очередь выжимается в направлении Воронежского массива. Последний по своей северной и юго-восточной фронтальной периферии обрамляется сложной дугообразной зоной взбросовых и взбросово-надвиговых дислокаций — Окско-Цнинский, Керенско-Чембарский, Ртищево-Баландинский, Саратовский и Йловлинский валы. Не исключено, что их формирование обязано тангенциальным движениям Воронежского массива к северу. Это общее направление движений, когда каждый следующий фронтальный надвиговый шов омолаживается по крайней мере на одну тектоническую фазу по отношению к южному (Донецкий кряж — пфальцская фаза, Северо-Воронежская дуга — австрийская фаза, Жигулевская дуга — ларамийская фаза), приводит к общему суммарному смещению аллохтонных пластин юго-восточного сектора платформы на север на 25—30 км.

В 1975—1976 гг. к северу от описываемой системы надвигов в результате специальных полевых работ и ревизии бурового материала была открыта не менее значительная Сурско-Камская система надвигов. На основании анализа деформаций осадочного чехла, выразившихся в образовании множества фронтальных запрокинутых и лежащих складок, пачек мелких надвиговых чешуй, сливающихся на глубине в отдельные крупные аллохтонные пластины, было установлено последовательное смещение Котельнической и Немской глыб в южном направлении на Алатырскую и Кукморскую (пфальцская фаза) и последних на Токмовскую и Альметьевскую (ларамийская фаза), которые надвигались в свою очередь на Ставропольскую глыбу и Пачелмскую зону дробления в штирийскую фазу. Амплитуда горизонтальной составляющей по отдельным надвигам колеблется в пределах 0,5—2 км, суммарная амплитуда всей системы в целом оценивается в 30—40 км (рис. 4 и 5).

Таким образом, отмечаются встречные скручивающие движения сиалической оболочки и осадочного чехла, охватившие огромную субмеридиональную зону платформы от Приазовского массива на юге до Предтимаанского прогиба на севере.

Положение этих надвиговых систем совпадает с выделенной нами областью взбросовых дислокаций. Горизонтальные движения по надвигам хорошо согласуются во времени с максимумами вертикальных изменений амплитуд разломов, приведенных на графиках по отдельным секторам платформы, и свидетельствуют об аналогичном запаздывании тектонических фаз при передаче тектонических напряжений от более подвижных краевых областей платформы во внутренние.

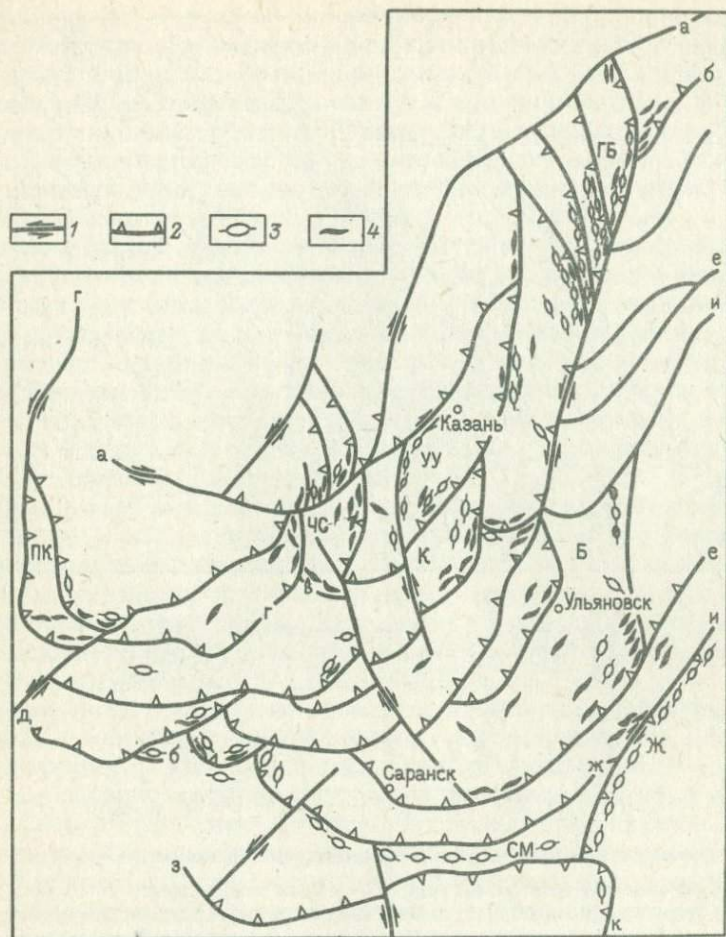


Рис. 4. Сурско-Камская система надвигов.

1 — сдвиги; 2 — региональные надвиги, установленные по геолого-геофизическим данным; 3 — локальные структуры; 4 — микродислокации.

Надвиги: а — Урмарский, б — Камский, в — Улеминский, г — Пучежский, д — Карлинский, е — Саранский, ж — Сурско-Мокшинский, з — Муромский, и — Жигулевский, к — Пензенский. Дислокации осадочного чехла: ГБ — Грахано-Бондюжские, УУ — Урмарско-Улеминские, ЧС — Чебоксарско-Сундырские, ПК — Пучеж-Катунские, К — Карлинское, Б — Бугровские, Ж — Жигулевские, СМ — Сурско-Мокшинские

Следующим следствием рассмотренного ряда явлений следует считать общую синхронность размаха вертикальной и горизонтальной составляющей и глубокую взаимосвязь между количественными их значениями. Вряд ли подобные движения огромных аллохтонных структур с таким необычайным для платформы размахом, выразившимся в суммарных амплитудах горизонтальной составляющей

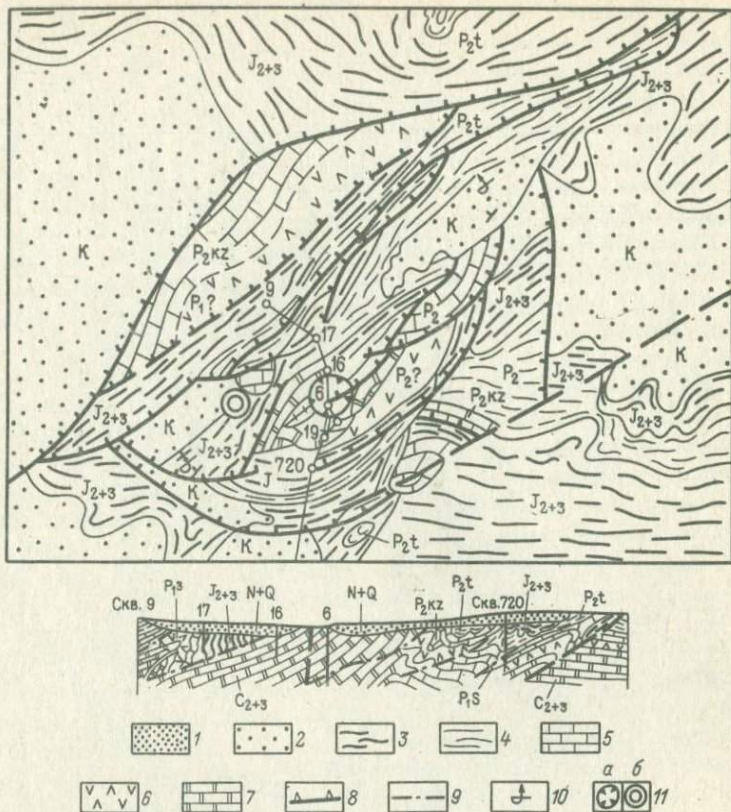


Рис. 5. Геологическая схема и разрез по профилю Карлинских дислокаций.

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — глины темно-серые; 3 — глины слоистые темноокрашенные; 4 — глины, мергели пестроцветные, 5 — известняки, доломиты; 6 — гипсы, ангидриты и доломиты; 7 — доломиты, доломитовая мука; 8 — надвиги, установленные геологической съемкой и структурным бурением; 9 — надвиги, показанные на разрезе; 10 — элементы опрокинутого залегания; 11 — карьеры: а — действующий, б — отработанный

в 20—30 км и более, могут быть вызваны местными причинами. Необходимо учесть, что рассматриваемые периоды геологической жизни планеты характеризуются резким оживлением тектонических движений в глобальном масштабе, выразившемся в распаде Гондваны в южном полушарии и возникновении ее антипода — Евразии в северном, заложении новой мировой системы океанических рифтов с образованием молодых Атлантического и Индийского океанов. Очевидно, эти события не могли не отразиться в той или иной форме на внутренних напряжениях кратонов. При возрастающем потоке информации, подтверждающем идею о существовании глобальной равновесной геодинамической системы тектонических плит, не менее важной задачей является обнаружение равновесных систем в следующем иерар-

хическом ряду — внутриплатформенном, обеспечивающем целостность этих плит. Последовательное закрытие рифтовых глубоководных морей и океанов в байкальский, каледонский и герцинский циклы тектогенеза с образованием молодых эпиорогенных плит, разместившихся по периметру Восточно-Европейской платформы, поставило ее в позицию древнего внутриплатформенного ядра. В каких же соотношениях находятся тектонические напряжения молодых плит по отношению к этому ядру?

Северо-западный фланг платформы обрамляется эпикаледонской Средне-Европейской плитой, находившейся в герцинском цикле на платформенном этапе развития, сменившемся в позднепермско-триасовое время периодом рифтогенеза с формированием системы грабенов Викинг—Центральный, осложняющей основание Североморской перикратонной синеклизы. Напряжения растяжения, охватившие эти рифты, постепенно затухали с образованием в средней юре в центральном грабене, а затем и в более северном — Викинге (поздний мел) инверсионных структур сжатия.

Юго-западный фланг Восточно-Европейской платформы в зоне ее сочленения со Средне-Европейской плитой осложнен рифтовой Датско-Польской бороздой. Подвижность этой структуры, заложившейся в байкальский цикл тектогенеза, сохранилась и в позднегерцинско-киммерийский цикл тектогенеза. Лишь на рубеже маастрихта-датского веков она была охвачена напряжением сжатия с образованием инверсионного Средне-Польского вала.

Южный фланг платформы обрамляется эпигерцинской Скифской плитой, в зоне шва с которой на расстоянии более чем в 1000 км прослеживается Причерноморский рифт триасово-юрского заложения. Суммарная амплитуда опусканий по разломам достигает 2—3 км, ширина рифта равна 30—40 км. По системе древних сдвигов, осложняющих Украинский щит, он разбит на ряд мелких грабенов, обнаруживающих по отношению друг к другу плановые горизонтальные смещения до 25—30 км. В восточной части плиты, наряду с продолжающимся Причерноморским рифтом, пересекающим здесь Ставропольский свод, выделяется Северо-Ейский континентальный позднепермский и Южно-Ейский океанический позднепермско-юрский рифты. Северная граница плиты на восточном фланге проходит по шовной зоне Б. Донбасса, восточный сегмент которого — Мангышлакский рифт испытывал в поздней перми особенно интенсивные напряжения растяжения с суммарной амплитудой опусканий до 4—5 км.

Восточный фланг через Уральский ороген сочленяется с эпигерцинской Западно-Сибирской плитой, где в поздней перми—триасе возникла огромная рифтовая система с крупнейшими Колтогорско-Уренгойским и Худосейско-Малохетским рифтами, выполненными 2—3-километровой толщиной вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Протяженность рифтов достигает 1000—1800 км, амплитуда горизонтальных смещений отдельных сегментов определяется в 15—25 км. Более мелкие грабены развиты еще более широ-

ко как в пределах Западно-Сибирской плиты, так и на восточном склоне Урала и даже на территории Печорской синеклизы (Косью-Роговская грабенообразная впадина). На востоке в состав этой системы входит Тунгусская грабен-синеклиза Восточно-Сибирской платформы с колоссальным трапловым магматизмом, синхронным с главной фазой напряжений растяжения.

Наименее изучена гетерогенная Баренцева плита, расположенная на северном фланге платформы. Ее чехол выступает в разрезах Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа, где представлен карбонатными формациями карбона и эвапоритами перми. С резким несогласием на этом чехле в грабенах залегают рифтовая паралическая формация триаса-раннего мела с проявлениями типичного траплового магматизма. Следующий период рифтогенеза на Шпицбергене проявился в палеогене и сопровождался накоплением в грабенах мощных толщ осадков до 3500 м и вулканической деятельностью.

На основании обсуждения приведенных материалов по внутренним напряжениям Восточно-Европейской платформы и прилегающим к ней молодым плитам реконструируется общая геодинамическая модель, согласующаяся с концепцией существования внешнего кольцевого пояса рифтовых структур, формировавшихся в условиях интенсивных напряжений растяжения, охвативших практически одновременно все молодые плиты в поздней перми-триасе, и центрального ядра в виде древней Восточно-Европейской плиты, испытывавшей напряжения сжатия с формированием взбросовых и взбросово-надвиговых структур. Передача тектонических напряжений происходила постепенно и окончательно реализовалась во внутрикратонной области сжатия практически в палеогене-неогене. Ось области сжатия проходит через меридиан Донецк-Чебоксары, главные направления встречных тангенциальных напряжений проходят по этой оси с юга и с севера. Границей между областями встречных скупиваний аллохтонных пластин служит огромная дуга от Ставропольской рамповой депрессии на юге через Керенско-Чембарские взбросовые дислокации Пачелмского рифта в центре и Пучеж-Катунские взбросо-надвиги с огромной зоной тектонической брекчии ("перемятая" толща) до 70 км в поперечнике на западе.

Таким образом, регуляция тектонических напряжений осуществляется через сложную систему тектонопар, где районы местных областей компенсации образуют элементарные тектонопары в виде грабена-горста, инверсионного взбросового вала — наложенной депрессии, региональные системы компенсируются через рифтовую систему — щит, массив, систему сводовых поднятий, надрегиональные системы — кольцевой рифтовый пояс — внутренняя древняя платформа. Примером может служить выделенный нами Циркум-Европейский позднегерцинско-киммерийский рифтовый пояс молодых плит с огромной интракратонной областью сжатия в виде Восточно-Европейской платформы. Надрегиональная система в свою очередь входит в глобальную систему рифтовых поясов Мирового океана и сопряженных с ними поясов сжатия: Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Учение о геологических формациях — сложных геологических телах, неоднократно повторяющихся во времени и пространстве, возникло на основе изучения геологического развития крупных областей земной коры. Термин "формация" (от латинского *formatio* — образование) был использован в трудах В.М. Севергина (1798 г.), Ч. Ляйелля (1866 г.) и др. Однако лишь в 40—50-х годах нашего столетия после работ Ф.Ю. Левинсон-Лессинга (1888, 1925 гг.), Н.С. Шатского (1945, 1951 гг.) и Н.П. Хераскова (1952 г.) учение о геологических формациях сложилось в стройную систему.

В настоящее время формационный анализ широко применяется в различных направлениях геологических исследований: при изучении условий осадконакопления, магматизма, тектоники, металлогении и минерации и общей этапности геологического развития земной коры. Несмотря на достигнутые успехи, многие вопросы общей проблемы остаются до сих пор нерешенными, и даже в само определение термина "формация" отдельные исследователи вкладывают различный смысл. Принципы выделения формаций в процессе развития данного учения основывались на весьма различных направлениях — стратиграфическом, петрогенетическом, палеогеографическом, тектоническом, отражающих различные стороны общего генетического подхода в выделении формаций.

Вторым принципиально иным подходом следует считать парагенетический принцип выделения формаций, в основе которого лежит понятие "парагенезис". По Н.С. Шатскому, формациями называются такие естественно выделяемые комплексы пород, отдельные члены (слои, толщи, фации и т. д.) которых тесно, парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном, возрастном, так и в горизонтальном, пространственном отношении. Подобный эмпирический подход в выделении формаций не по общности происхождения пород, а по их сонахождению не зависит от спорных и недостаточно разработанных генетических представлений.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что, раскрывая определение термина "формация", сторонники генетического или парагенетического подходов нередко противопоставляют свои принципы выделения формаций как взаимоисключающие. Такое противопоставление излишне, так как эмпирически устанавливаемые вещественные ассоциации горных пород в дальнейшем нуждаются в определении условий их образования: тектонических, палеогеографических, петрогенетических и т. д. Только в этом случае понятие "формация" способно решать важнейшие вопросы геологии. Таким образом, формационный анализ, основывающийся на первом этапе исследования на парагенетических, эмпирически выявляемых соотношениях горных пород, на следующем, втором этапе основывается на изучении многообразных условий генетической близости их друг другу. Подобный комплексный подход в формационном анализе способен наиболее полно обеспечить реконструкцию условий развития крупных элементов земной коры, их сравнительный анализ и определить минерогенетическую специализацию.

По Н.С. Шатскому и Н.П. Хераскову, тектонические условия, определяющие развитие структур, являются наиболее общим и важным фактором образования формаций. Связь определенных "реперных" формаций, например флишевых и молассовых, с тектоническими условиями, определенными этапами и стадиями развития геосинклиналей была отмечена еще М. Бертраном (1897 г.). Учитывая основной эмпирический подход в расчленении формаций, базирующийся на изучении наблюдаемых парагенезов пород, и установленное многими исследователями определяющее влияние на их распределение тектонической стадийности развития земной коры, Н.С. Шатский предложил проводить расчленение формаций прежде всего по тектоническому признаку, выделяя платформенный и геосинклинальный классы формаций. Позднее Н.П. Херасковым, а затем Н.А. Штрейсом были разработаны более дробные схемы подобной классификации с выделением четырех классов: платформенного, геосинклинального, орогенного и океанического.

Орогенез и консолидация геосинклиналей на последних, завершающих стадиях их развития, а впоследствии на платформенном этапе развития неоднократно нарушаются всплесками тектонической активности, частичного или полного распада консолидированных структур и возрождения режима океанического или геосинклинального развития отдельных крупных сегментов земной коры. Это обстоятельство побудило многих исследователей выделить указанные крупные периоды перестроек в самостоятельный этап — аркогенеза, сводового, глыбового "германотипного" развития, активизации и т. д. В.Е. Хаин (1973 г.), анализируя периоды планетарной тектоно-магматической активности, пришел к выводу о существовании следующей последовательности развития земной коры: "орогенез — рифтогенез — океаногенез". Альтернативой данному процессу эволюции земной коры, характеризующемуся возрастающим от этапа к этапу расходом эндогенной энергии, служит процесс кратонизации с превращением подвижных элементов в относительно устойчивые платформы и плиты. Кратонизация может прервать указанную эволюционную последовательность превращения структур на любом этапе развития в зависимости от энергетической емкости глубинного очага и взаимодействия плит. Но в целом с учетом установленной направленности развития геосинклинально-орогенных, эпиплатформенных подвижных поясов, платформ и океанов нам представляется, что они могут быть объединены между собой в следующей последовательности этапов: платформенный — активизационный — океанический — геосинклинальный и орогенный. Последний этап включает образование полного эволюционного ряда формаций и вмещающих структур, формирующегося в течение единого планетарного мегацикла: сводово-глыбовые области — системы континентальных рифтов — системы океанических рифтов — океанические моря — океаны — геосинклинальные пояса — орогенные пояса — платформы. При общей тенденции к полицикличности развития крупные сегменты земной коры могут вновь охватываться процессами активизации

и следующими за ними этапами (полный мегацикл) или это развитие может прерваться на любом этапе с превращением в кратон, таласократон (редуцированный мегацикл).

Помимо этих общих этапов, в зависимости от взаимного влияния плит и расположенных по их ограничениям подвижных структур (геосинклинальных и орогенных поясов) платформы или их отдельные части нередко в отдельные эпохи или периоды вновь вовлекаются в процессы активизации, однако, носящие частичный характер и сравнительно скоро уступающие превалирующим процессам стабилизации и резкого снижения активности тектонического режима. Подобные эпохи и периоды рассматриваются нами лишь как отдельные стадии активизации в общем платформенном этапе развития. Однако их изучение и прослеживание ареалов развития имеет большое значение при минерагеническом изучении платформы.

В наиболее полной схеме Н.П. Хераскова активизационный класс формаций не имел самостоятельного значения и включался в орогенный класс, однако указанный автор прекрасно понимал их обособленность, расчленив последний класс на геосинклинальный, эпигеосинклинальный (собственно орогенный), катаплатформенный и метаплатформенный подклассы. Катаплатформенный подкласс, в нашем понимании, соответствует активизационному классу, тогда как появление метаплатформенного подкласса в большинстве случаев развития платформ носит эпизодический характер и рассматривается нами в общем ряду платформенных формаций.

Рассматривая общую направленность развития земной коры Восточно-Европейской платформы, можно наметить следующую эволюционную тектоническую этапность: 1) конец позднего архея — начало раннего протерозоя — планетарная активизация, распад панплатформы, рифто- и океаногенез, 2) ранний протерозой — океаногенез и геосинклинальный этап, 3) средний протерозой — орогенный и протоплатформенный этап, приведший к спаиванию платформ с образованием первых крупнейших плит, 4) поздний протерозой (рифей) — второй планетарный активизационный этап, распад плит с формированием сложных континентальных систем рифтов (авлакогенов) внутри платформ, включая Восточно-Европейскую; заложение пра-Атлантики, пра-Тетиса и других океанов; обособление, в частности, Северо-Американской, Восточно-Европейской, Восточно-Сибирской платформ, 5) фанерозой — собственно платформенный этап развития земной коры Восточно-Европейской платформы.

В отличие от обычных представлений, где байкальский цикл тектогенеза рассматривается как этап становления и развития ранней платформы, он выделяется как самостоятельный этап планетарной активизации, предшествующий собственно платформенному этапу, который на территории Восточно-Европейской платформы наступил лишь в конце байкальского цикла тектогенеза — в вендское время.

Платформенный этап характеризуется развитием следующих тектонических элементов и соответствующих им формационных подклассов: рифтов (авлакогенов), перикратонных синеклиз и прогибов,

интракратонных синеклиз, щитов и массивов с областями тектономагматической активизации, антеклиз, наложенных впадин и мульд.

Если первые пять из названных подклассов были сформированы в основном в палеозое, то последний подкласс формаций — наложенных впадин и мульд сформировался лишь в венде и в основном в конце палеозоя и мезо-кайнозоя, т. е. в периоды активного орогенеза прилегающих к платформе подвижных поясов.

Поскольку наиболее важными условиями, влияющими на вещественный состав формаций, а следовательно, на сопутствующий им комплекс полезных ископаемых, являются тектонические условия, поэтому в основу классификаций в большинстве случаев кладется режим развития земной коры. В соответствии с таким подходом нами выделяется пять формационных классов: платформенный, активизационный, океанический, геосинклинальный и орогенный.

Специальное изучение формаций Восточно-Европейской платформы и ее аналогов позволяет в составе осадочного чехла выделять следующие иерархические члены систематики формаций:

1) подклассы, определяемые принадлежностью формаций к основным тектоническим элементам платформы 1-го порядка и надпорядковым элементам;

2) семейства, определяются на основе климатической зональности;

3) подсемейства, определяются на основе стадийности процессов литогенеза;

4) группы и подгруппы, в основу кладется вещественный состав пород, слагающих формацию и основные парагенезы аксессуаров, раскрывающие конкретные палеогеографические обстановки литогенеза и минерагеническую специализацию формаций;

5) типоморфные или абстрактные формации;

6) конкретные формации.

За режимными и структурными факторами следует производный палеогеографический фактор и в особенности климатическая зональность, на основании которых, согласно Н.М. Страхову (1960 г.), выделяются три формационных семейства: аридное, гумидное, ледовое.

В аридном семействе выделяются группы формаций: континентальная, внутриконтинентальных лагунных бассейнов, в гумидном: морская, континентальная и прибрежно-морская и в ледовой — единственная континентальная группа.

Дальнейшее деление формаций возможно с учетом механизма их образования и общего вещественного состава формаций с выделением подгрупп: обломочной, хемотропной, биохемотропной и вулканогенно-осадочной. По самому общему составу формации далее расчленяются на серии: остаточную (кор выветривания), терригенную, кремнистую, карбонатную, галогенную и смешанную (терригенно-карбонатную, терригенно-галогенную, карбонатно-галогенную и т.д.).

Использованные иерархические принципы расчленения формаций позволяют отразить главные черты их многообразия и относительного влияния на их формирование основной совокупности существ-

вующих породообразующих процессов. Конечными элементами расчленения являются конкретная формация и отнесение ее к определенному абстрактному типу. В этом случае необходимо использование более тонких признаков, в частности определений количественных соотношений горных пород, входящих в единый парагенетический формационный комплекс, наличия акцессориев (песчано-глинистые, глинисто-песчаные и т. д. формации) и аутигенных минералов (кремнистые, железорудные, фосфоритоносные, меденосные и т. д. формации), закономерной цикличности в смене одних пород другими (флиш) или полного и почти полного ее отсутствия (тиллоиды, моласса) и т. д. В целом необходимая степень детальности изучения существующего многообразия формаций зависит от конечной цели исследований. При общих и специальных минерагенетических исследованиях необходимо выявить закономерности их размещения во времени и пространстве и реконструировать условия формирования, формационный анализ должен быть выполнен с максимально возможной детальностью.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РЯДЫ

Совокупность геологических формаций, принадлежащих единому циклу тектогенеза, обычно выделяют под названием формационного комплекса. Комплекс формаций и вмещающие его тектонические структуры, образовавшиеся на определенном этапе развития планетарных структур в конкретной тектонической обстановке и относительно единых условиях осадконакопления, принято выделять под названием структурных этажей. В течение фанерозойского этапа развития Восточно-Европейской платформы образовались байкальский, каледонский, герцинский и альпийский структурно-вещественные этажи с характерными для них генетическими типами структур и наборами формаций. С учетом байкальского активизационного этапа развития указанная совокупность отражает самую крупную улавливаемую планетарную цикличность тектонических движений первого порядка, довольно четко выраженную общим региональным вещественным составом выделенных комплексов: 1) рифейского преимущественно терригенного, 2) каледонского карбонатно-терригенного, 3) герцинского терригенно-карбонатного и альпийского терригенного.

Внутри комплекса отмечается более дробная цикличность, отвечающая отдельным стадиям развития каждого тектонического цикла. Так, в течение каледонского цикла формировались следующие формационные серии: кембрийская базальная трансгрессивная терригенная, ордовикско-силурийская — терригенно-карбонатная максимума трансгрессии и нижнедевонская терригенная регрессивная; в герцинский цикл: среднедевонско-нижнефранская, трансгрессивная терригенная; верхнедевонская переходная терригенно-карбонатная, каменноугольная карбонатная максимума трансгрессии, нижнепермская сульфатно-карбонатная времени регрессии и верхнепермская — терригенная времени инверсии.

Указанная цикличность второго порядка отвечает пульсационному тектоническому режиму отдельных плит и сопряженных с ними геосинклинальных и орогенных поясов. Временные границы между отдельными тектоническими этапами Восточно-Европейской платформы относительно близки аналогичным границам Сибирской и Северо-Американской платформ, указывая на планетарную синхронность тектонических процессов, что является закономерным следствием эндогенного пульсационного режима Земли. Эта синхронность выражается в определенном подобии кривых изменения площадей морских отложений с нормальной соленостью для разных платформ в аналогичные моменты крупных этапов и независимо от климатического фактора. Однако имеются и существенные отличия в тектонической жизни отдельных плит, выражающиеся в разных масштабах проявлений тектонической активности и зачастую в относительном несовпадении эпох и стадий максимальных трансгрессий и регрессий, охватывающих во времени различные сооружения. Так, максимальной трансгрессией территория Сибирской платформы была охвачена уже в каледонский цикл тектогенеза, тогда как на Восточно-Европейской платформе море в этот период занимало не более 1/5 ее пространства. Максимумы трансгрессий на Восточно-Европейской платформе наступали в раннегерцинскую и среднегерцинскую стадии тектогенеза, в эти же периоды Сибирская платформа характеризовалась в основном регрессивным развитием. Промежуточное положение между Сибирской и Восточно-Европейской платформами занимает в своем стадийном развитии Северо-Американская платформа. Отмеченная в той или иной степени относительная синхронность основных временных границ между этапами и качественная антиподальность их выражения на территориях разных плит еще более подчеркивается глубокими различиями в направленности развития платформенных плит северного и южного полушарий. Если в каледонский и раннегерцинский циклы тектогенеза мы наблюдаем в северном полушарии дальнейшее углубление процесса распада некогда единой платформы, то в южном полушарии на эти же этапы развития падает стабильное развитие единого материка Гондваны. И наоборот, в северном полушарии в позднегерцинский и альпийский циклы тектогенеза происходит процесс постепенного спаивания плит в единый Евразийский материк с одновременным распадом Гондваны в южном.

В целом совпадение границ основных рубежей перестроек и резкое несовпадение их качественного выражения, нашедшего отражение в стадийной антиподальности разных плит, составляют одну из важнейших особенностей пульсационного планетарного режима. Важнейшими следствиями этого режима являются взаимная компенсация движений отдельных плит и временное несовпадение основных эпох рудообразования на платформах-антиподах и их близость в аналогах, характеризующихся относительно синхронным режимом. В этом отношении, например, Восточно-Европейская платформа более близка Северо-Американской по сравнению с Сибирской.

Циклы тектогенеза продолжительностью в 150—200 млн. лет отражаются в летописи земной коры в виде сложных формационных обра-

зований, объединяемых в так называемые большие формационные ряды. Эти циклы распадаются на отдельные стадии продолжительностью в 35—40 млн. лет, рассматриваемые Н.М. Страховым в качестве последовательно сменяющихся друг друга волн крупнейших трансгрессий и регрессий. Стадиям соответствуют малые формационные ряды. Совокупность осадочных метаморфических и магматических формаций отдельной стадии и вмещающие их структуры образуют структурно-вещественный ярус. Н.М. Страхов на основании соотношений между темпами эпейрогенеза и седиментации в каждой тектонической стадии предложил выделять начальный (трансгрессивный) стабильный и регрессивный этапы (более правильно именовать их фазами, автор).

Близкая, но более подробная схема была разработана С.Н. Бубновым [1960 г.], который в каждой тектоно-седиментационной стадии различал начальную (трансгрессивную), среднюю (инундационную), позднюю (регрессивную) и заключительную (эмерсивную) фазы, отражающие общий ход процесса литогенеза в зависимости от ведущих тектонического и климатического факторов. Каждой фазе соответствует формация или серия формаций.

Периодически повторяющаяся во времени тектоно-седиментационная стадийность обуславливает относительную близость формаций и эпох рудообразования. Выделение и прослеживание стадийных малых рядов формаций и их направленной последовательности группирования во времени и пространстве являются основой минерагенического анализа.

Впервые подобный анализ малых формационных рядов платформенных областей был выполнен на примере Сибирской платформы Ю.Г. Старицким (1970 г.) и Н.С. Маличем (1975 г.). Для Восточно-Европейской платформы ритмичная смена стадийных обстановок литогенеза во времени была рассмотрена автором в 1973 г. Однако подход к решению этой задачи еще не получил однозначного толкования. В частности, Н.С. Малич склонен рассматривать указанную последовательность смены обстановок литогенеза на уровне тектоно-седиментационного цикла, тогда как каждая фаза, в нашем понимании, возводится им в ранг стадии. Безусловно, такой подход в какой-то мере оправдан существованием отмеченной большинством исследователей планетарной цикличности, но он в значительной мере затушевывает возможности анализа последовательной смены контрастных формаций во времени, не раскрывает в должной мере закономерности периодического проявления основных эпох рудогенеза.

На наш взгляд, формационный анализ прежде всего должен проводиться на уровне формаций, а не их серий и рядов, выявление которых является производной задачей. Наконец, при таком подходе многие конкретные формации, возникшие в условиях регрессии или трансгрессии моря, попадают в прямо противоположные стадии. Например, типичные регрессивные пестроцветные морские терригенные формации, встреченные в отложениях кембрия, ордовика и девона Сибирской платформы, отнесены Н.С. Маличем к трансгрессивной стадии, далее глинистые формации доманиковского облика, накап-

ливающиеся, по свидетельству автора, в глубоководных застойных частях морских бассейнов, т. е. отвечающие стабильной (инундационной) фазе, также относятся им к трансгрессивной стадии, угленосные лиманические формации эмерсивной фазы отнесены к регрессивной стадии и т. д.

Таким образом, принятая схема стадийности тектоно-седиментационного цикла была установлена до того, как были определены условия формирования конкретных формаций. Однако только при помощи формаций, анализа конкретных обстановок тектонического режима и литогенеза можно изучать развитие тектонических структур, стадийность и этапность эволюционных превращений земной коры и мантии. Именно в этом направлении были предприняты попытки решения проблемы выявления вертикальных формационных рядов.

Полный малый формационный ряд содержит последовательную серию формаций, образовавшихся в условиях закономерной смены обстановок литогенеза от трансгрессивной до эмерсивной фазы. Однако в конкретных геологических условиях, особенно для территорий платформ, формирование, а тем более сохранение полного ряда, особенно формаций эмерсивной фазы (кор выветривания), — явление чрезвычайно редкое. Поэтому на платформах преобладают незавершенные или редуцированные формационные ряды, обычно представленные конкретными формациями, принадлежащими трансгрессивной, стабильной и реже регрессивной структурно-седиментационным фазам. Полные, относительно более полные трехчленные и, как исключение, даже четырехчленные ряды формаций установлены на территории Восточно-Европейской платформы для большинства стадий герцинского и в меньшей степени каледонского циклов тектогенеза. Альпийскому циклу тектогенеза, как правило, присущи редуцированные двухчленные ряды формаций трансгрессивной и стабильной фаз развития.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ

Одним из актуальных вопросов учения о формациях является определение закономерностей группирования формаций в латеральные ряды. Решение этой задачи имеет огромное значение для практической и теоретической геологии, в особенности для основного направления геологической науки — учения о полезных ископаемых в целом и минерагении как составной его части, в частности.

Латеральный ряд платформенных формаций объединяет близкие по возрасту формации, замещающие друг друга по простиранию. Разделение разновозрастных формаций на крупнейшие классы (платформенный, геосинклинальный, орогенный и т. д.) отражает результаты исследований латеральных рядов формаций в глобальном или региональном масштабах.

Известно много попыток установить общие закономерности строения и изменения вещественного состава слагающих складчатые облас-

ти толщ в направлении от платформы к внутренним частям этих областей или до другой платформы. Впервые подобную попытку предпринял Л. Кобер (1921, 1931 гг.) на примере анализа Альпийского орогена. По преимущественному распределению магматитов М. Кэй (1955 г.) расчленил геосинклинали на мио- и эвгеосинклинальные пояса. Собственно и дальнейшее расчленение формаций платформенного, геосинклинального или орогенного классов на подклассы, например, авлакогенов, перикратонных, интракратонных синеклиз и т. д., также признает необходимость анализа латеральных рядов формаций, исследований связей между ними, сходства и различий.

Совокупность разновозрастных формаций, возникших в относительно едином осадочном бассейне, мы рассматриваем в качестве малого латерального ряда формаций. Наиболее полно последовательность замещения формаций восстанавливается на формационных профилях. В зависимости от морфологии бассейна целесообразно рассмотрение продольного или поперечного профилей с соответственным выделением латерального ряда формаций. Для бассейнов изометричных или слабо вытянутых очертаний, в особенности для изолированных аналогов, особенности пространственного размещения формаций и связанных с ними полезных ископаемых наиболее полно отражаются в виде поперечного латерального ряда. Для бассейнов линейных более полную характеристику можно получить из рассмотрения продольного ряда формаций или сочетания продольного и поперечного рядов.

Малые продольные и поперечные ряды формаций в зависимости от асимметрии или симметрии тектонической структуры, контролирующей бассейн, и наличия внутренних наземных и подводных осложнений могут быть соответственно асимметричными или симметричными с соответствующей зональностью в размещении полезных ископаемых.

В ходе исследований тектонических процессов, охватывающих платформы, многие исследователи неоднократно обращали внимание на тесные их связи с прилегающими мобильными областями — геосинклинальными и складчатыми поясами. А.П. Карпинский (1894, 1897 гг.), рассматривая общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России, пришел к выводу, что направление и характер колебательных движений платформ тесно связаны с тектоническими движениями прилегающих Уральской и Кавказской геосинклиналей. Герцинские субмеридиональные волны трансгрессий, распространявшиеся со стороны Урала на платформу, сменились в альпийский этап широтными, исходящими со стороны Кавказа.

Представления о передаче тектонических напряжений на платформу со стороны орогенов и формирование под их влиянием основных платформенных дислокаций были господствующими в 20—40-е годы после работ А.Д. Архангельского (1934, 1946). Причем А.Д. Архангельский, а позднее и В.В. Белоусов (1940, 1954), а также А.Б. Ронов обратили внимание на некоторое запаздывание фаз тектогенеза на платформах по сравнению с геосинклиналями. Большое внимание

этим явлениям уделено в трудах В.Е. Хаина (1960, 1964 гг.), Ю.М. Шейнманна (1960 г.), А.А. Бакирова и М.Ф. Мирчинка (1951, 1955 гг.). Н.Н. Форшем (1955 г.) были рассмотрены явления смещения сводов и прогибов в пространстве в связи с орогенезом Уральской геосинклинали и фронтальной миграцией Предуральского прогиба на краевые части Восточно-Европейской платформы. Позднее Н.С. Шатский (1946 г.) подверг критике представления о механической передаче тектонических напряжений орогенных областей и формирования под их влиянием основных дислокаций Восточно-Европейской платформы. Однако вопрос о влиянии смежных геосинклиналей на платформы и образовании наиболее подвижных платформенных структур-авлакогенов под влиянием геосинклинальных движений сомнению им не подвергался.

В 50—60-е годы эти представления перестали пользоваться популярностью и, в основном, преобладали идеи о глыбово-блоковых формах тектонических движений, преимущественной независимости развития платформенных и геосинклинальных структур и их образований за счет самостоятельных эндогенных очагов перестройки мантии и земной коры. Однако в ряде исследований идеи тесного влияния процессов тектогенеза на платформах под влиянием окружающих геосинклиналей получили серьезное подтверждение.

Автором на основании анализа фаций и мощностей Вятского авлакогена и ряда других структур было показано, что их развитие связано с направленным прохождением импульсов прогибаний и поднятий в виде полной волны колебаний от внеплатформенного центра возбуждений в глубь платформы.

Если в рифейский цикл тектогенеза Вятский авлакоген в виде постепенно сужающегося рва внедрялся в тело Волго-Уральского щита со стороны Тимана примерно до широты г. Советска, то в герцинский цикл тектогенеза произошло последовательное наращивание рифтовой структуры до широты г. Куйбышева. Эйфельско-пашийская трансгрессивная олигомиктовая формация прослеживается до южного ограничения Казанской седловины с максимумом прогибания в районе пос. Сырьяны, кыновско-саргаевская битуминозная и средне-верхнефранская глинисто-карбонатная доманиковая формации стабильной фазы развития располагаются в южной части авлакогена с максимумом опусканий в центральной Кукарской части структуры. Одновременно северная Кажимская часть авлакогена оказалась вовлеченной в частную инверсию, вызвавшую замыкание авлакогена на севере. Максимальные мощности сульфатно-карбонатной регрессивной фаменско-турнейской формации наблюдаются далеко на юге авлакогена в полосе, сопряженной со встречными прогибаниями Дно-Медведицкого авлакогена.

Явления миграции максимумов опусканий во времени, выражающиеся в виде постепенно наращивающегося в определенном направлении рифта, сопровождаются аналогичным смещением очагов вулканизма. В среднедевонское время проявления интенсивного вулканизма широко распространены в области Тиманского рифта, в пашийс-

кое время ареал вулканизма значительно расширился и захватил северные сегменты Вятского авлакогена (Сырьяны), а в кыновское захватил и его южные сегменты (Казаклар). Позднее подобные зоны магматической активности, распространяющиеся из геосинклинальных областей на платформы, были более подробно рассмотрены А.Д. Щегловым (1968, 1970 гг.) в качестве областей наведенной активизации. Одновременно им приведены доказательства в пользу существования областей автономной активизации и показано металлогеническое значение тех и других структур.

В 1969 г. Ю.М. Пушаровский предложил относить группу структур, связанных с областями наведенной активизации, к резонансно-тектоническим. В их число он включил глыбовые и глыбово-складчатые зоны платформы, располагающихся вдоль орогенов, продольные и поперечные краевые прогибы, окраинные синеклизы платформы. Одни из них генетически связаны с развитием подвижных зон в геосинклинальную стадию, другие — в орогенную.

Соглашаясь с принадлежностью большинства структур платформы к классу импульсивно возбужденных или резонансно-тектонических, следует подчеркнуть, что к ним могут быть отнесены лишь те из них, по которым устанавливается передача тектонических импульсов на большие расстояния в виде узкого поперечного к геосинклинали пучка, продольные же тектонические формы, в частности, передовые и краевые прогибы, миогеосинклинали, образуются в результате пассивного втягивания в прогибания смежных участков платформы или компенсационного опускания в связи с воздыманием орогена. Эта группа пригеосинклинальных и приорогенных структур никак не может относиться к классу импульсивно-возбужденных структур. Вряд ли правильным будет также включение в этот же класс узких зон глыбово-складчатых сооружений, возникающих на платформах в приорогенных зонах, которые генетически связаны с тангенциальными напряжениями сжатия, механически передающимися при движении тектонических покровов.

Импульсивные возбуждения, передающиеся в виде смещения полной волны колебаний во времени и пространстве в отдельную стадию или цикл развития определенной структуры или группы смежных структур, представляют собой очень широко распространенное в природе явление. Причем импульс возбуждения передается на платформу не через всю фронтальную часть геосинклинального или орогенного пояса, а исходит из определенных центров возбуждения большой подвижности. Затем передача возбуждений во внутренние части платформы, как показывает анализ мощностей отдельных формаций и их состав, постоянно осуществляется через наиболее мобильные области платформы — перикратонные синеклизы или авлакогены. На территории Восточно-Европейской платформы такими мобильными областями в каледонский цикл тектогенеза оказались прежде всего Польско-Германская синеклиза, непосредственно сочленявшаяся с Грампианской геосинклиалью и в меньшей степени огражденная жесткими массивами, Днестровская синеклиза, сочленявшаяся с Галицийской

геосинклиналю. Печорская синеклиза, огражденная Тиманским инверсионным краем, оказывала слабое влияние на развитие внутренних структур платформы как в каледонский, так и в герцинский и альпийский циклы тектогенеза.

Максимальное влияние на развитие платформы оказала в герцинский и альпийский циклы тектогенеза Прикаспийская синеклиза. Таким образом, передача импульсов колебаний осуществляется относительно узким направленным пучком из определенного центра возбуждения, располагающегося, судя по позиции большинства перикратонных синеклиз, в области сочленения различных геосинклинальных поясов и планетарных рифтовых зон. Импульсы возбуждений распространяются в глубь платформы, огибая жесткие массивы, щиты и своды, которые являются буферными зонами.

Обращает внимание асимметричный характер развития платформы, подобный асинхронно-компенсационному развитию различных плит, но более высокого порядка. Это видно на примере асимметричного развития Восточно-Европейской платформы в каледонский и герцинский циклы тектогенеза в связи с этапами развития соответствующих геосинклинальных поясов. В каледонский цикл тектогенеза импульсы возбуждений распространялись со стороны Грампианской геосинклинали и Куяво-Поморского рифтового пояса с вовлечением в прогибание западного сегмента платформы и высоким стоянием восточного сектора.

В герцинский и альпийский циклы тектогенеза преобладали опускания в восточном секторе платформы, передававшиеся в первом цикле от импульсивного центра возбуждений, располагавшегося в зоне сочленения Уральской системы с Кавказской, а во втором — от Копетдагской геосинклинали.

Таким образом, при изучении латеральных рядов платформенных формаций необходима реконструкция палеотектонических планов с выделением центров импульсных возбуждений, буферных зон и определением главных направлений импульсных возбуждений, передающихся из отдельных наиболее мобильных очагов геосинклиналей в перикратонные синеклизы и сквозные авлакогены, рифты и далее во внутриплатформенные интракратонные синеклизы и авлакогены (рифты).

Полная волна колебаний обычно проходит и формирует платформенные структуры в течение одной тектонической стадии, отвечая трансгрессивной — эмерсивной фазам развития и отражается в виде малого вертикального ряда формаций. Генеральная объемная совокупность вертикальных и латеральных рядов формаций, образовавшихся в течение одной тектонической стадии, выделяется нами в качестве большого латерального ряда формаций. Большой латеральный ряд объединяет в своем составе непрерывные направленные ряды формаций (вертикальный и латеральный), располагающиеся в пространстве от внеплатформенного импульсивного центра возбуждения до внутриплатформенной структуры, испытывающей эти возбуждения в течение одной тектонической стадии.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ЭТАЖИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Восточно-Европейская платформа, как и другие платформы, характеризуется многоэтажным строением земной коры, которая представлена различными ассоциациями осадочных, метаморфогенных, вулканогенных и интрузивно-магматических формаций. Номенклатура этих ассоциаций, отражающая неравномерно-поступательный характер эволюции земной коры, разрабатывалась Н.С. Шатским (1960 г.), В.В. Белоусовым (1972 г.), А.А. Богдановым (1972 г.), В.В. Хайным (1973 г.), В.А. Клубовым (1973 г.) и др. В целом намечается следующий ряд: мегакомплекс — структурно-формационный комплекс — структурно-формационный этаж — подэтаж — формация.

К мегакомплексам планетарного распространения относятся складчатые основания и осадочные чехлы платформ. Структурно-формационные комплексы объединяют формации и структуры крупнейших этапов становления и развития земной коры, формирование которых происходило при существенно различных общепланетарных тепловых и, как следствие, тектонических режимах. Такими крупнейшими этапами в истории Земли, согласно Г. Штилле (1964 г.), являются три огромных по продолжительности мегаэтапа — протогей (архей), дейтерогей (карелий) и неогей. Структурно-формационные комплексы повсеместно разделяются угловыми и азимутальными несогласиями и перерывами.

Структурно-формационные этажи — формационные и структурные ассоциации третьего ранга, формирующиеся в течение полного тектонического цикла. Этажи включают ... "серии толщ горных пород различного стратиграфического объема, связанные между собой единым структурным планом и специфическими формами тектонических нарушений. Структурные этажи обычно отделяются друг от друга угловыми несогласиями, но иногда лишь перерывами или сменой вулканогенно-осадочных формаций" [Богданов, 1972, с. 8].

Осадочный чехол Восточно-Европейской платформы подразделяется на байкальский, каледонский, герцинский и киммерийско-альпийский структурно-формационные этажи, выделяемые по одноименным тектоническим рубежам перестройки структурных планов. Границы структурно-формационных этажей не постоянны и имеют скользящий характер. Например, байкальский этаж восточного сектора платформы включает формации венда, тогда как в западном секторе те же вендские образования входят в состав каледонского этажа. В течение полного цикла тектогенеза тот или иной участок земной коры претерпевает несколько стадий региональных перестроек, что приводит к необходимости подразделения каждого структурно-формационного этажа на структурные подэтажи, представляющие собой совокупность формаций и структурных форм, формирующихся в определенную стадию развития земной коры. Структурные подэтажи разделяются региональными угловыми несогласиями и перерывами, но часто их границы характеризуются просто сменой формаций.

Архейско-нижнепротерозойский структурно-формационный мегакомплекс образует кристаллическое основание платформы и представлен метаморфическими регионально гранитизированными формациями. Архейский структурно-формационный комплекс наиболее хорошо изучен в пределах щитов. К нему относятся образования кольской и беломорской серий Балтийского, бугской, орехово-павлоградской и приазовской серий Украинского щитов. По данным Л.И. Салопа (1973), архейские толщи в соответствии с наблюдаемым стратиграфическим положением образуют следующий вертикальный формационный ряд: 1 — высокоглиноземистая сланцево-гнейсовая, кварцит-сланцево-гнейсовая формации (пинкельяврская, керетьская свиты Балтийского и побужская, новопавлоградская свиты Украинского щитов); 2 — сланцево-амфиболитовая формация (хеталамбинская свита Беломорья, днестрово-бугская, ингульская, лозоватская свиты Украины); 3 — мраморно-кальцифир-амфиболитовая формация (чудзьяврская свита Кольского полуострова, тетерево-бугская, ореховская, корсак-шовкайская свиты Украины); 4 — высокоглиноземистая сланцево-гнейсовая формация (волшпахская свита Кольского полуострова, лоухская Беломорья и каратышская Украины).

Близкие формационные ряды устанавливаются в пределах архейских блоков Воронежского массива и Волго-Уральской системы сводовых поднятий. В районах Альметьевского и Татарского сводов, по мнению Б.С. Ситдикова (1968 г.), можно выделить биотит-роговообманковую гнейсовую (икская свита), гнейсово-амфиболитовую (волжско-вятская свита) и высокоглиноземистую сланцево-гнейсовую (нижнекамская свита) формации. Мощность архейских формаций колеблется от 500 до 4000—5000 м. Все они испытали многократный региональный метаморфизм в гранулитовой и амфиболитовой фациях и были охвачены в разной степени процессами гранитизации и мигматитизации. Время наиболее раннего метаморфизма, по радиометрическим датировкам, 3200—3500 млн. лет.

Многие исследователи отмечают удивительную выдержанность на огромных расстояниях состава и последовательности набора осадочных и вулканогенных толщ, отсутствие перерывов и грубообломочных пород в разрезе.

На раннем этапе развития Земли установился своеобразный тектонический режим, характеризующийся высоким тепловым потоком и общей подвижностью земной коры, когда магматические и метаморфические процессы протекали глобально без сколько-нибудь заметной дифференциации в пространстве. Этот режим начальной стадии развития земной коры получил наименование пермобильного или зогеосинклиналиного. По-видимому, в эти циклы вещественная дифференциация и перенос тепловой энергии осуществлялись со всей поверхности мантии. Направленные и устойчивые конвекционные течения отсутствовали. Астеносферный слой еще не сформировался. Однако стадийность в процессах глобального расхода, а затем постепенного накопления энергии устанавливается со всей определенностью. Так, состав формаций и их последовательность размещения во време-

ни позволяют наметить три тектонических этапа с формированием соответствующих структурно-формационных этажей.

Первый, раннеархейский этап характеризуется накоплением преимущественно продуктов переотложения кор выветривания с периодическим выносом огромных масс кремнезема и железа, которые были затем преобразованы в формации высокоглиноземистых гнейсов, кристаллических сланцев и магнетитовых кварцитов.

Второй, среднеархейский этап, судя по амфиболитовому (метабазитовому) и мраморно-амфиболитовому составу формаций, отражает глобальную вспышку эффузивного основного и в меньшей степени ультраосновного магматизма. Появление на поздней стадии осадочных карбонатных пород свидетельствует о резком уменьшении в составе атмосферы и гидросферы углекислоты и ее переходе в связанное состояние.

Третий, позднеархейский этап отмечается общим ослаблением вулканической и гидротермальной деятельности с накоплением преимущественно высокоглиноземистых продуктов кор выветривания, но при слабом выносе кремнезема и железа.

Тектонические деформации в архее, судя по структуре и текстуре горных пород, происходили в условиях высокой пластичности с образованием своеобразных эллипсоидальных и концентрических тектонических форм — гнейсовых свалов, прекрасно отражающихся в региональном магнитном поле в виде мозаичных аномалий. Это своеобразные тектонические формы и их четкое отражение в магнитном поле позволяют, наряду с известными архейскими массивами открытых щитов — Беломорским, Мурманским, Южно-Шведским, Приднепровским и Подольским, выделить в фундаменте Русской плиты Северодвинский, Окско-Волжский, Татарский, Жигулевско-Пугачевский, Нелидовский, Новгородский и целый ряд других более мелких их аналогов (см. рис. 1).

Раннепротерозойские образования в виде линейных систем и поясов облекают жесткие архейские массивы и группируются в два структурно-формационных комплекса — гимольский и карельский.

Гимольский комплекс, стратотипом которого можно считать одноименную серию Карелии, залегает на нижнеархейских образованиях с угловым несогласием. В последнее время эти образования относят к верхнему архею [Салоп, 1973]; они представлены направленным осадочно-вулканогенным рядом формаций.

Нижний, тикшеозерский этаж сложен высокоглиноземистой гнейсово-сланцевой формацией, залегающей с угловым несогласием на архейских беломоридах. С перерывом ее перекрывает пезозерская серия, являющаяся возрастным аналогом гимольской. Собственно гимольский этаж Карелии имеет трехчленное строение и представлен базальной грубообломочной вулканогенно-осадочной (суккозерская свита), джеспилитово-сланцевой с лептитам (костамукшская свита) и вулканогенно-лептитовой (межозерская свита) формациями. Суммарная мощность описываемого формационного ряда 1000—12000 м. Возраст метаморфизма 2500—2700 млн. лет. Аналогами гимольской

серии являются вулканогенно-осадочные образования тундровой, лебязинской и колмозерской серий Кольского п-ова. На Украинском щите в состав гимольского комплекса могут быть включены осадочно-вулканогенные формации конкско-белозерской и тетеревской серий. Последняя представлена базальной грубообломочной вулканогенно-осадочной (нижнегородокская свита), высокоглиноземистой амфиболит-гнейсовой (верхнегородокская свита) и мраморно-амфиболитовой (кочеровская свита) формациями. По составу и степени метаморфизма описываемый ряд наиболее полно отвечает тикшеозерскому этажу Балтийского щита, что подтверждается и возрастом раннего метаморфизма в 2700—2800 млн. лет. Более молодая конкско-белозерская серия образует второй структурно-формационный этаж.

На территории Воронежского и Белорусского массивов их возрастным аналогом является магнетит-амфиболитовая (метабазитовая) формация (старооскольская и ооловская свиты). По данным Ю.Д. Смирнова и Л.И. Салоп, вулканогенно-осадочные формации гимольского комплекса широко развиты на Урале и в Мугоджарах (тукмаклинская, уфалейская, сысертская, ильменогорская, талдыкская серии). Все они имеют в тех или иных вариациях близкий состав, трех-четырёхчленное строение и возраст метаморфизма (2500 млн. лет)*.

Как считает Л.И. Салоп, формации гимольского комплекса наиболее близки эвгеосинклинальным формациям фанерозоя, тогда как миогеосинклинальные образования практически отсутствуют. Комплекс этот выполняет сложные синклинали, располагающиеся между гнейсовыми куполами. Таким образом, при общей линейности структурных форм первого порядка формирование структур более высоких порядков происходит в условиях, близких к эогесинклинальному режиму архея. Эта близость подчеркивается и составом формаций нижнего этажа гимольского комплекса, сложенных высокоглиноземистыми сланцами и гнейсами (тикшеозерская и тетеревская серии).

Однако степень метаморфизма нигде не достигает гранулитовой фации, нижняя часть комплекса обычно формировалась в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, тогда как верхняя — преимущественно в зеленосланцевой фации.

Карельский комплекс считается первым структурно-формационным комплексом, в котором широко развиты типичные геосинклинальные формации. Карельские осадочно-вулканогенные формации залегают с угловым несогласием на отложениях гимольского комплекса и архейских образованиях. В открытой советской части Балтийского щита они выполняют Кольский, Карельский и Ладожский линейные трюги и обширную Свекофенскую область опусканий, расположенную между Южно-Шведским и Беломорским архейскими средними массивами.

Карелиды одноименной складчатой системы расчленяются на два структурно-формационных этажа — доятулийский и ятулийский. Доятулийский этаж в объеме тунгудско-надвоицкой и сариолийской

серий представлен чередованием базальных грубообломочных песчано-кварцитовых (100—800 м) и верхних венчающих вулканогенных (400—1800 м) формаций, сложенных основными и в меньшей степени кислыми вулканитами и туфами.

Ятулийский этаж сложен вулканогенно-осадочными формациями сегозерской, онежской и ладожской серий. В составе сегозерской серии могут быть выделены кварцевая грубообломочная, доломитово-песчано-сланцевая и осадочно-вулканогенная формации суммарной мощностью до 900—4000 м.

Онежская серия представлена грубообломочно-песчаной, глинисто-доломитовой с гематитом и вулканогенной формациями мощностью до 2000 м. Ладожская серия сложена флишеидной песчано-сланцевой формацией.

Базальные формации названных выше серий представлены аркозовыми и олигомиктовыми песчаниками и конгломератами, а вулканогенные — диабазами, порфиритами и их туфами. По типу магматизма, наличию "зрелых" мономиктовых пород — кварцитов и частым перерывам Л.И. Салоп считает эти образования платформенными. По нашему мнению, их следует относить к формациям рифтов, протоавлакогенов, охваченных в пострифтовую инверсионную стадию альпинотипной складчатостью и зеленосланцевым метаморфизмом. В основании карельского комплекса на Кольском п-ове выделяется кейвский (червуртинский) этаж, представленный малокейвской грубообломочной базальной и собственно кейвской высокоглиноземистой сланцево-кварцитовой формациями. На кейвской серии согласно залегают образования карельского комплекса — серия имандра-варзуга, по составу напоминающая онежскую свиту Карелии.

В отличие от рассмотренных выше протоактивизационных структур область Свекофенского пояса характеризуется более полным развитием и сложена формациями так называемого миогеосинклинального пояса карелид, расположенных симметрично на склонах Беломорского и Южно-Шведского массивов. Ладожская протоактивизационная зона отделена от Свекофенского пояса Южно-Финским срединным массивом, и занимает положение краевого рифта, раскрывающегося на севере, как и Кольская и Карельская троговые зоны, в более подвижную область свекофенид.

Северо-восточная "миогеосинклиналь" представлена доятулийским и ятулийским этажами и их строение приведено по данным А. Симонена. Доятулийский этаж сложен сариолийской базальной грубообломочно-аркозовой формацией; залегающей с угловым несогласием на досвекофенно-карельских гранулитовых и гнейсовых комплексах Тунтса-Савукози. С перерывом и несогласием выше залегает серия формаций ятулийского этажа, представленная базальной кварцитовой формацией со скоплениями каолина, карбонатно-сланцевой, граувакково-сланцевой (калевийская серия) и завершающей грубообломочно-аркозовой (свита кумпу) формациями.

Собственно Свекофенская эвгеосинклинальная зона сложена многокилометровой толщей граувакк и амфиболитов (метабазальтов) до

5—8 км мощности. В ее составе, по данным А. Симонена, выделяются нижняя метабазальтовая, граувакково-сланцевая, средняя метабазальтовая и поздне Svecofennianская сланцевая формации.

На инверсионной стадии развития отмечается внедрение габбро-диорит-гранодиоритовой формации, а орогенному этапу отвечают крупные плутоны мигматит-гранитов и посторогенные мелкие штоки гранитоидов. Синклинали и грабен-синклинали структуры эвгеосинклинали, возникшие на инверсионной стадии развития, были затем в результате внедрения позднеинверсионных плутонов гранитной формации преобразованы в сложные системы опрокинутых изоклинальных складок, обрамляющих купола гранитов.

Свекофенно-карелиды юго-западного борта геосинклинали образуют второй "миогеосинклинали" пояс, расположенный на склоне Южно-Шведского архейского массива, который перекрывается преимущественно кварцитовыми формациями Ветланда — Вестана и Вестервик [Лундгорд, 1978]. В направлении геосинклинали центральной Норланда, по материалам Б. Эриксона [1978], в основании выделяется лепитовый этаж Геллефдинта-Хамранге, сложенный основными лавами, перемежающимися с туффитами и кварцитами и переходящими вверх по разрезу в кислые вулканиты собственно лепитовой формации с железными и марганцево-железными рудами и венчающие их контрастные, преимущественно порфиоровые образования серии арвидсьяур. Поздние свекофенно-карелиды с перерывом залегают на этих образованиях и представлены кварцит-аркозовой формацией Нагген, вулканогенно-сланцево-песчаной формацией Лос и сланцево-граувакковой формацией Хэрнё, центральная часть геосинклинали Норланда сложена контрастной формацией Шеллефтео, представленной преимущественно кислыми и в меньшей степени основными вулканитами, граувакково-филлитовой и порфиоровой формациями.

Судя по появлению граувакк в прибортовых зонах геосинклинали пояса в поздне Svecofennianско-карельское время (калевийская серия северо-восточного борта и свита Хэрнё юго-западного), заложение геосинклинали произошло в виде континентального рифтового трога, выполненного грубообломочно-аркозовыми и кварцитовыми формациями начальной стадии растяжения и контрастными вулканогенными формациями преимущественно кислого состава средней стадии. Разрыв континентальной коры в связи с продолжающимися движениями по трансформным разломам привел к образованию центрального океанического рифта, в котором происходило формирование граувакково-метабазальтовой формационной серии, так называемой Свекофенской эвгеосинклинали.

Рассмотренный комплекс формаций, в котором имеются близкие к типично геосинклиналиным граувакковые, флишоидные, базальтоидные серии с горизонтами спилитов, находящиеся в тесной ассоциации со зрелыми кварцитовыми, аркозово-кварцитовыми и контрастными вулканогенными формациями, позволяет утверждать ф преимущественно активизационном режиме развития земной коры в раннем протерозое. Среди активизационных структур существуют

континентальные и океанические рифты и разделяющие их срединные массивы, образующие в совокупности сложный пояс грабенообразных и горстовых структур северо-северо-западного и северо-западного простираний, наложенных на Ятулийский материк. Мы не знаем, достигли ли некоторые структуры стадии развития океанов, скорее всего нет. Но не исключено, что центральный Свекофенский океанический рифт и расходящиеся от него континентальные рифты Ладожского, Карельского и Кольского трогов входили в систему еще более подвижного раннепротерозойского Праатлантического океанического бассейна. О существовании более подвижной крупной системы свидетельствуют продолжающиеся процессы наведенной активизации западного и северо-западного секторов Балтийского щита в готский и байкальский циклы тектогенеза.

Масштабы растяжения и раздвига земной коры в карельских трогах были сравнительно невелики, о чем говорит постоянное присутствие среди граувакковых и metabазальтовых серий горизонтов и толщ высокоглиноземистых сланцев и кварцитов, источниками сноса которых были прилегающие срединные массивы.

Описанные выше образования свекофенно-карельского комплекса по большому сходству главных типов пород фундамента и однотипным линейным знакопеременным аномалиям уверенно прослеживаются на всей территории Русской плиты, а также в открытых зонах Украинского щита. Наиболее подвижный Свекофенский океанический рифтовый пояс с некоторым затуханием протягивается в юго-восточном направлении в район Прибалтики, Польши, Белоруссии и Украины, образуя ветвящиеся системы субширотного и северо-западного простирания, обрамляющие архейские жесткие массивы — Даугавпилсский, Рижский, Новгородский, Мазовецкий и др. На юге эта область активизации резко расширяется с образованием Осницкого пояса и Курско-Криворожской и Воронцовской троговых систем.

Осницкий пояс, развитый на территории Вольно-Подолки, сложен одноименным структурно-формационным комплексом, представленным аркозовой, аркозово-граувакковой и контрастной вулканогенной формациями, прорванными гранитами с датировками абсолютно-го возраста до 1800 — 1900 млн. лет [Салоп, 1973]. К северу на территории Белоруссии его аналогом, как считает Л.И. Салоп, является житковичская серия, представленная филлитово-кварцитово-и спилит-диабазовой формациями. Вторая, Курско-Криворожская система карелид по составу формаций ближе всего отвечает рифтовым структурам. На территории Украинского щита карельский комплекс выполняет Криворожский и Белозерский троговые системы и представлен криворожской (белозерской) и фрунзенской (переверзевской) формационными сериями. Криворожская серия сложена базальной филлитово-аркозовой и верхней джеспилитовой формациями, на которых с размывом залегают осадки фрунзенской серии. В ее составе выделяется базальная сланцево-песчано-кварцитовая формация с железисто-кварцовой корой выветривания в основании, углеродисто-сланцево-карбонатная, грубообломочно-песчаная и сланцевая форма-

ции суммарной мощностью до 1500—2000 м. Близким по составу является карельский комплекс Белозерского трога. Следует отметить лишь значительную роль кислых порфиров в составе продуктивной железорудной формации.

Курская зона, входящая в состав общей системы карелид, распадается на Новооскольский и Белгородско-Михайловский синклинории и ряд более мелких антиклиналей и синклиналей субмеридионального и северо-западного простираний.

Они выполнены породами курской и оскольской серий, расчленяющихся на песчано-сланцевую, джеспилитовую и песчано-сланцевую, доломитово-сланцевую, контрастную вулканогенную формации соответственно.

К юго-востоку от Курской системы прослеживается сочленяющаяся с ней под острым углом Павловско-Воронежская система карелид, погружающаяся на юго-востоке под эпигерцинскую Скифскую плиту. Павловско-Воронежская система по Лосевско-Мамоновскому глубинному разлому разделена на вулканогенный Воронежско-Лосевский трог и северо-восточную Бобровско-Воронцовскую прибортовую зону. Формационные серии этой зоны имеют более молодой возраст по сравнению с курской серией и отвечают верхней оскольской серии Курской зоны. Воронцовская серия северо-восточного борта имеет аналогичный песчано-сланцевый состав. Троговая зона, рассматриваемая некоторыми исследователями в качестве эвгеосинклинальной, сложена андезит-диабазовой, лептитовой и флишоидной формациями, прорванными раннеинверсионными плутонами габбро-диорит-плагиогранитовой и позднеинверсионной мигматит-гранитовой формаций.

Таким образом, подобно трогам Свекофенно-Карельской системы Финляндии мы наблюдаем последовательное развитие во времени раннекарельского континентального рифта, разрыв континентальной коры которого на следующей стадии привел к образованию океанического рифтового бассейна.

Рассмотренные выше Свекофен-Карельская, Осницкая, Курско-Криворожская, Павловско-Воронежская и выделяемые по линейному аномалийному полю предполагаемые Московская, Среднерусская, Рязано-Саратовская системы карелид центростремительно сопрягаются в районе, расположенном в 100 км к северо-западу от Москвы, образуя сложный тектонический узел (см. рис. 2).

Рязано-Саратовский пояс прослеживается от него в восточном направлении с образованием сложных северо-восточных виргаций в виде подчиненных Сурско-Камской и Вятской систем, которые на севере в области Предтималя сочленяются с Мезенско-Вычегодской системой, представляющей юго-восточное продолжение Кольского пояса. Предполагаемые системы и пояса сложены в основном гимольской серией, среди образований которой в виде отдельных трогов — Черно-Холуницкого, Колобовско-Унийского, Нижне-Камского и др. — сохранились раннекарельские сланцевые образования. Таким образом, восточные и центральные сегменты платформы были охвачены более

ранней консолидацией по сравнению с северо- и юго-западными. Спорадический характер развития карельских образований на востоке платформы свидетельствует о значительной величине эрозионного среза, а следовательно, и большей амплитуде сводово-глыбовых поднятий.

Отрицательные движения большого размаха устанавливаются в зоне, расположенной к востоку от позднекарельского Волго-Уральского щита, в Башкирском антиклинории. Здесь карельский комплекс представлен мощными грубообломочно-аркозовыми, вулканогенно-осадочными, сланцево-кварцитовыми, доломитовыми и сланцево-доломитовыми формациями бурзянской серии. Описываемые отложения считались стратотипом нижнего рифея, но так как эти образования прорываются гранитами рапакиви Бердяшского плутона, более обоснованы представления Л.И. Салопа об их принадлежности к карельскому комплексу.

Таким образом, мы нигде не видим случая сквозного непрерывного развития карельских структур от предыдущего гимольского и более древних предшествующих этапов. Карельский цикл начался с нового распада континентальных плит по близким к гимольским направлениям после длительного периода консолидации. Если учесть аналогичный характер деформаций Восточно-Сибирской, Северо-Американской, Индостанской, Африканской и других плит, рифтогенез носил глобальный характер. Некоторая часть континентальных рифтов в позднекарельский период достигла океанической стадии развития с формированием центральных тафрогенных рвов, в которых накапливались вулканогенные формационные серии, напоминающие эвгеосинклинальные комплексы фанерозоя. Поэтому этот этап развития обычно рассматривался как протогeosинклинальный, однако вся совокупность карельских формаций наиболее полно отвечает активизационному или так называемому протоактивизационному режиму.

Обращает на себя внимание отсутствие типичных осадочных формаций орогенного этапа, хотя инверсионная стадия, судя по формированию диорит-гранитоидных, мигматит-гранитовых формаций, проявлена довольно полно. Единственная грубообломочная формация Кумпу, считающаяся верхней молассой свекофеннид Финляндии, имеет более зрелый аркозово-кварцевый состав, чем обычные базальные формации различных серий карелид. Очевидно, постинверсионные орогенные сооружения в карельский цикл тектогенеза практически не формировались, хотя надвиговые и взбросовые деформации с образованием многочисленных аллохтонных чешуй происходили в позднекарельскую инверсионную стадию необычайно широко. Не исключено, что эти противоречивые явления обусловлены довольно равномерным распределением напряжений сжатия между многочисленными системами карелид высокой плотности, разделяемых жесткими срединными массивами, имеющими, однако, сравнительно небольшие размеры. Устойчивое существование линейных троговых зон является свидетельством возникновения конвекционных систем переноса теплового потока и вещества в мантии. Очевидно, в этот

этап произошло формирование астеносферы, направленные перетоки вещества в которой привели к разрывам и дроблению верхней мантии и земной коры.

Готский структурно-формационный комплекс представлен в основном терригенными грубообломочными формациями, выполняющими разрозненные грабенообразные впадины и грабены. Залегают они несогласно на нижележащих архейско-карельских образованиях. Верхняя граница также отражает крупный этап перестроек и завершается так называемым выборгским диастрофизмом, имевшим место на рубеже 1750—1650 млн. лет. Завершающей стадии готского этапа отвечает глобальное формирование своеобразных гранитов-рапакиви и анортозитов, являющихся прекрасными коррелятами его верхней границы. К этому же времени относятся первые ультраосновные расслоенные интрузии центрального типа, тяготеющие к поперечным сдвиговым нарушениям, осложняющим карелиды и готские грабенообразные структуры. За исключением районов Западной Скандинавии послекарельско-добайкальские осадочно-вулканогенные образования относятся к так называемому субиотнию. Однако, как нам кажется, целесообразно на эти отложения распространить принятое в Швеции понятие готид. Послекарельский — добайкальский цикл обычно рассматривается как орогенный или консолидационный платформенный. Безусловно, активность и размах тектонических движений в этот период резко снизились, однако состав формаций, магматизм и тектонические формы — грабены, грабен-синклинали — позволяют рассматривать его в качестве активизационного.

Во внутренних областях возникшего жесткого кратона формационные серии выполняют Овручский, Западно-Онежский, Коношский, Ладожский, Крестецкий, Юлово-Ишимский и другие более мелкие грабены. В составе наиболее полно представленных осадочно-вулканогенных образований Овручского грабена, по данным А.С. Дранника, выделяются две формационные серии. Нижняя, пугачевская серия состоит из базальной белокоровичской полимиктовой песчаной и верхней озерянской сланцевой формаций. Осадочные образования этих формаций чередуются с редкими покровами диабазов. Верхняя, овручская серия также имеет двучленное строение и сложена збраньковской диабаз-порфиритовой и верхней толкачевской кварцитово-формациями.

В Западно-Онежской грабен-синклинали готский комплекс представлен петрозаводско-шокшинской формационной серией, в составе которой выделяется сероцветная петрозаводская сланцево-кварцито-песчаная и красноцветная шокшинская сланцево-песчаная и трапповая формации. Силлы долеритов имеют абсолютный возраст 1650 млн. лет.

Остальные грабены выполнены в основном кварцитами и грубообломочными песчаниками. На территории Татарии возможными аналогами готского комплекса являются кварциты, выполняющие мелкие грабены в зоне Нижнекамских дислокаций, сопряженных с одноименным глубинным разломом. Однако многие из этих кварцитов

рассматриваются как метасоматические образования, возникшие в результате кремневого метасоматоза пород гнейсового комплекса.

Более полные разрывы готид установлены в стратотипических районах Швеции и Норвегии. Севернее оз. Венерн прослеживается диорит-гранодиорит-гранитная формация интрузивного пояса Смоланд—Вернланд (возраст 1740 млн. лет), которой предшествует образовавшаяся из одного магматического очага контрастная порфировая формация Смоланд. В зоне Даларн готский комплекс, по С. Хельмквисту, представлен грубообломочной формацией Лександ, нижней порфировой формацией серии Дала, средней вулканогенно-грубообломочной и верхней контрастной порфировой формацией серии Дала. Осадочные образования прорваны плутонами гранитов и завершающих габбро-анортозит-гранитов Нордингро-Рагунда (граниты рапакиви). Близкие по составу формационные серии установлены в центральном Норланде, Норботтене, Трюсиль-Солер, Телемарке и других районах Швеции и Норвегии.

По своему положению в краевой части Восточно-Европейской плиты готиды образуют пояс наведенной активизации, к западу от которого, по-видимому, располагалась более мобильная зона, находящаяся на инверсионной стадии развития. По составу формаций и особенно присутствию контрастных вулканогенных серий, представленных кислыми, средними и основными вулканитами, комплекс готид, возможно, следует рассматривать в качестве типично вулканогенного пояса. Менее мобильные восточные районы характеризуются типично трапшовым магматизмом активизационных грабенообразных структур. В целом готский цикл можно рассматривать как определенную тектоническую паузу между карельским и байкальским циклами глобального распада плит.

БАЙКАЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС

Байкальский структурно-формационный комплекс характеризуется большим разнообразием рифейских формаций, среди которых широким развитием пользуются красноцветные аркозово- и кварцево-песчаные, доломитовые и трапшковые. Главнейшими структурными элементами континентальных плит являются рифтовые системы, представляющие в основном апофизы более подвижных рифтовых поясов внешних обрамлений. Восточно-Европейская платформа почти в современных границах возникла именно в байкальский цикл тектогенеза, верхняя граница которого определяется катангским диастрофизмом (680—650 млн. лет).

Погребенные под фанерозойским платформенным чехлом рифейские рифты или авлакогены выполнены вулканогенно-осадочными толщами общей мощностью до 5—10 км.

Разрезы рифея различных авлакогенов, расположенных нередко на больших расстояниях друг от друга, обнаруживают удивительное сходство в строении, составе и условиях накопления осадков. Отмечается характерная цикличность, что позволяет уверенно группиро-

вать формации в соответствующие формационные серии, принадлежащие нижне-, средне- и верхнебайкальскому структурным этажам.

Одним из наиболее полных разрезов рифея следует считать разрез Камско-Бельского авлакогена, расположенного на восточной окраине Русской плиты, на примере которого, видимо, лучше всего показать вертикальные ряды формаций.

В основании байкальского комплекса выделяется мощная однообразная толща красноцветных континентальных микроклин-кварцевых и кварцевых песчаников с подчиненными горизонтами гравелистов, алевролитов, прорванная дайками габбро-диабазов. Вскрытая мощность этих осадков (Тюрюшевская свита — аналог нижеайской свиты Южного Урала) превышает 600 м, по геофизическим данным, ее мощность достигает 3000 — 4000 м. Аналоги базальных отложений Камско-Бельского авлакогена прослеживаются в основании разреза всех установленных в настоящее время грабенных и авлакогенных Русской плиты и Балтийского щита (иотний Ботническо-Балтийского, каверинская свита Пачелмского, Пугачевского и Доно-Медведицкого, яренская — Средне-Русского, ненокская — Кандалякско-Двинского и др.). При этом во всех разрезах отмечается характерное переслаивание аркозовых и кварцевых песчаников и кварцитов, прорванных габбро-диабазами (Камско-Бельский, Среднерусский авлакогены) или содержащих пласты и прослои туффигов и туфогенных песчаников (Пачелмский авлакоген). Аналогичные мощные песчаные толщи отмечаются в пределах Южного, Среднего Урала и Тимана (зигальгинская, зильмердакская, джежимская и т. д.). Довольно часто эти образования считают молассами, придавая, видимо, слишком свободное и широкое толкование этому термину. Б.М. Келлер (1969 г.) первый отметил ошибочность отнесения этих образований к молассам, от которых они отличаются тектоническими и палеогеографическими условиями образования, высокой "зрелостью" пород. Континентальные кварцево-аркозовые песчаные формации широко развиты и в миогеосинклинальной области Урала. Подобно другим вышеописанным протерозойским аналогам гималид, карелид и готид они являются образованиями совершенно чуждыми для типичного геосинклинального ряда формаций и связаны с эпохами глобальных активизаций жестких кратонов.

Вверх по разрезу кварцево-аркозовые формации сменяются морскими глинисто-карбонатной, карбонатной и пестроцветной карбонатно-терригенной формациями, прорванными дайками габбро-диабазов. В их составе в основании выделяется толща сероцветных тонкослоистых аргиллитов и алевролитов с прослоями доломитов до 500—900 м мощности (арланская свита — аналог верхнеайской Урала); выше их сменяют серые, темно-серые, белые и розовые доломиты мощностью до 1500—2000 м (калтасинская свита — аналог саткинской Урала). Венчает разрез регрессивная толща пестроцветных аргиллитов, алевролитов, песчаников и доломитов мощностью до 200—300 м (надеждинская свита — аналог бакальской свиты Урала). Тюрюшевская формационная серия образует нижнебайкальский структурно-формационный этаж.

Эта цикличность повторяется в следующей, мишкинской (зильмердакско-катавской) формационной серии, где отмечаются вновь базальная кварцево-аркозовая (гожанская свита) и глинисто-карбонатная (штандинская свита) формации среднебайкальского этажа.

Во многом близкое строение имеет Пугачевский авлакоген, в пределах которого можно выделить две формационные серии. Татищевская серия нижнего рифея сложена континентальными кварцевой (татищевская свита) и кварцево-аркозовой (каверинская свита) формациями. Выше со стратиграфическим несогласием залегает пересыпкинская серия в составе морских глинисто-песчаной (иргизская свита) и известняково-доломитовой (бельнская свита) формаций среднего рифея. В Пачелмском авлакогене с перерывом на нижнерифейской каверинской туфогенно-песчаной формации залегают иргизская глауконитово-песчаная, бельнская доломитовая и секретаркинская терригенно-карбонатная формации. В расположенном западнее Московском авлакогене нижнебайкальский этаж сложен раменской формационной серией, представленной полевошпатово-кварцевой песчаной и пестроцветно-сероцветной карбонатно-терригенной формациями. И.Е. Постникова и В.В. Кирсанов [1970] относят эти образования к верхнему рифею. Однако вышележащая терригенно-карбонатная (лотиновская свита) формация по составу и облику пород напоминает осадки среднебайкальской пересыпкинской серии Пачелмского авлакогена и главным образом верхней секретаркинской свиты.

Формации среднерифейского этажа прослеживаются в западном направлении в Среднерусский и Полесский авлакогены.

В южной части Полесского авлакогена рифейские отложения образуют несколько базальных песчаных толщ, разделяемых перерывами или пачками более тонкозернистых пород, которые относятся к нижне-, средне- и даже верхнерифейским образованиям. Для отнесения этой серии осадков, называемой полесской, к разновозрастным образованиям нет оснований. В Оршанской грабен-синклинальной структуре и Крестецком грабене, являющихся северным продолжением Полесского авлакогена, выделяются одноименные осадки оршанской и крестецкой свит. В зоне разделяющего их "Полесского моста" на породах фундамента и реке на полесских песчаниках залегает пинская доломитово-терригенная формация, по-видимому, среднерифейского возраста. В Среднерусском авлакогене байкальский комплекс начинается базальной аркозово-грубообломочной красноцветной формацией мощностью до 1500—2000 м, резко выклинивающейся в южном направлении примерно на широте г. Любима. Среднерифейские отложения отсутствуют.

Верхнерифейский структурно-формационный этаж имеет ограниченное распространение и представлен лишь в рифтовых структурах центральных районов Русской плиты в виде пачелмской и волынской формационных серий. В пределах Пугачевского авлакогена в основании пачелмской серии выделяются чулпанская глауконитово-терригенная и верхняя кирсановская глинистая формации; В Пачелмском авлакогене на описанные образования ложатся воронская красно-

цветная песчаная и красноозерская сероцветная глинисто-песчаная формации. Их возрастными аналогами в Московском авлакогене, очевидно, являются осадки павловско-посадской серии, с перерывом налегающие на среднерифейскую лотиновскую свиту.

В основании павловско-посадская серия сложена красноцветной глинисто-песчаной формацией, которая постепенно переходит в сероцветные образования верхней флишоидной терригенной формации.

В Среднерусском авлакогене с большим перерывом и стратиграфическим несогласием на нижнерифейских отложениях и породах фундамента залегают отложения рослятинской серии, являющиеся стратиграфическим аналогом пачелмской серии одноименного авлакогена. Эта флишоидная терригенная формация сложена шестью толщами ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов: алевроито-аргиллитовой (776 м), алевроито-песчаной (486 м), алевроито-аргиллитовой (610 м), песчано-алевритовой (270 м), аргиллито-алевритовой (370 м) и аргиллито-алеврито-песчаной (213 м). Наиболее полно осадки флишоидной серии представлены в Рослятинском сегменте, тогда как в южных Любимском, Даниловском и Солигаличском сегментах присутствует лишь вторая алевроито-песчаная толща, а в Молоковском и Бологоевском — первая и вторая толщи. Эти особенности залегания осадков рослятинской серии свидетельствуют о неравномерных опусканиях отдельных сегментов Среднерусского авлакогена.

Вольнская формационная серия имеет еще более ограниченное распространение и представлена лишь в северной части Пачелмского, Московского, южной части Среднерусского, в Полесском авлакогенах и Брест-Подлясской грабен-синклинали. Байкальский цикл тектогенеза завершают на платформе своеобразные вулканогенные и вулканогенно-обломочные формации. Центр вольнских опусканий по сравнению с пачелмским временем смещается в юго-западном направлении в пределы Полесского авлакогена. Здесь на разновозрастных образованиях кристаллического фундамента, полесской серии и пинской свиты лежит вильчанская континентальная грубообломочно-песчаная тиллоидная формация, сложенная плохо отсортированными неслоистыми алевроито-песчаными породами с рассеянными в них обломками, валунами и глыбами кристаллических пород фундамента. Ее аналоги прослеживаются в Оршанском сегменте, Московском и Пачелмском авлакогенах. Большинство геологов рассматривают эти образования как ископаемые морены. Б.М. Келлер описываемые отложения со спарагмитовой формацией Скандинавии. Завершают вольнскую формационную серию, представляющую самостоятельный структурно-формационный этаж, прибрежно-морская терригенно-вулканогенная и наземная трапшовая формации. Трапшы представлены эффузивами основного и среднего состава и базальтовыми туфами, суммарной мощностью до 200—270 м. По периферии трапшовую формацию замещают осадки терригенно-вулканогенной формации, сложенные вулканическими туфами и туффитами, пере-

слаивающимися с песчаниками, содержащими прослой алевролитов и глин.

На территории Балтийского щита рифейские отложения развиты в затухающей северо-западной части Кандалакшско-Двинского, Ботническо-Балтийском, Далекарийском авлакогенах, складчатой зоне Дала и серии более мелких грабенов типа Онежского, Ладожского, Трюсиль, Висингсё, Альмесокра и др.

Крупнейший Ботническо-Балтийский авлакоген, расположенный в акватории Балтийского моря и Ботнического залива и сочленяющийся на юге с Куяво-Поморской рифтовой системой, а также ответвляющиеся от него мелкие грабены Сатакунта, Мухос, Евле, Нордингро выполнены нижнерифейской красноцветной формацией аркозовых песчаников, переслаивающихся с красными и темными глинистыми сланцами и алевролитами со вскрытой мощностью до 1000 м. Рифейские отложения прорваны дайками диабазов.

По условиям залегания песчаников в мелких грабенах-ответвлениях и по их погружению под воды Ботнического залива и Балтийского моря можно предположить, что они имеют широкое распространение в осевой зоне рифта. Аналогичные песчаники были вскрыты бурением на островах Готска-Сандё и Эланд. Более полные разрезы рифея установлены в шведской и норвежской зонах Балтийского щита.

Рифей системы грабенов Альмесокра — Висингсё со вскрытой мощностью более 1000 м представлен базальной формацией ортокварцитов, средней аркозово-песчаной и верхней карбонатно-сланцевой формациями. Первые две формации вполне очевидно принадлежат нижнерифейскому этажу, тогда как верхняя, карбонатно-сланцевая, возможно, относится к среднему рифею, так как возраст начального метаморфизма пород, по данным К-Аг метода, равен 985 млн. лет.

В складчатой зоне Даль, прослеживаемой в западной прибортовой области палеозойского грабена Осло, на готском комплексе Омоль-Кропфелль с угловым несогласием залегают осадочные образования аркозово-песчаной формации Каппебо нижнего рифея и верхней песчано-сланцевой формации Даль мощностью до 2000 м. Формация Даль сложена песчаниками, кристаллическими сланцами, песчанистыми и карбонатными аргиллитами. Осадочные образования формации Даль прорваны гранитами Бохус-Эстфоль с возрастом около 900—1000 млн. лет. Внедрения гранита сопровождались дальсландской складчатостью (гренвильский диастрофизм), которой была охвачена область готид и доготид Южной Швеции. Эта область протягивается в северном направлении в район Телемарка Норвегии, также охваченного последней фазой метаморфизма в 1100—950 млн. лет. Отложения формации Даль образуют серию поднадвиговых лежачих и вертикальных раздавленных складок.

К северу от оз. Мьеса непосредственно на продолжении грабена Осло распространены рифейские отложения главного спарагмитового поля Норвегии. По материалам У. Хольтедала (1957 г.), в основании разреза выделяется аркозово-песчаная формация серого спарагмита

или спарагмита Бреттум; ее сменяет красноцветная известняково-сланцевая формация Бореттум, выше которой следуют песчаная грубообломочная и сланцево-известняковая формации Бири. Вся выше-названная формационная серия объединяется под названием сероцветного спарагмита и относится к верхнему рифею, хотя нижнюю ее часть до конгломератов Бири, возможно, следует относить к среднему, если даже не к нижнему рифею.

Выше этой серии прослеживается так называемый красный или муэльвский спарагмит, представленный формацией сланцеватых песчаников с грубообломочными горизонтами, которые рассматриваются в качестве ледниковых образований нижнего и верхнего тиллита. Формация глинистых сланцев Экре, перекрывающая красный спарагмит, представлена тонкослоистыми красными и зелеными глинистыми и песчанистыми сланцами, сопоставляемыми по облику с ледниковыми ленточными глинами. Завершает разрез кварцево-песчано-кварцитовая толща формации вардальский спарагмит, сложенная кварцевыми песчаниками с грубозернистыми аркозово-песчаными горизонтами в нижней части разреза и толщей углистых кварцитов свиты Рингсакерс в верхней.

Формационные серии нижнего и верхнего спарагмита широко прослеживаются в районах к востоку и северо-востоку от оз. Мьеса в автохтонном и аллохтонном залегании. Формирование спарагмитовых серий, как считает У. Хольтедаль, происходило в осадочном бассейне, ограниченном сбросами. Известняки Бири были распространены наиболее широко, но в последующем они были уничтожены эрозией и продукты их разрушения, встречаемые в красном спарагмите, сгружены в центральной грабенообразной депрессии.

Вторым районом, где широко развиты спарагмитовые серии рифея, является область финмаркена, которая рассматривается У. Хольтедалем в качестве зоны краевого молассового прогиба. Нижняя порсангерская серия представлена кварцево-песчаной формацией с горизонтами мелкогалечных конгломератов и песчанистых сланцев и кремнисто-доломитовой формацией. Ее сменяет верхняя спарагмитовая серия, образования которой залегают со слабым угловым несогласием на осадках порсангерской серии. Спарагмитовая формация представлена нижним тиллитом, красными песчаниками, верхним тиллитом, ленточными сланцами, кварцитовидными песчаниками суммарной мощностью до 1000 м. Завершает разрез сланцево-кварцево-песчаная формация с верхним горизонтом конгломератов, содержащим яшмовую гальку. Снос обломочного материала осуществлялся с запада и востока, наличие же яшмы указывает на инверсию байкальской океанической рифтовой зоны, расположенной к западу от поздне-рифейского Западно-Норвежского рифта. Описанные отложения спарагмитового комплекса по своему составу относятся к рифтовым образованиям. К северу, северо-востоку, через полуострова Финмаркен, Рыбачий Западно-Норвежский рифтовый пояс сочленяется с Гиперборейско-Тиманским и затем с Доуральским рифтовыми поясами, которые огромной дугой обрамляют Восточно-Европейскую плат-

форму. Преимущественно континентальные байкальские рифтовые системы в отдельных зонах достигли океанической стадии развития (рифей Армориканского массива Франции, Восточного Урала и Тянь-Шаня). Более широко рифтовые системы на океанической стадии развития представлены в южном поясе Палео-Тетиса, северные границы которого проходили в области Скифской и Туранской плит. Рифейские формации океанического типа установлены в Богемском массиве Чехословакии, Добрудже, на Кавказе и в других районах.

Глобальный этап байкальского рифтогенеза привел к распаду всех посткарельских континентальных плит. Растяжения земной коры сопровождались преимущественно траповым магматизмом. Лишь в краевых рифтовых системах в эпохи гренвильской и катангской складчатостей происходило формирование гранитных плутонов. Горизонтальные раздвижки рифтовых зон были, очевидно, сравнительно небольшими, так как даже в осевых зонах океанических рифтов отмечается частое присутствие зрелых аркозово- и кварцево-песчаных формаций. Внутренние области щитов и массивов, охваченные компенсационными напряжениями сжатия, были охвачены щелочно-ультраосновным интрузивным магматизмом в катангскую эпоху тектогенеза.

Глобальный характер распространения тиллитов на всех континентах в позднем рифее (800—650 млн. лет) является, пожалуй, одним из примечательных явлений байкальского цикла тектогенеза. Е.П. Брунс предполагает, что образование тиллитов связано с покровными оледенениями, хотя, видимо, прав Л.И. Салоп, сомневающийся в их покровном характере и относящий их к ледникам горно-долинного типа. По его мнению, формирование ледников обусловлено внешними и резкими изменениями климата под влиянием космических факторов. Однако существование ледниковых эпох, очевидно, связано все же с эндогенными факторами и прежде всего с рифтогенезом, так как крупные оледенения Гондваны в пермский период и Лавразии в четвертичное время всегда происходили вслед за определенными циклами распада континентальных плит, что приводило к огромным потерям внутренней энергии и сопровождалось скачкообразным снижением общей величины теплового потока.

Рассматривая пространственное распределение байкальских формаций, необходимо подчеркнуть следующее.

1. Присутствие разновозрастных красноцветных грубообломочных песчаных и кварцитовых формаций в основании байкальского комплекса осадков почти во всех без исключения авлакогенах указывает на относительную одновременность распада дорифейских Сарматского, Волго-Уральского и Балтийского щитов.

2. В средне- и позднерифейский циклы тектогенеза наблюдается смещение волны активизации с последовательным размещением главных центров опусканий в раннем рифее в пределах Камско-Бельского авлакогена, в среднем рифее — в Пачелмском, Московском и Среднерусском авлакогенах и в позднем рифее — в Полесском и южной части Среднерусского авлакогена.

3. Синхронно с этим процессом происходит пространственное смещение очагов вулканизма. Если в раннерифейское время многочисленные гипабиссальные интрузии и лавовые покровы охватывают почти все рифтовые структуры Русской плиты, то в среднем рифее они наблюдаются в Пачелмском авлакогене, а в позднем — в Пачелмском, Среднерусском и Полесском авлакогенах.

4. Установленные возрастные и пространственные закономерности размещения байкальских формаций вполне согласуются с общими принципами импульсивного возбуждения краевых зон континентальных плит с постепенным запаздывающим смещением волны активизации во внутренние области по линейным зонам рифтовых систем.

Высокой подвижностью в байкальский цикл тектогенеза характеризуется северо-западное ограничение платформы. Если внутренние районы Балтийского щита осложнены Балтийско-Ботническим, Кандакшско-Двинским рифтами и Онежским, Ладожским и другими мелкими грабенами, выполненными аркозово-кварцевыми песчаными формациями нижнего рифея, то его периферия представлена грабенообразными структурами, рифейские отложения которых представлены более полно и были затем охвачены дальсландской складчатостью.

КАЛЕДОНСКИЙ КОМПЛЕКС

В его составе выделяются переходный вендский и собственно каледонский структурно-формационные этажи. Обычно вендские отложения в связи с содержащимися в них отпечатками бесскелетной фауны относятся к протерозою, тогда как по условиям залегания они более близки фанерозойским образованиям. В пределах большинства континентальных плит, включая и Русскую плиту, вендские отложения выполняют плоские и обширные по площади синеклизы и наложенные впадины, сменившие рифтовые структуры байкалид. Они с перерывом, угловыми и азимутальными несогласиями огромным плащом перекрывают нижнепротерозойские и архейские комплексы, выходящие на поверхность в ядрах огромных слабоприподнятых над уровнем моря антеклиз, которые возникли на месте консолидированных щитов и массивов. Отсутствие проявлений магматизма, совершенно иной стиль деформаций, а также преобладание в составе вендского этажа трансгрессивных морских и прибрежноморских формаций, естественно входящих в общую вещественную ассоциацию каледонского цикла, позволяют отнести эти образования к фанерозою.

Вендское время представляет собой начало крупнейшего этапа развития Восточно-Европейской континентальной плиты с превращением ее из области сквозной активизации в платформу. Именно в это время большинство авлакогенов завершает свое развитие с превращением в синеклизы. Валдайские образования венда западного сектора платформы накапливались в Вольно-Полесской, Московской, Пачелмской и Балтийской синеклизах, возникших в значительной мере унаследованно над одноименными рифтовыми структурами. Восточный сектор платформы, напротив, представлен наложенной группой синеклиз, закладывающейся над древними погребенными сводами

и завершившими развитие авлакогенами. Между указанными областями опусканий обособилась крупнейшая Волго-Уральская антеклиза, в состав которой вошли ранее расчлененные рифтами Токмовская, Татарская и Жигулевско-Оренбургская системы сводовых поднятий. По типу антеклиз развивались также Украинский, Балтийский щиты, Белорусско-Мазурский и Воронежский массивы. Обширная область опусканий северо-северо-восточного простирания, включающая Вольно-Полесскую и Московскую синеклизы, выполнена прибрежно-морской глинисто-алеврито-песчаной формацией суммарной мощностью до 1000 м и более. В Пачелмской синеклизе, расположенной на восточном борту этой области, развита более мелководная глинисто-песчаная, а в Балтийской синеклизе западного борта — континентальная песчаная формации. Изменения мощности вендских отложений свидетельствуют об инверсии северной части Среднерусского авлакогена с образованием поднятий в Рослятинском, Солигаличском и Московском сегментах, где мощность вендских отложений не превышает 250—370 м. Параллельно инверсионной зоне возникли компенсационные Пошехонский и Галичский прогибы с мощностью вендских осадков до 700—800 м.

Вторая обширная область опусканий в составе Березовской, Бирско-Абдулинской, Ашинской наложенных мульд прослеживается по восточной окраине Русской плиты, где вендские образования перекрывают ранее воздымавшиеся Коми-Пермяцкий, Камский, Кунгурский, Красноуфимский, восточную часть Оренбургского сводов, Камско-Бельский и приуральскую часть Сергиевско-Абдулинского авлакогена. Вендский этаж представлен морской песчано-глинистой формацией в объеме комровской и шкаповской свит с регионально развитыми прослоями пепловых туфов и монтмориллонитовых глин. На севере в своей верхней части она замещается красочетными образованиями континентальной песчано-глинистой формации.

Возрастным аналогом вендских отложений на Урале является ашинская серия, наиболее полно представленная на западном склоне Башкирского антиклинория. Ашинская молассоидная формация сложена конгломератами, полимиктовыми и реже аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами суммарной мощностью до 1000—1500 м. На Среднем и Полярном Урале (сызвенская серия) осадки молассоидной формации становятся менее грубыми с преобладанием алевролитов и аргиллитов с хорошей отсортированностью и циклической флишоидной слоистостью. Описываемые образования являются продуктами разрушения инверсионных кражей, возникших на месте отдельных рифтов и рифтовых морей Гиперборейско-Тянь-Шаньского пояса.

Палеоатлантический рифтовый пояс в отличие от первого продолжал свое развитие в вендское время с регенерацией океанической коры и образованием океанического бассейна. Так, в пределах Аппалачской складчатой системы, расположенной на западном борту океанического бассейна, венду соответствует формационный ряд, представленный граувакковой формацией серии концепшн-полимиктовые песчаники с пачками алевролитов и глин и с мощными покровами

андезитовых лав (1400 м); черносланцевой формацией свит Кейп и Кови — переслаивание черных глинистых и кремнистых сланцев (700 м) и верхней красноцветной молассоидной грубообломочной — песчаной формацией Ходжуотер и Масгрейвтаун до 4500—7000 м мощностью.

На севере в составе Восточно-Гренландских каледонид венд сложен платформенной сланцево-карбонатной формацией серии Меркебьерг. В каледонидах Норвегии пестроцветные осадки тиллоидной верхнерифейской формации сменяются отложениями сероцветной сланцево-песчаной формации венда (свиты Стапугиде и Дивидаль). Это белые кварцитовидные песчаники, чередующиеся с песчанистыми сланцами. О высокой подвижности западных и юго-западных районов обрамления Восточно-Европейской платформы говорят разрезы Лонгминдия Центральной Англии (580—630 млн. лет), представленных нижней 4,5-километровой толщей молассоидных красноцветных песчаников и верхней глинистой формацией до 3,5 км мощностью.

Таким образом, раскрытие Палеоатлантики шло с юга, тогда как северные районы, о чем свидетельствуют разрезы Гренландии, с одной стороны, и Центральной Англии и Норвежских каледонид, с другой, были вовлечены в платформенный режим развития или инверсию байкальских рифтовых систем соответственно.

Начиная с венда впервые наблюдается четкая тенденция дифференцированного развития земной коры. В отличие от глобальных пермобильного в архее и активизационного в протерозое этапов развития земной коры, мы наблюдаем разнонаправленные деформации с образованием геотектонических элементов океанического, континентального активизационного, инверсионного и типично платформенного типов.

Каледонский структурно-формационный этаж представлен терригенно-карбонатными и терригенными формационными сериями морского генезиса, подчеркивающими общее нарастание трансгрессий на платформу со стороны подвижных мобильных поясов по ее обрамлению. Наметившаяся в венде асимметрия в развитии западного и восточного секторов платформы еще более усилилась. На западе наблюдается устойчивое развитие северо-северо-восточной области опусканий. Однако если в вендский период область максимальных опусканий унаследованно совпадала с зонами Среднерусского и Вольно-Полесского авлакогенов, то в каледонский цикл тектогенеза закладывается расположенная западнее Польско-Литовская синеклиза, формации которой непосредственно переходят или латерально замещаются в Московской синеклизе.

В последней каледонский структурно-формационный комплекс представлен следующим рядом формаций: балтийской морской песчано-глинистой (200 м), среднекембрийской морской песчаной (25—50 м), тремадокской морской фосфоритоносной песчано-глинистой с глауконитом, ракушняковыми фосфоритами и кукерскитовыми горючими сланцами (до 200 м), ордовикской морской сульфатно-карбонатной (до 120 м). В Польско-Литовской синеклизе разрез

наращивается за счет ордовикско-силурийской известняковой формации с граптолитовыми сланцами и разновозрастными силурийскими, замещающимися по простиранию, песчано-глинистой и известняково-глинистой формациями.

Вся эта обширная область опусканий раскрывается в еще более подвижную область, располагающуюся в районе современного Ютландского полуострова и Польского Поморья. Она непосредственно сочленяется с типично геосинклинальными формационными сериями каледонид. Здесь, по имеющимся отрывочным данным (разрезы грабена Осло, юго-восточной Швеции и Поморья), накапливается мощная непрерывная нижнекембрийско-нижнесилурийская преимущественно сланцевая формационная серия мощностью до 3000—5000 м.

Серия сложена нижнекембрийскими хлоритовыми сланцами с прослоями алевролитов и базальным конгломератом в основании, с внутрiformационным перерывом и глауконитовой песчаной пачкой в низах разреза; далее залегают средне-верхнекембрийские черные углистые сланцы (содержание углерода от 16—17 и до 50%), переходящие выше по разрезу в битуминозные граптолитовые сланцы с прослоями и линзами гастроподовых, ортоцератитовых и коралловых известняков. В центральной части Поморья граптолитовая сланцевая формация прослеживается до среднего ордовика, причем только вскрытая мощность этой части разреза превышает 1500 м. Ее сменяют ашгильская (верхний ордовик) известняково-мергельная (400 м), нижнесилурийская (ландовери—венлок) граптолитовая сланцевая (1150 м) и верхнелудловская алеврито-глинистая (1750 м) морские формации.

Положение этой обширной области опусканий в районе северо-западного внешнего угла платформы на сочленении каледонской геосинклинальной системы с Куяво-Поморским рифтом, продолжавшим развитие и в каледонский цикл тектогенеза, а также непрерывность разреза и большой размах отрицательных движений позволяют выделить ее в качестве Поморской перикратонной синеклизы.

Характер перехода платформенных отложений в геосинклинальные прекрасно выявляется путем сравнения разрезов так называемой "хиолитовой зоны" автохтона с аллохтонными чешуями каледонид, надвинутых на западный и юго-западный склоны Балтийского щита. По данным Р. Скоглунда (1957 г.), "хиолитовая зона" Швеции сложена кварцито-грубообломочной формацией нижнего кембрия, углисто-глинистой средне-верхнекембрийской формацией с квасцовыми глинами и прослоями битуминозных известняков с внутрiformационными пачками конгломератов и ниже-среднеордовикской известняковой формацией, преимущественно представленной ортоцератитовыми известняками с прослоями и пачками черных сланцев.

В восточных аллохтонных покровах по мере движения на запад в углисто-глинистой формации исчезают конгломератовые пачки, хотя нижнекембрийская грубообломочная формация сохраняется, а ордовикская известняковая формация постепенно замещается на известняково-сланцевую и в самых западных покровах — на черно-

сланцевую. Разрез наращивается за счет появления осадков силура в восточных покровах, образующих терригенную песчано-глинистую, а в западных — черносланцевую и грубообломочную кварцитовую формацию Оффедаль.

В Норвегии покровы Бергсдален, Бергенских дуг сложены докембрийскими кристаллическими гнейсами, зеленокаменными толщами и перидотитовыми, габброидными, габбро-норитовыми, серпентинитовыми и анортозитовыми массивами, залегающими на кембро-силурийских метаморфизованных формациях автохтона, прослеживаемого в отдельных тектонических окнах (Нурдаль и др.). На основании выполненных У. Хольтедалем построений анортозитовые и габбровые массивы образуют самостоятельные внешние покровы, располагающиеся гораздо западнее по отношению к серпентинитовым и перидотитовым. В целом с востока на запад в шарьяжных пластинах устанавливаются все более древние осадочные, метаморфогенные и магматические комплексы. Описываемые покровы ультраосновных пород относятся к офиолитовой зоне, и с ними связаны месторождения колчедана, хромита, талька, асбеста, проявления магнетита. Встречаются обширные районы так называемого меланжа — хаотически перемешанных и развальцованных пород.

Таким образом, в каледонидах Норвегии совершенно определенно устанавливаются выжатые чешуйчатые покровы океанического ложа. Очевидно, заложенная после послесреднерифейской инверсионной стадии позднерифейская система континентальных рифтовых структур, достигшая в южной части (Аппалачи, Англия) океанической рифтовой и раннеокеанической стадий развития, значительно расширилась и раскрылась в северном направлении с окончательным отделением Русской плиты от Гренландско-Американской.

Второй перикратонной областью опусканий является Днестровская, расположенная в юго-западном внешнем углу платформы, в зоне сочленения Куяво-Свентокшинского рифта с Галицийской геосинклиналию. Она представляет крупную трапециевидную впадину, ограниченную на севере Ратновским горстом, на юге Рава-Русским глубинным разломом. Каледонский этаж сложен морскими образованиями нижнекембрийской песчаной, ордовикско-силурийской мергельно-известняковой и верхнелудловской (чертковской) красноцветной молассовой формаций.

Нижнекембрийская глауконитово-терригенная формация представлена нижней толщей циклического переслаивания гидрослюдистых сероцветных глин и алевролитов, реже мелко- и среднеренных песчаников с базальным 35-метровым горизонтом ровенских косослоистых глауконитово-кварцевых песчаников, содержащих редкие фосфоритовые гальки. Верхняя часть формации сложена толщей алевролитов с тонкими прослоями глин и песчаников, содержащих обломки кислых эффузивов, кварцитов и гальку фосфоритов. К югу от Рава-Русского разлома описываемые образования замещаются непрерывной серией осадков кембрийско-силурийской сланцевой формации Галийской геосинклинали, сложенной филлитовыми сланцами

и мощными пачками кварцитовидных песчаников. Не исключено, что область развития этой формации входит еще в состав нижней ступени перикратонной синеклизы и расположена на континентальном склоне, впоследствии охваченном орогенезом. В северо-западном направлении в пределах осевой зоны Свентокшиско-Куявского рифтового пояса присылаемая формация замещается сланцево-песчаной мощностью до 2000—2500 м.

Таким образом, на всем протяжении западной окраины Русской плиты и в виде глубокого языка между Балтийской антеклизой на северо-западе и Волго-Уральской на юго-востоке (Московская синеклиза) в раннекембрийское время существовали довольно однообразные и постоянные условия открытого мелководного морского бассейна, в котором формировались осадки песчано-глинистой глауконитовой формации. Ее отдельные члены отличаются друг от друга лишь относительным содержанием песчаных, алевроитовых и пелитовых пород, замещающихся в перикратонных синеклизах и океанических бассейнах черносланцевой и спилит-кератофировой формациями. Переход от континентально-платформенных условий осадконакопления к океаническим довольно резкий, скачкообразный и проходит по зонам глубинных разломов без образования переходных формаций.

После довольно длительного перерыва в осадконакоплении, что подтверждается отсутствием самого верхнего, протоленусового горизонта нижнего кембрия на платформе и образованием довольно мощной, до 10—12 м площадной коры выветривания — железисто-каолинитовой остаточной формации наступила новая трансгрессия с образованием единой песчаной прибрежно-морской формации в объеме тискресского (ижорского) горизонта. Мощность формации в пределах Днестровской синеклизы равна 200—400 м, в Польско-Литовской 80—100 м и в Московской 30—50 м. Среднекембрийские осадки не распространялись севернее широты г. Солигалича.

На рубеже кембрийского и ордовикского периодов в связи с сандомирской инверсионной фазой Свентокшиско-Куявского рифтового пояса и анорогенной фазой развития докаледонских рифтовых систем центр опусканий сместился в северном направлении, охватывая Гданьскую впадину, Рижский прогиб и Пестово-Любимский прогиб, заложившийся над осевой частью рифейского Среднерусского авлакогена. В эту эпоху произошло формирование тремадокской морской глауконит-фосфоритовой песчаной формации. В районе Свентокшиского инверсионного кряжа и в Днестровской синеклизе ее возрастные аналоги отсутствуют.

Формация представлена кварцевыми песками и песчаниками разнозернистыми косослоистыми с маломощными прослоями мергелей и доломитов пакерортского горизонта и алевроито-глинистой пачкой леэцкого горизонта. В этой песчаной толще рассеяны мелкие обломки и целые створки раковин оболид с высоким содержанием фосфора. Механическое сгруживание в результате подводных раз-

мывов привело к образованию фосфоритового продуктивного горизонта с содержанием фосфорного ангидрита до 5—8 % и выше. Месторождения ракушняковых фосфоритов вытянуты узкой полосой вдоль уступа балтийского глинта (Маарду, Тоолсе, Кингисепи и др.), располагаясь на северном склоне Рижского прогиба.

В осевой части прогиба происходит разубоживание рудного горизонта. Южный борт прогиба контролируется Неманско-Пишским массивом, вошедшим в состав Белорусско-Мазурской антэклизы, здесь также накапливались гравийно-песчаные образования пакерортского горизонта с остатками раковин оболид. Однако формирование продуктивного горизонта происходило в крайне мелководных условиях, в разрезе отмечается обилие красноцветных пород (Беловежская пуца).

Позднетремадокское время характеризуется довольно значительным углублением бассейна с образованием пачки горючих диктионемовых сланцев лезтского горизонта, что свидетельствует о возобновлении кратковременной, но затрудненной связи интракратонного бассейна с Поморской перикратонной синеклизой. Выше в ряде разрезов Беловежской пуцы встречен второй оболочный горизонт. Мощность формации в пределах Неманско-Пишского массива не превышает 10—40 м, увеличиваясь в северном направлении в Рижском прогибе до 100 м и в Пестово-Любимском прогибе Московской синеклизы до 200—250 м.

Таким образом, возникновение первой в разрезе Восточно-Европейской платформы продуктивной фосфоритоносной тремадокской формации произошло в условиях явно нарастающего регрессивного режима, миграции максимума опусканий в глубь платформы, инверсии Свентокшиско-Куявского рифта и образования внутреннего изолированного морского платформенного Балтийского бассейна. Вероятно, замкнутость и регрессивность бассейна сыграли решающую роль в процессе промышленного фосфатообразования. Фосфатонакопление происходило и раньше в вендских (калюсских) отложениях Днестровской, в кембрии по обрамлению Поморской синеклизы. Тяготеет оно к трансгрессивным сериям осадков, формирующихся в условиях открытого мелководного морского бассейна, но в этом случае фосфатонакопление нигде не достигло значительных размеров, представляя лишь минералогический интерес.

Регрессивная стадия развития завершилась формированием в пределах Балтийской синеклизы нижнеордовикской (арениг-ланвирнской) морской пестроцветной глинисто-мергельно-известняковой формации, представленной циклическим переслаиванием красных известковых глин с зеленовато-серыми и красными микро- и тонкокристаллическими, органогенно-детритовыми известняками с многочисленными поверхностями перерывов по плоскостям напластования (нижняя пачка). Верхняя пачка представлена циклическим переслаиванием пестроцветных глауконитовых известняков и мергелей. На склонах Мазурско-Белорусского массива, Неманском выступе и в Среднелитовском прогибе развита нижнеордовикская пестро-

цветная известняково-доломитовая формация, сложенная красными и красно-бурными оолитовыми и микрозернистыми доломитовыми известняками, переслаивающимися с органогенно-детритовыми, сероцветными, глауконитовыми известняками с подчиненными прослоями пестрых глин и мергелей. Мощность описываемых формаций не превышает 10—15 м на склонах и 40—50 м в пределах Рижского залива. Максимум опусканий по-прежнему сохраняется в пределах Московской синеклизы, где сероцветная терригенная доломитово-известняковая формация стратиграфически отвечает аренигскому и лланвирнскому ярусам нижнего, всему среднему и верхнему ордовика. Формация в основании представлена зеленовато-серыми глинистыми глауконитовыми алевролитами с линзами крупнозернистых песчаников и конгломератовидных доломитовых оолитов, замещающихся в северном направлении мергелями (онтикский подгоризонт). Мощность формации колеблется от 20 до 100—120 м в Любиме, Рыбинске. Средний ордовик (пуртский и левский подгоризонты) — сероцветные органогенные известняки с прослоями мергелей и доломитов пуртского горизонта сменяются вверх по разрезу сланцево-мергельно-аргиллитовой толщей кукерского горизонта с пачкой разномерных зеленовато-серых песчаников и фиолетово-серых алевролитов в основании. Эта толща перекрывается пачкой глинистых сланцеватых доломитов и доломитизированных известняков с линзами и прослоями ангидрита (левский подгоризонт). Мощность формации достигает 450—600 м. Резкое сокращение мощности осадков отмечается в пределах Среднерусской инверсионной зоны дислокаций, они полностью размыты на Любимском поднятии.

Осадконакопление происходило в мелководном и полузамкнутом бассейне с нормальным режимом в первой половине ордовика, максимумом трансгрессии в среднем ордовике, когда периодически возникали условия застойного режима иловых впадин с накоплением горючих сланцев — кукерситов и возникновением регрессивного полузамкнутого водоема повышенной солености в позднеордовикское время с накоплением первичных доломитов с линзами и прослоями ангидритов. Хотя регрессивные условия осадконакопления в целом устойчиво сохраняются во внутренних бассейнах платформы до позднего ордовика, во внешних зонах платформы в среднеордовикское время произошло значительное углубление бассейна с формированием среднеордовикско-силурийской мергельно-известняковой формации. Наступление моря находится в тесной связи с перестройкой структурного плана докаледонской рифтовой системы и ее превращением в раннеордовикское время в Палеоатлантику, по окраинам которой стали накапливаться осадки эвгеосинклинальных серий Каледонской и Аппалачской геосинклинальных систем. В Поморской перикратонной синеклизе эти изменения выразились в резком углублении бассейна и накоплении почти непрерывной серии осадков ордовикско-нижнесилурийской формации битуминозных граптолитовых сланцев, ареал распространения которых расширился и в раннесилурийское время глубоким языком захватил не только

Гданьскую, но и Куршскую впадину, а в кукерское время сравнительно глубоководные условия установились в Рижском прогибе и Московской синеклизе. В Польско-Литовской впадине сланцево-мергельно-известняковая формация представлена пачками переслаивания черных битуминозных граптолитовых сланцев с мергельно-известняковыми пестроцветными пачками, сложенными микрозернистыми и органогенно-детритовыми известняками и мергелями красными, зеленовато-серыми и серыми. Мощность формации достигает 160 м.

По юго-западной окраине платформы, в пределах Днестровской синеклизы в ордовикско-силурийское время с некоторым запаздыванием (тремадокский ярус отсутствует), вызванным инверсией Свентокшиско-Куявской рифтовой системы, происходило формирование мергельно-известняковой формации. В составе формации выделяется нижняя известняковая (молодовский горизонт ордовика, китайгородский — малиновецкий горизонт силура) и верхняя известняково-мергельно-глинистая (скальский, борщовский горизонты лудловского яруса) толщи. Нижняя толща представлена сероцветными, тонкокристаллическими и глинистыми известняками с линзами и пластами мергелей и вторичных доломитов. Верхняя сложена мергелистыми сланцами, мергелями, ритмично переслаивающимися между собой и содержащими подчиненные прослои известняков и доломитов. Встречено около 2—3 прослоев светло-серых и белых туффитов мощностью до 0,8—1 м (Ковель, Боцяновка). Мощность осадков, слагающих формацию, достигает 500—600 м. По направлению к Галицийской геосинклинали стратиграфический объем формации сокращается с выпадением из разреза ордовика и китайгородского горизонта нижнего силура (Олеско). Вдоль границы платформы с геосинклиналью, очевидно, существовал краевой вал, вовлеченный в опускания лишь в венлокское время. По Рава-Русскому разлому мергельно-известняковая формация сочленяется с геосинклинальной аспидной формацией филлитовых сланцев. Мощность только вскрытой части верхнего силура превышает 1000—1500 м (Рава-Русская, Лесная Слободка, Корнев, Меджехов и др.). Данная формация далее прослеживается в пределах Добруджинской геосинклинали, где ее мощность достигает 2000 м.

На платформе в пределах Причерноморской впадины ей соответствуют лландоверская (китайгородская) мергельно-известняковая, нижневенлокская (усольевская) сульфатно-доломитовая лагунная и верхнелудловская (малиновецко-скальская) известняковая морская формации. Суммарная мощность описанного комплекса достигает 300—500 м. В связи с орогенезом каледонской геосинклинали и формированием верхней даунтонской молассы регрессивные условия наступили и в пределах Балтийской синеклизы, где в условиях опресненного замкнутого водоема произошло формирование одновозрастной алевроитово-глинистой пестроцветной формации. Она представлена ритмичным переслаиванием пестроокрашенных алевролитов, глин, в меньшей степени мергелистых известняков и глинистых доломитов, мощность осадков не превышает 100 м. Инверсия кале-

донских геосинклиналей произошла и по юго-западной окраине платформы, что фиксируется накоплением верхнелудловской (чертковской) молассовой красноцветной формации вдоль северных окраин формирующихся Галицийского и Добруджинского орогенных кряжей. Разрез представлен толщей переслаивания красных и красно-бурых, в нижней части сероцветных сланцев и песчаников мощностью до 150—200 м. Отсутствие грубообломочного материала, сравнительно небольшая мощность данной формации свидетельствуют о слабых горообразовательных движениях в пределах Палеотетиса, в отличие от главной фазы складчатости норвежских и шотландских каледонид.

Регрессивная стадия завершилась образованием, как в пределах каледонского складчатого пояса, так и в западном секторе платформы, нижнедевонской песчаной, песчаной грубообломочной, алевроито-песчаной континентальной красноцветной формации.

В каледонидах Норвегии осадки этой формации, как и верхней даунтонской формации, выполняют отдельные разрозненные грабены.

Более полно с образованием передовых прогибов верхняя нижнедевонская красноцветная моласса представлена по обрамлению Галицийского и Добруджинского каледонских орогенов.

Область максимального прогибания до 800 м располагалась в междуречье Днестра и Зап. Буга параллельно каледонидам в виде Львовского предгорного прогиба. Осадконакопление происходило в условиях аллювиальной равнины, осложненной системой пресных озер, где в объеме городницкой (жединский ярус) и барышской (кобленцкий ярус) свит возникла преимущественно красноцветная толща ритмичного переслаивания кварцевых, косослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, при преобладании последних в нижней свите. Следующая аналогичная ванна с накоплением осадков до 400—1500 м отмечается в Преддобруджинском передовом прогибе, внешний борт которого сложен песчано-алевритово-глинистой континентальной субформацией до 100—150 м, переходящей в осевой зоне и по внутреннему обрамлению в грубообломочную песчаную формацию, представленную кварцитами, кварцитовидными песчаниками с пачками конгломератов. Мощность формации до 1500 м.

Таким образом, в отличие от каледонского орогенного пояса, где главная завершающая эрийская фаза тектогенеза приходится на даунтонский век, каледониды Палеотетиса, хотя и испытали некоторые поднятия в даунтоне (чертковская континентальная формация), но вступили в основную фазу орогенеза несколько позднее — в раннедевонскую эпоху.

Эта асинхронность характерна не только для различных складчатых систем, но и для отдельных сооружений внутри единой системы. В частности, в Аппалачах и каледонидах Шотландии главная орогенная фаза отвечает раннему лудлову, тогда как в пределах норвежских каледонид она соответствует позднему лудлову (даунтону), а платформенный аналог верхней молассы в Прибалтике — пестроцветная алевроито-глинистая формация, по данным Ю.И. Пашкевичуса (1968 г.), образовалась в наивысшем даунтоне (диттоне).

В пределах Уральского складчатого пояса, по данным Н.П. Хераскова (1967 г.), А.А. Пронина (1971 г.) и многих других, геосинклинальные отложения довольно отчетливо подразделяются на два крупных комплекса, разделенных повсеместно угловым и азимутальным несогласиями, что свидетельствует о существенных различиях в режимах развития вмещающих структур. В нижний, так называемый доуральский комплекс, наряду с отложениями докембрия, включены отложения кембрия и нижнего ордовика. Нижнекембрийские отложения устанавливаются в довольно ограниченных районах Урала: в пределах восточного склона Восточно-Уральского поднятия на его сочленении с Аятским синклиналием и в зоне внутреннего Сакмарского поднятия Зилаирского синклиналия.

В первой зоне, основываясь на результатах литолого-стратиграфического анализа Н.Ф. Мамаева (1965 г.), с перерывом, охватывающим алданский ярус кембрия и значительную часть рифея, с угловым несогласием на докембрийских образованиях залегает нижнекембрийская (ленская) граувакковая формация, представленная мощными толщами полимиктовых песчаников с пачками гравелитов, в верхней части — глинистых сланцев, массивных известняков и доломитов с археоциатами. В нижней части выделяется мощная толща (200—300 м) эксплозивно-эффузивных пород диабазовой формации, маломощные покровы (до 10—20 м) прослеживаются по всему разрезу. Суммарная мощность уйской серии пород равна 3000 м. Ее возрастным аналогом в западной зоне Урала (Зилаирский синклиналий) является тереклинская карбонатно-песчаная формация платформенного типа, представленная кварцевыми песчаниками и массивными археоциатовыми известняками, мощность формации не превышает 250—300 м.

Среднекембрийские отложения на территории Урала неизвестны. В раннекембрийское время байкальская рифтовая система представляла крупное плоскогорье, в пределах которого в отдельных унаследованно развивающихся или новообразованных рифтах накапливались грубообломочные осадки. И.В. Черменинова (1969 г.) на Среднем и Южном Урале выделила предполагаемые аналоги уйской серии такого же грауваккового состава — нижнекембрийскую медведскую свиту Салданского поднятия, верхнекембрийскую исетскую свиту Среднего Урала, решминскую свиту и верхнюю толщу новониколаевской свиты Южного Урала. Ордовикские формации в свою очередь залегают несогласно на докембрии, а в пределах Полярного и Южного Урала на нижнем и верхнем кембрии. Область доуральской активизации в среднекембрийское время была вновь охвачена напряжениями сжатия с образованием крупного сводового плато, которое в позднесаларскую фазу тектогенеза подвергалось растяжению и обрушению с образованием молодых грабенообразных депрессий, простирание которых довольно изменчиво: наряду с унаследованными северо-западными ориентировками, наблюдаются рифты субмеридионального, уральского направления [Пронин, 1971].

Базальные толщи ордовика представлены почти повсеместно грубо-

обломочными граувакковыми формациями тельпосской и кидрясовской свит (тремадок—арениг), в виде толщ и пачек конгломератов, гравелитов, аркозов и полимиктовых песчаников, мощность формации незначительная — 200—300 м. Относительно более подвижные грабенообразные зоны — Уфалейско-Байдаратская, Магнитогорско-Шучинская и Восточно-Уральская представлены вулканогенно-осадочными формациями туфовых и полимиктовых песчаников.

Средний ордовик (лланвирн—средний карадок) отвечает стабильной стадии развития с накоплением маломощной терригенно-карбонатной (до 150—200 м) формации, представленной мелко- и тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, переслаивающимися в верхней части разреза с пачками и пластами массивных известняков.

Верхнеордовикские отложения в полном объеме присутствуют в западных районах Урала (Зилаирский синклиниорий, Колво-Вишерская, Шугорско-Кожимская и Бельско-Юрюзанская зоны), тогда как на восточном склоне Урала верхняя часть, а иногда и полностью весь верхний ордовик уничтожены размывом. По составу верхнеордовикская формация глинистых и углистых сланцев Урала чрезвычайно напоминает нижнекембрийскую формацию углистых сланцев каледонид. Та и другая формации отражают стабильную обстановку осадконакопления в условиях открытого мелководного моря, и их образование предшествует главной фазе тектогенеза — салаирской (раннеордовикской), приведшей к разрыву сиалической оболочки и заложению океанического моря Палеоатлантики, в пределах которого накапливались, начиная с ордовика — силура, формации Грампианской геосинклинали, и таконской (раннесилурийской) с соответствующим образованием Уральского рифтового океанического бассейна и формированием в его пределах силурийско-раннекаменноугольной эвгеосинклинали. Геосинклиналильные формации Уральского пояса, представленные, по Б.М. Келлеру и Н.П. Хераскову, нормальным рядом: аспидная — граувакковая — флишевая — нижняя сероцветная моласса — верхняя красноцветная моласса, хотя и начинаются с силура, но целиком и полностью отвечают герцинскому циклу тектогенеза. Остановимся на определении эпохи разрыва сиалической оболочки и заложения океанического рифтового пояса.

В осевой части Урала, по восточному ограничению Уралтауского антиклинория, известен крупнейший глубинный разлом, к которому приурочен пояс гипербазитовых массивов. Выполненный А.В. Пейве и его сотрудниками анализ тектонической позиции гипербазитовых поясов и его раздробленных зон (меланж) по большинству складчатых поясов мира, в том числе и Уралу, позволил им отнести эти элементы к древнему ложу океанов — офиолитовым поясам, отдельные блоки и чешуи которых в орогенические стадии развития были надвинуты в виде тектонических покровов на окраины континентальных плит. Линейное положение ультраосновных массивов, как считают большинство сторонников неомобилизма, фиксирует древние зоны Беньофа, падающие под плиты, по которым и происходил поддвиг океанической коры под материк. На примере каледонской геосинклинали

нами было показано, что раздвижение рифтовой зоны с образованием океанического бассейна, а затем и Палеоатлантики сопровождалось направленной трансгрессией на платформу именно в период заложения зоны Беньофа и поддвига океанической плиты под материковую. Очевидно, аналогичное заложение океанической рифтовой системы по восточной окраине платформы также должно было вызвать соответствующую трансгрессию на платформу со стороны Уральской геосинклинали. Поэтому понятно асинхронное развитие западного и восточного секторов платформы, так как окружающие ее геосинклинальные пояса также развивались асинхронно и заложение Уральского пояса по сравнению с каледонским запоздало по крайней мере на одну тектоническую фазу. Это явление подтверждается и различным временем заложения зон Беньофа в том и другом поясах. В Каледонском поясе зона Беньофа была заложена в раннеордовикское время, что четко фиксируется появлением в базальных конгломератах Венна (средний ордовик) обломков гипербазитов, зеленокаменных пород, сургучных яшм и радиоляритов.

Вопросу возраста ультрабазитов Урала посвящено большое количество работ, причем время их образования отдельными авторами дается самое различное — от докембрия до карбона. Основанием к определению эпох интрузивного магматизма, а не протрузивного механического выжимания, как считает А.В. Пейве, служат частные случаи залегания выше гипербазитов осадочных образований, стратиграфическая принадлежность которых точно установлена, и, наконец, определения абсолютного возраста. На наш взгляд, ни первый, ни второй методы не могут претендовать на точность. Существование океанической коры в эвгеосинклинали более объективно определяется первым появлением обломков соответствующего состава в базальных конгломератах осадочных серий. Подобные конгломераты известны в целом ряде пунктов Урала, и их появление укладывается в определенный временной интервал: 1 — базальные конгломераты силура в районе Серановского массива Среднего Урала, 2 — эйфельские конгломераты бассейна р. Ятрич и Б. Сосьвы, 3 — средневизейские известняки с обломками серпентинитов в основании в районе Санарско-Уйского междуречья и т.д.

Таким образом, заложение океанического рифта с разрывом и раздвигом сиалической оболочки определяется поздним ордовиком (таконская фаза), судя по находкам обломков ультраосновных пород в базальных конгломератах силура. Именно с этой эпохи, очевидно, следует рассматривать начало геосинклинальной стадии развития Урала.

В результате выполненного формационного и палеотектонического анализов каледонского структурно-формационного комплекса Восточно-Европейской платформы и окружающих ее рифтовых и геосинклинальных поясов можно подвести итоги по выявлению латеральных связей между платформами и геосинклиналями.

1. Опускания и поднятия Восточно-Европейской платформы в каледонский цикл тектогенеза и вызванные ими трансгрессии и регрессии

носят импульсный характер наведенной активности со стороны линейных подвижных поясов.

2. Трансгрессии на платформу, как правило, происходят на ранней стадии развития геосинклиналей, в эпохи возникновения рифтового моря и заложения глубинной зоны Бенъофа.

3. Трансгрессии на платформу происходят не по всему фронту геосинклинального пояса, а через особо подвижные области — перикратонные синеклизы, закладывающиеся в зонах сопряжения двух геосинклинальных поясов. На остальных участках фронта передаче импульсов опусканий и вызванных ими трансгрессий препятствуют существующие жесткие массивы — буферные зоны. Они также испытывают наведенную активность, но последняя, как мы увидим ниже, носит в основном магматический характер.

4. В период активизации импульсные возбуждения в виде полной волны колебаний (опускание — поднятие или рифтогенез — инверсия) передаются по простиранию этих структур. В период платформенного развития импульсные возбуждения передаются через перикратонную синеклизу и далее по унаследованным ослабленным зонам (разломам, древним рифтам).

5. Во времени происходит смещение полной волны колебаний, что фиксируется в больших латеральных формационных рядах соответствующим смещением в глубь платформы более молодых тел относительно древних. В этом направлении обычно устанавливается последовательный ряд скользящих во времени трансгрессивных и следующих за ними стабильных формаций. Регрессивные члены вертикального ряда обычно располагаются в интракратонных синеклизах. Это смещение происходит в течение одной-двух стадий развития геосинклиналей (ранняя — начало поздней стадий).

6. Вторая стадия импульсного возбуждения с последовательным смещением орогенных формаций и их платформенных аналогов отвечает стадиям отмирания геосинклиналей. Латеральный ряд формаций на орогенной стадии развития имеет обычно обратную последовательность в размещении отдельных его членов по сравнению с геосинклинальной стадией: регрессивные континентальные и лагунно-морские формации располагаются в пределах подвижных областей, тогда как одновозрастные или близкие к ним трансгрессивные и стабильные формации распределяются в пределах платформ.

7. Асинхронность развития тектонических процессов в подвижных поясах порождает соответствующую асинхронность в развитии прилегающих к ним огромных секторов единой континентальной плиты.

8. В каледонский цикл тектогенеза эта асинхронность выразилась в постоянном запаздывании на одну фазу (60 ± 10 млн. лет) развития Уральского геосинклинального пояса по сравнению с Грампианским, промежуточное положение между ними занимает геосинклинальный пояс Палеотетиса (запаздывание на полфазы — 20—30 млн. лет).

9. Развитие отдельных частей относительно единого пояса также идет асинхронно с запаздыванием на фазу-полфазы (например, южная область Палеоатлантики — Аппалачи и ее северные области — каледониды Норвегии и Восточной Гренландии).

10. Развитие наведенных опусканий платформ и связанных с ними трансгрессий и соответственно поднятий и регрессий также идет постепенно, отставая от вызвавших последние процессов в геосинклиналях на фазу-полфазы, в орогенические стадии развития передача возбуждений осуществляется с большей скоростью в течение полфазы, эпохи.

11. Динамическое воздействие плит и вызванная ими наведенная активность приводят к образованию определенных типов латеральных и вертикальных рядов формаций и связанной с ними зональности в размещении парагенетических комплексов полезных ископаемых.

ГЕРЦИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Герцинский цикл тектонической эволюции Восточно-Европейской платформы характеризуется значительной перестройкой структурных планов ее основных элементов, вызванной изменениями режима окружающих платформу подвижных поясов. Как и в каледонском цикле, явления асинхронного развития отдельных ее секторов выражены с достаточной полнотой и заключаются в большей мобильности восточного сектора платформы, прилегающего к активно формирующимся зонам субдукции (зонам Бенюфа), по сравнению с западным сектором, по обрамлению которого возникли крупные области каледонид Западной Европы. Естественно, направленность трансгрессий и последовательность размещения относительно глубоководных стабильных формаций и крайних членов общего латерального ряда — регрессивных формаций в герцинский цикл носит обратный характер по сравнению с каледонским циклом.

Следующей особенностью является активизация Восточно-Европейской платформы, главным образом ее восточного сектора, в раннегерцинскую стадию с возрождением ряда рифейских рифтовых систем, осложнявших шарнирные зоны Сарматского и Волго-Уральского щитов. Указанная направленность тектонических процессов, безусловно, не могла не сказаться на общем ходе производных процессов литогенеза, закономерностях размещения формаций и полезных ископаемых.

Как уже отмечалось, разрыв земной коры с заложением зоны субдукции в виде Главного Уральского разлома и образованием океанической впадины с соответствующим комплексом формаций к востоку от него и осадков переходного геосинклинального типа на континентальном склоне плиты произошло в позднем ордовике — раннем силуре и было подготовлено активизационным этапом развития территории в раннем кембрии — позднем ордовике. В результате раскалывания байкальского континента и раздвигания его обломков в начальную фазу активизации возник высокоподвижный рифтовый пояс, дальнейшая перестройка и растяжение которого в позднюю раннегерцинскую стадию активизационного этапа привела к его превращению в геосинклинальный пояс.

Современная структура Уральского орогена в настоящее время представляет, по данным А.В. Пейве, М.А. Камалетдинова, С.В. Руженцева и других исследователей, огромную область сгущивания шарьяжных пластин, главными из которых являются Сакмарский, Кракинский, Уфимский, Малопечорский, Лемвинский, Зилаирский, Магнитогорский и Нижне-Тагильский покровы. Палеозойские формации Урала изучались большой группой исследователей, среди которых необходимо отметить работы Б.М. Келлера (1948 г.); И.В. Хворовой (1961 г.), К.Г. Войновского-Кригера (1967 г.), Н.В. Мамаева (1948—1965 гг.), В.Н. Пучкова (1973, 1976 гг.) и особенно Н.П. Хераскова (1967 г.).

На основе этих исследований можно представить следующее формационное строение Урала.

1. Эвгеосинклинальная зона Урала, расположенная к востоку от Главного Уральского разлома, представлена силурийской недифференцированной спилит-диабазовой формацией, сложенной диабазами, порфиритами, спилитами с характерными подушечными лавами. Присутствие среди них многочисленных тел серпентинитов, перидотитов, дунитов и пироксенитов в ассоциации с габбро позволяет отнести описываемые образования к остаткам океанического ложа — офиолитовой зоны (Нязепетровский покров, Тагильский и Магнитогорский синклиналии и др.).

2. Выше по разрезу или по латерали эффузивную формацию спилит-диабазов сменяет маломощная нижнесилурийская кремнисто-яшмовая формация, представленная радиоларитами, яшмами, фтанитами, глинистыми сланцами и пелитоморфными известняками, которая в свою очередь перекрывается спилит-кератофировой формацией, содержащей наряду с эффузивами основного состава покровы, силлы, дайки и субвулканические тела альбитофиров и кварцевых кератофиров.

3. На описываемых образованиях или на вулканогенно-грубообломочных отложениях ордовика внешних рифтовых зон, в тектонических покровах Уфимского амфитеатра, Зилаирского, Лемвинского синклиналиев, а также в Карской и Малопечорской зонах залегает с размывом и угловым несогласием харотская аспидная формация, представленная толщей глинисто-кремнистых, углисто-кремнистых сланцев, фтанитов с подчиненными прослоями комковатых известняков. Возраст — силур — нижний девон (харотская, ургалинская свиты); мощность 600—700 м. Область распространения этой относительно глубоководной формации прослеживается в виде огромной иолосы вдоль Урала, значительно расширяясь в пределах краевых Лемвинского и Зилаирского синклиналиев, захватывая, по-видимому, и прилегающие части платформы: на севере — Печорскую перикратонную синеклизу, которая была заложена в вендский период, и на юге — более молодую Прикаспийскую. Косвенным указанием на вовлечение южного внешнего угла платформы в опускания служит факт обнаружения сланцевых образований силура в пределах Оренбургского грабена.

Таким образом, как и в каледонидах Западной Европы, подвижность платформы зависит не от движений по всему фронту геосинклинального пояса, а от существования особых центров возбуждения, закладывающихся во внешних углах платформы — зонах сочленения различно ориентированных подвижных поясов: на севере — это область сочленения Пайхойско-Новоземельского и собственно Уральского поясов и на юге — Уральского пояса и океана Палеотетиса. Именно в этих областях различно ориентированные зоны субдукции (зоны Бенюфа) наиболее интенсивно втягивали в погружения прилегающие участки платформы с образованием высокоподвижных Прикаспийской и Печорской перикратонных синеклиз, передававших возбуждения в глубь платформы по ослабленным зонам и прежде всего авлакогенам. Соответственно трансгрессии распространялись не со стороны Урала, кстати огражденного в его средней части почти непрерывной цепью жестких массивов — Камского, Кунгурского, Красноуфимского, инверсионного Башкирского свода, инверсионных байкальских горстов общих поднятий Уралтау, а со стороны Прикаспийской синеклизы, так как Печорская синеклиза в свою очередь была ограждена барьером в виде Тиманского инверсионного кряжа.

Мощные опускания краевых углов платформы и более узкой пассивной субмеридиональной полосы вдоль всего Урала с отдельными перерывами продолжались на севере Урала до раннепермской эпохи и на юге до раннего карбона (Зилаирский синклиорий).

За этот период сформировался следующий вертикальный ряд формаций.

1. Нижнедевонско-эйфельская глинисто-кремнисто-сланцевая формация с прослоями известняков в верхней части разреза и линзами конгломератов в нижней. Мощность 300—500 м. В средней полосе Урала, по фронту Камско-Башкирской системы сводовых поднятий платформы ее замещает фалаховая формация кварцевых и субаркозовых песчаников с редкими прослоями фтанитов и кремнистых осадочных брекчий.

2. Верхнеэйфельско-нижнефранская терригенно-известняковая формация сложена неравномерным переслаиванием известняков и аргиллитов с пачками кварцевых песчаников и алевролитов, мощность 200—300 м. К югу от г. Стерлитамака в осевой части Зилаирского синклиория в пределах Прикаспийской синеклизы (возможно, эти два элемента объединялись в виде единой обширной области опусканий) и Бузулукской впадины описанная выше формация замещается одновозрастной доманиковой эйфельско-нижнефранской терригенно-известняковой формацией, сложенной тонким ритмичным переслаиванием битуминозных глинистых сланцев, мергелей с редкими прослоями и пластами мелкозернистых кварцевых песчаников и алевролитов в нижней части разреза и переслаиванием битуминозных глинистых известняков с более чистыми органогенно-детритовыми разностями в верхней части.

Таким образом, подобно постепенному расширению каледонской

Поморской перикратонной синеклизы, мы наблюдаем аналогичное наращивание Прикаспийской синеклизы в течение ранней стадии развития Уральского геосинклинального пояса с образованием огромной сравнительно глубоководной некомпенсированной впадины.

2. Пестроцветная, кремнисто-сланцевая формация, сложенная пестроцветными красными, зелеными, темно-серыми ритмично переслаиваемыми глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами, плитчатыми кремнями, фтанитами колокольненской свиты. На Северном Урале содержит прослой известняков. Мощность осадков достигает 500 м. Стратиграфически на Северном Урале она охватывает франко-среднекаменноугольные, а на юге лишь среднефранские отложения.

3. Верхнефранко-фаменская граувакковая формация сложена мощными терригенными грубослойными толщами, представленными полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями известняков (айская свита Северного Урала).

4. Верхнефранко-нижнекаменноугольная флишевая формация представлена тонким ритмичным чередованием полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, при преобладании последних (зилайская свита). По простиранию геосинклинального пояса она имеет скользящие границы, и на Полярном Урале ей соответствует нижнекаменноугольно-нижнепермская кесьпельская свита.

Во внешней зоне описываемый сланцево-граувакковый комплекс замещается карбонатной среднефранко-турнейской группой формаций, которые в своем распространении занимают почти всю Волго-Уральскую область платформы. Данная группа представлена доманиковой сланцево-известняковой формацией, формирование которой происходило в условиях некомпенсированных опусканий. Прикаспийская перикратонная синеклиза вовлекла в свои прогибания обширные краевые территории Волго-Уральской антеклизы, а затем в процессе отмирания возникшей иловой впадины, в верхних горизонтах ее границы постепенно сужались, ограничиваясь осевыми зонами Камско-Кинельской системы прогибов. Аналогичный иловый бассейн возник и в пределах Печорской синеклизы, соединившейся с южным — Прикаспийским цепочкой прогибов названной выше системы. Доманиковую сравнительно глубоководную формацию на внутренних поднятиях внешнего склона платформы, а также на интракратонных сводах и выступах последовательно замещают доломитово-известняковая рифогенная формация, представленная сложным комплексом амфиоровых, водорослевых, брахиоподовых массивных и слоистых органогенно-детритовых известняков и вторичных доломитов мощностью от 500 до 1000 м, и периферическая мелко-водноморская доломитово-известняковая органогенно-детритусовая формация (200—300 м).

5. Лимническая угленосная кизеловско-тульская формация занимает обширные пространства Западного Урала и почти всю территорию Восточно-Европейской платформы, отражая общий подъем всей платформы и ее довольно длительное континентальное стояние с накоплением в пределах полого опускающейся в юго-восточном направ-

лени аккумулятивной равнины терригенной толщи, сложенной в основании кварцевыми песками и песчаниками, алевролитами и глинами в верхней. В отдельных бассейнах формация содержит мощные пласты каменного угля. На поднятиях островных дуг Восточного Урала ей соответствует своеобразная вулканогенно-терригенная угленосная формация (Полтаво-Брединский синклиорий).

От лимнической угленосной формации описываемые образования отделяются зоной крупных Восточноуральских поднятий, осложненных небольшими Аргаятским, Исенгильдинским, Новинским, Кваркинским грабенами, выполненными угленосными отложениями. В прогибах между геантиклиналями в этот период накапливались граувакковая, аспидная и вулканогенная кварц-порфировая формации, на склонах геантиклиналей они замещались маломощными толщами карбонатной известняковой формации, перемежающейся с покровами эффузивов (Магнитогорский синклиорий). В грауваках и в конгломератах базальных толщ угленосной формации отмечено множество обломков ультрабазитов и серпентинитов, что является свидетельством начала сжатия океанической плиты Палеоурала и первым признаком выкальвания офиолитовых пластин океанического ложа и их надвигания на континентальную плиту. В пределах Зилаирского синклиория и Прикаспийской депрессии, которые, вероятно, представляли единую область погружений, описываемая группа последовательно замещается флишевой кремнисто-глинистой и морской терригенно-карбонатной формациями.

6. Карбонатная формация мелководных слоистых известняков с рифовой субформацией узкой полосой распространяется вдоль краевых тектонических уступов платформы с тенденцией смещения в глубь платформы во времени. Во внутренних бассейнах ее замещают флиш и нижняя сероцветная моласса. В северных районах возраст карбонатной формации серпуховско-артинский, тогда как в восточных разрезах Уфимского амфитеатра и западного склона Южного Урала она уже в башкирском веке замещается флишевой формацией.

Таким образом, тенденция замещения сланцево-граувакковых толщ внутренней зоны карбонатным комплексом внешних зон, выявленная Н.П. Херасковым (1967 г.) для каледонского комплекса ранней геосинклинальной стадии развития, унаследованно сохраняется и на относительно поздней герцинской стадии. Причем опускания внешних углов платформы в позднегеосинклинальную стадию усилились и привели к образованию огромных некомпенсированных впадин в пределах Печорской и Прикаспийской перикратонных синеклиз. Это вовлечение платформы в опускания благодаря наведенной активности отстает на целую фазу (45—50 ± 10 млн. лет) от эпохи заложения Уральского геосинклинального пояса, которое произошло в таконскую фазу, тогда как заложение промежуточной Прикаспийской перикратонной синеклизы наступило в эйфельско-живетский век и максимум трансгрессии на платформу — в среднефранско-фаменский век.

Как и в Каледонском поясе, на Урале отсутствуют так называемые

мые миогеосинклинальные формации, их место занимают формации подвижного края платформы, особенно ее внешних углов — перикратонных синеклиз. О платформенном облике осадков миогеосинклиналей писал еще Г. Штилле (1964 г.), который ввел понятие о миогеосинклиналях, противопоставив их эвгеосинклиналям. По Г. Штилле, миогеосинклинали, кроме платформенных формаций, характеризуются обязательным расположением в краевых частях геосинклинальных областей по границе с платформами, отсутствием магматических проявлений и метаморфизма, наложенной складчатостью и развитием на континентальном основании. Л.П. Зоненшайн (1969 г.) в критическом обзоре о миогеосинклиналях отметил, что они по составу геологических формаций по существу геосинклинальными не являются. Самым главным отличием миогеосинклинальных зон от платформенных образований, как справедливо отметил автор, является их интенсивная складчатость, благодаря чему эти зоны включались в состав геосинклинальных областей, хотя вернее было бы включать их только в состав складчатых сооружений.

В 1967 г. Е.В. Павловский дополнительно к миогеосинклиналям ввел понятие о перикратонных прогибах, причем основные пункты определения миогеосинклиналей, за исключением складчатости, являются определениями перикратонных зон. Таким образом, совершенно одинаковым элементам в зависимости от того, охвачены они наложенной складчатостью или нет, даются разные наименования, и они искусственно отрываются друг от друга с отнесением каждого соответственно к геосинклинальному или платформенному классам структур. Если же учесть тот факт, что в зонах сочленения различных геосинклинальных систем возникают обширные изометричные перикратонные синеклизы, не отличающиеся по составу формаций от перикратонных или миогеосинклинальных прогибов, то вопрос определения режимов этих элементов еще более запутывается. На основании изложенного, нам кажется, что понятие "миогеосинклинали" в литературе достаточно дискредитировано, основной формационный метод, позволяющий определять режимы тектонических элементов, не выделяет их из ряда платформенных структур.

В герцинский цикл тектогенеза активные опускания Восточно-Европейской платформы развивались под влиянием главным образом юго-восточного центра резонансно-тектонических возбуждений, по внешней периферии которого возникла огромная Прикаспийская перикратонная синеклиза. Подчиненным центром был, по-видимому, возрождавшийся на непродолжительное время Тиманский авлакоген. От Прикаспийской перикратонной синеклизы возбуждения передавались по нескольким направлениям, главным из них являются: западное — планетарная система разломов Большого Донбасса, северо-западное — Пачелмский прогиб — Московская — Балтийская синеклизы; северное — Кушумский авлакоген — южные склоны Волго-Уральской антеклизы; именно в этих направлениях формируются основные латеральные ряды в раннегерцинский цикл тектогенеза.

Латеральный ряд Большого Донбасса. В состав рифтовой системы

Большого Донбасса входят Мангышлакский, Карпинский, Донецкий, Днепровский и Припятский авлакогены. Первые две рифтовые структуры претерпели наиболее длительные унаследованные опускания и продолжали свое развитие соответственно в киммерийский и собственно альпийский циклы тектогенеза. Они выполнены мощнейшим чехлом осадочных образований до 20—25 км мощности. Естественно, состав отложений девона и карбона в их пределах неизвестен, поэтому латеральный ряд всей системы может быть прослежен, начиная лишь с Донецкого авлакогена. Косвенным свидетельством о возможном строении нижних членов герцинского комплекса в восточных рифтах, непосредственно раскрывающихся в Уральскую океаническую впадину, могут быть осадки по периферии Прикаспийской перикратонной синеклизы.

В пределах Донецкого авлакогена активные опускания, по-видимому, начались в среднем девоне, где по северному склону Украинского щита обнажается среднедевонская осадочно-вулканогенная формация "белого девона", представленная аркозовыми песчаниками, переслаивающимися с пачками пирокластических пород и лавовыми покровами базальтов, трахиандезитов и трахитов. Мощность формаций 300—500 м.

По простиранию в пределах Днепровского авлакогена ее замещает среднедевонско-нижнефранская песчано-глинистая формация в объеме пярнуско-наровских, старооскольских, морсовских, мосоловских и пашийско-кыновских слоев живетского яруса и нижнефранского подъяруса, сложенная песчано-гравелитовой толщей в основании и мергельно-аргиллитовой в верхней части формации. На отдельных участках поперечных выступов эти осадки замещены вулканогенной нижнефранской формацией, мощностью до 1000—1200 м (Лоевско-Брагинский выступ).

В Припятском, менее прогнуптом авлакогене, описываемый ряд завершается образованием базальной пярнуско-наровской сульфатно-доломитовой и живетско-нижнефранской песчано-глинистой формациями. Последняя представляет собой по существу выклинивающуюся верхнюю часть одноименной среднедевонско-нижнефранской песчано-глинистой формации Днепровского авлакогена.

Базальная же пярнуско-наровская формация имеет самостоятельное значение и сложена нижней сульфатно-доломитово-мергельной пачкой с пачками ангидрита и линзами каменной соли в верхней ее части (Вишенская площадь) и верхней мергельно-глинистой пачкой с подчиненными пластами доломита. Мощность осадков не превышает 60—90 м. Формирование формации происходило в конечном внутриконтинентальном водоеме с концентрацией рапы до садки галита.

Формирование основной среднедевонско-нижнефранской формации происходило синхронно с резким погружением Прикаспийской синеклизы, где в эту эпоху, судя по разрезам Бузулукского грабена, накапливались битуминозные осадки доманиковой глинисто-карбонатной кремнистой формации некомпенсированной иловой впадины. Максимальная трансгрессия моря в пределы Большого Донбасса

произошла в саргаевско-воронежское время, когда в пределах Днепровского авлакогена образовалась известняково-глинисто-вулканогенная формация мощностью до 600—1000 м. В основании представлена известняками с прослоями аргиллитов и мергелей, замещаемых выше толщей переслаивания терригенных пород с туфами, туффитами, туфо-аргиллитами и прослоями органогенно-обломочных известняков.

В Припятском авлакогене ее аналогом является одновозрастная сульфатно-доломитовая формация мощностью до 60—190 м. Сложена она в основном доломитами с подчиненными пластинами ангидритов, мергелей и глин, в направлении к Лоевско-Брагинскому выступу в значительной степени замещена вулканогенными образованиями. Таким образом, Припятский авлакоген отстает в развитии от более восточных структур рифтовой системы; осадконакопление происходило, как правило, в регрессивных условиях изолированной континентальной лагуны, осадков накопилось в 3—5 раз меньше, чем в Днепровском авлакогене. В Днепровском и Донецком рифтах в свою очередь осадконакопление происходило в крайне мелководных условиях открытого моря по сравнению с Прикаспийской синеклизой, где установился режим иловой застойной впадины. Существование подобного ряда формаций весьма напоминает обстановку Поморской перикратонной синеклизы и ее обрамления на ранних стадиях каледонского цикла тектогенеза.

После кратковременной трансгрессивной эпохи наступила регрессивная стадия развития, выразившаяся в накоплении двух соленосных формаций верхнефранского (евлановского) и верхнефаменского (елецкого) возраста с промежуточной нижнефаменской межсолевой карбонатно-терригенной формацией с мощными корами выветривания в кровле (до 40 м). Формирование галогенных отложений связано, вероятно, с подъемом Донецкого либо Карпинского авлакогенов и миграцией максимума опусканий в западном направлении, что подтверждается увеличивающейся активностью движений Припятского авлакогена. Нижняя соленосная формация сложена каменной солью, ангидритами и подчиненными прослоями мергелей и аргиллитов мощностью до 2000 м в Днепровском и до 500 м в Припятском авлакогенах. Верхняя соленосная формация в условиях садки более концентрированной рапы содержит, кроме перечисленных разновидностей пород, пласты и линзы сильвинита и карналлита. В пределах Припятского авлакогена установлено от 4 до 30 калийных горизонтов, многие из которых носят промышленный характер. Общая мощность галогенных отложений колеблется от 500—700 до 1000—1500 м в сводах солянокупольных структур. Со многими из них связаны проявления боратов (низкой концентрации) и самородной серы.

Пространственное распределение галогенных отложений находится в тесной связи с блоковой тектоникой фундамента. Судя по данным бурения и анализу гравитационного поля, соленосные отложения размещаются главным образом вдоль прибортовых рвов, тогда как

в центральной части рифтов происходит сокращение мощности осадков. На поперечных выступах отмечается частичное или полное (Лоевско-Брагинский выступ) замещение галогенных отложений синхронной щелочно-ультраосновной формацией. Подобная картина распределения соленосных отложений подтверждается аналогичным преимущественным размещением калиеносной субформации. В пределах продольных срединных выступов накопления калийных отложений почти не происходило. По темпам опускания Припятский и Днепровский рифты в позднефаменское время не отличались друг от друга. Верхнефаменско-турнейская морская терригенно-карбонатная формация залегает без видимого перерыва на подстилающих образованиях, сложена в основании пестроцветной толщей грубообломочных пород, сменяемой средней толщей аргиллитов, песчаников, алевролитов и верхней турнейской толщей чередования известняков и терригенных пород с базальными конгломератами в основании (до 70 м). На ряде площадей замещается траптовой формацией. Мощность формации равна 600—700 м.

В Припятском авлакогене описываемая формация замещается лагунной верхнефаменско-черепецкой сульфатно-глинистой и кизеловско-бобриковской континентальной угленосной формациями. Темпы опусканий в Припятском авлакогене значительно превышают темпы опусканий Донецкого авлакогена. Мощность нижней формации в прибортовых рвах достигает 1000—1200 м и верхней 900—1000 м.

Сульфатно-карбонатная формация представлена чередованием глин, мергелей, доломитов, ангидритов и гипсов. В разрезах скважин фиксируются многочисленные перерывы с формированием каолиновой коры выветривания, в верхнем фамене отмечены прослой бентонитовых глин (до 0,5 м).

Верхняя угленосная формация, завершающая раннегерцинский латеральный ряд системы Большого Донбасса, представлена кварцевыми песчаниками, песками, прослоями пестроцветных каолиновых глин, бокситов и аллитов с маломощными пластами бурых углей и углистых глин. С описываемой формацией связаны вторичные проявления давсонита, вероятно, обусловленные гидротермальной деятельностью остывающих магматических очагов, приведших ранее к формированию мощных эффузивно-эксплозивных толщ щелочно-ультраосновной и траптовой формаций. В пределах Воронежского массива ей соответствует мощная (до 40—50 м) формация кор выветривания латерального ряда с установленными промышленными залежами боксита и мощными пластами сильно ожелезненных каолиновых глин. Описываемая формация синхронизируется с лимнической угленосной формацией Восточно-Европейской платформы и Западного Урала, отражая общий объем описываемой территории в связи с первой эпохой сжатия и начала закрытия Уральского океанического бассейна, выразившегося в образовании первых многочисленных пластин офиолитовой зоны, надвигавшихся на континентальный склон платформы.

Механизм постепенного импульсного возбуждения внутренних частей платформы, установленный в каледонский цикл тектогенеза, полностью сохраняется в раннегерцинское время. По завершении раннегерцинской стадии почти без перерыва началась следующая стадия, выразившаяся на Урале в формировании сероцветных моласс и в новом возбуждении тектонических напряжений на платформе. В пределах Большого Донбаса эти явления выразились в новой активности Донецкого авлакогена, где в связи с интенсивными прогибаниями произошло образование непрерывной 10-километровой толщи виземосковской паралической формации, сложенной ритмичным чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников с прослоями и пластами каменного угля (до 100 пластов и прослоев). В Днепровском и Припятском авлакогенах ее мощность соответственно сокращается до 2000 и 500—600 м. В связи с различными термодинамическими условиями восточных и западных членов рифтовой системы антрациты и жирные угли последовательно замещаются длиннопламенными и бурыми эквивалентами, количество прослоев снижается до 20. В пределах Прикаспийской синеклизы, судя по разрезам Саратовского Заволжья и Бузулукского авлакогена, накапливались синхронные осадки карбонатно-глинистой доманиковой формации.

В связи с запаздыванием тектонических движений неустойчивый режим мелководного моря наступил в Днепровском и Донецком рифтах лишь в гжельско-оренбургское время (араукаритовая свита) с образованием песчано-глинистой формации. Последняя представлена толщей переслаивания полимиктовых грубых песчаников и пестрых глин и алевролитов с подчиненными прослоями известняков и углей. По своему составу отвечает типичным грауваккам. Мощность увеличивается от 100—200 м на западном окончании Днепровского авлакогена до 1200—1500 м в зоне его сочленения с Донецким рифтом. В пределах Припятского авлакогена в связи со значительными поднятиями территории и перерывом в осадконакоплении аналоги этой формации представлены лишь корами выветривания каолинитового профиля. Завершает разрез серия формаций позднегерцинской стадии развития, представленная осадками континентального и лагунного генезиса.

Картамышско-славянская (нижнепермская) сульфатно-терригенная формация сложена красноцветными и пестроцветными глинами, песчаниками, алевролитами, переслаивающимися с толщами чередования аналогичных терригенных образований с пластами ангидритов и каменной соли. Общая мощность формации в Припятском авлакогене достигает 300—350 м, Днепровском — 200 м и вновь резко сокращается до 100—200 м в пределах Донецкого авлакогена, охваченного процессами инверсии. Закрытие последнего повлекло к возникновению в пределах Днепровского авлакогена внутриконтинентальной лагуны, где в условиях аридного климата произошло накопление толщи галитовых калийно-магниевого пород краматорской свиты, представленных карналлитом, сильвинитом, лангбейнитом, а в отдельных тектонических депрессиях и бишофитом. Общая мощность соленос-

ной формации достигает 900—1000 м. В пределах Припятского авлакогена возрастные эквиваленты описываемой формации отсутствуют.

Верхнепермско-триасовая красноцветная моласса в объеме пересажской, шебелинской, корневской свит верхней перми и миргородской, глинской и красноградской свит триаса выполняет системы рифтов на всем их протяжении. Сложена в основании и в отдельных частях разреза пачками грубообломочных неотсортированных пород, песчаниками и глинами суммарной мощностью до 1200—1700 м. Формирование ее связано с конечными фазами орогенеза, охватившими Урал, герцинский Палеотетис в целом и Донецкий авлакоген с образованием одноименного инверсионного кряжа в частности. По завершении герцинского цикла тектогенеза прекращается активизационный этап развития первых трех членов — Припятского, Днепровского и Донецкого авлакогенов общей рифтовой системы Большого Донбасса.

Латеральный ряд: Прикаспийская синеклиза — Пугачевско-Пачелмский прогиб — Московская — Балтийская синеклизы, очевидно, был главным направлением резонансно-тектонических напряжений, определивших процессы литогенеза на большей части платформ.

Начало герцинского цикла тектогенеза представлено эйфельской грубообломочно-песчаной континентальной формацией такатинского (ряжского, кемерского) горизонтов платформы и территории западного склона Урала. На огромном пространстве формация сложена чрезвычайно однообразным комплексом осадков — красноцветными неотсортированными песчаниками с подчиненными прослоями гравелитов и конгломератов, в отдельных изолированных грабенообразных впадинах они замещаются сероцветными осадками слабоосолоненной лагуны — песчаниками, мергелями и песчанистыми доломитами (Доно-Медведицкий авлакоген, Пугачевский прогиб). Мощность формации колеблется от нескольких метров до 50—150 м (Московская, Балтийская синеклиза), в пределах западного склона Урала разрез становится более грубообломочным, появляются отдельные прослои органогенных известняков, туфов, туфогенных песчаников, мощные латеритные коры выветривания с залежами бокситов.

По внешней окраине Прикаспийской синеклизы — в пределах Бельской впадины и Бузулукского грабена, входящего в состав Кушумского авлакогена, располагающегося основной своей частью в пределах синеклизы, была вскрыта довольно однообразная толща, позволяющая судить о составе осадков внутри перикратонной синеклизы. Здесь обособляется верхнейфельско-нижнефранский битуминозный глинисто-карбонатный комплекс осадков, представленный преимущественно темно-серыми до черных известняков и сланцеватыми аргиллитами битуминозными, переслаивающимися с органогенными более светлыми известняками. Содержание битуминозных доманиковых слоев и мощность осадков закономерно увеличиваются по направлению к Прикаспийской синеклизе со 150—200 до 300—500 м. По-видимому, в пределах синеклизы существовали более глубоководные условия с формированием типично доманиковой форма-

ции застойной иловой впадины, которая в пределах Зилаирской геосинклинали замещается граувакковой формацией. В северном и северо-западном направлениях, вверх по подъему Волго-Уральской антеклизы и Пачелмско-Пугачевского прогиба доманиковая формация переходит в глинисто-известняковую (180—250 м), замещающуюся в присводовой части антеклизы глинисто-песчаной формацией, мощность осадков достигает 150—200 м; на отдельных сводах и массивах она размыта или выклинивается полностью.

В пределах Доно-Медведицкого и Московского авлакогенов нижняя морская часть глинисто-известняковой формации замещается на сульфатно-доломитовую формацию. Последняя в разных объемах крайне широко развита в пределах западного сектора платформы — эйфельско-живетская сульфатно-доломитовая формация Днестровской синеклизы, наровская сульфатно-мергельно-доломитовая формация Прибалтийской синеклизы. В пределах Московского авлакогена концентрация рапы достигла этажи садки каменной и даже калийной солей. Вдоль северо-западного склона Воронежской антеклизы в изолированной котловине выделяется протяженная полоса соленосных отложений, представленных в основании пачкой массивного, крупнокристаллического галита до 20—70 м мощности с отдельными линзами карналлита (г. Ярцево). Средняя пачка сложена переслаиванием доломитов и ангидритов и верхняя — переслаиванием доломитов, доломитовых мергелей и глин. Мощность формации достигает 100—150 м.

Таким образом, западная группа синеклиз, огражденная с запада и юго-запада складчатыми сооружениями, а с севера и востока — щитами и массивами, по существу превратилась в единую внутриконтинентальную замкнутую лагуну. Мелководный морской бассейн проник в пределы Московской синеклизы лишь в мосоловско-нижнещигровское время и привел к накоплению глинисто-песчанистой пестроцветной формации, представленной в основании мосоловской свиты глинисто-известняковой пачкой и верхней толщей переслаивания глин, кварцевых песчаников, алевролитов ожелезненных с глинисто-сидеритовым или железисто-карбонатным цементом. В осевой зоне Среднерусского авлакогена Л.М. Бириной (1959 г.) встречены туфы, туфобрекчии с полиметаллической и флюоритовой минерализацией (Солигалич, скв. 3).

Нижняя граница формации имеет скользкий характер, и на склонах Балтийского щита мосоловская часть разреза замещается континентальной глинисто-песчаной гипсоносной субформацией мощностью до 50 м, которая входит в состав еще более широко распространенных континентальных осадков Балтийской синеклизы. Здесь в объеме живетского яруса и нижнефранского подъяруса (арукюльско-аматские слои) выделяется континентальная глинисто-песчаная формация, сложенная светлыми и красно-бурыми, косослоистыми, мелкозернистыми песками и песчаниками, пестроцветными каолинитами, глинами и алевролитами, циклически переслаивающимися между собой. Отмечены редкие прослой доломита, мощность формации 300 м.

Широко формируются континентальные формации вокруг Балтийского щита связано с его активизацией. В шведско-норвежской части щита в эти эпохи формируются отдельные мелкие грабены, выполненные среднедевонскими континентальными глинисто-песчаными отложениями пресноводных озер. Опускания на платформе достигли своего максимума в среднефранское, особенно доманиковское время, когда условия застойной иловой впадины за счет расширения границ Прикаспийской синеклизы возникли на огромной территории, включающей в свой состав Сергиевско-Абдулинскую и Камско-Бельскую впадины. Это расширение происходило постепенно и прежде всего выразилось в существенном наращивании Кушумского авлакогена в северном направлении в виде Кулигинско-Шугуровской и Башкирской грабенообразных систем, выполненных кыновско-шугуровской (кикинской) глинистой формацией от 80—100 до 200—400 м мощности, представленной тонкослоистыми аргиллитами, часто битуминозными с прослоями темно-серых до черных известняков в основании разреза и пластом серых органогенных, органогенно-обломочных известняков в кровле. Дальнейшее расширение и опускание Кулигинско-Шугуровской зоны повлекло за собой формирование битуминозной среднефранско-турнейской сланцево-известняковой кремнистой формации некомпенсированной иловой впадины.

Таким образом, начавшиеся в раннем силуре интенсивные опускания Уральского геосинклинального пояса постепенно распространились через область Прикаспийской синеклизы во внутренние районы платформы. Отставание в эпохах активного развития внешнего края платформы и ее внутренних областей весьма значительно и колеблется в пределах 50—90 млн. лет. Эпоха максимума трансгрессии была непродолжительна, и уже в позднефранско-турнейское время происходит довольно быстрое отмирание бассейна за счет внутренних поднятий с образованием своеобразной остаточной системы редуцированных Камско-Кинельских прогибов. На бортах прогибов формировалась верхнефранско-турнейская рифогенная формация, замещающаяся в направлении Тимана и Мезенско-Балтийской суши одновозрастной доломитово-известняковой формацией, представленной органогенно-детритусовыми известняками, вторичными доломитами с редкими линзами ангидрита в кровле (Немский свод).

На обширных пространствах центральных и западных областей платформы формируется огромная мергельно-карбонатная мегаформация со скользящими верхними и нижними возрастными границами верхнецигровско-турнейского возраста в Московской синеклизе, среднефранско-турнейского — в Балтийской и франско-нижнетурнейского — в Днестровской синеклизах. Мегаформация сложена в основном известняками и доломитами, содержание которых возрастает в западном направлении. Мощность осадков достигает 500—700 м. По мере приближения к Балтийскому, Белорусско-Мазурскому и Украинскому щитам в разрезе увеличивается количество прослоев мергелей и глин, песков и алевролитов, иногда загипсованных, с образованием терригенно-карбонатных субформаций, замещающихся по

склонам Балтийского щита континентальной красноцветной ворожежско-фаменской глинисто-песчаной формацией, сложенной краснобурьми, голубовато-фиолетовыми каолинистыми глинами, песками мелко- и среднезернистыми охристыми, пестроокрашенными вторично заглипсованными доломитами и мергелями, накапливающимися в условиях озерно-аллювиальной равнины с семиаридным климатом. Мощность формации 100—130 м. Ее аналогом в пределах Днестровской синеклизы является верхнетурнейская континентальная алеврит-песчаная формация (мощность 80—100 м). Раннегерцинская стадия завершается общим подъемом территории платформы.

Анализ тектонического развития свидетельствует о сохранении тенденций асинхронного развития западного и восточного секторов платформы, что нашло отражение в процессах литогенеза: формирование стабильного комплекса морских мелководных и относительно глубоководных доаниковских формаций в восточной части платформы с одновременным накоплением регрессивного комплекса сульфатно-карбонатных и лагунных формаций в западной. Общий подъем территории платформы и большей части Уральской геосинклинали вызван резкой сменой режима тектонических напряжений: постоянное расширение океанического Палеоуральского бассейна с соответствующим поддвигом океанической коры под континентальные плиты сменились процессами его постепенного замыкания, вызванного встречным надвиганием Русской и Восточно-Сибирской континентальных плит.

Базальной формацией среднегерцинской стадии развития явилась ниже-средневизейская континентальная глинисто-песчаная угленосная формация, включающая отложения радаевского, бобриковского, тульского и в ряде случаев алексинского горизонтов. Верхняя и нижняя границы формации непостоянны в возрастном отношении, отложения радаевского горизонта отмечаются лишь в осевой зоне Камско-Кинельских прогибов, далее по мере регионального подъема в направлении Мезенско-Балтийской суши она последовательно становится бобриковской — тульской — алексинской. Отложения сложены глинисто-песчаными породами с отдельными пластами и линзами углей, каолинистых глин. Отмечено до 10—15 пластов бурого угля, отдельные линзы сидерита и бурого железняка. На ряде участков, главным образом в пределах сводов, массивов и щитов, встречены мощные коры выветривания с залежами бокситов, пигментов, огнеупорных глин и песков, мощность формации колеблется в широких пределах — от нескольких метров до 100—150 м.

В пределах Днестровской синеклизы по ее южному краю в связи с герцинским орогенезом Галицийской геосинклинали закладывается Львовский предгорный прогиб, где накапливались осадки паралической угленосной формации тульско-башкирского возраста. Данная формация является эквивалентом верхней молассы, хотя значительно отличается от последней, во-первых, условиями формирования и, во-вторых, литологическим составом. Формация сложена толщей циклического преслаивания аргиллитов, алевролитов, песчаников, углис-

тых сланцев с рабочими пластами угля (до 10—12) и известняка, мощность формации достигает 700—1000 м.

Таким образом, как верхняя, так и нижняя границы нижнекаменноугольной угленосной формационной серии в различных тектонических элементах платформы весьма непостоянны — в наиболее мобильных областях ее верхняя граница проводится по кровле московского (Большой Донбасс) или башкирского ярусов (Львовский прогиб), на остальной территории ее возрастной предел ограничивается ниже-средневизейским подъярусом.

Среднегерцинская стадия развития платформы соответствует позднегеосинклинальной стадии развития Уральского геосинклинального пояса, что выражается в завершении формирования аспидных и граувакковых формаций и в интенсивном накоплении флишевых, флишоидных формаций и сероцветных моласс. Появлению флиша и сероцветной молассы во внутренней зоне непосредственно предшествует появление флиша и моласс во внешней зоне. Так, в заключительную эпоху формирования серии флиша в Зилаирском синклинории (верхнефранско-нижнекаменноугольная флишевая, визе-серпуховская кремнисто-глинистая флишоидная, башкирская флишевая формации) во внутренней зоне на граувакковой формации формируется сероцветная моласса. Последняя, выполнив внутренние синклинорные зоны, смещается в Зилаирский синклинорий, где отвечает верхнему карбону — артинскому ярусу.

Указанной серии в восточной части Прикаспийской депрессии (Шубаркудукский свод) отвечает верхневизейско-артинская известняковая формация. Наиболее опущенная зона смещается в западную область Прикаспия, где формируется известняково-глинистая верхневизейско-верхнекаменноугольная доманиковая формация некомпенсированной иловой впадины, нижние члены которой вскрыты скважинами в Саратовском Заволжье, а верхние установлены в пределах Бузулукского грабена, где она представлена в объеме московского, гжельского и оренбургского ярусов карбона, залегая на фаунистически охарактеризованных нормальных известняках башкирского яруса, и перекрывается ассельско-сакмарскими известняками. Представлена битуминозными черными аргиллитами с тонкими слоечками черных кремнистых известняков с суммарной мощностью не более 30 м.

В центральной части впадины доманиковую формацию перекрывают ассельско-артинские отложения, представленные толщами ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов при преобладании последних. Песчаники полимиктовые, содержат прослой гравелитов и конгломератов с обломками и галькой эффузивов, туфов, известняков с остатками фораминифер нижнего и среднего карбона. А.В. Копелиович и Я.С. Эвентов (1956 г.) в разрезе выделяют 11 толщ с резким преобладанием аргиллитов в верхней части формации и песчаников в нижней. Вскрытая мощность осадков на Астраханском своде достигает 800—1400 м. В пределах авлакогена Каргинского эти отложения имеют верхнекаменноугольно-нижнеперм-

тей возраст. По своему строению и составу данная формация с элементами флишеидных формаций и сероцветных моласс отвечает началу орогенеза в пределах широтного пояса Палеотетиса.

Таким образом, обнаруженная в ранневизейское время тенденция к закрытию океанического бассейна Палеоурала, в среднегерцинскую стадию проявилась наиболее полно и дополнилась аналогичными движениями в пределах Палеотетиса, что повлекло за собой значительное смещение области максимальных прогибаний в западном направлении на платформу с накоплением стабильных формаций, отвечающих второй максимальной трансгрессивной стадии платформы. На территории Волго-Уральской области возрастные аналоги глубоководной доманиковой и молассоидной формаций представлены верхневизейско-башкирской морской доломитово-известняковой и аналогичной по составу подольско-артинской формациями с разделяющей их верейско-каширской карбонатно-терригенной прибрежно-морской формацией. В центральных районах платформы, в Московской синеклизе объем нижней формации сокращается до серпуховского горизонта, на котором с перерывом залегают верейская красноцветная песчано-глинистая формация. Объем верхней формации также сокращен и верхняя граница проводится по кровле асельского яруса.

В пределах Балтийской, Днестровской синеклиз западного сектора платформы в связи с орогенезом подвижного пояса Палеотетиса Западной Европы и активизацией каледонид и Балтийского щита возрастные аналоги указанных формаций отсутствуют, их территории входили в состав суши.

Верхневизейско-Башкирская доломитово-известняковая формация сложена пачками и толщами переслаивания известняков и доломитов. Известняки органогенно-обломочные, реже органогенные и кристаллические фораминиферовые, брахиоподовые, коралловые и водорослевые с прослоями аргиллитов и реже алевролитов в основании окского и серпуховского подъярусов. В осадках башкирского яруса преобладают обломочные, оолитовые и брекчированные разности. Анализ мощностей свидетельствует об их накоплении в относительно единой субмеридиональной впадине, раскрывающейся в Бузулукскую впадину. Мощность формации 500—700 м. В пределах Московской синеклизы, где она сокращается в объеме за счет размыва башкирского яруса, в составе формации, особенно в серпуховской части, резко возрастает роль доломитовых и терригенных пород, причем последние представлены пестроцветными песчаниками, алевролитами и глинами. В целом формирование формаций происходило в морском мелководном бассейне, периодически сильно мелевшем с накоплением в эти отрезки времени доломитовых илов.

С указанной формацией связаны многочисленные месторождения карбонатных пород Московской синеклизы, используемых в металлургии и других отраслях промышленности. Основным горизонтом являются чистые известняки окского надгоризонта.

Верейско-каширская терригенно-известняковая формация выделена в объеме верейского и каширского горизонтов московского яру-

са среднего карбона и представлена переслаиванием песчано-алевритовых, глинистых и известняковых пород с подчиненными прослоями доломитов и конгломератов, с образованием от 4 до 7 циклических пачек. Каждая пачка сложена в основании известняками, в средней части глинами и в верхней переслаиванием песчаников, алевролитов и известняков. В северо-западном направлении преимущественно серая окраска пород становится пестроцветной и красноцветной, в связи с привнесом окислов железа с Кажимской суши (северная часть Витской инверсионной зоны дислокаций). В этом же направлении увеличивается содержание кластического материала. Мощность формации равна 90—100 м, осадконакопление происходило в условиях мелкого открытого моря.

В пределах Московской синеклизы ее аналогом является мелекеско-верейская красноцветная песчано-глинистая формация. От верхневзейско-серпуховской формации отделяется перерывом с образованием почти повсеместно гидрослюдисто-монтмориллонитовой коры выветривания в виде пачки пестрых глин до 3—5 м мощности. В образовавшихся в течение перерыва довольно глубоких эрозионных врезках присутствует нижний член формации — мелекеская свита, сложенная красноцветными кварцевыми песками, песчаниками и глинами, редко песчанистыми известняками, мощность свиты 90—100 м.

Верхняя верейская часть формации представлена в основном пестроцветными алевритистыми глинами монтмориллонит-гидрослюдистого состава, песками и песчаниками полимиктовыми и аркозовыми, алевролитами. В верхней части формации отмечена ордынская карбонатно-терригенная пачка, свидетельствующая о постепенном наступлении трансгрессирующего моря. В целом осадконакопление происходило в условиях аккумулятивной равнины с накоплением аллювиальных и пролювиальных осадков.

Подольско-артинская доломитово-известняковая морская формация представлена толщей переслаивания известняков и доломитов с редкими прослоями аргиллитов. Нижняя подольско-мячковская часть формации сложена в основном органогенно-обломочными известняками, в верхней части разреза существенно увеличивается содержание доломитов и доломитизированных пород. Причем в северной части территории Волго-Уральской антеклизы, примерно на широте Ижевска — Казани, верхняя часть формации замещается сакмаро-кунгурской сульфатно-доломитовой формацией, входящей в состав раннепермской галогенной формации центральных районов платформы и ее восточного склона, мощность формации 500—700 м.

На территории Московской синеклизы объем ее также сокращается и верхняя граница проводится по кровле ассельского горизонта. Состав формации существенно не меняется, за исключением некоторого возрастания содержания доломитов, носящих первичный характер, и появления в верхней части разреза отдельных линз ангидрита, конкреций и прослоев белых и бурых кремней, включений барита и целестина. По окраинам Воронежского массива (Подмосковье) все

большее значение приобретают пестроцветные терригенные породы — пески, песчаники, алевролиты, глины и мергели. Глины тонкослоистые, сланцеватые, гидрослюдистые, иногда палыгорскитовые. Указанный комплекс пород образует краевую прибрежно-морскую фацию. В целом указанная формация перспективна на поиски доломитов. Ее мощность в пределах центральных частей синеклизы достигает около 600 м.

Сакмарско-кунгурская галогенная формация распространена на огромной территории платформы и отвечает регрессивной стадии ее развития, обусловленной нарастающим орогенезом Уральского пояса и южного пояса Палеотетиса, где на территории Скифско-Туранской плиты возникли незначительные по сравнению с Уральскими горные сооружения. Возникновение по обрамлению платформы складчатых систем повлекло за собой формирование огромной внутриконтинентальной лагуны, периодически сообщавшейся с Бореальным бассейном по Предтимаанскому прогибу.

Основными тектоническими элементами, в которых происходило накопление эвтоник, являются заложившийся в артинско-сакмарское время Предуральский предгорный прогиб, Прикаспийская перикратонная синеклиза и Московская синеклиза. В связи с общим региональным подъемом в направлении Балтийского щита каледонид и ранних герцинид Европы и общей регрессивной направленностью литогенеза западного сектора платформы формирование галогенных формаций в центральных районах началось с некоторым опережением по сравнению с восточным сектором. Подтверждением тому служит накопление сакмарско-артинской соленосной формации в пределах Днепровского авлакогена и сакмарско-кунгурской формации в Московской синеклизе.

В целом галогенная формация Московской синеклизы представлена в краевой части доломитово-сульфатной субформацией, сложенной ангидритами, пестроцветными гипсами и многочисленными прослоями тонкозернистых и пелитоморфных доломитов и пестроцветных мергелей в основании разреза и ангидритами с единичными прослоями красноцветных мергелей и глин в верхней части; южнее г. Иваново формация выклинивается. Вдоль Солигаличского и Пучеж-Катунского валов намечаются две области развития соленосной субформации: северо-западная область развития, по А.А. Иванову, Двинско-Сухонский бассейн, представленный 300-метровой толщей каменной соли, залегающей в виде пластов до 14 м мощности, и пачками ангидритов. Число соленосных пластов колеблется от 3 до 6, суммарная мощность от 10 до 14 м.

Второй район развития соленосных отложений аналогичной линейной конфигурации протягивается вдоль восточного склона Пучеж-Катунского вала. Строение субформации аналогичное, однако количество галитовых пластов не превышает 2—3, мощность субформации 100—150 м. В ее пределах известно два небольших месторождения.

В Предуральском прогибе соленосная формация имеет кунгурский возраст и выполняет осевые зоны Верхнепечорской, Соликамской

и Бельско-Сакмарской депрессий, на поперечных выступах выклинивается, а в пределах южной части Юрюзано-Сылвенской депрессии замещается разновозрастной кремнисто-известняковой формацией.

Соленакпленению предшествовал процесс активного формирования передового прогиба, сопровождающегося образованием верхнекаменноугольно-артинского некомпенсированного глубоководного бассейна, в пределах которого происходило накопление глинисто-известняковой кремнистой доманиковой формации. Формация сложена сланцеватыми темно-серыми до черных аргиллитами, тонкопереслаивающимися с битуминозными мергелями и темно-серыми кремнистыми известняками и отдельными пачками (до 10—15) более светлых известняков, количество которых увеличивается к западному борту прогиба, где формация замещается верхнекаменноугольно-артинской рифогенной формацией; мощность доманиковой формации не превышает 100—300 м. Если учесть мощность рифовых построек, то глубина наиболее крупной Сакмаро-Бельской депрессии в артинское время, вероятно, достигала около 800—1000 м. В северных депрессиях описываемые образования менее битуминозны, мощность осадков увеличивается до 400—500 м. Очевидно, опускания происходили с большей компенсацией осадконакоплением.

Верхнекаменноугольно-артинская и в южной части прогиба, вероятно, кунгурская рифогенная формация объединяет разрозненные группы рифовых тел. Границы формации скользящие — в пределах Актюбинского Предуралья, рифы имеют наиболее молодой кунгурский возраст, Ишимбайская группа — ассельско-артинский, Чусовская и Камская группы — позднекаменноугольно-сакмарский возраст. Рифовые массивы сложены светлыми органогенными известняками — мшанковыми, брахиоподовыми, криноидными, водорослевыми и др. Мощность рифовых тел, образующих горы-одиночки или шиханы, достигает 1200—1300 м. Западнее рифогенная формация замещается нормально наслоенными органогенно-обломочными известняками среднекаменноугольно-артинской формации.

На размытой поверхности обнажающихся рифов (Тра-Тау, Шиханчик и др.) нередко образуются пластовые залежи фосфорита с содержанием P_2O_5 до 15—34 %.

В восточном направлении доманиковая формация замещается сероцветной молассой, представленной в основном неотсортированными грубообломочными породами с подчиненными пачками и толщами аргиллитов и песчаников. Суммарная мощность полимиктовых конгломератов в пределах восточного борта Сакмарско-Бельской депрессии достигает 200 м при общей мощности формации до 3500 м. Границы формации скользящие, и если в южных депрессиях она имеет верхнекаменноугольно-артинский возраст, то в Соликамской депрессии ее возраст сакмаро-артинский, а на Полярном Урале (Косью-Роговская депрессия) — артинско-кунгурский. Кунгурская калиеносная формация распадается на несколько крупных областей, соответствующих депрессиям Предуралья прогиба. Верхнепечорская область соответствует одноименной депрессии, где площадь развития

соленосных отложений тяготеет к южной Курьинской котловине. Формация сложена нижней филипповской ангидритово-карбонатной толщей и иренской толщей более сложного состава, которая в основании представлена сульфатно-карбонатно-терригенной пачкой, подстилающейся каменной солью, калийным продуктивным горизонтом и покровной каменной солью. Продуктивный горизонт сложен сильвинит-карналлитами, карналлитами и сильвинитами. В Соликамской депрессии формация имеет близкое строение с сохранением перечисленных пачек. В продуктивной калиеносной толще выделяется два горизонта — сильвинитовый и сильвинит-карналлитовый с 6 и 9 пластами калийных солей соответственно в каждом. Сакмаро-Бельская область соленакпления непосредственно раскрывается в Прикаспийскую синеклизу, тогда как другие депрессии отделялись друг от друга поперечными выступами. Подобное раскрытие наложило определенный отпечаток на калиенакопление. Хотя в прогибе были встречены огромные массы галита, калиенакопление носило спорадический характер и происходило в отдельных частных котловинах типа Михайловской и Северо-Мелеузовской, где обнаружены небольшие залежи калийных солей — в первом случае сильвинита и во втором — полигалита. Депрессия в целом изучена слабо, но ожидать крупные скопления в связи с отсутствием значительных замкнутых котловин не приходится.

Начало галогенеза в Прикаспийской перикратонной синеклизе падает на сакмаро-артинский век, что подтверждается характером осадков, развитых в пределах Приволжской ступени. Здесь наблюдается ритмичное чередование пластов и пачек доломитов трещиноватых, кавернозных с гипс-ангидритами и ангидритами с последовательным сложением карбонатных прослоев в направлении внутренней зоны, мощность сульфатно-доломитовой формации около 250 м (Лебяжинская, Антиповская площади). Формация располагается узкой линейной полосой вдоль инверсионного Иловлинского вала, перекрывающая его в южной погружающейся части. К востоку от внутренней зоны Прикаспийской впадины ангидриты полностью выпадают из разреза, и сакмаро-артинские отложения представлены пелитоморфными доломитами и сильно битуминозными аргиллитами относительно глубоководной иловой впадины предполагаемого Приволжского грабена (Александровская площадь). В южном направлении описываемые отложения доманиковой глинисто-доломитовой формации изолированного грабена замещаются терригенной молассоидной формацией.

Перекрывает доманиковую формацию немые переходные образования галопелитов, сложенные циклическим переслаиванием тонких прослоев соленосных глин с алевролитами и песчаниками, а в верхней части 1000-метровой толщи — прослоями калийных солей и галита (Гмелинская площадь). Не исключено, что они имеют более древний, сакмаро-артинский возраст и представляют фациальную зону изолированной котловины среди молассоидной формации. На остальной территории галогенная толща залегает с размывом, что подтвержда-

ется наличием пластов конгломерата в основании разреза в пределах Актюбинской и Приволжской ступеней.

По данным И.Н. Тихвинского, соленосная формация выделяется в объеме филипповского и иреньского горизонтов. Первый из них сложен подстилающей толщей каменной соли с многочисленными и тонкими прослойками ангидрита, иногда отмечаются небольшие линзы сильвинита, карналлита, вкрапленность полигалита, кизерита (озера Эльтон, Индер). В составе иреньского горизонта, сохраняющего примерно тот же состав, выявлен мощный пласт сильвинита (Индер). Основной продуктивной толщей является верхнеиреньский подгоризонт в составе улагановских (нижняя калиеносная зона), эльтонских (средняя калиеносная зона) и челкарских (верхняя калиеносная зона) слоев. Каждая из них содержит от 3 до 5 калиеносных пластов, причем калиеносность средней зоны невелика и проявляется спорадически. В минеральном составе калиино-магниевых солей преобладают сильвин и карналлит, в переменных количествах встречаются бишофит, полигалит, кизерит, на некоторых месторождениях обнаружены каинит, лангбейнит, шенит, глазерит (Индер).

Пространственное размещение калийных солей неравномерно и находится в зависимости от тектонической дифференциации подсолевого ложа. Анализ закономерностей локализации калийных солей показал, что они тяготеют к отдельным, замкнутым грабенообразным котловинам, обязанным своим происхождением более древним рифейским и девонским рифтам, осложняющим ложе Прикаспийской перикратонной синеклизы [Валеев, 1970, 1973]. Более подробно на этом вопросе мы остановимся ниже.

Орогенные процессы, происходящие в пределах Уральского геосинклинального пояса, после отложения галогенного формационного комплекса достигли завершающей фазы. Последняя была вызвана столкновением двух континентальных плит — Восточно-Сибирской и Восточно-Европейской и привела в условиях тангенциального сжатия к повторному выкальванию и сучиванию шарьяжных пластин и подъему территории с образованием типичной складчатой системы.

Большая контрастность рельефа уралаид повлекла за собой существенное изменение литогенической обстановки, выразившейся в накоплении верхней красноцветной молассы, которая образует сложное полиформационное тело верхнепермско-нижнетриасовой аллохтонной мегаформации. Ее отложения повсеместно с угловым несогласием залегают на размытой поверхности подстилающих отложений, занимая большую восточную часть платформы, выполняя Предуральский прогиб, систему наложенных Восточнорусских опусканий, Прикаспийскую перикратонную и Московскую интракратонную синеклизы.

В составе мегаформации В.И. Игнатьев выделяет следующие формации: красноцветную и сероцветную угленосную молассы Предуральского прогиба и Косью-Роговской депрессии Полярного Урала, которые по периферии переходят в соликамскую мергельно-глинисто-известняковую морскую формацию уфимского яруса, шешминскую

терригенно-сульфатную лагунную, нижеказанскую терригенно-карбонатную морскую, верхнеказанскую галогенную, последовательно сменяющиеся в западном направлении и отражающие общий ход процессов наведенной активности. Указанные формации, вклиниваясь на разных стратиграфических уровнях, приводят к скольжению нижней границы мегаформации. У подножий горных сооружений она выделяется в полном объеме, тогда как на крайнем западном фланге распространения — в Московской и Мезенской синеклизах ее объем ограничивается татарским ярусом и нижним триасом.

Характерными чертами молассы являются грубая сортировка обломочного материала, невыдержанная слоистость, наличие многочисленных внутриформационных несогласий, преимущественно косая слоистость. Непосредственно на восточном склоне Предуральского прогиба содержание грубообломочного материала достигает 10—80 %, по мере удаления от горной страны в ее составе все большую роль начинают играть песчаные, песчано-алевролитовые и глинисто-карбонатные породы. Последовательное омоложение ее крайних членов четко фиксируется и в появлении грубообломочного материала: если в шешминских породах конгломераты прослеживаются до меридиана г. Краснокамска, в казанских — г. Кудымкара, уржумских — г. Вожгал, северодвинских — до восточного склона Вятской зоны, то в вятских и нижнетриасовых образованиях — до бассейна Пижмы. Это явление, по справедливому замечанию В.И. Игнатьева, четко указывает на возрастание объемов разрушаемых пород во времени, вызванное неуклонным воздыманием Уральского орогенного пояса. В том же направлении наблюдается четкое скольжение медного оруденения, последовательно переходящего из отложений соликамского и шешминского горизонтов на востоке в нижеказанский и верхнеказанский подъярусы на западе. С татарской молассой связана область формирования скоплений волконскоита. Вклинивающиеся сквазу морские и лагунные формации занимают обособленные палеопрогибы. Шешминская терригенно-сульфатная красноцветная лагунная формация, представленная гипсоносными глинами, песчаниками с прослоями доломитов и известняков, выполняет Янаульско-Краснокамско-Предтимианский палеопрогиб. Мощность осадков на превышает 300—350 м. В западном направлении выклинивается в пределах Московской синеклизы.

Раннеказанская морская доломитово-известняковая формация, связанная с прорывом вод бореального моря, развита в основном в центральных районах платформы, в Среднем и Нижнем Поволжье. В составе формации доминируют органогенные средне- и тонкослоистые известняки, замещаемые в западном направлении брекчиевидными известняками и доломитами с отдельными линзами гипса. На территории Балтийской синеклизы она замещается грубообломочной песчаной континентальной формацией, выполняющей субширотный Дзукийско-Нивенский палеопрогиб, расположенный между Балтийским щитом и Белорусско-Мазурским массивом. Формация представлена циклическим чередованием пачек гравелитов и грубых аркозо-

вых песчаников; мощность 60 м. К востоку, примерно по оси Вятского вала, морская карбонатная формация замещается карбонатно-терригенной формацией, являющейся переходным членом во взаимоотношении морских образований с континентальными молассаами белебеевской свиты. Сероцветный комплекс морских отложений мелководного шельфа представлен 250-метровой толщиной косослоистых глауконитовых меденосных песчаников, лингуловых глин, органогенных и оолитовых известняков, мергелей, доломитов с отдельными линзами гипса.

Значительный рост орогенных сооружений по обрамлению древней Восточно-Европейской и эпикаледонско-эпигерцинской Западно-Европейской платформы привел к формированию на огромных пространствах слабодифференцированной равнины сложной системы внутриконтинентальных галогенных бассейнов. В центральных районах бассейн занимал Московскую синеклизу и главным образом Ветлужский прогиб (береговая линия проходила по оси Вятской зоны поднятий), на юго-востоке бассейн последовательно занимает Мелекесскую наложенную впадину и унаследованные Бугурусланскую мульду и Бузулукский прогиб, раскрываясь в направлении центральной части Прикаспийской синеклизы, где его осевая зона совпадала с девонским субмеридиональным Кушумским авлакогеном.

По внешнему северному обрамлению — в пределах Московской синеклизы, Ветлужского прогиба и Мелекесской депрессии накапливались главным образом сульфатные породы и доломиты, объединяющиеся в сульфатно-карбонатную формацию. В Московской синеклизе широко развиты известняки. Содержит многочисленные месторождения гипса. В пределах Бугурусланской мульды, Бузулукского прогиба и Прикаспийской синеклизы обособляется соленосная формация, представленная каменными солями и гипс-ангидритовыми породами мощностью до 170 м в Бугурусланской мульде и до 200—250 м в Бузулукском прогибе (Сорочинская площадь).

В пределах Прикаспийской синеклизы соленосные отложения, представленные красноцветными солями и голубыми ангидритами с множеством прослоек и пластов аргиллитов и алевроитов, занимают межкупольные мульды. Подобное распределение свидетельствует об основной доказанной фазе формирования соляных куполов.

Возрастным аналогом описанной формации являются соленосные отложения Польско-Литовской синеклизы, представляющей крайний северо-восточный элемент огромного Польско-Германского цехштейнового бассейна, охватывающего районы современных Северного и Балтийского морей, Голландию, Данию, север ФРГ и ГДР и Польшу. В седиментации бассейна установлено четыре цикла — Верра, Стасфурт, Лейне и Аллер. Начало каждого цикла сопровождалось расчленением бассейна в результате прорыва морских вод, окончание — образованием изолированной внутриконтинентальной лагуны, в которой накапливались галит и калийные соли.

Осадконакопление происходило в пределах огромной Северо-Германской перикратонной синеклизы, возникшей за счет расширения

более древнего каледонского аналога — Поморской синеклизы с включением западных сегментов Свентокшиско-Куявского рифта или Польско-Датской борозды, краевых частей Восточно-Европейской платформы и каледонид Западно-Европейской платформы. Бассейн располагается между Балтийским щитом на севере и Нижнерейнским и Богемским герцинскими массивами на юге.

Как свидетельствуют границы распространения отдельных калиеносных свит, калиенакопление в цехштейне происходило главным образом в области возрождения отдельных трогов рифейского Свентокшиско-Куявского рифта и в меньшей степени благодаря заложению новых грабен (Тюрингского, Субгерцинского и др.).

В пределах Польско-Литовской синеклизы накапливалась в основном периферическая сульфатно-карбонатная формация и лишь на крайнем юго-западе Калининградской области обособляется соленосная формация. Мощность каменной соли достигает в районах Нивенской и Лермонтовской площадей 200—270 м, суммарная мощность формации в районе г. Калининграда равна 1200 м [Корневский, 1973].

Из четырех циклов цехштейна в Прибалтике получили развитие в основном первые два. Цикл Верра сложен в основании конгломератами, гравелитами и песчаниками, перекрываемыми темно-серыми битуминозными алевролитами (до 1—1,5 м). В пределах Польши этот прослой, увеличиваясь в мощности до 20 м, замещается пачкой медистых сланцев и мергелей. Выше залегает 150—300-метровая соленосная толща, представленная пачками нижнего (80—70 м) и верхнего (70—100 м) ангидрита и средней пачкой галита (до 100—150 м) с линзами и пластами полигалита и сильвина. Аналогичное строение имеет цикл Стассфурт мощностью до 80—100 м. Образования цикла Лейне представлены лишь нижним карбонатным и сульфатным членом мощностью не более 15 м, тогда как в пределах Польши его мощность достигает 300 м.

В тектоническом отношении соленосная формация занимает Куршскую впадину. Резкое увеличение мощности осадков в направлении акватории Балтийского моря свидетельствует о том, что она основной своей частью располагается в пределах Балтийско-Ботнического авлакогена. Периферийная сульфатно-карбонатная формация распространена гораздо шире, охватывая территории юго-западной Латвии и северной части Литвы. Представлена примерно тем же набором пород, за исключением соленосных пачек; мощность известняков, замещающих сульфатные образования, увеличивается в восточном и северном направлениях, а ангидритов — в юго-восточном. Мощность сульфатной толщи колеблется в пределах 50—80 м (г. Таурегга и др.). С формацией связаны месторождения гипсов, ангидритов, известняков и каменной соли, отмечены проявления самородной серы непромышленного характера.

Перекрывает галогенную формационную серию татарско-триасовая мергельно-глинистая красноцветная формация, также находящаяся в общем ряду с молассовой мегаформацией восточного сектора и ее

краевыми формациями-спутниками. Ее слагают красноцветные и пестроцветные глины, мергели, косослоистые пески с линзами и пластами гипса и ангидрита.

Завершая обзор, необходимо подчеркнуть следующее.

1. Опускания и поднятия платформы в герцинский цикл находятся в тесной связи и обусловлены тангенциальными движениями плит.

2. В герцинском цикле четко фиксируются три главные трансгрессивные стадии развития, совпадающие с раннегеосинклинальной, позднегеосинклинальной и орогенной стадиями прилегающего активного геосинклинального пояса. Первая главная трансгрессивная стадия вызвана превращением рифтового пояса доуралид в океанический бассейн в раннем силуре. Передача возбуждений осуществлялась с запаздыванием в 50—90 млн. лет через промежуточную мобильную область — Прикаспийскую перикратонную синеклизу и завершилась в позднедевонское время. Вторая мобильная область — Печорская синеклиза не оказала влияния на развитие платформы, будучи огражденной от нее Тиманским инверсионным кряжем.

В отличие от каледонского цикла наведенная активизация носила не только площадной характер с формированием тектоно-магматических структур центрального типа, но и привела к интенсивному развитию линейных форм — авлакогенов в прилегающем к активному поясу секторе платформы.

Формации первой трансгрессивной стадии образуют нормальный большой латеральный ряд с последовательным размещением в активном восточном секторе трансгрессивных и стабильных формаций и в удаленном западном секторе регрессивных лагунных и эмерсивных континентальных формаций.

3. Вторая главная трансгрессивная стадия обусловлена началом встречных движений смежных континентальных плит — Русской и Восточно-Сибирской с тенденцией к закрытию океанического бассейна; фиксируется по первому появлению нижних сероцветных моласс во внутренней зоне геосинклинального пояса и стабильных серий формаций средневизейско-артинской эпохи.

4. Третья главная трансгрессивная стадия обусловлена закрытием Палеоуральского океанического бассейна в результате столкновения Западно-Сибирской и Русской континентальных плит; фиксируется завершающим накоплением верхнего чехла молассовой серии — красноцветной молассы верхней перми — триаса. На платформе формируется третий большой латеральный ряд с обратным нормальным характером размещения формаций. Регрессивные серии формаций группируются в непосредственной близости от мобильного складчатого пояса, тогда как трансгрессивные и стабильные (почти отсутствуют) оттесняются в глубь платформы в связи с миграцией в этом направлении максимума опусканий.

5. На всех стадиях развития устойчиво сохраняют мобильность перикратонные синеклизы. Однако если в начальные стадии в их пределах почти непрерывно формируются наиболее глубоководные серии формаций стабильного ряда — чаще всего доманикового типа, то на

завершающей стадии, наоборот, наиболее полно происходит накопление регрессивных формационных серий — обычно лагунных сульфатно-карбонатных и соленосных. Стабильные формации или аналоги, приближающиеся к ним, располагаются в синеклизах центральных районов платформы, тогда как в окраинных, наиболее удаленных от центров активизации регионах по-прежнему накапливаются регрессивные серии формаций (например, Балтийская синеклиза).

6. Не отмечено ни одного случая одновременной активизации, сопровождаемой трансгрессиями, из разных центров возбуждений. Всегда превалирует главный центр, в герцинском цикле его — область юго-восточного внешнего угла платформы.

7. Причленение к древней платформе более молодых континентальных плит не приводит к отмиранию расположенной в ней перикратонной синеклизы. Происходит ее расширение и наращивание, по-прежнему с выходом к ближайшей зоне субдукции (например, расширение Поморской перикратонной синеклизы с превращением ее в Северо-Германскую).

8. Причленившиеся области молодых платформ не образуют самостоятельных латерального и вертикального рядов формаций, а входят в общую ассоциацию с формациями древних платформ (цехштейновая серия формаций Западно-Европейской и Восточно-Европейской платформ).

9. Основной комплекс нерудных полезных ископаемых связан с регрессивными формационными сериями — галогенными формациями, на втором месте по значимости — базальные формационные члены трансгрессивных серий.

АЛЬПИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Тектоническое развитие Восточно-Европейской платформы в альпийский цикл происходило в существенно иных условиях по сравнению с предыдущими циклами тектогенеза. Наиболее важной чертой рассматриваемого цикла явилось возникновение в позднегерцинское время единого Евразийского материка, образовавшегося в результате спаивания двух главных плит — Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской, по внешнему обрамлению которых возникли молодые эпикаледонские и в основном эпигерцинские Западно-Европейская, Скифская и Туранская плиты. Две последние, по мнению Р.Г. Гарецкого [1972], объединяются совместно с Западно-Сибирской плитой в Центрально-Евразийскую молодую платформу.

Одновременно асимметрия в развитии различных секторов земного шара выразилась в распаде в мезозойское время Гондваны с заложением молодых океанов — Атлантического, Индийского и Арктического и причленением отдельных отколовшихся плит (Аравийской, Иранской, Индийской) к Евразийскому матерiku.

Эти явления не могли не сказаться на общей направленности развития Восточно-Европейской платформы и вещественном составе слагающих ее мезо-кайнозойских формаций. В тектоническом отноше-

нии перестройка выразилась в преобладании напряжений сжатия, охвативших древние погребенные рифтовые трогги с образованием над ними инверсионных дислокаций, осложненных взбросами и небольшими надвиговыми покровами. Одновременно большинство выступов, сводов и массивов и в меньшей мере щитов (Украинский), иногда разделявших древние авлакогены, были вовлечены в компенсационные прогибания с заложением систем наложенных впадин, мульд и синеклиз. Лишь перикратонные синеклизы не претерпели кардинальной перестройки, устойчиво сохраняя тенденцию к максимальным тектоническим опусканиям. Древние перикратонные синеклизы объединяются с наиболее подвижными прогибами и синеклизми молодых платформ в относительно единые и огромные области общих перикратонных опусканий, через которые в основном происходили передача тектонических возбуждений и проникновение трансгрессирующих морей во внутренние части единого континента.

Одной из таких крупнейших и, как мы увидим в дальнейшем, своеобразных перикратонных областей является Прикаспийско-Копетдагская, в состав которой вошли Прикаспийская, Северо-Устьюртская, Восточно-Уральская, Южно-Мангышлакская, Закаспийская, Мургабская синеклизы, Южно-Каспийская и Средне-Каспийская межгорные впадины, Северо-Туркменский и Предкопетдагский прогибы.

На юго-западном фланге Восточно-Европейской платформы аналогичной областью является группа синеклиз, впадин и прогибов Мизийской плиты, а также Причерноморская и Днестровская синеклизы. Северо-западный внешний угол платформы в свою очередь осложнен группой подвижных периферических впадин и синеклиз Североморско-Польско-Германской области, в состав которой входят Польско-Германская, Южно-Германская, Парижская и Североморская синеклизы. На севере по внешнему обрамлению Арктического океана существовала не менее обширная область, включающая предполагаемую Баренцевскую плиту и Печорскую синеклизу. Наиболее подвижной из них, оказавшей максимальное влияние на пространственное распределение и вещественный состав формаций мезо-кайнозоя, является юго-восточная Прикаспийско-Копетдагская перикратонная область.

Представления об основном влиянии на развитие Восточно-Европейской платформы Крымско-Кавказской геосинклинальной системы оказались преувеличенными. На западном фланге влияние Крымской геосинклинали ограничено жестким Украинским щитом, на востоке Большекавказская геосинклинали в мезозое была отделена от платформенных областей антиклинорием Главного хребта, включая Лабино-Малкинскую зоны, восточным продолжением Украинского щита — Призовским массивом и Ростовским сводом, Ставропольским сводом и инверсионным кряжем Карпинского. Доказано отсутствие юрских отложений в Центральном Предкавказье. Морские отложения лейаса Манычского прогиба образовались в результате опусканий Прикаспийско-Копетдагской перикратонной области. Е.Е. Милановский и В.Е. Хаин пришли к выводу, что связь между

кавказскими морями и морями Восточно-Европейской платформы осуществилась лишь в меловой период, начиная с готерива — баррема.

Это запаздывание на 30—35 млн. лет объясняется не только существованием буферных жестких массивов и зон, но и глубокими различиями в развитии Крымско-Кавказской и Туркмено-Хоросанской систем. В более активной Крымско-Кавказской геосинклинальной системе, как свидетельствует взаимное положение древних юрской, меловой и эоценовой зон субдукции, регенерации земной коры осуществлялась в виде последовательных смещений эвгеосинклиналей Большого и Малого Кавказа в южном направлении, тогда как развитие Туркмено-Хоросанской системы, включая Копетдаг, происходило в виде миграции областей максимальных прогибаний в северном, северо-западном направлениях, причем существовавшие буферные сооружения — Карабогазский, Центрально-Каракумский, своды Мангышлакский (Каратауский) инверсионный кряж отличались по сравнению с их западными аналогами меньшими размерами и относительно большей подвижностью.

Заложение альпийских геосинклиналей Средиземноморско-Гималайского пояса происходило в триасе на сложном гетерогенном основании байкало-герцинского складчатого фундамента. Активизацией были охвачены и прилегающие эпигерцинские платформы с возникновением огромного пояса рифтов, в состав которого вошли Причерноморско-Кумская система и возрожденный Мангышлакский рифт Больше-Донбасской герцинской системы, располагающиеся на территории Скифской и Туранской плит, а также сложная разветвленная система грабенов Западно-Сибирской плиты. Рифтовые структуры выполнены красноцветными и сероцветными континентальными (угленосными) и в меньшей степени сероцветными морскими карбонатно-терригенными формациями триаса — нижней юры, а также эффузивными образованиями траптовой формации. Наибольшей подвижностью отличались возрожденный Мангышлакский рифт, а также Туаркырская подвижная зона, развивающиеся согласно с их более древними аналогами тяньшанид.

На Мангышлаке разрез представлен следующим вертикальным формационным рядом общей мощностью до 8 км: сероцветная моласса нижней перми — красноцветная моласса верхней перми — терталинская алевроито-сланцевая формация — караджатыкская сероцветная и карадуанская красноцветная моласса (все — средний триас) — антраколитовая (сланцево-карбонатная) формация верхнего триаса [Гарецкий, 1972]. В позднем триасе — ранней юре, а более южные грабены в среднеюрское время были охвачены напряжениями сжатия с образованием инверсионных дислокаций и складчатых кряжей (Мангышлакский и Ейско-Березанский рифты).

Таким образом, в альпийский цикл тектогенеза, как и в более ранние байкальский, каледонский и герцинский циклы, началу платформенного этапа предшествует этап активизации молодых платформ. Его продолжительность резко сокращается и не превышает 50—60 млн. лет.

На юго-востоке (в пределах Туркмении, Узбекистана и Таджикистана) в триасе в отдельных межгорных впадинах происходило формирование лимнической угленосной и бокситоносной формаций. Триасовые образования в Копетдаге обнажаются в хр. Пиревеш (Восточный Копетдаг), где они представлены мощной толщей моласс и угленосной паралической формацией, сопоставимых с триасовой молассой Карохского передового прогиба в Афганистане [Браташ, 1975]. Автор подчеркивает северо-восточное поперечное простирание герцинской складчатой Бадахшанской системы и подчиненного ей Карохского прогиба. Очевидно, Копетдагская система северо-западного простирания возникла позднее. Более позднее ее заложение подтверждается торцовым сочленением южной окраины Туранской плиты с позднебайкальско-палеозойскими рифтовыми структурами Иранской плиты (Кермано-Кашмерский, Фарахрудский и Эльбрусский рифты).

Прогибание Копетдагской системы, как полагает В.И. Браташ, произошло в юрское время, в эпоху столкновения Иранской плиты с материком Евразии и пододвиганием первой под основание Туранской плиты с возникновением зоны субдукции по ее южным окраинам. В ранне-среднеюрское время на обширной территории Туранской и Иранской плит в отдельных подвижных районах общей системы происходило формирование верхнелейасско-батской песчано-сланцевой паралической формации с рабочими пластами каменного угля и месторождениями бокситов (Большой Балхан, Туаркыр, Гаурдак-Кугитанг). Суммарная мощность осадков колеблется в пределах 100—2000 м. Выделение данной формации и следующих выше формаций Копетдага и прилегающих областей выполнено на основе литолого-стратиграфических исследований Н.П. Луппова, В.С. Курбатова, Г.Я. Крымгольца, П.И. Калугина и А.В. Данова.

Процесс угленакпления с широким формированием континентальной лимнической угленосной формации происходил на территории Восточно-Европейской платформы с непостоянством стратиграфических объемов и четким омоложением ее по мере движения в глубь Восточно-Европейской платформы: Прикаспийская синеклиза (начало лейаса) — Актюбинская ступень — Украинская синеклиза (лейас) — Московская синеклиза (бат), что указывает на определенную скорость передачи тектонических возбуждений в пределах интervalа времени 30—35 млн. лет.

Морской бассейн в области Копетдагских опусканий возник в позднеюрское время с формированием морской келловей-кимериджской глинисто-известняковой формации мощностью до 900—1000 м. Отсюда он с сохранением единого режима осадконакопления распространился почти на всю Туранскую плиту, включая Гаурдак-Кугитангский прогиб в предгорьях Гиссара.

В северном направлении карбонатно-терригенная формация замещается келловей-волжской фосфоритоносной мергельно-глинистой и оксфорд-волжской известняково-глинистой формациями центральных частей Прикаспийской и Украинской синеклиз, мощностью

соответственно до 500—600 и 120—150 м. В пределах Воронежского массива Волго-Уральской антеклизы, Печорской, Московской, Мезенской, Ульяновско-Саратовской синеклиз по периферии единого бассейна происходило формирование синхронной глауконитовой песчано-глинистой фосфоритоносной формации до 50—350 м мощности.

В позднеюрское время (титонский век) в связи с общей фазой воздымания внешних антиклинорных зон Средиземноморско-Гималайского подвижного пояса и миграцией максимума опусканий в направлении стабильных платформенных областей, что, например, выразилось в достаточно резко углублении морского бассейна Прикаспийской синеклизы и накоплении пачки волжских битуминозных мергелей и глинистых сланцев, произошло формирование внутриконтинентальных сульфатно-карбонатных, сульфатно-терригенных, соленосных и реже содоносных формаций в отдельных прогибах по всей периферии пояса — Гаурдак-Кугитангский прогиб, Предкавказье, Предобдуржье, Предкарпатье. Исключение составляет Копетдаг, где сульфатно-карбонатная формация мощностью до 500—950 м занимает осевую зону опусканий.

Новая трансгрессия моря наступила в раннемеловое время, в эпоху активного движения плит, сопровождавшуюся своеобразным втягиванием в опускания внешних частей перикратонных областей. В Копетдагской области возник открытый мелководный морской бассейн, в котором накапливались карбонатные и терригенные осадки валанжин-барремской известняковой (1000—1500 м) и апт-альбской глауконитовой песчано-алевритово-глинистой фосфоритоносной формации (1150 м), лишь в предгорьях Гиссара, в Гаурдак-Кугитангском прогибе, в валанжин-готеривское время сохранился регрессивный режим осадконакопления с формированием пестроцветной песчано-глинисто-алевритовой сульфатной формации мощностью до 300—350 м. Трансгрессия произошла в позднем апте-альбе с формированием песчано-глинистой глауконитовой формации (1400 м). Аналогичные отложения, входящие в состав единой валанжин-альбской (сенманской) формации, накапливались не только в пределах Прикаспийско-Копетдагской перикратонной области, но и на всей территории Восточно-Европейской платформы (Прикаспийская, Ульяновско-Саратовская, Печорская, Украинская, Польско-Литовская синеклизы, Воронежская и Волго-Уральская антеклизы — 50—350 м). Формирование единой фосфоритоносной формации на таких огромных пространствах, единообразие режима осадконакопления просто поразительны.

С предшествующей позднеюрской и раннемеловой формацией связаны многочисленные месторождения фосфоритов; в рассеянном состоянии объем содержащегося фосфорного ангидрита огромен. Причину его поступления, причем в глобальных масштабах, нельзя считать установленной. Обращают на себя внимание лишь следующие факты: 1) содержание рассеянного в породе фосфора увеличивается в направлении к внешней периферии Прикаспийско-Копетдагской пе-

рикратонной области, 2) промышленные месторождения фосфоритов имеют тенденцию к омоложению в северном направлении, 3) в южных периферических зонах Средней Азии желваковый тип фосфоритонакопления сменяется зернистым, 4) в западном — юго-западном секторе платформы (Днестровская, Польско-Литовская, Причерноморская синеклизы, Припятский прогиб) содержание фосфора резко снижается, промышленные скопления незначительны или полностью отсутствуют.

Максимум трансгрессии на Восточно-Европейской платформе с накоплением стабильной группы формаций наступил в эпоху активного распада Гондваны и заложения океанических рифтов Атлантики и Индийского океана. С описываемой эпохой связана активизация движений и в пределах Средиземноморско-Гималайского пояса с заложением целого ряда новых геосинклинальных систем.

На территории Копетдага, Устюрта, Сарыкамыша, Туаркыра в сеноман-датское (маастрихтское) время была сформирована единая морская мергельная формация мощностью от 100—150 м на внутренних поднятиях и до 1700—1800 м в прогибе Центрального Копетдага. В Западном Копетдаге указанная формация в своей нижней сеноман-туронской части замещается песчано-глинистой, а в Гаурдак-Кугитангском прогибе полностью известняково-глинистой формациями мощностью соответственно до 680 и 1600 м. В основании всех формаций прослеживается сеноманский или сеноман-туронский базальный песчаный фосфоритоносный горизонт мощностью до 10—100 м. На территории Восточно-Европейской платформы аналогом верхнемеловой мергельной формации является мергельно-меловая формация, накапливающаяся почти во всех синеклизах платформы (Прикаспийской, Украинской, Московской (турон-сантон), Польско-Литовской, Днестровской, Печорской (85—800 м). Исключение составляют лишь области внешней периферии Прикаспийской синеклизы и Ульяновско-Саратовская синеклизы, располагающаяся на склонах Волго-Уральской антеклизы, где происходило формирование песчано-глинистой кремнистой формации (150—300 м). К востоку в пределах Уральского орогена ее замещает континентальная песчано-глинистая бокситоносная формация.

В раннем кайнозое (палеоген) произошла последовательная миграция центра возбуждения в западном направлении, в зону сочленения Кавказской геосинклинали с Копетдагской областью опусканий. Не исключено, что в этот период произошли активные опускания Южно-Каспийского массива. На территории Восточного Копетдага в палеогене происходило формирование палеоцен-нижнеэоценовой континентальной аркозово-кварцевой (230 м) и эоценовой лагунной сульфатно-терригенной формаций (1050 м). Максимум опусканий сместился на территорию Западного Копетдага, где в палеоцене-эоцене накапливались осадки морской глинисто-мергельной формации. Однако продолжавшееся накатывание волны опусканий с востока на запад привело в верхнем эоцене-олигоцене к формированию в этом районе пестроцветной песчано-глинистой гипсоносной формации (2000 м).

К западу от Копетдага на территории Терско-Кумского прогиба в палеоцен-эоценовое время накапливалась более мелководная песчано-глинистая формация, которая с наступлением регрессивного режима в Западном Копетдаге сменилась кумской доманиковой формацией битуминозных сланцеватых мергелей, отражая условия резкого углубления бассейна в связи с миграцией максимума опусканий.

В северном направлении миграция опусканий выразилась в сохранении морского режима на территории Устюртской синеклизы и почти всей южной части Восточно-Европейской платформы, где происходило формирование осадков морской глауконитовой песчано-глинистой кремнистой формации мощностью до 400—800 м. Лишь в олигоцене здесь отмечается некоторое отступление моря с накоплением на территории Польско-Литовской синеклизы, северного борта Украинской синеклизы и далее в пределах Восточно-Аральской впадины своеобразной паралической песчано-глинистой янтареносной формации (100—130 м).

В неогене тенденция постепенного распространения волны поднятий на запад еще более усиливается — в Центральном и Восточном Копетдаге происходит формирование верхней молассы, представленной толщами карагауданской, иомудской и текинской серий, разделенных угловыми несогласиями.

В Западном Копетдаге неогеновые отложения формировались в отдельных синклинальных зонах и представлены мелководными образованиями средне-верхнемиоценовой терригенно-карбонатной формации мощностью до 200—250 м. На территории Устюрта, Южного Мангышлака и Туаркыра названные формации замещаются бурдигальско-караганской пестроцветной сульфатно-терригенной (150 м) и конкско-сарматской мергельно-известняковой (125 м) формациями.

Регрессивный режим неогена, как и в юрское время, установился почти по всей периферии молодых платформ с формированием сульфатных и соленосных формаций в Предкавказье (Азово-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы), на Керченском полуострове (мергельно-сульфатная сероносная формация) и в Предкарпатском прогибе. Особенно значительным накоплением солей сульфатно-калиевого состава характеризуется последний бассейн, где снизу вверх последовательно выделяются воротыщенская, голинская и тирасская формации, постепенно сменяющиеся от внутренней зоны прогиба к внешней. Суммарная мощность регрессивного ряда формаций достигает 3400—3500 м.

Центр опусканий в описываемую эпоху сместился в пределы Южно-Каспийского срединного массива, от которого опускания постепенно распространялись в восточном (Закаспийская синеклиза), западном (Терско-Кумский прогиб) и северном (Украинская и Прикаспийская синеклизы) направлениях. По геофизическим данным, в пределах Южно-Каспийской котловины накопились терригенные толщи неоген-четвертичного возраста огромной мощности (10—15 км).

На платформе аналогами этой толщи являются неогеновые песчано-

глинистые, песчаные угленосные и пестроцветные формации Польско-Литовской, Украинской и Московской синеклиз. Морской режим устойчиво сохранялся лишь на территории центральной части Прикаспийской синеклизы со смещением волны прогибаний в субмеридиональном направлении, в результате чего акчагыльская песчано-глинистая и апшеронская глинисто-песчаная паралические формации через Хвальнскую, Мелекесскую наложенные впадины, Заинский прогиб и остаточный Предуральский прогиб глубоким языком заходят в пределы Восточно-Европейской платформы, кольцом обрамляя активно воздымавшийся Белебеевско-Альметьевский свод.

Завершая обзор альпийских латеральных рядов формаций, остановимся лишь на вопросе режима развития Копетдагской области опусканий. Во всех изданных работах Копетдаг рассматривается в качестве типичной геосинклинальной системы. Однако выполненный нами анализ формаций совершенно четко указывает на платформенный их облик. В отличие от соседней Кавказской и Малокавказской геосинклиналей, развивавшихся в общем синхронно с Копетдагом, где мы наблюдаем полный набор формаций геосинклинального ряда — кремнисто-яшмовые, аспидные, диабазовые, флишевые и т. д., здесь установлен своеобразный редуцированный комплекс формаций перикратонного ряда, причем на поздней стадии развития (сравним с позднегерцинским этапом развития Польско-Германской и Прикаспийской перикратонных синеклиз).

В предыдущем разделе подробно обсуждался вопрос о миогеосинклиналях, и Копетдаг, как нам кажется, является еще одним доказательством несостоятельности выделения подобных зон.

Копетдаг в совокупности с окружающими впадинами является первой перикратонной областью, возникшей в зоне субдукции континентальных плит, тогда как все известные нам аналоги возникали, как правило, при столкновении океанической и континентальных плит. Эти различия, по-видимому, отразились на вещественном составе формаций, полном отсутствии магматизма и своеобразной минерализации, выразившейся в огромном поступлении и накоплении фосфора. Изучение подобных структур, поиски других аналогов и определение типовой минерализации могут иметь практическое и теоретическое значение.

МАГМАТИЗМ

Магматизм представлен тремя типами магм: основной (базальтовой), щелочно-основной (трахибазальтовой) и щелочно-ультраосновной. Каледонский цикл представлен щелочно-ультраосновным типом магм, герцинский цикл — максимальным проявлением всех трех типов магм. Альпийский цикл характеризуется щелочно-базальтоидной и трапповой формациями. Основной тип магм в фанерозое представлен трапповой формацией Воронежского щита ($D_3 fr_1 - D_3 fr_3$), Тимана ($D_3 fr_1$), Волго-Уральской антеклизы ($D_3 fr_1 - D_3 fr_2$), Печорской синеклизы ($P_2 - T_1$). Данные формации тяготеют

в основном к возрожденным рифтовым структурам. Трапповая формация в минерагеническом отношении имеет ограниченное значение (исландский шпат, латеритные коры выветривания с бокситами, огнеупорными глинами Тимана). Щелочно-ультраосновой тип магм представлен трахибазальтовой формацией Большого Донбасса ($D_2 - D_3 \text{ fr}_3^2$), щелочно-базальтоидной формацией Донецкого авлакогена (I). Щелочно-ультраосновой тип магм широко представлен на Балтийском щите, где выделяются каледонская формация щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами и герцинская формация агпаитовых и нефелиновых сиенитов. Форма интрузий обычно кольцевая. Полезные ископаемые, связанные с этим типом магм, весьма разнообразны и образуют крупные и уникальные месторождения апатита, флогопита, вермикулита, редких земель и металлов.

Все известные проявления фанерозойского магматизма в пределах Восточно-Европейской платформы тяготеют к определенным зонам, характеризующимся специфическим тектоническим режимом развития, среди них можно выделить два главных типа. Первый тип — линейные зоны растяжения (рифтовые участки платформ — авлакогены). Условия растяжения благоприятствуют появлению многочисленных разломов в земной коре, ее утонению, что благоприятствует поднятию магматических масс из глубин Земли и дальнейшему излиянию последних в больших масштабах. Процессу рифтогенеза свойственно широкое развитие излившихся и эксплозивных разностей. Излияния магматических масс происходят посредством вулканов трещинного и в меньшей степени центрального типов. По мере развития рифта условия растяжения сменяются условиями сжатия, происходит инверсия со сменой знака тектонических движений. К этому времени приурочено образование оригинальных геологических образований — кольцевых тектоно-магматических структур. Для них характерно наличие кольцевых разломов, изометричная форма; приуроченность к зонам глубинных разломов, конфокальное строение, наличие кальдерных и блоковых проседаний, ореолы радиальных даек и др. Выделяются три группы структур: 1) кольцевые тектоно-магматические структуры — массивы центрального типа (массивы каледонской формации щелочных и щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами и герцинской формации агпаитовых и нефелиновых сиенитов Балтийского щита), 2) кольцевые тектоно-магматические структуры — палеокальдеры (Ротмистровская, Ильинецкая, Болтышская, Калужская) и 3) кольцевые тектонические структуры (Ялымо-Конкская, Обоянская, Юхновская, Дугнинская, Уманьская). Для структур второй группы характерно присутствие продуктов вулканизма среднего состава, брекчии кристаллических пород. Подобного рода структуры хорошо выделяются на картах аномального магнитного и гравитационного поля. Кольцевые тектонические структуры обладают всем набором признаков кольцевых структур, но для них характерно отсутствие продуктов магматизма на поверхности.

Линейные зоны растяжения и площадные зоны сжатия есть частные случаи общей картины пульсационной наведенной активизации платформ в связи с развитием подвижных геосинклинальных поясов.

Примером проявления активизации платформы можно назвать авлакогены Большого Донбасса, Вятский, Доно-Медведицкий, Среднерусский и др. Вулканизм в пределах авлакогенов Большого Донбасса проявился не одновременно по всей структуре, а начиная с ее южного сегмента Донецкого авлакогена и последовательно охватил Днепровский и Припятский авлакогены.

Массивы центрального типа возникают на территории платформ в пределах щитов, непосредственно контактирующих с зонами субдукции геосинклинальных поясов и океанов (Балтийский, Канадский щиты, Африканская, Аравийская плиты и др.).

В пределах щитов, плит и массивов, огражденных от зон субдукции, преимущественным развитием пользуются кольцевые палеокальдеры и грабен-депрессии, являющиеся выражением ослабленных форм наведенной активности (Воронежский массив, Украинский щит). В результате комплексного геофизического анализа на восточном склоне Балтийского щита в зонах сочленения различно ориентированных грабенов и авлакогенов обнаружены две большие группы кольцевых структур, залегающих на относительно небольших глубинах в пределах 200—500 м. Часть из них на основе сопоставления с эталонными аналогами в открытой части Карело-Кольского региона, возможно, относится к массивам центрального типа. Выполненный сравнительный анализ выделенных аномалий с физическими полями протерозойских железистых кварцитов, расслоенных гипербазитовых интрузий, щелочно-ультраосновных и щелочных интрузий центрального типа свидетельствует об определенной близости их к последним.

Как известно, массивы центрального типа щелочного и щелочно-ультраосновного состава выражены в магнитном и гравитационном полях в виде комплексных концентрических положительных и отрицательных аномалий. Интрузии щелочно-ультраосновного ряда характеризуются интенсивностью магнитного и гравитационного полей в тысячи гамм и десятки миллигал соответственно, тогда как щелочные породы дают аномалии интенсивностью 100—1000, реже 2000—3000 γ, при локальном повышении поля силы тяжести. Аналогичную характеристику имеют магнитные аномалии восточного склона Балтийского щита, группирующиеся в две крупные области — Онего-Варскую и Онежско-Ладожскую, которые располагаются на продолжении известных рудоносных зон Карело-Кольского региона. Рассматриваемые аномалии подразделяются на два типа.

Первый тип представлен сравнительно небольшими концентрическими максимумами от 1,5—2,0 до 4,0—5,0 км в поперечнике и интенсивностью в несколько тысяч гамм, облекаемыми по периферии полукольцевыми минимумами. К этому типу относятся Уксорская, Емцовская, Вытегринская, Свирицкая, Грехневпальская и другие аномалии. По своему строению данный тип аномалий соответствует щелочно-ультраосновным массивам каледонского цикла тектогенеза (Лесная Варака, Ковдор, Африканда и др.). По результатам определения глубин залегания магнитных тел и интерпретации их вещественного состава с учетом содержания магнитных минералов аномалии

данного типа представляют собой куполовидные "вздутия", являясь, по-видимому, интрузиями щелочного (ийолиты, ийолит-уртиты) и ультраосновного (оливиниты, пироксениты) состава. Участки максимальных значений магнитного поля предположительно отвечают зонам магнетитового оруденения. Глубина залегания предполагаемых интрузивов, перекрытых вендскими и палеозойскими образованиями, колеблется от 150—300 до 500—800 м.

Второй тип характеризуется значительно более крупными кольцевыми и эллипсоидальными формами до 30—40 км в поперечнике, нередко "лунного" типа и представлен сочетанием положительных и отрицательных локальных аномалий с образованием колец шириной от 0,5—1,5 до 3,5—5,5 км, где экстремальные значения достигают нескольких сотен гамм. Центральная часть кольца сложена концентрической отрицательной или положительной аномалией. К такого типа структурам относятся Котласская, Юлинская, Вагинская, Лумская, Куштозерская и Ручинская аномалии. По результатам количественной интерпретации рассматриваемые аномалии образуют циркоподобные структуры с приподнятым до 0,2—1,0 км внешним кольцевым валом или серией вложенных друг в друга валов, падающих к центральной опущенной кальдере с глубиной залегания фундамента до 1,0—1,5 км; реже они отвечают приподнятому центральному ядру. По своим качественным и количественным показателям описываемые аномалии наиболее близки к известным герцинским массивам нефелиновых сиенитов типа Хибин и Ловозера.

Значительная часть аномалий данного типа группируется в две крупные связи протяженностью до 100—110 км, расположенные на отдельных глубинных разломах. Первая — Устьинская связка сложена Устьинской, Дьяконовской и Тарногской простыми аномалиями, вторая — Алешинская представлена Алешинской, Двинской, Ледской и Шенкурской аномалиями. Массивы центрального типа, группирующиеся в связи или полицентрические системы, широко распространены в природе. В качестве примеров можно привести элементарные связки типа Хибин-Ловозеро, Турьего мыса и более сложные системы типа Сара-Фьер (Нигерия), Бегстоув-Лохабер (Австралия) и др.

В пространственном отношении предполагаемые массивы, как и известные аналоги в открытой части щита, тяготеют, во-первых, к древним шовным зонам беломорид и карелид и, во-вторых, к прибортовым областям древних рифейских рифтов, располагаясь преимущественно в углах сопряжения отдельных рифтов или их сегментов и в затухающих окончаниях грабенов. Положение аномалий контролируется, кроме того, зонами прохождения поперечных глубинных разломов типа сдвига. Аналогичное положение занимают докембрийские щелочные массивы (рис. 6). А.А. Кухаренко связывает формирование массивов центрального типа Балтийского щита с гипотетическим разломом, контролирующим Средиземноморский межматериковый рифтовый пояс. Однако в пределах Балтийского щита устанавливается более сложная система грабенов, группирующихся в ви-

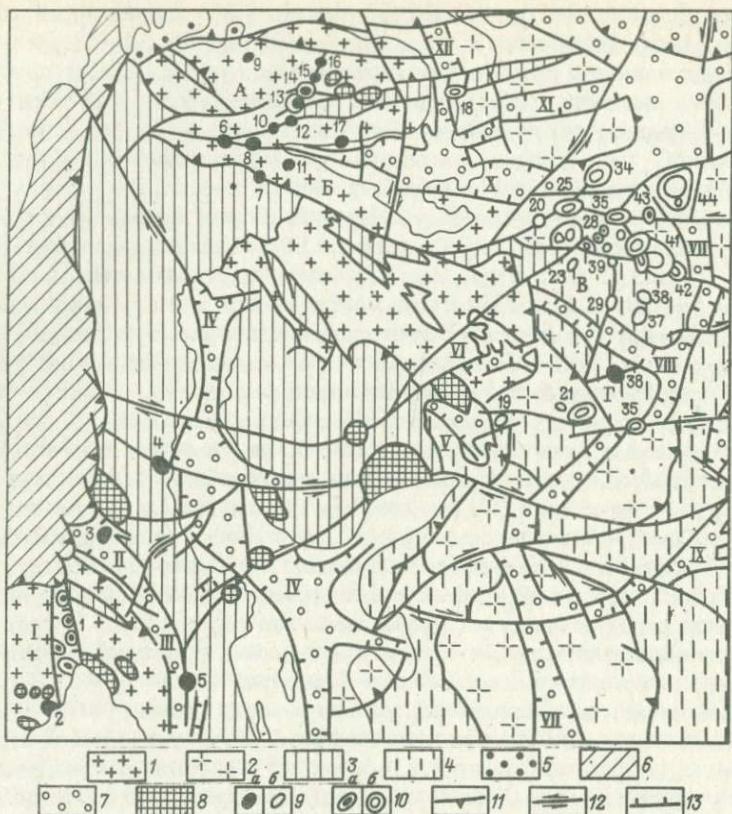


Рис. 6. Тектоническая схема Балтийского щита и его обрамления.

1 — беломори́ды; 2 — то же, по геофизическим данным; 3 — свекофено-карелиды; 4 — то же, по геофизическим данным; 5 — байкалиды; 6 — каледони́ды; 7 — рифейские авлакогены и грабены; 8 — докембри́йские ультраосновные массивы; 9 — докембри́йские массивы центрального типа: а — известные, б — предполагаемые; 10 — герци́нские массивы центрального типа: а — известные, б — предполагаемые; 11 — надвиги, взбросо-надвиги; 12 — сдвиги; 13 — сбросы. Основные элементы: глыбы — А — Мурманская, Б — Беломорская; горсты — В — Онего-Вагский, Г — Ладожско-Онежский. Массивы центрального типа: 1 — грабена Осло, 2 — Фен, 3 — Серна, 4 — Альне, 5 — Норра-Кер, 6 — Сокли, 7 — Салланлатва, Колвикский, Вуориярви, Намо-Ваара, 8 — Ковдор, 9 — Себляврский, 10 — Маврогубский, 11 — Ковдозеро, 12 — Хобозерская группа (Африканда, Озерная Варака, Лесная Варака, Салмагорский), 13 — Хибины, 14 — Ловозеро, 15 — Кургинский, 16 — Контозеро, 17 — Турий мыс; предполагаемые массивы центрального типа: 18 — Ручьинский, 19 — Свирицкий, 20 — Емцовский, 21 — Вытегринский, 22 — Алешинский, 23 — Мехреньгский, 24 — Куштозеро, 25 — Вагинский, 26 — Двинский, 27 — Ледский, 28 — Шенкурский, 29 — Грехневпальский, 30 — Лимский, 31 — Уксорский, 32 — Шелашевский, 33 — Лумский, 34 — Юли́нский, 35 — Рыбинский, 36 — Белозерский, 37 — Кубени́нский, 38 — Вачский, 39 — Кулойский, 40 — Устьинский, 41 — Дьяконо́вский, 42 — Тарногский, 43 — Киземский, 44 — Котласский. Грабены и авлакогены: I — Осло, II — Далекарийский, III — Веттер, IV — Ботническо-Балтийский, V — Ладожский, VI — Онежский, VII — Среднерусский, VIII — Воже-Лачский, IX — Московский, X — Каңдалакшско-Двинский, XI — Лешуконский.

де четырех дугообразных поясов, в пределах которых и обнаруживается локализация известных и предполагаемых массивов. 1. Кольско-Ладожский пояс выделяется в составе Кольской, Карельской и предполагаемых Онего-Вагской и Онежско-Ладожских рудных областей и образует внешний пояс Балтийского щита, повторяющий очертания рифейской Кандалакшко-Среднерусской рифтовой дуги. 2. Балтийско-Ботнический пояс отвечает одноименному рифейскому авлакогену. 3. Веттерн-Далекарыйский пояс сопряжен с рифейскими Далекарыйским и Веттернским грабенами. 4. Берум-Сандский пояс тяготеет к структуре грабена Осло.

На основании радиологических определений возраста отдельных массивов отмечается последовательное омоложение массивов с запада на восток, что связывается нами с последовательным продвижением фронта активизации в восток-северо-восточном направлении. Однако разрядка напряжений и проявление фаз магматизма осуществляется примерно в одних и тех же околорифтовых зонах, независимо от того, существовали рифты в эти фазы тектогенеза или же возникли позднее.

В результате с привлечением материалов по другим провинциям намечается следующая последовательность формирования массивов центрального типа: 1) сводово-глыбовое воздымание активизационной области с заложением в условиях сжатия зон глубинных разломов и формирование дорифтовых тектоно-магматических структур типа габбро-перидотитовых интрузий (дорифейский этап); 2) растяжение земной коры — заложение рифта с одновременным трапшовым магматизмом линейного типа в его осевой части и локализацией очагов трапшового и щелочно-ультраосновного магматизма центрального типа в прилегающих околорифтовых зонах, испытывающих напряжения сжатия (рифейский этап); 3) частная инверсия рифта с формированием массивов центрального типа в его осевой части (каледонский этап, ранняя стадия); 4) полная инверсия — повторная фаза сводово-глыбового развития в условиях сжатия с широким формированием массивов центрального типа в прибортовых зонах рифта (каледонский и герцинский этапы); 5) релаксация напряжений сжатия, выражающаяся во вторичных деформациях массивов центрального типа с образованием кальдер оседания (герцинский этап, поздняя стадия).

Таким образом, массивы центрального типа на территории Балтийского щита распространены гораздо шире, чем представлялось ранее.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПРОМЫШЛЕННЫХ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕРУДНОГО СЫРЬЯ

Изучение формаций в качестве естественных парагенетических ассоциаций пород, формирующихся в определенных тектонических и палеогеографических (в том числе климатических) условиях, определяющих в свою очередь хомогенно-механические и биохомогенные обстановки различных сред литогенеза, позволяют провести соответствующую группировку минералов и горных пород, которые по сво-

им полезным свойствам могут быть использованы в качестве полезных ископаемых, в естественные парагенетические ассоциации. Последние изучаются в настоящее время обычно на следующих двух уровнях: 1) минералого-петрографическом при непосредственном изучении рудных тел и 2) литолого-фациальном при анализе рудных и смежных с ними горизонтов.

В данной работе предпринята попытка рассмотрения парагенетических сообществ на основном формационном, а затем на последовательно сужаемых литолого-фациальном и минералого-петрографическом уровнях. За основу принята разработанная классификация осадочных формаций.

Осадочный класс формаций разделяется на ряд подклассов по тектонической принадлежности формаций, семейств — по климатической зональности, подсемейств — на фоне стадийности процессов литогенеза, групп и подгрупп — в основу кладется вещественный состав пород, слагающих формацию и основные парагенезы аксессуаров, раскрывающие конкретные палеогеографические обстановки литогенеза и минерагенетическую специализацию формаций, далее выделяются типоморфные или абстрактные формации и, наконец, конкретные формации.

В результате эмпирического и генетического анализа формационных групп, с которыми связаны основные виды полезных ископаемых Восточно-Европейской платформы, предлагается выделение следующих парагенных ассоциаций: 1) кор выветривания (остаточной), 2) континентальной гумидной, 3) трансгрессивной, 4) стабильной, 5) регрессивной, 6) континентальной аридной.

Нетрудно убедиться, что предложенная схема близка к установленным С.Н. Бубновым (1960 г.) и Н.М. Страховым (1960 г.) подразделениям (фазам) полного цикла литогенеза с некоторыми изменениями их положения в общем ряду, а главное с введением дополнительных членов, что обеспечило более последовательное и полное рассмотрение сменяющихся во времени и пространстве формаций. В итоге намечился следующий тектоно-седиментационный ряд формационных подсемейств.

1. Эмерсивное подсемейство характеризуется хемогенно-механическим разрушением материнских пород с образованием формаций кор выветривания. На платформах их формирование происходит преимущественно в областях устойчиво воздымающихся щитов, массивов, антеклиз, инверсионных сводов и кряжей с образованием в зависимости от материнского субстрата следующих абстрактных формаций: 1) апатит-франколитовой (по щелочно-ультраосновному магматическому комплексу), 2) каолиновой, боксит-каолиновой (по кислому гранитоидному и реже основному магматическому комплексам), 3) монтмориллонит-бейделлитовой (по основному магматическому и метаморфогенному комплексам), 4) фосфоритовой (по фосфоритоносному осадочному комплексу).

На территории Восточно-Европейской платформы установлен целый ряд эпох довольно мощного корообразования: предкарельская, пред-

рифейская, предкембрийская, предордовикская (плохо сохранившаяся) и крупные с площадными ареалами распространения — предсреднедевонская, предфранская, предвизейская, поздне триасово-раннеюрская, позднеюрско-раннемеловая, поздне меловая-среднепалеоценовая, палеогеновая и олигоцен-миоценовая.

Апатит-франколитовая формация образует своеобразные коры выветривания линейного типа по материнским интрузивным щелочно-ультраосновным с карбонатитами массивами (Вуориярви, Ковдор, Балтийский щит, Новополтавка, Украинский щит).

Каолинит-бокситовая формация характеризуется наиболее широким распространением, содержит месторождения каолинов, тугоплавких и огнеупорных глин и железоокисных пигментов, распространенных по восточному склону Балтийского щита (предтульская кора выветривания Тихвинского района), на Тиманском кряже (предфранская и предвизейская), Украинский щит (предаптско-альбская и предпалеогеновая).

Монтмориллонит-бейделлитовая с месторождениями бентонитов на Украинском щите (по протерозойским амфиболитам в районе г. Днепропетровска), на Вольно-Подольской плите (по туфам вольнской трапшовой формации, г. Ровно); аналогичные коры выветривания по данным бурения установлены в пределах Волго-Уральской антеклизы. Фосфоритовая формация кор выветривания развита по осадочным фосфоритоносным формациям палеозоя и мезозоя на инверсионном своде Общего Сырта, Воронежской и Белорусской антеклиз и отвечает эпохам общих поднятий от сеномана до эоцена; на склоне Ашинского поднятия известны подташинские коры выветривания.

II. Метационное подсемейство характеризуется преобладанием механического переноса и переотложением продуктов разрушения кор выветривания в пределах аккумулятивных равнин и бассейнов промежуточных стоков. Их формирование происходит в различных тектонических условиях и характеризуется накоплением формаций переотложенных конечных продуктов выветривания: группа кварцевых и аркозовых песчаных каолинитово-глинисто-песчаных и угленосных лимнических и паралических формаций. Кварцево-песчаные и аркозово-песчаные формации большой мощности (от 500 до 3000—4000 м) формируются обычно в начальные стадии развития рифейских рифтов (авлакогенов), это так называемые фалаховые формации Б.М. Келлера (1968 г.). Их формирование, судя по кварцполевошпатовому составу и хорошей отсортированности осадков, происходило в условиях слабоактивного тектонического режима, следовательно, байкальские рифты платформы являются в основном постседиментационными структурами и возникли на месте ранее плоских, слабовыраженных в рельефе впадин, явившихся зачаточными формами интракратонных синеклиз фанерозоя (сохранившейся в этом виде структурой является, по-видимому, Оршанская грабен-синеклиза западных районов платформы). Начальные стадии развития фанерозойских рифтов также представлены аналогичными арко-

зовыми и кварцевыми песчаными формациями Вятского, Донецкого и других авлакогенов.

Каолинито-глинисто-песчаные и угленосные лимнические формации тяготеют в основном к интракратонным синеклизам, например, живецкие формации Московской синеклизы и склонов Балтийского щита и Воронежской антеклизы, радаевско-алексинская лимническая угленосная формация Московской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы. С выделенной группой указанного подсемейства связаны скопления каменного угля, сидеритовых руд, переотложенных каолинитов и бокситов, глинистых пигментов, кварцевых стекольных песков.

С более подвижными элементами платформы — авлакогенами и краевыми зонами платформы на орогенном этапе связано формирование угленосных паралических формаций — например, визе-московская Донецкого и Днепровского авлакогенов, верхневизейско-башкирская Львовского передового прогиба, кунгурская Косью-Роговской депрессии Предуралья прогиба.

Вторая группа формаций метационного подсемейства представлена песчано-монтмориллонит-глинистыми, монтмориллонит-глинисто-песчаными и монтмориллонит-глинистыми формациями слабощелочных опресненных внутриконтинентальных водоемов. В тектоническом отношении она тяготеет к молодым наложенным впадинам, мульдам и синеклизам, характеризующимся устойчивыми, но незначительными по амплитуде прогибаниями при слабом привносе обломочного материала. С формациями данной группы связаны месторождения бентонитовых и реже палыгорскитовых глин, кварцевых песков, горючих сланцев и непромышленных залежей бурых углей.

На территории платформы формации монтмориллонитового ряда известны в пределах наложенных Украинской и Днестровской синеклиз (миоцен), Ульяновско-Саратовской наложенной синеклизы (эоцен-миоцен), Мелекесской и Ставропольской наложенных впадин (плиоцен).

III. Трансгрессивное подсемейство — наряду с преимущественным накоплением продуктов механического разрушения, как отмечает Н.М. Страхов (1960 г.), происходит выпадение в осадок труднорастворимых соединений железа, марганца, фосфора, кремнезема и других элементов. Осадконакопление происходит при некотором преобладании скоростей тектонических опусканий над скоростями осадконакопления в морских мелководных условиях. Выделяются четыре основные группы абстрактных формаций — железорудная, марганцеворудная, глауконит-фосфоритоносная и кремнистая с трансгрессивным в указанной последовательности накоплением ОВ смещенного гумусово-сапропелевого ряда, вплоть до образования горючих сланцев.

Литологически формации представлены преобладающими ассоциациями пород механического ряда — грубозернистыми, песчано-конгломератовыми в основании, сменяемыми вверх по разрезу более тонкими песчаными, алевролитовыми, глинистыми и глинисто-карбонат-

ными образованиями; отмечается постепенное возрастание роли продуктов биохомогенного осадконакопления.

Примером железорудных песчано-глинистых и глинисто-песчаных формаций является живетско-нижнефранская восточного склона Волго-Уральской антеклизы.

Марганцеворудные формации обычно размещаются по окраинам платформы в орогенный этап развития пограничных подвижных поясов, в частности артинско-кунгурская в зоне перехода сероцветной молассы Урала в сульфатно-карбонатный платформенный комплекс; палеогеновая песчано-глинистая марганценовая формация южного склона Украинского щита и Причерноморской синеклизы.

Глауконит-фосфоритоносная группа формаций была подразделена Н.С. Шатским на глауконитово-терригенный, глауконитово-карбонатный и глауконитово-опокный типы. В глауконитово-терригенном типе может быть выделен органогенно-терригенный подтип (тремадокская формация (Балтийской синеклизы), причем на завершающей фазе формирования в условиях недокомпенсации прогибания бассейна отмечается накопление горючих сланцев, в частности кукерситовых сланцев Прибалтики. Фосфоритоносные формации глауконитовой группы имеют более широкое распространение и сосредоточены в пределах как более подвижных интракратонных и перикратонных синеклиз, так и в наложенных синеклизах, где они занимают внешнюю периферию бассейнов (Московская, Прикаспийская, Украинская синеклизы) или занимают центральные, наиболее опущенные зоны менее подвижных наложенных впадин и синеклиз (Верхнекамский район — Лойненская впадина, Ульяновско-Саратовская синеклиза). Примером могут служить Волжско-валанжинская терригенно-глауконитовая формация Московского бассейна, сеноманская Украинского бассейна, сантон-кампанская Актюбинской области Прикаспийской синеклизы.

Кремнистая группа формаций, содержащая самостоятельные скопления диатомитов, опок, трепелов и спонголитов, представлена верхнемеловой (сантон-коньякской) кремнистой песчано-глинистой формацией Ульяновско-Саратовской синеклизы, палеогеновой кремнисто-песчано-глинистой формацией юга платформы. Описываемые формации тяготеют в основном к наложенным и интракратонным синеклизам (Ульяновско-Саратовской, Московской, Украинской) и в меньшей мере к перикратонным синеклизам, занимая лишь их внешнюю периферию, примыкающую к орогенным областям (Прикаспийский и Печорский бассейны).

По отношению к фосфатонакоплению эпохи кремненакопления несколько запаздывают во времени, непосредственно завершая их. В целом для трансгрессивной группы формаций опеределается следующая зональность: железорудная или марганцеворудная — кремнистая — фосфоритоносная зоны.

IV. Стабильное подсемейство формаций — преобладание биохомогенных процессов литогенеза над механическим переносом с формированием трех формационных групп, отвечающих соответственно

условиям компенсированного и некомпенсированного осадконакопления: а) карбонатной, б) доманиковой кремнисто-глинисто-карбонатной и в) доманиковой глинисто-сланцевой. Отличается накоплением ОВ только сапропелевого ряда, причем последние две группы рассматриваются многими исследователями в качестве основных нефтепроизводящих.

Карбонатная группа подразделяется на палыгорскит-доломитовую и палыгорскит-известково-доломитовую абстрактные формации интракратонных синеклиз, которые тяготеют к приподнятым зонам щитов и массивов (воронежско-турнейская, каширско-ассельская формации Московской синеклизы с промышленными месторождениями известняков, доломитов и палыгорскитовых глин). Далее выделяется известняковая рифогенная и меловая и мел-мергельная формации, тяготеющие к центральным частям перикратонных синеклиз, зонам перехода к миогеосинклиналям. Последняя перспективна на химически чистые известняки и лишь в отдельные стадии максимума региональных опусканий обнаруживается в интракратонных синеклизах. Примерами могут служить ордовик-силурійская карбонатная формация Польско-Литовской интракратонной и внешней периферии Поморской перикратонной синеклиз, на склонах Балтийского щита (Швеция) известны уникальные месторождения химически чистых известняков; среднефранско-турнейская Волго-Уральской аңтеклизы, верхнемеловая мел-мергельная Прикаспийской синеклизы и ее обрамления, верхнетортонская — Днестровской и Причерноморской синеклиз.

Вторая и третья, кремнисто-глинисто-карбонатная и глинисто-сланцевая доманиковые формации тяготеют в первую очередь к перикратонным синеклизам и миогеосинклинальным прогибам, наконец, к рифтовым структурам (авлакогенам) и передовым прогибам. Указанная группа формаций присуща прежде всего перикратонным синеклизам. В частности, в Поморской синеклизе, развитой в зоне сочленения Каледонской геосинклинали Западной Европы с Куяво-Поморской рифтовой системой, выделяется мощная формация граптолитовых битуминозных глинистых сланцев ордовикско-нижнесилурійского возраста. В отдельные эпохи область некомпенсированного осадконакопления охватывала отдельные наиболее подвижные элементы прилегающих интракратонных синеклиз — например в диктионемовое время Латвийский прогиб Восточно-Европейской платформы. Образование ее по времени совпадает с разрывами сиалической оболочки земной коры и образованием Палеоатлантического океана в стадию его активного спрединга.

Стабильные формации юго-восточного внешнего угла платформы формировались вокруг Прикаспийской перикратонной синеклизы, в центральной части которой условия некомпенсационных опусканий возникли, по-видимому, еще в каледонский цикл тектогенеза, судя по одновозрастным глинисто-сланцевым толщам Оренбургского грабена и Саратовско-Волгоградской моноклинали; период их накопления также совпадает по времени с разрывом сиалической обо-

лочки и заложением Прауральского океанического рифтового бассейна, где происходило накопление спилит-кератофировой, яшмовой и аспидных формаций Залаирского, Лемвинского и других синклиорий.

В последующем, в герцинский цикл тектогенеза область перикратонных опусканий значительно расширилась с возникновением по внешней периферии Прикаспийской впадины в Бузулукском грабене и Бельской впадине доманиковой эйфельско-нижнефранской мергельно-глинисто-сланцево-алевролитовой формации. В кыновско-шугуровское время область некомпенсированных опусканий еще более расширилась и захватила Доно-Медведицкий, Вятский, Палеошугуровский рифты с накоплением битуминозной глинисто-сланцевой формации мощностью до 500—700 м в наиболее подвижных элементах.

Максимум импульсивного расширения некомпенсированного перикратонного бассейна приходится на среднефранское время с накоплением глинисто-сланцево-мергелистых формаций в Доно-Медведицком и Вятском авлакогенах и кремнисто-карбонатно-сланцевой формации по всей внешней периферии Прикаспия и на далеких склонах Волго-Уральской антеклизы, в пределах значительной части Уральской миогеосинклинали и в Печорской перикратонной синеклизе.

Начиная с позднефранского времени в связи с оживлением поднятий Балтийского щита и Мезенской суши на западе, с одной стороны, и возрождением в виде подводных поднятий большинства древних сводов на востоке — Альметьевского, Жигулевского, Башкирского, с другой, накопление доманиковой группы формаций сохранилось в отшнурованном бассейне системы Камско-Кинельских прогибов и продолжавших устойчивое прогибание в южном сегменте Вятского авлакогена и особенно в Доно-Медведицком авлакогене, где отложились мощные толщи битуминозной глинисто-мергельной формации верхнефранско-фаменского возраста. Именно в этих зонах накопились огромные объемы первичных ОВ, которые в последующем могли явиться основными источниками углеводородов в главную фазу нефтегазообразования.

V. Регрессивное (галогенное) подсемейство подразделяется на сульфатно-терригенную, сульфатно-карбонатную и соленосную группы формаций. Соленосная группа в свою очередь может быть подразделена на хлоридную, сульфатно-калиевую, сульфатно-натриевую и содовую подгруппы формаций.

Сульфатно-карбонатная и сульфатно-терригенная подгруппы занимают периферические области солеродного бассейна, тогда как соленосная группа — конечные области водостока или располагаются в интракратонных синеклизах. Соленосная группа тяготеет к перикратонным синеклизам, передовым прогибам и рифтам, в орогенных областях — к межгорным впадинам.

Галогенное подсемейство в общем латеральном ряду геосинклиналь — платформа формируется на средних и поздних стадиях развития геосинклиналей или орогенном этапе. Оно является одним из

Крайних внутриплатформенных членов, занимая тупиковые области интракратонных опусканий, тогда как на орогенном этапе эти формации занимают приорогенное положение и постепенно мигрируют в глубь платформы, по мере вытеснения их верхней молассой из краевых предгорных бассейнов, например Предуральского прогиба в кунгурский и уфимский века.

В рифтовых зонах галогенные формации формируются или в начальные стадии рифтогенеза, нередко замещая базальные фалаховые формации, например, в Припятском авлакогене в пярнуско-наровское время, или и, главным образом, в стадию максимальной дифференцированной активизации — позднефранское и позднефаменское, сакмаро-аргинское время (Припятский и особенно Днепровский авлакогены).

Сульфатно-карбонатные формации представлены следующим парагенным комплексом минералов и горных пород: известняк — доломит — гипс, ангидрит; в качестве аксессуарных минералов встречаются бораты, барит, целестин. Самостоятельные месторождения образует самородная сера. В соленосных формациях основной описываемый породообразующий ряд может быть продолжен с образованием трех независимых комплексов: 1) галит-сильвин — (полигалит) — карналлит — бишофит, 2) галит — сильвин — (полигалит) — каинит — лангбейнит, 3) галит — мирабилит — (тенардит) — астраханит — глауберит с образованием соответственно трех абстрактных формаций — наиболее часто встречаемой хлоридной, реже сульфатно-калиевой и очень редко сульфатно-натриевой.

Сульфатно-калиевые соли находятся в пространственном парагенезе с различными сульфатами натрия. Там, где в разрезе присутствуют каинит и лангбейнит, нередко присутствует астраханит; в полигалитовых залежах постоянно присутствует в небольших количествах глауберит. В зоне гипергенеза каинит-лангбейнитовых и полигалитовых пород присутствует уже другой комплекс сульфатно-натриевых и калиевых минералов: мирабилит, тенардит, глазерит, сингенит и т. д.; в зоне гипергенеза глауберита — мирабилит и тенардит. Парагенез сульфатных солей калия с астраханитом и глауберитом — типичными продуктами континентального галогенеза за счет вод суши, является показателем того, что сульфатно-калиевые соли являются первично седиментационными образованиями. Степень сульфатности рапы определяется объемами поступающих в солеродные бассейны сульфатных вод суши. Глауберитовые и астраханитовые осадки в недавнее время формировались, например, в Кара-Богаз-Голе, питающемся, в конечном счете, речными водами через Каспий.

Для хлоридно-сульфатных галогенных толщ, т. е. таких толщ, в разрезе которых присутствуют как хлоридные, так и сульфатные калиево-магниевые соли, характерно присутствие в значительных количествах магнезита, тогда как для хлоридных формаций он менее характерен.

Открытие новых, ранее неизвестных солеродных бассейнов по окраинам материковых плит и в пограничных с ними зонах океанов пос-

лужило причиной резкого оживления дискуссии о происхождении галогенных образований и в значительной мере расширило представления относительно пространственных закономерностей из разменения. В этой связи большое значение приобретает сравнительный геотектонический анализ солеродных бассейнов на основе определения генетической принадлежности контролирующих структур. Ведущая роль тектонического фактора в размещении месторождений полезных ископаемых в настоящее время признается большинством исследователей. Однако при выяснении тектонического режима формирования того или иного полезного ископаемого, в особенности экзогенного происхождения, главное внимание нередко уделяется конседиментационным структурам и совершенно не учитывается роль глубинных структур и явлений унаследованности.

В пределах платформ, где обнаружены основные скопления калийных солей, формирование солеродных бассейнов обычно связывалось с обширными синеклизами и предгорными прогибами, а в складчатых областях с межгорными впадинами. Действительно, многие галогенные формации распространены на огромных площадях, охватывающих крупнейшие тектонические элементы первого порядка типа Прикаспийской и Северо-Германской перикратонных синеклиз и т. д. Однако на обширных пространствах описываемых элементов накапливались доломит-гипс-ангидритовые и реже соленосные отложения, тогда как осадки собственно калиеносной субформации сосредоточены в более узких линейных зонах, локализация которых в закрытых районах требует больших объемов бурения. Часто, несмотря на многолетние поисковые работы, выделить эти зоны не удается (например, Восточно-Сибирская платформа)*.

На территории Восточно-Европейской платформы солеродные бассейны впервые возникли в среднем девоне. Разновозрастные девонские формации ныне известны в Припятском, Днепровском и Предтиманском авлакогенах, в южной части Московской и западной половине Прибалтийской синеклиз.

Галогенная формация среднего девона Московской синеклизы расположена в юго-восточном ее углу в зоне сочленения с Пачелмским прогибом; стратиграфически галогенная формация соответствует морскому горизонту и представлена набором фаций, зонально сменяющих друг друга по направлению к центральной части солеродного бассейна от континентальных, прибрежно-континентальных до прибрежно-лагунных и лагунных. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что если в целом галогенная формация среднего девона занимает довольно обширную территорию длиной до 1000 км и шириной до 500 км, то галитовая субформация строго линейной конфигурации, протягиваясь в северо-западном направлении на 300 км, при

* В последнее время они здесь выявлены (Прим. ред.).

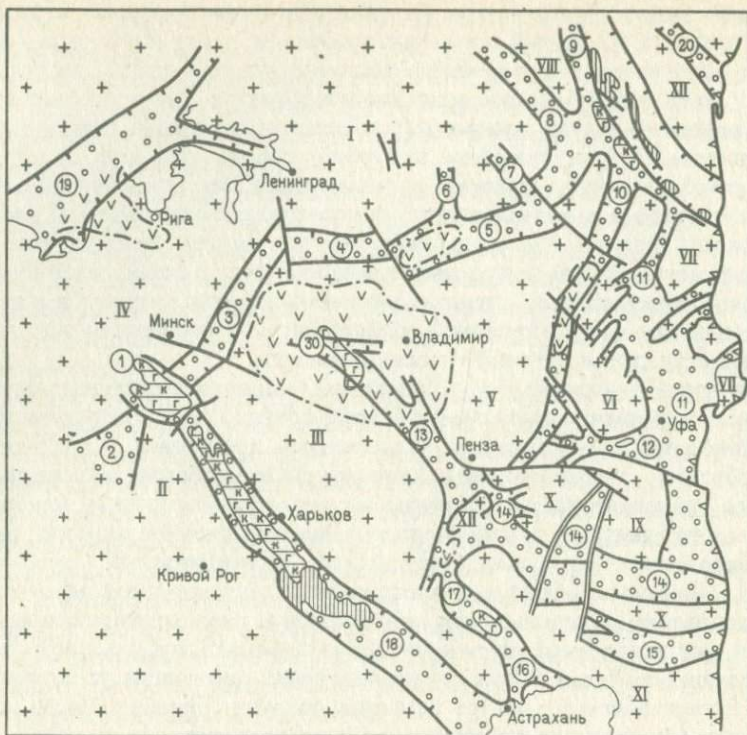


Рис. 7. Схема геотектонического размещения девонских галогенных формаций.

Условные обозначения к рис. 7 и 8:

1 — щиты, массивы; 2 — погребенные выступы; 3 — складчатые сооружения; 4 — авлакогены; 5 — зона развития калийных солей; 6 — зона развития каменной соли; 7 — зона развития сульфатных отложений; 8 — границы распространения сульфатных отложений; 9 — границы зон; 10 — сбросы; 11 — предполагаемые сдвиги; 12 — границы Предуральского прогиба и Прикаспийской депрессии. Основные тектонические элементы (щиты, массивы): I — Балтийский, II — Украинский, III — Воронежский, IV — Белорусский, V — Токмовский, VI — Татарский, VII — Камский, VIII — Кайносский, IX — Жигулевско-Оренбургский, X — Хобдинский, XI — Арал-Сорский, XII — Баренцевский, XIII — Саратовский; авлакогены и грабены: 1 — Припятский, 2 — Вольно-Подольский, 3 — Оршанский, 4 — Крестецкий, 5 — Солигаличский, 6 — Коношский, 7 — Кулойский, 8 — Двинский, 9 — Предтимаанский, 10 — Вятский, 11 — Камско-Бельский, 12 — Сергиевско-Абдулинский, 13 — Пачелмский и Московский, 14 — Пугачевский, 15 — Индерский, 16 — Северо-Каспийский, 17 — Доно-Медведицкий, 18 — Большой Донбасс, 19 — Ботническо-Балтийский, 20 — Нарьян-Марский

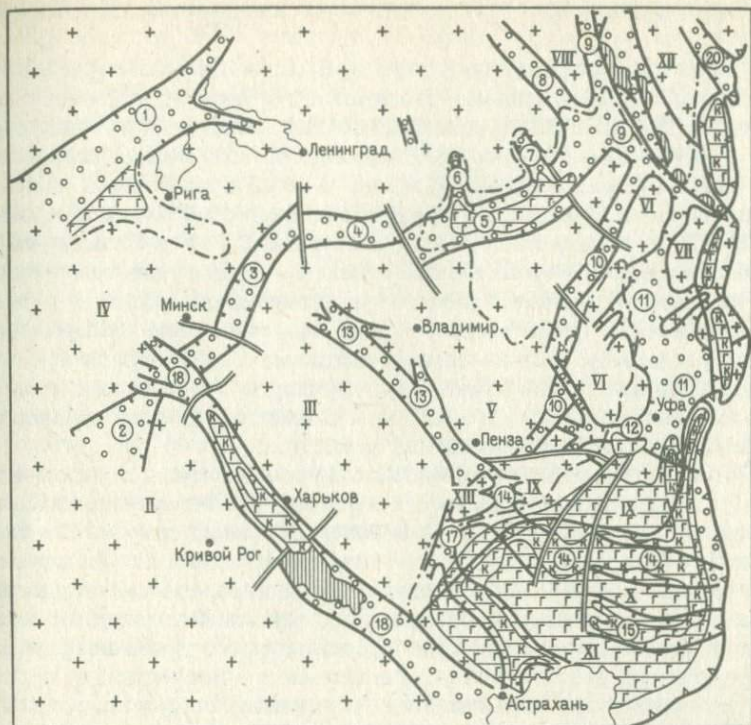


Рис. 8. Схема геотектонического размещения пермских галогенных формаций.
Усл. обозн. см. рис. 7

ширине до 50 км, совпадает с Московским авлакогеном и зонами сочленения его со Среднерусским и Пачелмским авлакогенами. Мощность галитовой субформации в наиболее опущенных участках возрожденной мобильной зоны достигает 50—90 м, а коэффициент соленасыщения около 50—70 %. В районе с. Ярцево установлена калийная минерализация.

Таким образом, область наиболее мощного и концентрированного соленакопления занимает узкий линейный участок, соответствующий зоне интенсивного опускания и отвечающий определенным генетическим типам структур, а именно — грабенам и авлакогенам (рис. 7 и 8).

Одновременно в пределах Припятского и Днепровского авлакогенов формировались соответственно пярнуско-наровская и морсовская сульфатно-доломитовые формации небольшой мощности (50—100 м). В Припятском авлакогене отмечены линзы каменной соли. Таким образом, Воронежский массив в среднедевонское время оказался окруженным прерывистой цепью небольших солеродных бассейнов, располагающихся в авлакогенах, находившихся на различных стадиях развития: Московский — на завершающей стадии,

Днепровско-Донецкий и Припятский — на ранней стадии общих опусканий.

Лагунный бассейн раннефранского времени занимал обширное пространство области сочленения Московской и Балтийской синеклиз, прослеживаясь по осевой зоне Балтийской синеклизы к Рижскому заливу. Галогенные породы представлены исключительно маломощными гипсами, распространяющимися в виде прерывистой полосы в границах синеклизы, общая мощность гипсоносной толщи не превышает 20—22 м, мощность пластов гипса равна 1,5—2 м. На всех участках минерализация морской воды достигала лишь стадии садки сульфата кальция. Увеличение мощности гипсоносной толщи в районе Рижского залива свидетельствует, что основная часть солеродного бассейна, возможно с галогенными осадками на более высокой стадии седиментации, располагается на территории современной акватории Балтийского моря. Характерно, что именно эту зону осложняет рифейский Ботническо-Балтийский авлакоген.

Еще более интенсивно процессы накопления галогенных отложений шли в пределах краевых частей платформы, соответствующих Предтиманскому, Припятскому и Днепровскому авлакогенам. В конце рифейского цикла тектогенеза наиболее опущенная часть Тиманской тафрогеосинклинали испытала интенсивные инверсионные поднятия с образованием складчатого Тиманского кряжа. Юго-западная половина тафрогеосинклинали в виде Предтиманского грабенообразного рва продолжала унаследованно развиваться и в последующие периоды, представляя компенсационное опускание, сопряженное с Тиманским кряжем. В региональном поле силы тяжести области Предтиманского авлакогена соответствует обширный минимум, распадающийся на два участка, разделенных седловиной в районе Больших Порогов. В зоне юго-восточного минимума, в районе с. Серегово, вскрыта мощная толща каменной соли (свыше 1000 м). Каменная соль слагает ядро диапировой складки, осложненной в верхней части мощным, до 200—400 м терригенно-доломитовым кепроком с глыбами и обломками интрузивных диабазов. По расчетным геофизическим данным, мощность галогенной толщи достигает 200—3500 м. Граница формации предположительно совпадает с региональным минимумом силы тяжести. Предполагается развитие двух четковидно располагающихся разновозрастных бассейнов: первого в зоне сочленения Предтиманского авлакогена с Вятским и второго со Среднерусским авлакогеном.

Второй еще более крупной областью галогенного осадконакопления на стадиях галитовой и даже более высокой стадии садки калийных солей является система авлакогенов Большого Донбасса. Галогенные формации девона отвечают наиболее интенсивной стадии опусканий авлакогена, сопровождающейся значительной вулканической и интрузивной деятельностью с образованием в зоне Черниговского тектонического узла мощной разновозрастной вулканогенной формации. Лоевско-Брагинский выступ разделяет зону галогенеза на два самостоятельных бассейна — Припятский и Днепровский.

Второй цикл накопления галогенных формаций на территории Европейской части СССР наступил в пермский период. Наибольшей мощности и полноты развития нижнепермские галогенные формации достигают в пределах краевой части платформы, выполняя Предуральский передовой прогиб, Прикаспийскую перикратонную впадину, Днепровский авлакоген. На остальной части платформы пермская галогенная формация накапливалась в значительно меньших объемах, по-прежнему выполняя активизированные участки синеклиз, отвечающие границам возрожденных рифейских и девонских авлакогенов. Значительная часть сводов (Токмовский, Оренбургский, восточная часть Жигулевского, Камский и Красноуфимский) вошли в состав синеклиз или наложенных структур Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины.

Однако закономерности распределения галитовой и калийной субформаций остались прежними. Соленосные отложения выполняют в пределах внутренних районов платформы сравнительно узкие линейные зоны, отвечающие наиболее мобильным сегментам рифейских и девонских грабенов и авлакогенов. Так, выделяемый А.А. Ивановым Двинско-Сухонский солеродный бассейн отвечает осевой части Среднерусского авлакогена. Среди осадков верхнекулойской свиты гипс-ангидритового состава мощностью до 250 м в ряде разрезов (Верхн. Тойма, Сольвычегодск, Яренск, Шангалы, Коряжма) отмечено появление до 5—7 пластов каменной соли мощностью нередко до 35 м.

Следующим характерным районом является область Камско-Бельского авлакогена, где в его южной части между Татарским и Башкирским сводами, в сохранившейся от инверсии Бирской седловине и в опущенной зоне сочленения с Сергиевским авлакогеном, прослеживается крупный кунгурский прогиб иренского возраста, выполненный толщей галита до 100—500 м мощности (Федоровско-Стерлибашевский вал).

Предуральский прогиб и Прикаспийская впадина представляют собой новообразования, наложившиеся на различные сооружения нижних этажей — авлакогены и разделяющие своды. Однако и в этих условиях большая унаследованная мобильность зон с основанием в виде рифейских грабенов по-прежнему сохранилась и в раннепермское время.

В пределах Предуральского прогиба эта тенденция проявлялась в виде более мощного соленакопления в Бельско-Сакмарском прогибе по сравнению с Соликамским и тем более Юрюзано-Былвинским прогибами, возникшими над погребенными сводами.

В пределах Прикаспийской впадины, хотя и отмечается развитие галитовой субформации почти по всей ее площади, но накопление калийных солей находится в тесной связи с выделенными по геофизическим данным рифейскими Челкарским, Индерским, Северо-Каспийским авлакогенами.

Аналогичные условия возрождения отдельных участков авлакогена в период соленакопления возникли в верхнеказанское время в преде-

лах Сергиевско-Абдулинского авлакогена, где располагался Бугурусланский солеродный бассейн, мощность каменной соли в котором достигает 60—140 м. Его южное продолжение устанавливается в рамках дизъюнктивных границ меридионального Бузулукско-Кушумского авлакогена. Таким образом, отмечается тесная пространственная связь в размещении галогенных формаций девона и перми платформы с наиболее мобильными тектоническими структурами типа грабенов и авлакогенов [Валеев, 1973, 1978].

Накопление галогенных формаций происходило на трех различных стадиях развития авлакогенов. 1. Крайне незначительное — в стадию общих опусканий авлакогена (Припятский, Доно-Медведицкий). 2. Наиболее интенсивное — в стадию дифференцированных опусканий (Припятский, Днепровский, Предтиманский), сопровождаемое явлениями вулканизма и интрузивного магматизма, наложенной гидротермальной минерализацией. Для галогенных формаций этой стадии характерны ярко выраженные линейные формы, большая мощность соленосных отложений (свыше 1000—1500 м), тяготение калиеносных субформаций к отдельным наиболее подвижным и удаленным от областей питания сегментам авлакогена или к отдельным авлакогенам единой системы. 3. Относительно слабое соленакопление происходило в стадию превращения авлакогенов в синеклизы в эпоху кратковременной активизации отдельных сегментов авлакогена (Московский, Среднерусский, Вятский). Галогенные формации данной стадии обычно занимают обширные области всей синеклизы или ее значительные части, где располагаются периферические зоны накопления солей сульфата кальция и доломитов, тогда как зоны развития галитовой субформации с четко выраженными линейными формами фиксируются в границах возрожденных участков древних авлакогенов. Мощность осадков обычно небольшая (50—200, реже до 500 м), калиенакопление происходит на незначительных по площади участках и обычно носит спорадический характер.

Отмеченная избирательная принадлежность солеродных бассейнов внутри платформы (интракратонный тип галогенеза) к авлакогенам позволяет рекомендовать определенный комплекс геолого-геофизических исследований, направленный прежде всего на выявление наиболее подвижных структур фундамента с использованием данных гравиметрии (выявление региональных линейных зон минимумов силы тяжести), магнитометрии (выделение зон вторичных деформаций магнитного поля, обычно устанавливаемых в пределах авлакогенов), сейсмоки (локализация в авлакогенах в наиболее опущенных подвижных сегментах с аномальными особенностями строения земной коры, в которых могло происходить накопление осадков калиеносной субформации).

Формирование авлакогенов в условиях интенсивных воздыманий прилегающих массивов и щитов кристаллического фундамента, их большая унаследованная мобильность и дискретность строения с разделением поперечными разломами и седловинами на ряд резко выраженных в рельефе замкнутых котловин способствовали в условиях

аридного климата созданию обстановки резкого повышения концентрации морской воды и последовательной садки солей различного состава. Дополнительным источником солей и особенно разнообразных скоплений или примесей в солях и вмещающих образованиях ценных рудных и нерудных полезных ископаемых (Fe, Mn, Zn, Pb, Ag, Au, Hg, P, F, Vt и др.) могли служить минерализованные гидротермы, поступающие по разломам в наиболее нарушенных зонах авлакогена.

Преимущественное тяготение интракратонных солеродных бассейнов к линейным дизъюнктивным структурам типа авлакогенов и грабенов подтверждается множеством примеров аналогичного размещения галогенных формаций в других районах земного шара: четвертичные формации грабенов Афара и Мертвого моря, палеоген-неогеновая — грабенов Эбро и Ламанча в Испании, палеогеновая — Рейнского рифта, нижнемеловая — рифта Кванза в Анголе, триасовая (по другим данным верхнекаменноугольная) формация сквозного Амазонского авлакогена.

Помимо интракратонной группы авлакогенов широким развитием пользуются грабенообразные системы опусканий по окраинам платформ, захватывая и прилегающие области океанов. В результате океанографических и геофизических работ на территории современных океанов соленосные бассейны были встречены в рифтовых океанических зонах по обрамлению Африканского, Южно- и Северо-Американского и Западно-Европейского континентов, о. Мадагаскар и др. Соленосные бассейны, как свидетельствуют результаты обобщений Г. Меррея, П.Н. Кропоткина и Б.М. Валяева, возникли в грабенах и сбросовых впадинах океанического типа, образовавшихся в результате тангенциальных смещений и разрывов земной коры. Вдоль побережий Западной Африки и Восточной Бразилии обнаружены мощные толщи солей, некогда залегающие в узких грабенообразных прогибах, борта которых ныне располагаются по обе стороны Атлантического океана. Реконструкция первичных солеродных бассейнов по положению и времени образования согласуется с гипотезой распада древнего континента Гондваны и дрейфа Южно-Американской и Африканской плит [Кропоткин, Валяев, 1970]. Галогенез, как свидетельствуют пространственные закономерности размещения описываемых солеродных бассейнов, происходил на ранних стадиях развития океанических рифтовых впадин.

Как отмечалось ранее, существует закономерный ряд океанических впадин, находящихся на различных стадиях единого эволюционного процесса (океанический рифт — мерес океанической корой — ранний океан — поздний океан). Положение солеродных бассейнов в этих рифтах различно. В океанах, как можно убедиться на примере Атлантического океана, солеродные бассейны ныне занимают краевые зоны по обрамлению континентальных плит (периокеанические бассейны), тогда как в морях с океанической корой, представляющих рифтовые зоны на более ранних этапах разрыва земной коры и расхождения плит, они располагаются в осевых главных трогах. Ярким примером подобного положения галогенных формаций являются толщи солей

мощностью в 2—3 км, залегающие на "базальтовом" слое в троговых зонах Красного и Средиземного морей. В северо-западной затухающей части системы рифтов Красное море — Аденский залив, представленной в виде двух веерообразно расходящихся ветвей более мелких грабенов Леванта и Суэцкого залива, на коре континентального типа залегают соленосные формации четвертичного (грабен Мертвого моря) и неогенового возраста (Суэцкий залив). Описываемые грабены являются структурами еще более ранних этапов рифтообразования, располагаются внутри плит и по особенностям строения земной коры относятся к группе рифтов континентального типа.

Процессы галогенеза, как было показано на многочисленных примерах, происходили в самых различных по типу строения земной коры рифтах и авлакогенах. Этот вывод, по нашему мнению, имеет существенное значение для правильного понимания проблемы происхождения солей. Если принять за исходные положения сторонников эндогенной гипотезы, в этом случае необъяснимыми становятся процессы солеобразования в структурах, находящихся на самых различных стадиях развития. Опыт металлогенических исследований свидетельствует о принадлежности тех или иных минеральных парагенетических ассоциаций к вполне определенным стадиям развития тектонического элемента.

Мы далеки от мысли полного отрицания участия глубинного фактора в процессе солеобразования. В настоящее время имеется слишком много убедительных доказательств влияния на галогенез глубинных термальных вод, продуктов магматизма, но их присутствие могло сказаться лишь на составе акцессориев и в меньшей степени на составе породообразующих минералов.

На примере существования одновозрастных или последовательно омолаживающихся солеродных бассейнов, располагающихся в виде непрерывной цепочки как по окраинам континентов, так и внутри плит интракратонных рифтов, можно убедиться, что галогенез наиболее интенсивно происходит в период распада континентов (например, Гондваны). Обнаруженные на материках и платформах многочисленные палеозойские галогенные формации, по-видимому, представляют собой лишь незначительную часть сложной сети солеродных бассейнов, располагавшихся, подобно альпийским бассейнам, по границам континентальных плит в приокеанических зонах и позднее расчлененных при дрейфе континентов.

Следующими генетическими типами структур, в которых наиболее интенсивно проявлялся галогенез, являются передовые прогибы и перикратонные области опусканий. В связи с их положением по окраинам платформ эти элементы рассматриваются в качестве областей перикратонного галогенеза. Условия соленакопления в передовых прогибах описаны достаточно подробно в трудах многих специалистов, и сейчас нет необходимости останавливаться на них. Следует лишь подчеркнуть близость морфологических и вещественных особенностей строения галогенных формаций передовых прогибов и авлакоге-

нов, хотя причины образования и генетические типы этих структур крайне различны. В отличие от авлакогенов, на минерализации передовых прогибов в значительно меньшей степени сказывалось влияние гидротермальной деятельности и преобладало конседиментационное поступление Р, Мп, Сu, В и других элементов в виде растворов и механических взвесей из прилегающих орогенных сооружений.

Менее изучены геотектонические закономерности размещения соленых бассейнов в перикратонных синеклизах. Последние, в отличие от интракратонных синеклиз, представляют собой одну из наиболее подвижных групп структур, располагающихся на окраинах платформ (внешних углах) по границе со складчатыми сооружениями и океанами. В ранние стадии своего развития они нередко переходят в океанические впадины. Типичными представителями перикратонных синеклиз следует считать Сахарскую, Аквитанскую, Иркутскую впадины, где происходило накопление огромных масс солей.

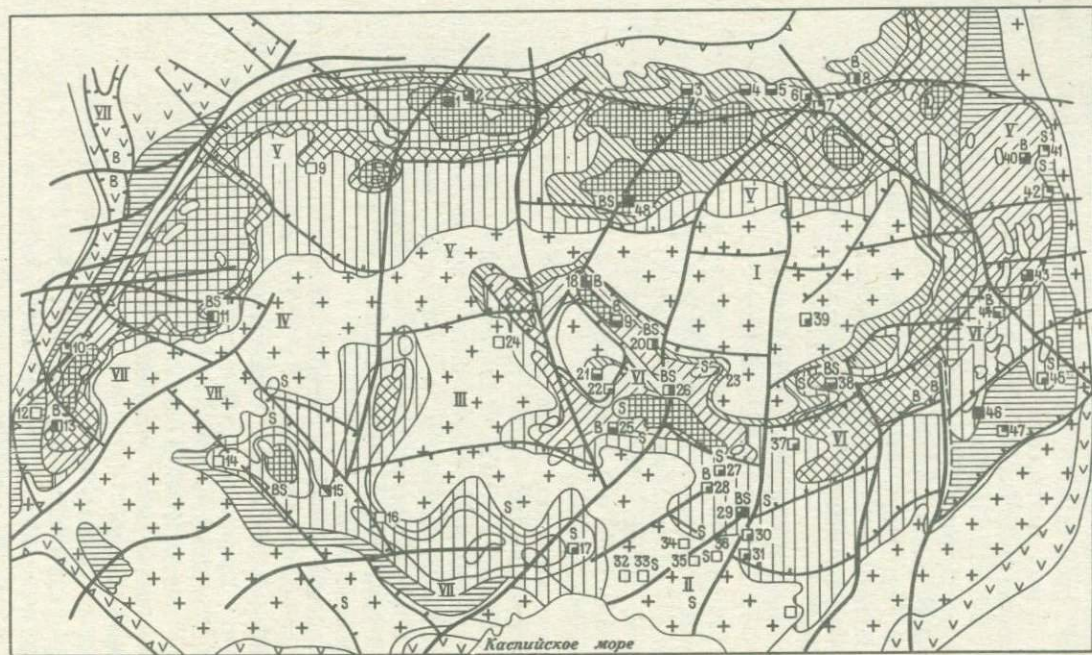
Изучение внутренней структуры перикратонных областей из-за огромной мощности осадочных образований возможно лишь с помощью геофизических исследований, в особенности гравиметрическими методами.

Ранее, на примере Прикаспийской перикратонной синеклизы, было показано, что в ее основании размещается довольно густая и сложная система грабенообразных впадин, многие из которых представляют вовлеченные в обцие опускания части древних рифейских и девонских авлакогенов, выявленных по данным бурения в более приподнятых областях плиты. Причем одни и те же авлакогены прослеживаются как в областях с континентальным типом коры, так и в зонах развития океанической коры.

В перикратонных синеклизах галогенезом обычно охватывается вся область опусканий, при этом в эпоху, предшествующую соленакоплению, и особенно в период соленакопления происходит значительное расширение впадины с вовлечением в прогибание прилегающих сводов и массивов. Например, в кунгурский век, судя по границам галогенной формации, площадь Прикаспийской синеклизы увеличилась в 2,5 раза с захватом значительной части Жигулевского и всего Оренбургского сводов.

Сопоставление аномалий регионального поля сила тяжести с выделенными по магнитным данным и ГСЗ авлакогенами говорит о совпадении с ними региональных минимумов: Челкарскому авлакогену соответствует Краснокутско-Озинский, Челкарский, Алексеевский и Бураный минимумы аналогичного субширотного простираения; Индерскому — Акжарский и одноименный Индерский; Доно-Медведицкому и его восточному ответвлению — Светло-Ярский, Баскунчакский и Приволжский.

Выделенные минимумы и отдельные их аномалии характеризуются различными значениями Δg [Валеев, 1970, 1973]. При этом обращает на себя внимание следующая закономерность: чем ниже значение зоны минимума, тем соответственно на более высокой стадии концентрации обнаруживаются скопления калийно-магниевых солей.



- | | |
|--|----|
| | 11 |
| | 12 |
| | 13 |
| | 14 |
| | 15 |
| | 16 |
| | 17 |
| | 18 |
| | 19 |
| | 20 |
| | 21 |

Полю сравнительно низкой интенсивности минимумов силы тяжести соответствуют скопления солей полигалитового, реже сильвинитового состава, полю средних значений — сильвинитовая и сильвинит-карналлитовая минерализация, а высоких — карналлитовая и бишофит-карналлитовая минерализация (рис. 9).

Следующей интересной в тектоническом отношении областью перикратонного осадконакопления следует считать бассейн Мексиканского залива. Впадина заложена на разновозрастном складчатом основании докембрия и палеозоя континентального типа и океаническом ложе. В ее составе на континенте Г.Е. Мерреем [1966 г.] выделено три соленосных бассейна — Луизианско-Техасский, Северо-Луизианский и Северо-Техасский грабенообразные трог, выполненные осадками пермско-раннеюрской соленосной формации. Последние данные геофизических, океанографических работ и бурения на территории Мексиканского залива позволили установить еще по крайней мере четыре троговые зоны, часть которых является непосредственным продолжением трогов материка.

В Польско-Германской синеклизе, как свидетельствуют границы распространения калийных горизонтов отдельных свит, калиенакопление в цехштейне происходило главным образом в области возрождения отдельных сегментов Польско-Датской борозды и в меньшей

Рис. 9. Схематическая минерагеническая карта кунгурской галогенной формации Прикаспийской впадины.

1-6 — соляные купола: 1 — сложенные каменной солью, 2 — с полигалитом, 3 — с сильвинитом, 4 — с карналлитом, 5 — с бишофитом, 6 — с тенардитом, 7-15 — фациальные зоны: 7 — гипс-ангидритовая, 8 — галитовая, 9 — полигалит-галитовая, 10 — сильвинит-галитовая, 11 — полигалит-сильвинит-галитовая, 12 — карналлит-галитовая, 13 — полигалит-карналлит-галитовая, 14 — сильвинит-карналлит-галитовая, 15 — бишофит-карналлит-галитовая; 16-17 — проявления и месторождения: 16 — боратов, 17 — серы; 18 — купола, перспективные на калийные соли; 19 — сдвиги фундамента; 20 — сбросы фундамента; 21 — границы Прикаспийской впадины. Тектонические элементы фундамента впадины: I — Хобдинский, II — Эмбенский, III — Казанкинский, IV — Арал-Сорский свод, V — Пугачевско-Челкарский, VI — Индерский, VII — Доно-Медведицкий авлакоген. Региональные минимумы силы тяжести (цифры в кружках): 1 — Приволжский, 2 — Ахтубинский, 3 — Сарпинский, 4 — Красно-Кутско-Озинский, 5 — Алексеевский, 6 — Челкарский, 7 — Буранный, 8 — Акжарский, 9 — Индерский, 10 — Лебяжинский, 11 — Алишошакский, 12 — Жамистинский, 13 — Баскунчакский. Соляные купола: 1 — Озинки, 2 — Гремучий, 3 — Гигорьевский, 4 — Сухречка, 5 — Линеvский, 6 — Озерский, 7 — Буранный, 8 — Соль-Илецкий, 9 — Новоузенский, 10 — Погромный, 11 — Эльтон, 12 — Красноармейский, 13 — Светлый Яр, 14 — Баскунчак, 15 — Чапчачи, 16 — Бисчохо, 17 — Новобогатинск, 18 — Лебяжинский, 19 — Круглый, 20 — Сатимола, 21 — Харькинский I, 22 — Харькинский II, 23 — Матенкожа, 24 — Ушкультас, 25 — Джаман, 26 — Шугуль, 27 — Жиреньгора, 28 — Куттубай, 29 — Макат, 30 — Сагыз, 31 — Бисбулок, 32 — Черная Речка, 33 — Станция № 2, 34 — Станция № 2¹, 35 — Искине, 36 — Байчунас, 37 — Байзак, 38 — Тамдыкуль, 39 — Жакендысай, 40 — Жиланка, 41 — Петропавловка, 42 — Табантал, 43 — Ащебулак, 44 — Акджар, 45 — Кенкияк, 46 — Акджар, 47 — Акджар южный, 48 — Челкар

степени в результате заложения новых рифтовых трогов (Тюрингского, Субгерцинского и др.).

На территории Африканской плиты известна огромная Сахарская перикратонная синеклиза, наложенная на разновозрастное основание докембрийской Северо-Африканской платформы и герцинской Атласской складчатой системы и раскрывающаяся в направлении Атлантики, с накоплением больших масс каменной соли триасового возраста. Галогенез происходил в тесной связи с глыбовыми движениями отдельных блоков основания синеклизы преимущественно в подвижных грабенообразных зонах в полосе, ограниченной докембрийским массивом Хаггар на юге и складчатыми сооружениями Атласа на севере.

Завершая краткий обзор условий геотектонического размещения галогенных формаций, следует подчеркнуть их тяготение к рифтовым системам, находящимся на самых различных стадиях развития. Поэтому контроль глубинными разломами границ распространения галогенных формаций, а также нередко интенсивные, синхронные соленаккумуляции процессы вулканизма и интрузивного магматизма не являются еще достаточно убедительными доказательствами глубинного или метасоматического происхождения солей. Положение соленосных бассейнов в рифтах объясняется, прежде всего, их высокой мобильностью, дискретностью внутреннего строения, что в условиях аридного климата обеспечивало благоприятные условия для концентрации морской воды и последовательной садки солей различного состава. Вместе с тем нельзя отрицать полностью влияния процессов магматизма, как это часто делают наиболее ортодоксальные сторонники осадочного происхождения солей.

На территории Восточно-Европейской платформы располагаются 10 калиеносных бассейнов, далеко не равнозначных по степени своей калиеносности. К их числу относятся: 1) Припятский, Верхнекамский и Предкарпатский промышленно калиеносные бассейны, в пределах которых имеются эксплуатируемые месторождения калийных солей; 2) Прикаспийский и Днепровско-Донецкий высокоперспективные бассейны; 3) Верхнепечорский малоперспективный бассейн; 4) Бузулукский бассейн невыясненной перспективности; 5) Московский, Притиманский и Южно-Прибалтийский бассейны, соляные толщи которых содержат лишь вкрапленность, включения или прослои калийных солей.

В тесном парагенезе с галогенными образованиями нередко формируются бораты. Большинство бороносных структур тяготеет к рифтам и в особенности к их краевым, более раздробленным частям и зонам тектонических узлов с повышенной плотностью дизъюнктивных нарушений фундамента и осадочного чехла. В парагенетической связи с галогенными формациями находятся и зоны серного оруденения. Анализ размещения месторождений и проявлений серы Средневожского, Предуральского и Прикаспийского бассейнов позволил установить их тесную связь с нарушениями определенного типа, а именно с нарушениями типа сдвига. Месторождения серы формируются на за-

вершающей, инверсионной стадии развития авлакогенов [Валеев, 1973, 1978].

VI. Инверсионное подсемейство в значительной мере является аллохтонным для платформы и объединяет в своём составе верхние красноцветные молассы передовых прогибов, которые при перекompенсации не могут служить на конечных фазах развития бассейнами их сгруживания, и аллохтонные формации "переплескиваются" на внешние краевые области платформы. Например, верхнепермская формация Предуральского прогиба занимает фактически всю область Волго-Уральской антеклизы до Вятской зоны дислокаций, а ее отдельные языки прослеживаются вплоть до меридиана Москвы. Одновременно с ее накоплением происходит общее поднятие щитов и массивов, инверсионных сооружений, возникших над авлакогенами. Все это приводит к превалярованию процессов механической дезинтеграции материнских пород над хемогенными процессами и накоплению красноцветных и пестроцветных грубообломочно-песчаных полимиктовых, песчано-глинистых, песчано-глинисто-мергельных формаций. Из рудных формаций для этого подсемейства характерно формирование формации медистых песчаников. Она содержит незначительные рассеянные количества ОВ преимущественно гумусового ряда.

По своему положению инверсионная стадия соответствует метационной стадии литогенеза, и нередко формации этого ряда замещаются параличскими и лимническими угленосными формациями последней.

Таким образом, предлагаемая классификация формаций является многомерной, учитывающей важнейшие процессы текто- и литогенеза и, в первую очередь, тектонический режим платформ и смежных с ней подвижных поясов, тектоническую природу основных структурных элементов платформы, климатическую зональность и стадийную зональность литогенеза, непосредственно связанную с тектоническими обстановками, и, наконец, позволяет произвести группировку аксессуарных ассоциаций, образующих промышленные скопления сингенетических осадконакоплению металлов и неметаллов.

МИНЕРАГЕНИЯ

Минерагения как научное направление является частью учения о полезных ископаемых, раскрывающей закономерности формирования и размещения скоплений нерудных полезных ископаемых во времени и пространстве, в связи с общим историческим ходом развития земной коры и верхней мантии.

Основными задачами минерагенического анализа следует считать: 1) выявление сложной внутренней минерагенической структуры оцениваемых территорий, 2) определение конкретной специализации и прогнозная оценка отдельных структурных элементов на основе признания тесной взаимосвязи процессов минерализации с процессами тектогенеза, литогенеза, магматизма и метаморфизма. Последние, по выражению Ю.А. Билибина, представляют разные стороны единого и сложного процесса геологического развития земной коры.

Главными результатами минерагенических исследований в приложении к Восточно-Европейской платформе, как и к любому другому крупному структурному элементу, должны стать:

- 1) общие закономерности распределения месторождений нерудных полезных ископаемых;
- 2) объективные системы поисковых признаков и предпосылок в целях прогноза и поисков характерных парагенных комплексов или отдельных видов нерудных полезных ископаемых;
- 3) научно обоснованное минерагеническое районирование территории Восточно-Европейской платформы;
- 4) оценка выделенных минерагенических объектов с определением степени их перспективности, в особенности слабоизученных предполагаемых минерагенических элементов с расшифровкой возможной их специализации;
- 5) выбор основных направлений долгосрочных прогнозных, поисковых и разведочных работ.

Как видно из приведенного перечня, на минерагенический анализ возлагается проблема решения необычайно широких и крайне сложных вопросов: Часть из них была раскрыта всем ходом данного исследования (формационное расчленение осадочного чехла платформы, вертикальные и латеральные формационные ряды, этапы и стадии развития платформы, связь процессов минералообразования с процессами литогенеза и тектонического развития, системы поисковых критериев для определенных минеральных ассоциаций), на другие мы попытаемся ответить ниже.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Региональные металлогенические обобщения Ю.А. Билибина (1947, 1955 гг.), С.С. Смирнова (1955 г.), П.Н. Кропоткина (1948, 1955 гг.), К.И. Сатпаева (1953, 1959 гг.) и многих других, результаты которых

с успехом можно перенести на минерагеническое направление, а также исследования автора (1970, 1973 гг.) позволяют прийти к ряду следующих основополагающих положений.

1. В различных, нередко разновозрастных тектонических элементах со сходной направленностью развития и с близким вещественным составом встречаются относительно единые минеральные ассоциации, представляющие парагенетические сообщества месторождений и проявлений.

2. Во времени и пространстве согласно с вертикальными и латеральными рядами формаций устанавливаются минеральные серии, располагающиеся в строго определенной последовательности.

3. Конкретные этапы и стадии развития определенных элементов земной коры (платформ, геосинклиналей, эпиплатформенных областей активизации и более мелких структур) характеризуются вполне определенными, но до конца не познанными минеральными парагенезами.

4. В зависимости от вещественного состава мантии, земной коры и ее осадочного чехла, магматизма и режима развития отдельных сегментов земной коры выделяются характерные типоморфные геотектонические элементы с определенным обликом эндотенной и экзогенной минерализации.

5. В пространстве и во времени существуют латеральные и вертикальные ряды минеральных ассоциаций, сменяющие друг друга в определенной последовательности и находящиеся в тесной связи с латеральными и вертикальными формационными рядами и всем историческим ходом эволюционного развития земной коры.

6. Минерагеническая специализация отдельных тектонических элементов формируется в связи с особенностями тектоно-формационного развития в трех главных направлениях: а) в процессе направленного и необратимого моноциклического развития сегментов земной коры, б) в процессе возвратно-поступательного полициклического развития земной коры, в) в процессе неравномерного наложенного дискордантного развития структур земной коры.

Перечисленные вопросы, решаемые с помощью минерагенического анализа, в целом отражают общие задачи прогнозных исследований на отдельные парагенезы или виды полезных ископаемых и обеспечивают на современной научной основе возможность определения специализации и способов дифференциации геологического пространства по условиям размещения, морфологическим типам и степени перспективности исследуемых объектов.

Благодаря такому подходу к процессам минералообразования с учетом масштабности работ и их конечных целей определяются следующие задачи конкретной операции прогнозирования.

1. Изучение эталонных морфогенетических объектов различных видов нерудного сырья: месторождений, полей, районов, бассейнов и провинций.

2. Разработка комплекса региональных поисковых признаков и предпосылок.

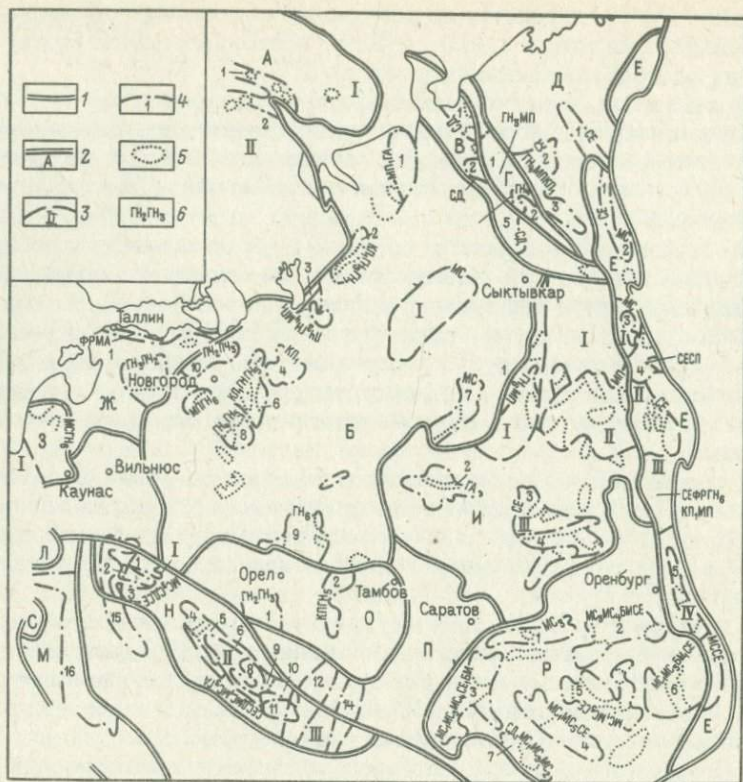


Рис. 10. Схематическая карта минерагенического районирования палеозоя.

1-5 — границы: 1 — платформенные, 2 — минерагенических бассейнов (провинций), 3 — минерагенических областей, 4 — минерагенических районов, 5 — минерагенических полей; 6 — минерагеническая специализация; БМ — бораты, СЕ — самородная сера, ГН₁ — бентониты, ГН₂ — каолины перетолженные, ГН₃ — каолины элювиальные, ГН₄ — глины и аргиллиты каолиновые, ГН₅ — глины палеогорскитовые, ГН₆ — глины гидрослюдистые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые, ГН₇ — глины гидрослюдисто-монтмориллонитовые, ГН₈ — глины формовочные, МС — каменная соль, МС₁ — калийная соль, МС₂ — магниевая соль, МС₃ — калийно-магниевая соль, МС₄ — сульфаты калия, МС₅ — сульфаты натрия, СД — содовые минералы, КП₁ — известняки, КП₂ — доломиты, ПЧ₁ — песчаники, ПЧ₂ — пески стекольные, ПЧ₃ — пески формовочные, МП — пигменты, ФР — фосфориты.

А — Балтийская провинция: I — Кольская область, II — Карельская область (районы: 1 — Хобозерский, 2 — Ковдозерский); Б — Московский бассейн, I — Тарногская область (районы: 1 — Пинежский, 2 — Двинский, 3 — Вытегринский, 4 — Бабаевский, 5 — Шелонский, 6 — Валдайский, 7 — Ветлужский, 8 — Селигерский, 9 — Калужский, 10 — Любанский); В — Предтиманский бассейн (районы: 1 — Пешский, 2 — Сульский, 3 — Большепорожский); Г — Тиманская провинция (районы: 1 — Северо-Тиманский, 2 — Южно-Тиманский); Д — Печорский бассейн (районы: 1 — Березовский, 2 — Ижемский, 3 — Ухтинский); Е — Предуральский бассейн, I — Соликамская область (районы: 1 — Троицко-Печорский, 2 — Верхне-Печорский, 3-4 — Пермский), II — Юрюзано-Сыльвенская область, III — Сакмаро-

Бельская область, IV — Южно-Уральская область (5 — Петропавловско-Исынгуловский район); Ж — Прибалтийский бассейн (районы: 1 — Кнингисепский, 2 — Чудской); З — Польско-Литовский бассейн, I — Калининградская область; И — Волго-Уральская провинция, I — Вятская область (1 — Кировский район), II — Камская область (2 — Арзамасский район), III — Средне-Волжская область (районы: 3 — Мелекесский, 4 — Елховско-Сакмаралукский); К — Белорусская провинция, Л — Брест-Подлянский бассейн, М — Вольно-Подольский бассейн (районы: 15 — Сушано-Пержанский, 16 — Ровенско-Подольский); Н — Днепровско-Донецкий бассейн, I — Припятская область (районы: 1 — Старобинский, 2 — Петриковский, 3 — Туровский, II — Днепровская область (районы: 4 — Нежинский, 5 — Исачково-Роменский, 6 — Ахтырский, 7 — Михайловско-Голубовский, 8 — Распашенско-Крестинский, 9 — Шебелинский, 10 — Краматорский, 11 — Кальмиусский), III — Донецкая область (районы: 12 — Западно-Донецкий, 13 — Волноваско-Марковский, 14 — Восточно-Донецкий), О — Воронежская провинция (районы: 1 — Львовский, 2 — Донковский), П — Приволжский бассейн, Р — Прикаспийский бассейн (районы: 1 — Краснокутско-Озинковский, 2 — Алексеевско-Челкарский, 3 — Заволжский, 4 — Кукертечагыльский, 5 — Индерский, 6 — Тамдыкульский, 7 — Баскунчакский), С — Львовский минерагенический район

3. Изучение и определение региональных закономерностей пространственного размещения месторождений нерудных полезных ископаемых во времени (минерагенические эпохи) и в пространстве в связи с различными типами тектонических элементов земной коры и их вещественным содержанием.

4. Определение потенциальных перспектив известных эталонных минерагенических элементов.

5. Выделение по методу аналогий новых ранее неизвестных минерагенических элементов.

6. Минерагеническое районирование территории Восточно-Европейской платформы по морфогенетическим типам скоплений различных видов нерудного сырья. За элементарную ячейку районирования при принятом 1:1 500 000 масштабе минерагенической карты принято минерагеническое поле, хотя во многих случаях удается дифференцировать геологическое пространство до площадей.

Любая прогнозная минерагеническая карта должна включать все необходимые данные об известных проявлениях анализируемого комплекса полезных ископаемых, установленный ряд благоприятных предпосылок на примере эталонных месторождений, районов, бассейнов и провинций, на основе которых отражаются сведения о предполагаемых новых аналогичных объектах, в той или иной степени перспективных на конкретные виды сырья. В итоге прогнозная минерагеническая карта рассматривается как научная основа по выбору направлений и планированию ревизионных и поисково-разведочных работ, а также более крупномасштабных прогнозных исследований следующего этапа.

Сформулированный таким образом широкий круг задач, решаемых мелкомасштабным минерагеническим прогнозированием, определяет рациональный комплекс методов, используемых при прогнозных мелкомасштабных минерагенических исследованиях. Причем решающим моментом в выборе методов является их информативность

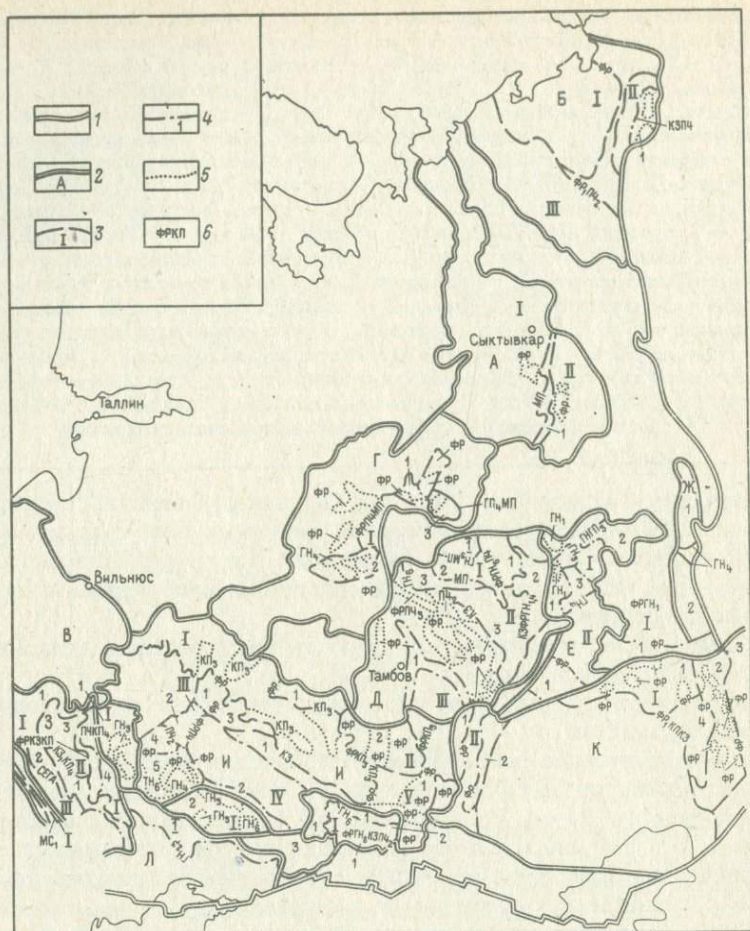


Рис. 11. Схематическая карта минерагенического районирования мезо-кайнозоя.

1-5 — границы: 1 — платформы, 2 — минерагенических бассейнов, 3 — минерагенических областей, 4 — минерагенических районов, 5 — минерагенических полей; 6 — минерагеническая специализация: СЕ — самородная сера, ГН — глины монтмориллонитовые (бентониты), ГН₂ — каолиниты переотложенные, ГН₃ — глины элювиальные, ГН₄ — глины и аргиллиты каолинитовые, огнеупорные, ГН₅ — глины палыгорскитовые, ГН₆ — глины гидрослюдисто-монтмориллонитовые, ГА — гипсы, ангидриты, МС — каменная соль, МС₁ — калийная соль, КП₁ — известняки, КП₂ — доломиты, КП₃ — мел, КЗ — кремнистое сырье, ПЧ₁ — песчаники, ПЧ₂ — пески стекольные, ПЧ₃ — пески формовочные, МП — пигменты, ФР — фосфориты.

А — Верхнекамско-Мезенский бассейн: I — Ветлужская область: 1 — Меглейское поле, II — Верхнекамская область: 1 — Сырьяно-Кажимский район; Б — Печорский бассейн: I — Нижнепечорская область, II — Косью-Роговская область: 1 — Абезь-Сейдинский район; III — Усть-Цильменская область; В — Польско-Литовский бассейн; Г — Московский бассейн: I — Егорьевско-Кологривская область, 1 — Кинешминский район, 2 — Владимиро-Егорьевский район, 3 — Каверинский

район; Д — Ульяновско-Саратовский бассейн: I — Арзамасско-Алатырская область; районы: 1 — Лысково-Сергачский, 2 — Никольский, 3 — Муромский, II — Ульяновская область; районы: 1 — Вурнарско-Буинский, 2 — Сенгелевский, 3 — Барышский, III — Саратовская область: 1 — Моршанско-Ртищевский район; Е — Мелекесско-Хвалынский бассейн; I — Мелекесская область, 1 — Приказанско-Куйбышевский район, 2 — Заинский район, 3 — Нурлат-Молгачский район; II — Хвалынская область: 1 — Хвалынский район, I — Оренбургская область: 1 — Чеганско-Каргалинский район; Ж — Предуральский бассейн; 1 — Красноуфимский район, 2 — Бельский район, I — Предкарпатская область; З — Приднестровско-Подольский бассейн, I — Львовско-Хмельницкая область, районы: 1 — Камень-Каширский, 2 — Стрыйский, 3 — Хмельницкий; II — Тернопольская область: I область Украинского щита: 1 — Житомирский район, 2 — Кировоградский район; И — Украинский бассейн, I — Гомельско-Харьковская область; II — Хоперская область: 1 — Щигровский район, 2 — Хоперский район, III — Черниговско-Черкасская область, районы: 1 — Семеновский, 2 — Черниговский, 3 — Конотопский, 4 — Бабинецкий, 5 — Черкасский, IV — Днепровская область, районы: 1 — Радченковский, 2 — Арельский; V — Миллерово-Задонская область; I — область Донецкого кряжа: 1 — Артемовско-Ворошиловоградский район, 2 — Донецкий район; К — Прикаспийский бассейн, I — Уральско-Актюбинская область, 1 — Уральский район, 2 — Сагиз-Акбулакский район; 3 — Актюбинский район, 4 — Бестомайский район; I — Доно-Медведицкая область: 1 — Руднянско-Иловлинский район, 2 — Волгоградско-Камышинский район; Л — Причерноморский бассейн: 1 — Первомайско-Гайворонский район

и возможность отражения результатов их использования на картах. В этом отношении наибольшими разрешающими возможностями обладают методы тектонического и формационного анализов, относящиеся к группе научных методов синтезирующего ряда и базирующиеся на результатах других более частных методов, используемых в стратиграфии, литологии, петрологии и т. д.

В результате изучения тектонического и формационного строения осадочного чехла платформы, а также закономерностей размещения отдельных минеральных ассоциаций с построением формационных и минерагенических карт и схем тектонического районирования автор пришел к выводу о целесообразности самостоятельного изучения относительно близких по истории развития и режиму тектонических напряжений каледонского и герцинского структурно-вещественных этажей, с одной стороны, и относительно обособленного альпийского этажа, с другой. На основе анализа были построены две основные минерагенические карты на формационной основе со снятым покровом мезо-кайнозойских и четвертичных отложений (рис. 10, 11).

В целях повышения информативности карт элементы тектонической нагрузки были сняты и перенесены на карты тектонического районирования поверхности кристаллического фундамента с показом основных рифтовых структур и всей совокупности разломов фундамента и карту альпийского этажа, на которой были выделены все пликвативные структуры, включая большинство известных локальных поднятий и соляных куполов, а также дизъюнктивные нарушения, выходящие на поверхность данного среза (рис. 12).

Формационные карты и детальные схемы тектонического райониро-

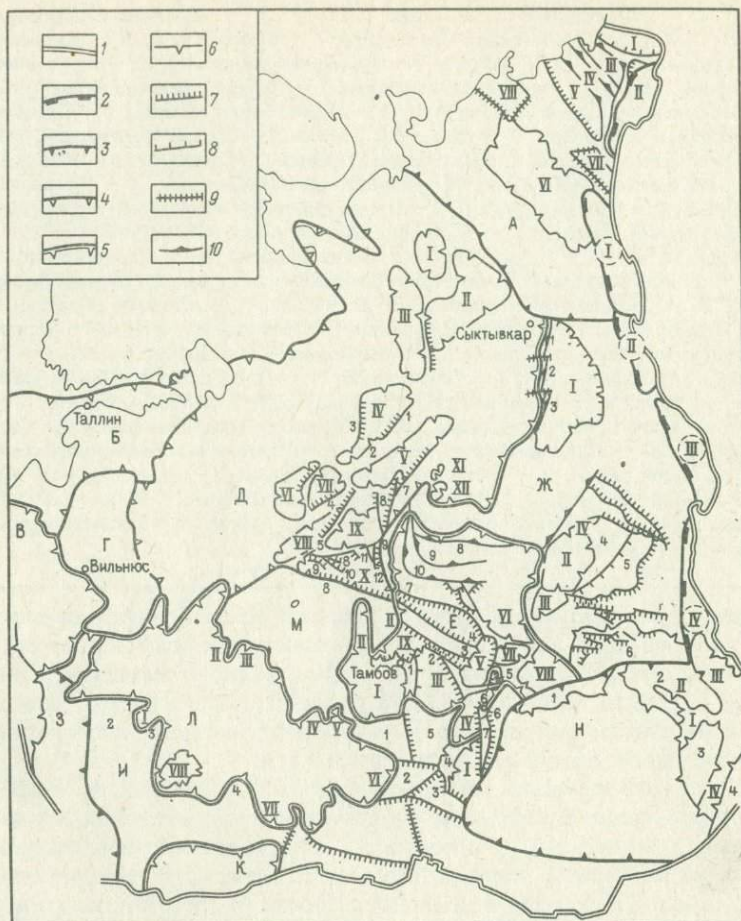


Рис. 12. Схематическая карта тектонического районирования альпийского этапа.

1 — границы платформы; 2 — передовые прогибы; 3 — перикратонные синеклизы; 4 — интракратонные синеклизы; 5 — наложенные синеклизы; 6 — наложенные впадины и прогибы; 7 — флексуры; 8 — сбросы; 9 — надвиги; 10 — поперечные сдвиги.

Синеклизы: А — Печорская; депрессии, впадины: I — Каратаихинская, II — Косьюороговская, III — Верхнеадзвинская, IV — Морееюская, V — Хорейвейская, VI — Усть-Цильменская, VII — Большесыпнинская, VIII — Большеземельская; горсты: 1 — Чернова, 2 — Гамбурцева, 3 — Чернышева; Б — Балтийская, В — Польско-Литовская, Г — Белорусская антеклиза, Д — Московская синеклиза; впадины: I — Верхолийская, II — Красноборская, III — Тарногская, IV — Пошехонско-Тотьминская, V — Галичская, VI — Бежицкая, VII — Кашинская, VIII — Загорская, IX — Киржанская, X — Егорьевско-Шатурская, XI — Макарьевская, XII — Ковернинская; валы: 1 — Солигаличско-Рослятинский, 2 — Любимско-Даниловский, 3 — Велогодский, 4 — Дутнинский, 5 — Переславско-Залесский, 6 — Ивановский, 7 — Кинешменский, 8 — Кудиновский, 9 — Коломненский, 10 — Егорьевский, 11 — Шатурский, 12 — Бужинский; Е — Ульяновско-Саратовская;

впадины: I — Бобровская, II — Липецкая, III — Аркадакская, IV — Терсинская, V — Аткарская, VI — Ульяновская, VII — Вольская, VIII — Хвалынская, IX — Тамбовская; валы: 1 — Южно-Тамбовский, 2 — Ртищев-Баландинский, 3 — Сердобский, 4 — Керенско-Чембарский, 5 — Саратовская кольцевая дислокация, 6 — Елшанский, 7 — Окско-Цнинский вал. Зоны надвигов (8—10): 8 — Павловская, 9 — Арзамасская, 10 — Муром-Алатырская. Ж — Волго-Уральская антеклиза; впадины: I — Верхнекамская, II — Мелекесская, III — Ставропольская, IV — Заинский прогиб; валы: 1 — Лопыдинский, 2 — Кажимский, 3 — Сырнянский; своды: 4 — Альметьевский, 5 — Белебеевский, 6 — Большого Сырта. З — Днистровская синеклиза; И — Украинский щит, 1 — Овручский горст, выступы: 2 — Коростеньский, 3 — Житомирский, 4 — Кременчугский; К — Причерноморская синеклиза; Л — Украинская синеклиза; впадины: I — Ивановская, II — Навлинская, III — Льговская, IV — Белгородская, V — Валуйская, VI — Чертковская, VII — Новомосковская, VIII — Богуславская; М — Воронежский массив; впадины: I — Романовско-Липовская, выступы: 1 — Колачский, 2 — Миллеровский, 3 — Задонский, 4 — Доно-Медведицкий, 5 — Хоперская моноклинал, 6 — Жирновский горст; валы: 7 — Иловлинский, 8 — Рязанский. Н — Прикаспийская синеклиза; прогибы: I — Хобдинский, II — Утвинский, III — Акбулакский, IV — Сагизский (ступени: 1 — Озинковская, 2 — Троицкая; своды: 3 — Тамдыкульский, 4 — Южно-эмбенский); передовые прогибы: I — Верхнепечорский, II — Соликамский, III — Юрюзано-Сылвенский, IV — Ишимбайский

вания послужили основой минерагенического районирования Восточно-Европейской платформы, при проведении которого автор попытался графически отобразить основные результаты исследований.

Выше были изложены основные принципы, на которых основано минерагеническое прогнозирование. Однако сам метод или вернее методы прогнозирования базируются на некоторых способах анализа и дифференциации геологических пространств и объемов. Эта дифференциация осуществляется:

1) подбором эталонных объектов с доказанной продуктивностью и наличием уникальных и крупных месторождений определенных видов сырья, наиболее отвечающих существующим геологическим условиям оцениваемых территорий, причем эталоны не обязательно могут располагаться в тех же районах, областях и провинциях;

2) сопоставление эталонов с предполагаемыми перспективными объектами с помощью разработанных систем рудоконтролирующих факторов и предпосылок;

3) выбором из множества объектов, в той или иной степени отвечающих эталонам наиболее соответствующей группы с учетом геолого-экономических условий их размещения, необходимых видов и очередности работ;

4) сопоставлением известных эталонов с теоретически выделяемыми объектами на основе общей оценки слабоизученных территорий, где на данном этапе работ не известны месторождения, а зачастую и проявления полезных ископаемых, но структурные позиции и формационное строение которых сходны.

Система минерагенического районирования основывается на существующих тектонических, формационных и литолого-фациальных неоднородностях геологического пространства и тем самым подчиня-

ется системе структурно-формационного районирования. Выше было показано, что самые различные группы полезных ископаемых как эндогенного, так и экзогенного происхождения, как правило, группируются в геологически обособленные во времени и пространстве объемы горных пород. На формационном уровне они располагаются в большинстве случаев в пограничных краевых частях конкретных формаций, в зонах перехода одних формаций в другие в латеральном и вертикальном направлениях, а также соответствуют отдельным вещественным циклам второго и третьего порядков внутри формаций. Короче говоря, они соответствуют тем объемам пород, при накоплении которых происходили определенные направленные изменения физико-химических обстановок, благоприятные для образования конкретного комплекса полезных ископаемых.

На структурно-тектоническом уровне пространственная позиция различных парагенезов не менее разнообразна, но также вполне определена, чтобы убедиться в этом, достаточно сопоставить приведенные минерагенические карты со схемами тектонического районирования.

С учетом изложенных фактов и с использованием существующих многочисленных схем районирования, в том числе по Восточно-Европейской платформе с некоторыми дополнениями и изменениями, соответствующими конкретным геологическим обстановкам платформы, предлагается следующая схема районирования (табл. 3).

Минерагеническая страна и пояс соответствуют в тектоническом отношении платформам, складчатым и рифтовым поясам соответственно; минерагеническая провинция — щитам, массивам, антеклизам, а ее эквивалент — минерагенический бассейн соответствует крупнейшим отрицательными структурам — синеклизам, передовым прогибам. Минерагеническая область представляет собой крупный, относительно обособленный элемент пояса, страны, а чаще всего провинции или бассейна, контролируемый структурами первого порядка (крупнейшими блоками щитов, склонами или отдельными впадинами и депрессиями синеклиз, передовых прогибов).

Минерагенический район и зона являются одними из основных элементов карты минерагенического районирования, так как они определяют основную специализацию отдельных элементов названных выше структур (сводов, выступов, групп и зон валов, частных впадин, тектонических узлов перекрещивания глубинных разломов, кольцевых структур).

Минерагеническое поле, главным образом, определяет специализацию какой-то части минерагенического района, но уже не на комплекс, а чаще всего на конкретный вид полезного ископаемого и контролируется валом, блоком, горстом, куполом-гигантом, флексурой, отдельным отрезком разлома, котловиной, западиной, кольцевой структурой, площадным выходом на поверхность продуктивного горизонта. В отдельных случаях удается обособить наиболее перспективные конкретные площади, контролируемые локальным поднятием, рифтом, соляной структурой, иногда их склонами или вершинами, мегатрещинами, локальными разломами и т. д.

Таблица 3

Порядок объекта	Форма объекта	
	линейная	изометричная
Планетарный	Минерагенический пояс	Минерагеническая страна
Надпорядковый	Минерагеническая провинция (бассейн)	Минерагеническая провинция (бассейн)
I порядка	Минерагеническая зона	Минерагеническая область
II порядка	Минерагенический район	Минерагенический район
III порядка	Минерагеническое поле	Минерагеническое поле
IV порядка	Площадь	Площадь
V порядка	Участок	Участок

Способы изображения на картах тектонических и минерагенических элементов, формаций, видов полезных ископаемых, морфогенетических типов месторождений и проявлений, их возраста достаточно подробно изложен в изданной нами методике. Специализация минерагенических элементов определяется конкретными знаками различных видов полезных ископаемых, а также буквенными обозначениями в разрывах минерагенических границ. Специализация предполагаемых элементов определяется буквенным знаком, вынесенным непосредственно на площадь конкретного поля.

Прогнозно-минерагеническое районирование каледонского и герцинского структурных этажей. А. Балтийская минерагеническая провинция выделяется в границах Балтийского щита. Подразделение провинции на перспективные области, районы проведено на тектонической основе с учетом специализации формаций.

Минерагеническая специализация связана с каледонской формацией щелочно-ультраосновных и щелочных пород с карбонатами и герцинской формацией агпайтовых и нефелиновых сиенитов.

1. Кольская минерагеническая область. Тектоническая позиция — Кольская зона. Минерагеническая специализация — апатит, флогопит, вермикулит, барит, поделочные камни, флюорит, железо, редкие земли.

Себлярвское минерагеническое поле — апатит (Себлярвский массив), Песочное поле — вермикулит. Рекомендуются поисково-разведочные работы в местах наибольшего скопления слюды — приконтактная полоса гипербазитов и щелочных пород.

Хибинский минерагенический район занимает центральную часть Кольского полуострова. Герцинские щелочные интрузии представлены крупнейшими Хибинским и Ловозерским массивами. В Хибинском массиве сосредоточены основные запасы апатита. В Ловозерском массиве повышенные концентрации апатита известны в комплексе с редкометалльными и нефелиновыми рудами. Выделяются минерагенические поля: Хибинское — апатит, нефелин, Ловозерское — апатит, нефелин.

Карельская минерагеническая область тектонически приурочена к Беломорскому массиву. С каледонской формацией щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами связаны месторождения апатита, барита, вермикулита.

Хобозерский минерагенический район. С каледонской формацией щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами связаны месторождения апатита, флогопита, вермикулита. Выделяются Ковдорское поле — апатит, флогопит, Хобозерское поле — апатит, флогопит, вермикулит, Салмагорское поле — вермикулит, поле Турьего носа — апатит.

В Ковдозерском минерагеническом районе выделяются Салланлатинское поле, где известны месторождения барита, вермикулита, и Vuoriajärvinское поле — апатит.

Б. Московский минерагенический бассейн соответствует границам Московской синеклизы. В пределах бассейна выделяется следующий вертикальный ряд формаций: балтийская песчано-глинистая, морская, нарвовская мергельно-известняковая лагунная, арюкюльско-аматская песчано-глинистая континентальная, воронежско-фаменская глинисто-песчаная континентальная (лагунно-морская субформация), нижневизейская лимническая угленосная, верхневизейская морская доломитово-известняковая, мелекесско-верейская континентальная песчано-глинистая красноцветная, каширско-ассельская морская доломитово-известняковая, сакмарско-кунгурская лагунная сульфатно-доломитовая (соленосная субформация), уфимская континентальная песчано-глинистая красноцветная, казанская морская доломитово-известняковая, нижнеустыинская прибрежно-морская алевролитово-песчаная, ветлужская континентальная алевролитово-песчано-глинистая, уржумско-северодвинская лимническая мергельно-известняково-глинистая, нижнетриасовая континентальная песчано-алевролитовая. С ними связаны разнообразные полезные ископаемые: глины гидрослюдистые огнеупорные, палыгорскитовые, известняки, доломиты, флюорит-раговкит, гипсы, ангидриты, сода, каменная соль, пески стекольные и формочные.

1. Тарногская минерагеническая область тектонически приурочена к Сухонской, Тотьменской, Тарногской и Красноборской впадинам. Полезные ископаемые (каменная соль) связаны с кунгурской лагунной сульфатно-доломитовой формацией. Запасы каменной соли огромны, но в связи с большой глубиной залегания (250—270 м) при современных способах добычи разработка нерентабельна.

1. Пинежский минерагенический район тектонически приурочен к Пинежской впадине. С артинско-кунгурскими отложениями нижней перми связаны месторождения гипса, ангидрита, минеральные пигменты.

2. Двинский минерагенический район включает Двинский прогиб и Няндомский выступ. В пределах района развиты нижневизейская континентальная песчано-глинистая и каширско-ассельская доломитово-известняковая морская формации, с которыми связаны месторож-

дения известняков, палыгорскитовых глин, глины и аргиллиты каолиновые огнеупорные и тугоплавкие. Выделяются Обозерское и Поржинское минерагенические поля с минерагенической специализацией на известняки и глины палыгорскитовые, глины каолиновые огнеупорные.

3. Вытегринский минерагенический район приурочен к Белозерскому выступу. Месторождения глин каолиновых, гидрослюдисто-монтмориллонитовых, песков стекольных и минеральных пигментов связаны с нижневизейской угленосной лимнической формацией, продуктивный горизонт — патровская свита. Известное Белоручейское месторождение известняков связано с каширско-ассельской морской доломитово-известняковой формацией.

4. Бабаевский минерагенический район расположен между Ефимовским и Череповецким валами.

С каширско-ассельской морской доломитово-известняковой формацией связаны месторождения известняков (Падунское, Лужское). Определенные перспективы имеет этот район на поиски палыгорскитовых глин, находящихся в тесном парагенезе с месторождениями известняков.

5. Шелонский минерагенический район выделен на восточном склоне Черской впадины. С воронежско-фаменской континентальной глинисто-песчаной формацией связаны месторождения гидрослюдистых и гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин и минеральных пигментов.

6. Валдайский минерагенический район охватывает Валдайскую впадину и Невольненский вал. На территории района распространены нижневизейская лимническая угленосная, верхневизейская морская доломитово-известняковая формации, с которыми связаны месторождения известняков (Пикалевское). В пределах Невольненского вала выделяется Невольненское минерагеническое поле, где известны месторождения глин и аргиллитов каолиновых, огнеупорных и месторождение минеральных пигментов. Окуловское поле — глины и аргиллиты каолиновые, Боровичское поле — глины палыгорскитовые, Хоромское поле — глины и аргиллиты каолиновые огнеупорные (известны Хоромское, Шибатовское месторождения и др.).

7. Ветлужский минерагенический район включает Ветлужский прогиб. С галогенной формацией нижней перми связано месторождение каменной соли (Белбашское).

8. Селигерский минерагенический район соответствует одноименному выступу. В пределах района известны месторождения глин и аргиллитов каолиновых, огнеупорных (месторождения Торицы, Островцево). Выделяются перспективные поля Островцево, Верхне-Волжское.

9. Калужский минерагенический район охватывает Серпуховскую ступень, Калужский и Тульский валы, Мусинскую впадину, Волховский и Ольшано-Сомовский выступ.

С нижневизейской лимнической угленосной формацией связаны перспективы на поиски глин и аргиллитов каолиновых, гидрослю-

дистых, гидрослюдисто-монтмориллонитовых. Известны Суворовское и другие месторождения глин.

10. Любанский минерагенический район в тектоническом отношении приурочен к Новгородскому и Любанскому выступам. С воронежско-фаменской континентальной песчано-глинистой формацией связаны месторождения песков стекольных и формовочных.

В. Предтиманский минерагенический бассейн охватывает территорию Предтиманского краевого прогиба. В пределах бассейна распространена верхнепермская континентальная грубообломочная песчано-алевролитовая, верхнепермско-нижнетриасовая континентальная песчано-алевролитовая, кунгурская сульфатно-карбонатная, франская соленосная формации. Минерагеническая специализация: сера, сода, каменная соль. Выделяется Пешский минерагенический район, тектонически приуроченный к Пешской впадине. С верхнепермско-нижнетриасовой континентальной песчано-алевролитовой формацией (продуктивный горизонт — татарская лимногенная свита верхней перми) связаны перспективы на поиски природной соды в связи с широким развитием псевдоморфоз кальцита по содовым минералам. По геофизическим данным выделены эрозионно-тектонические котловины.

В Сульском минерагеническом районе, тектонически приуроченном к Сульской впадине, выделены Верхнесульское, Пижменское поля, которые являются перспективными на поиски соды.

В Большепорожском районе, охватывающем Сереговскую и Верхнемезенскую впадину, по геофизическим данным также выделены локальные эрозионно-тектонические котловины, которые являются перспективными на поиски природной соды. Продуктивный горизонт — татарская лимногенная свита верхней перми. С сульфатно-карбонатной нижнепермской формацией связаны проявления серы.

Г. Тиманская минерагеническая провинция приурочена к Тиманскому инверсионному кряжу. Характеризуется развитием среднедевонской континентальной песчаной, верхнедевонской континентальной глинисто-песчаной, верхнедевонской, траптовой, каменноугольно-нижнепермской морской известняковой, татарской лагунно-морской мергельно-глинистой формацией.

Минерагеническая специализация: поделочные камни, глины и аргиллиты каолиновые, огнеупорные и тугоплавкие, минеральные пигменты. По наличию продуктивной формации и ее благоприятному структурному положению выделяются перспективные минерагенические районы Северо-Тиманский и Южно-Тиманский.

К Северо-Тиманскому и Цилемскому горстам приурочены месторождения агата (Белореченское, Валсовское). Каолиновые глины и аргиллиты связаны с уфимским ярусом верхней перми (Абрамовское месторождение).

Южно-Тиманский минерагенический район охватывает Большепорожский и Вычегодско-Вольский валы. С нижневизейской песчано-глинистой формацией (коры выветривания) связаны месторождения глин и аргиллитов каолиновых, огнеупорных.

Д. Печорский минерагенический бассейн охватывает Печорскую синеклизу. Развита силурийская морская доломит-известняковая, девонская морская глинисто-песчаная, каменноугольно-ассельская морская известняковая, кунгурская сульфатно-доломитовая, верхнепермско-нижнетриасовая континентальная глинисто-песчаная формации. Основные полезные ископаемые — глины каолиновые, огнеупорные, известняки, сера. Березовский и Ижемский минерагенические районы являются перспективными на серу. Известны Усть-Войское и Кедвинское месторождения. Глины каолиновые, огнеупорные приурочены к Ухто-Ижемскому валу в границах распространения тульского и алексинского продуктивных горизонтов (месторождения Лоимское, Ваповское, Вычегодское). К юго-западному склону Ухто-Ижемского вала приурочено месторождение известняков.

Е. Предуральский минерагенический бассейн. Бассейн соответствует Предуральскому краевому прогибу. С ассельско-артинской морской известняково-песчано-конгломератовой, ассельско-артинской известняковой морской, кунгурской лагунной сульфатно-песчано-алевролитовой, сульфатно-доломитовой, соленосной, песчано-сульфатной, соленосной, морской мергельно-глинисто-известняковой, пермо-триасовой вулканогенно-осадочной косью-роговской формациями связаны разнообразные полезные ископаемые: сода, минеральные соли, известняки, сера, глины гидрослюдистые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые, фосфориты, флюорит, бораты. Калийные соли приурочены к Верхнепечорской зоне дислокаций и Соликамской депрессии Предуральского прогиба. Продуктивный горизонт — кунгурский ярус нижней перми.

І. Соликамская минерагеническая область приурочена к Соликамской депрессии Предуральского прогиба. С кунгурской соленосной формацией нижней перми связаны месторождения калийных солей (Верхнекамский минерагенический район). Выделяются минерагенические поля, перспективные на высококачественные известняки. Месторождения известняков приурочены к восточному борту Соликамской и Юрюзано-Сылвенской депрессии и Чусовской седловине. По геофизическим данным в Юрюзано-Сылвенской депрессии выделяются локальные эрозионно-тектонические котловины: Чусовская, Верхнечусовская, Нижне-Иренская, Кутамышская. Продуктивная толща — шешминский горизонт уфимского яруса верхней перми, который перспективен на поиски природной соды в связи с широким развитием термонатрита (Верхне-Чусовское поле, пласт термонатрита до 2 м).

ІІ. Юрюзано-Сылвенская минерагеническая область приурочена главным образом к Юрюзано-Сылвенской депрессии, включает Уфимский выступ, Башкирский свод. Здесь выделяются сероносные минерагенические поля, приуроченные к Уфимскому выступу и дислокациям второго порядка: Веслянское, Дороховское и другие поля. Сера связана с сульфатно-карбонатной кунгурской и сакмаро-артинской карбонатной формацией. Мощность сероносного комплекса

200—400 м. Выделяется 2—4 рудных горизонта, мощность 2—10 м; содержание серы 10—20 %.

III. Сакмаро-Бельская минерагеническая область приурочена к Сакмаро-Бельской депрессии Предуральского прогиба. Характеризуется широким развитием ассельско-сакмарской морской конгломерат-песчано-алевролитовой, кунгурской лагунной сульфатно-песчаной соленосной, сульфатно-доломитовой, верхнепермской континентальной конгломерат-песчано-алевролитовой формаций, с которыми связаны месторождения серы, известняков, фосфоритов, флюорита, глин гидрослюдистых, гидрослюдисто-монтмориллонитовых. Выделяются минерагенические поля: Селецкое поле — фосфориты, Тра-Тауское — известняки, продуктивный горизонт — артинский ярус нижней перми, известны месторождения Тра-Тау, Шах-Тау; Симское и Талалаевское поля — глины гидрослюдистые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые (известны месторождения Ново-Федоровское, Кутлутузинское, Табынское, Талалаевское и др.); Белозерское и Нугушское поля — флюорит (известно Нугушское месторождение); Уфимское, Северо-Табантальское, Южно-Табантальское поля — сера.

IV. Южно-Уральская минерагеническая область выделяется в пределах южного окончания Предуральского прогиба. Характеризуется развитием ассельско-сакмарской морской известняково-глинистой, кунгурской лагунной сульфатно-песчаной, соленосной формаций, верхнепермско-нижнетриасовой молассы. Полезные ископаемые — минеральные соли, сера.

5. Петропавловско-Исянгуловский минерагенический район. В пределах Сакмаро-Бельской депрессии по геофизическим данным выделяются локальные впадины, перспективные на сильвинит, полигалит (известны месторождения Федоровка, Стерлибашево, Неженка и др.). Выделяются минерагенические поля Икское, Исянгуловское, Сакмарское и др. Жилинское поле — известные месторождения серы и полигалита. В южном окончании Предуральского прогиба выделяются соляные купола.

6. Акдзарский минерагенический район приурочен к южному окончанию Предуральского передового прогиба, к зоне развития соляных куполов. Месторождения солей связаны с отложениями кунгурского яруса нижней перми. Известны месторождения полигалита, сильвинита (Акдзар, Кенкияк, Ащебулак).

Ж. Прибалтийский минерагенический бассейн охватывает Балтийский глинт и Балтийскую синеклизу с развитыми на их территории формациями: нижнеордовикской морской песчаной, тискреской песчаной фосфоритоносной, ордовик-силурийской морской мергельно-известняковой, арукюльско-аматской континентальной песчано-глинистой.

Месторождения фосфоритов связаны с пакерортским горизонтом нижнего ордовика. Известны месторождения фосфоритов Котловское, Поповка. Перспективы связываются с продолжением глинтавой полосы к западу и за счет расширения южных флангов известных месторождений, выделяется Кингисеппский минерагенический район;

в тектоническом плане он отвечает Балтийскому глинту. В Балтийской синеклизе находится Волосовское минерагеническое поле развития доломитов (известны месторождения Какаринское, Врудское). Чудской минерагенический район выделяется в пределах Балтийской синеклизы по распространению среднедевонской продуктивной формации с минерагенической специализацией на глины гидрослюдистые, каолиновые, огнеупорные. Известны месторождения Печорское, Иоозу.

3. Польско-Литовский минерагенический бассейн охватывает территорию одноименной синеклизы. Основные полезные ископаемые — каменная соль, глины и аргиллиты каолиновые, огнеупорные — связаны с верхнепермской сульфатно-доломитовой и соленосной нижнетриасовой лагунной мергельно-глинистой формациями. Выделяется Калининградская минерагеническая область. Здесь известны месторождения каменной соли Калининградское, Северо-Гусевское. Выделяются также Лиепальское и Карпинайское минерагенические поля, перспективные на глины гидрослюдистые, каолиновые. Известны месторождения глин Манчайское и др.

И. Волго-Уральская минерагеническая провинция соответствует Волго-Уральской антеклизе. По структурному положению и минерагенической специализации проведено районирование провинции.

1. Вятская минерагеническая область выделена в зоне Вятских дислокаций, включающих Кукурский, Ронгинский, Сырьянский, Шургинский валы. В пределах Кукарского вала и Приказанской зоны тектонических ступеней отмечены повышенные содержания стронция в верхнеказанской сульфатно-карбонатной формации. В парагенезе со стронцием присутствует барий. Рекомендуется дальнейшее проведение поисковых работ на наиболее приподнятых участках Кукарского, Шургинского, Ронгинского, Казакларского валов с целью обнаружения неглубоко залегающих продуктивных горизонтов. Татарский ярус верхней перми содержит промышленные скопления минеральных пигментов (Полудинское месторождение). Выделяются минерагенические поля: Вожгальское, Глазовское, Кажимское и др., приуроченные к одноименным валам с минерагенической специализацией на минеральные пигменты.

1. Кировский минерагенический район соответствует Верхнеижемскому валу. С татарскими отложениями верхней перми связаны месторождения глин и аргиллитов каолиновых (месторождение Курьинское) и минеральных пигментов. В пределах Кажимского, Вожгальского и Глазовского валов выделяются соответствующие им минерагенические поля, перспективные на поиски минеральных пигментов — волконскоита. Известны месторождения Ухтымское, Унийское. Кингопское поле перспективно на поиски волконскоита и черепично-гончарных глин.

2. Арзамасский минерагенический район характеризуется широким развитием надвиговых зон — Лысковская, Павловская, Арзамасская. В Горьковской, Ульяновской областях, Мордовской АССР известны проявления самородной ртути (Калининское, Сарафанинское и др.)

со сбором ртути до нескольких килограммов, повышенное содержание фтора (Пилюгинское проявление), свинца и цинка. Ртутная минерализация связана с четвертичными и неогеновыми отложениями, свинцово-цинковая связана с карбонатными отложениями верхней перми. Пространственное расположение точек минерализации контролируется Сурмко-Камской системой надвигов. На восточном фланге описываемой системы надвигов в пределах Татарской и Удмуртской АССР с Камским глубинным разломом связаны незначительные жильные проявления полиметаллов, целестина, барита. По аналогии с Донецким кряжем, где установлены промышленная ртутная (Никитовское месторождение) и флюоритовая (Покровско-Киреевское) минерализации, тяготеющие к зонам аналогичных надвигов, Арзамаский минерагенический район может быть отнесен к числу возможно перспективных на гидротермальный комплекс полезных ископаемых.

II. Камская минерагеническая область приурочена к Немскому своду и Бельской впадине. С верхнепермской континентальной алевролито-песчаной формацией связаны месторождения глин и аргиллитов каолиновых, огнеупорных, минеральных пигментов. Выделяются минерагенические поля Винокуровское, Шугуровское, в пределах которых имеются месторождения волконскоита.

III. Средневожская минерагеническая область расположена в зоне сочленения Сергиевского и Вятского авлакогенов, включает краевые части Жигулевского, Татарского и Токмовского сводов. С развитой здесь верхнеказанской лагунной сульфатно-карбонатной формацией связана серная минерализация. Выделено два перспективных минерагенических района — Мелекесский и Елхово-Самаролукский.

3. Мелекесский минерагенический район. Приурочен к Тетюшко-Кармальной, Бугровской, Ямбухтинской дислокациям и включает также Мелекесскую тектоническую ступень. На территории известны многочисленные проявления и месторождения самородной серы (Сюкеевское). Наиболее значительные проявления серы тяготеют к зонам тектонических разломов, осложняющих крылья валов. По тектоническому положению и промышленному содержанию серы выделяются Ямбухтинское, Южно-Мелекесское высокоперспективные поля.

4. Чеховско-Самаролукский минерагенический район приурочен к Сокско-Шешминской зоне поднятий, Жигулевской системе дислокаций северного склона Жигулевского свода. С верхнеказанской лагунной сульфатно-карбонатной формацией связаны месторождения серы. Известны многочисленные месторождения серы — Серная гора, Дубовское, Алексеевское, Ключевское, Водинское и др. Месторождения размещаются в зонах тектонических разломов. Выделяются до 7 промышленных горизонтов, содержание серы достигает 28—35%. Выделяются следующие высокоперспективные поля: Большекинельское, Самаролукское, Волгосокское, Большераковское и др.

К. Белорусская минерагеническая провинция отвечает одноименной актеклизе. Провинция изучена слабо.

Л. Брест-Подляский минерагенический бассейн отвечает Брест-Подляской впадине. В настоящее время бассейн изучен слабо.

М. Вольно-Подольский минерагенический бассейн отвечает Вольно-Полесскому авлакогену. Восточный борт авлакогена обособляется в Ровенско-Подольский минерагенический район. Наблюдаются многочисленные "размазанные" проявления флюорита, барита и полиметаллов в палеозойских и докембрийских отложениях. Известно небольшое Бахтынское месторождение, глубина залегания 90—95 м. Мощность флюоритоносных песчаников 3—12 м, содержание CaF_2 — 9,5—17,7 %. Перспективы поисков невысокие в связи с низкой тектонической подвижностью Вольно-Полесского авлакогена. В качестве перспективного выделяется Каменец-Подольский горст, расположенный в зоне наиболее активного Белоцерковского глубинного разлома.

Аналогичную специализацию имеет Суцано-Пержанский минерагенический район. Зона флюоритовой минерализации накладывается на западное окончание Припятского авлакогена (проявление флюорита наблюдается в пределах Микашевичского горста и северной части Главного прибортового разлома). Перспективы выявления месторождений флюорита в осадочных образованиях фанерозоя неясны в связи со слабой изученностью. По аналогии с Волновахско-Марковским районом возможно перспективным полем является южный борт Припятского авлакогена в районах пересечения его Житомирским и Центральным поперечными глубинными разломами.

Н. Днепровско-Донецкий минерагенический бассейн включает Припятский, Днепровский и Донецкий авлакогены. Основные продуктивные формации: верхнефаменская соленосная, турнейская морская доломитово-известняковая, кизеловско-бобриковская угленосная лимническая, визе-московская паралическая угленосная, краматорская соленосная, верхнепермско-триасовая пестроцветная моласса. Минерагеническая специализация — минеральные соли, сера, давсонит, флюорит, известняки, доломиты, бораты (минералогическое значение), каменный уголь, ртуть, сурьма, полиметаллы.

1. Припятская минерагеническая область охватывает Припятский авлакоген. С верхнефаменской соленосной и нижневизейской лимнической континентальной формациями связаны месторождения минеральных солей, соды, флюорита.

1. Старобинский минерагенический район соответствует Старобинскому грабену. В районе выделяются несколько минерагенических полей, в пределах которых располагаются месторождения калийно-магниевых солей (Старобинское, Осовецкое).

2. Петриковский минерагенический район охватывает погребенное погружение Микашевичского выступа фундамента. В пределах района известны месторождения калийно-магниевых солей, серы (Петриковское). Выделяются высокоперспективные поля, располагающиеся на северном и южном склонах Микашевичского выступа.

3. Туровский минерагенический район выделяется в пределах Туровского грабена. Минерагеническая специализация — калийно-магниевые соли, сера. Выделяются минерагенические поля Крулинское, Марковское, Ветвицкое. Названные поля занимают отдельные локальные депрессии с мощными продуктивными горизонтами и высоким содержанием K_2O .

Перспективы на давсонит определяются наличием значительных проявлений в зонах происхождения Тетеревского, Центрального, Калининковского глубинных разломов. В первом из них известны Осташковичское, Заозерное месторождения с промышленным содержанием давсонита до 50—70%. Запасы на Заозерном месторождении составляют 41,5 млн. т. Аналогичные перспективы имеет, по-видимому, и Старобинский грабен. Поиски давсонита должны прежде всего ориентироваться на наиболее опущенные участки названных грабенов в местах их пересечения глубинными разломами.

II. Днепровская минерагеническая область выделяется в пределах Днепровского авлакогена. Полезные ископаемые связаны с верхнедевонской и нижнепермской соленосными формациями. Наиболее значительные проявления и месторождения солей известны лишь в нижнепермской соленосной формации и представлены пластами сильвинита, полигалита, карналлита. В Краматорской впадине обнаружены пласты бишофита.

4. Нежинский минерагенический район выделяется на восточном склоне Лоевско-Брагинского выступа. Известны проявления сильвинита и карналлита.

5. Исачково-Роменский минерагенический район включает Исачково-Роменский сегмент Днепровского авлакогена, прибортовые грабенообразные трюги. Выделяются сероносные поля, которые тяготеют к зонам глубинных разломов и поднятий с резко сокращенной мощностью галогенных формаций. Перспективным является Путиловско-Миргородское минерагеническое поле.

6. Ахтырский и Михайловско-Голубовский (7) минерагенические районы выделяются как сероносные. Распащенско-Крестищенский минерагенический район (8), включающий одноименный опущенный сегмент Днепровского авлакогена, характеризуется наличием минеральных солей. Выделяются локальные прогибы, с которыми связаны проявления сильвинита и карналлита, соответственно выделяются минерагенические поля Бельское, Голубовское со специализацией на минеральные соли. Пролетарское минерагеническое поле приурочено к Пролетарскому поперечному разлому, где установлено проявление серы. На восточном борту Донецкого авлакогена выделяется Шебелинский минерагенический район (9) со специализацией на минеральные соли. Известны проявления полигалита на Алексеевском и Волвенковском куполах. Выделяется перспективное на полигалит Западно-Краснооскольское минерагеническое поле в пределах одноименной депрессии.

10. Краматорский минерагенический район включает Краматорскую впадину, характеризуется промышленным скоплением гипса, ан-

гидрита, каменной и калийных солей. Перспективным является Северо-Краматорское поле.

11. Кальмиусский минерагенический район отвечает Кальмиусской впадине, где выделяются перспективные поля на калийные соли.

III. Донецкая минерагеническая область включает Донецкий инверсионный кряж. Основные полезные ископаемые связаны с верхнефранской глинисто-песчаной морской и турнейской карбонатной морской, визейско-московской паралической угленосной формациями.

12. Западно-Донецкий минерагенический район занимает западное погружение Донецкого кряжа, зону пересечения Орехово-Павлоградского и Кальмиусского глубинных разломов. В каменноугольных отложениях установлены проявления флюорита, полиметаллов, ртути. Выделяются перспективные поля Западно-Волчанское, Андреевское. Первое приурочено к восточному борту Волчанской впадины, второе — к Андреевскому валу.

13. Волновахско-Марковский минерагенический район включает центральную часть Донецкого кряжа, южный и северный склоны Воронежского и Украинского щитов. Является основным промышленным районом на поиски флюорита, ртути, сурьмы, полиметаллов. Флюоритовые месторождения тесно связаны с зонами глубинных разломов и в первую очередь с тектоническими узлами. По простиранию они контролируются продольными разломами типа сбросов, ограничивающими авлакогены, но питающими, как правило, являются сквозные поперечные глубинные сдвиги, рассекающие щиты и авлакогены. Субширотную систему глубинных разломов Волновахской зоны пересекают субмеридиональные Кальмиусский и Грузко-Еланчиковский разломы. Флюоритовая минерализация связана в основном с оперяющими разломами второго и третьего порядка. Открыто Покровско-Киреевское месторождение флюорита. Перспективными являются минерагенические поля Западно-Донецкое, Восточно-Донецкое, Западно-Стыльское, Покровско-Киреевское, Культурное, расположенные в зонах пересечения Волновахской субширотной системы глубинных разломов с Кальмиусской зоной поперечных оперяющих разломов (склоны горстов Донецкого, Стыльского, Культурного). Восточно-Донецкий минерагенический район охватывает восточную часть Донецкого кряжа в области пересечения его Миусской системой глубинных разломов. Район изучен слабо. В его пределах известны Марковское и Колпаковское флюоритопоявления.

О. Воронежская минерагеническая провинция выделена в границах Воронежского массива. Полезные ископаемые связаны с воронежско-турнейской морской карбонатной, глинисто-доломитово-известняковой и нижневизейской континентальной лимнической формациями.

Выделяются два минерагенических района — Львовский и Данковский, отвечающие соответственно Львовско-Дмитриевскому и Семилукско-Рудневскому валам. В пределах районов известны месторож-

дения глин каолинитовых и смешанного состава (Луконинское, Чибисовское месторождения) и доломита (Данковское месторождение).

II. Приволжский минерагенический бассейн отвечает южному, юго-восточному и восточному склонам Воронежского массива. В настоящее время бассейн изучен слабо. Известный интерес представляет 5—10-метровый пласт целестина, вскрытый буровой скважиной на северном склоне Цимлянского выступа. Кроме того, в пермских отложениях в пределах Доно-Медведицкого авлакогена установлены проявления боратов, флюорита и самородной серы.

Р. Прикаспийский минерагенический бассейн отвечает Прикаспийской синеклизе. Минерагения бассейна связана с развитыми здесь формациями кунгурской лагунной соленосной, казанской морской — известняково-песчано-глинистой, верхнеказанской соленосной, уржумско-северодвинской лагунно-континентальной известняково-мергельно-глинистой, нижнетриасовой континентальной песчано-алевролитовой, верхнепермско-нижнетриасовой континентальной глинисто-алевролитово-песчаной.

1. Краснокутско-Озинковский минерагенический район включает Озинковский грабен. Месторождения калийно-магниевых солей связаны с кунгурской соленосной формацией. Известны месторождения Озинки, Гремучинское, где содержание K_2O достигает 40 %. Выделяются соляные купола, перспективные на соли: Песчано-Морской, Алтатинский. Основанием к выделению является их положение в частных впадинах подсолевого ложа и неглубокое залегание верхних толщ соли (200—400 м).

2. Алексеевско-Челкарский минерагенический район тектонически приурочен к одноименному грабенообразному прогибу. С кунгурской соленосной формацией связаны месторождения калийно-магниевых солей, боратов. Выделяются минерагенические поля Байкикульское, Буранное, Ивановское, Челкарское со специализацией на калийно-магниевые соли, бораты, серу. В пределах Буранного поля известны месторождения полигалита, сильвинита, карналлита (Григорьевское, Сухая речка, Буранное).

3. Заволжский минерагенический район отвечает одноименной грабенообразной впадине. Полезные ископаемые связаны с кунгурской соленосной формацией, это калийно-магниевые соли, сера, бораты. Известно Эльтонское месторождение калийно-магниевых солей и целый ряд проявлений, особенно бишофита с пластовыми условиями залегания на западном борту впадины. Мощность калиевой зоны достигает 600 м. Мощность отдельных продуктивных горизонтов 20—25 м. Высокоперспективными полями на поиски сильвинита и бишофита, где предполагаются наиболее высокие содержания калия и магния, являются Беляевско-Барановское и Сахинское минерагенические поля. Перспективы указанных полей определяются благоприятным положением в зонах локальных впадин подсолевого ложа. К числу наиболее перспективных куполов в указанных полях относятся Беляевский, Барановский, Камышевский, Самаринский.

4. Кукертечагыльский минерагенический район тектонически отвечает Кукертечагыльскому грабенообразному прогибу. С кунгурской соленосной формацией связаны проявления самородной серы и калийных солей. Наиболее перспективной является северо-западная часть прогиба, где по геофизическим данным установлено наиболее погруженное залегание подсолевого ложа.

5. Индерский минерагенический район выделяется в пределах Индерского грабена. Этот район является наиболее изученным в Прикаспии, в его пределах известны промышленные месторождения калийных солей, галогенно-осадочных бортов. В кепроках ряда куполов обнаружены довольно значительные проявления самородной серы. Промышленные месторождения боратов известны на соляных куполах Индер, Сатимола. Выделяется целый ряд перспективных полей на постановку в их пределах поисковых работ на калийные соли, бораты, самородную серу.

6. Тамдыкульский минерагенический район включает восточное продолжение Индерского грабена. В его пределах известны проявления калийных солей, самородной серы и боратов. В отношении поисков калийных солей (сильвинит), боратов, самородной серы, по аналогии с Индерским районом наиболее перспективными считаются площади локальных впадин подсолевого ложа: Ащебулакское, Тамдыкульское поля. В их пределах выделяются перспективные купола: Тамдыкуль, Кумбаур, Карача-Казган, Баркылдай и др.

7. Баскунчакский минерагенический район. Тектонически приурочен к Северо-Каспийскому авлакогену, Азгирскому грабену. Известны проявления сильвинита (Баскунчак), соды и серы (Чапчаги). Наиболее перспективным на поиски сульфата натрия, а возможно, и соды является Центрально-Чапчагынское поле, тяготеющее к локальной впадине подсолевого ложа.

С. Львовский минерагенический район занимает Львовский передовой прогиб. В настоящее время территория в связи с глубоким залеганием палеозойских отложений слабо изучена.

Районирование киммерийско-альпийского этажа (см. рис. 11, 12). А. Верхнекамско-Мезенский бассейн охватывает территорию Мезенской синеклизы, Верхнекамскую и Ветлужскую впадины.

В пределах Ветлужской и Верхнекамской впадин широко распространены среднеюрская прибрежно-морская глинисто-песчаная и верхнеюрская морская песчано-глинистая формации. Вдоль западного борта Верхнекамской и восточного Ветлужской впадин распространена нижнемеловая песчано-глинистая фосфоритоносная формация, с которой связаны месторождения и проявления фосфоритов.

В бассейне выделяются Ветлужская и Верхнекамская минерагенические области и Сырьяно-Кажимский минерагенический район.

Месторождения фосфоритов Палаузское, Меглейское и другие приурочены к Меглейскому минерагеническому полю, выделенному в центральной части Ветлужской впадины.

В центральной части Верхнекамской впадины выделяется Вятско-Камское поле, где известны месторождения фосфоритов и минераль-

ных красок. На юго-восточном борту Верхнекамской впадины известны месторождения глин гидрослюдистых, монтмориллонитовых, связанные со среднеюрской и верхнеюрской формациями.

Сырьяно-Кажимский минерагенический район по структурному положению соответствует Сырьянскому, Кажимскому и Лопыдинскому валам Вятской зоны дислокаций. Со среднеюрскими и нижнемеловыми отложениями связан ряд проявлений минеральных красок, представленных цветными глинами.

Б. Печорский минерагенический бассейн охватывает территорию одноименной синеклизы. Под толщей четвертичных отложений развита континентальная песчано-глинистая фосфоритоносная формация. По южному борту обнажаются юрские и нижнемеловые отложения, по восточному — верхнемеловые, к которым приурочены месторождения и проявления кремнистых пород. В бассейне выделяются три минерагенические области.

I. Нижне-Печорская в границах Хорейверской впадины, Верхне-Адзвинской и Мореюсской систем валов и горстов. Наличие верхнемеловой фосфоритоносной формации под чехлом четвертичных отложений позволяет выделить область в число перспективных.

II. Косьюроговская область занимает территорию одноименной депрессии Предуральяского прогиба. По распространению верхнемеловой песчано-глинистой кремнистой формации выделяется Абезь-Сейдинский район, тектонически приуроченный к восточной части Косьюроговской депрессии, где известны месторождения кремнистых пород, пигментов (Сейдинское поле). В юго-восточной части Косьюроговской депрессии выделяется Харутское поле, где с верхнемеловыми отложениями связаны проявления глауконитовых песков.

III. Усть-Цильменская минерагеническая область расположена в южной части Печорской синеклизы в границах Усть-Цильменской впадины. На площади развиты континентальная песчано-глинистая юрская и в объеме верхней части верхнеюрских и нижнемеловых отложений глинисто-песчаная фосфоритоносная формации. В юго-западной части впадины, в полосе сочленения ее с Тиманским кряжем, в урезах рек обнаружен ряд проявлений белых кварцевых песков среднеюрского возраста. Проявления фосфоритов связаны с берриасским ярусом нижнего мела, вмещающими являются глауконитовые пески и глины. Фосфориты встречены в виде пластообразных линз мощностью 0,7—0,2 м.

В. Польско-Литовский минерагенический бассейн соответствует одноименной синеклизы и Припятскому прогибу. На территории развиты: верхнеюрская известняково-песчаная формация; нижнемеловая морская песчаная глауконит-фосфоритоносная, сеноманская мергельно-песчаная фосфоритоносная с глауконитом; верхнемеловая мергельно-меловая; палеогеновая песчано-мергельная, мергельно-песчаная; палеоген-неогеновая континентальная песчаная угленосная. Бассейн изучен слабо. Известны единичные месторождения кремнистых пород, пигментов, мела, фосфоритов, песков.

Г. Московский минерагенический бассейн охватывает юго-восточную часть Московской синеклизы, где развиты верхнеюрская песчано-глинистая глауконитовая фосфоритоносная, нижнемеловая морская песчаная глауконитовая, верхнемеловая мергельно-меловая, палеогеновая песчано-глинистая формации. С названными формациями связаны месторождения фосфоритов, минеральных красок, глин, кварцевых песков.

1. Егорьевско-Кологривская область включает Кудино-Кинешминскую систему поднятий, Егорьевско-Шатурскую впадину. Площадное развитие имеет морская песчаная глауконитовая нижнемеловая формация.

1. Кинешминский минерагенический район занимает территорию одноименного вала. В центральной части Кинешминского вала выделяется Унжинское поле, где известны месторождения фосфоритов. На северном погружении Кинешминского вала выделяется Мантуровское поле. По структурному положению и наличию продуктивного горизонта поле отнесено к перспективным. На южном погружении Кинешминского вала выделяется Кистеговское поле, где имеются месторождения фосфоритов, связанные с волжским и валанжинским продуктивными горизонтами. Прирост запасов возможен за счет доразведки флангов месторождений.

2. Владимиро-Егорьевский минерагенический район в структурном отношении соответствует Кудиновскому валу и Егорьевско-Шатурской впадине. По степени изученности и перспективности выделяются минерагенические поля. Егорьевское поле соответствует Егорьевскому валу. С волжским горизонтом верхней юры связаны месторождения фосфоритов и стекольных песков (месторождение Егорьевское). Перспективы связаны с доразведкой выявленных площадей.

Шатурское поле отвечает одноименному валу. Поле перспективно на поиски фосфоритов ввиду благоприятного структурного положения и наличия продуктивных горизонтов.

Кудиновское поле включает Кудиновский вал. Известны месторождения глин огнеупорных (Тимоховское, Ново-Кудиновское, Колонтаевское и др.) и минеральных красок, песков формовочных. Колокшинское поле отвечает Бушитскому валу. Известно Колокшинское месторождение фосфоритов, приуроченное к берриасскому горизонту нижнего мела. Поле перспективно по структурному положению и наличию продуктивного горизонта.

Переславль-Залесское поле занимает центральную часть Переславль-Залесского вала. Поле является перспективным на поиски фосфоритов по наличию продуктивного горизонта и структурному положению.

3. Каверинский минерагенический район выделен по распространению олигоценовой континентальной песчано-глинистой формации, тектонически приурочен к южному окончанию Ветлужского прогиба, включает Каверинскую впадину. Выделяется Рыковское поле, тектонически отвечающее Каверинской впадине. На территории известны месторождения глин каолинит-монтмориллонитовых (Ры-

ковское, Волоколамское и др.) и проявления минеральных красок (нижний мел, готеривский ярус). Наиболее перспективными являются южная периферия Каверинской и юго-западная — Ветлужской впадин.

Ярославское минерагеническое поле выделяется в зоне сложного тектонического узла сочленения Дутнинского, Переславль-Залесского валов и Ярославско-Рыбинской седловины. Поле перспективно на фосфориты, имеются единичные проявления. Необходимо проведение поисковых работ для обнаружения продуктивного горизонта.

Рязанское минерагеническое поле включает одноименный вал. Наблюдаются единичные проявления фосфоритов. Благоприятное структурное положение и наличие продуктивных горизонтов выделяет поле в число перспективных.

Д. Ульяновско-Саратовский минерагенический бассейн соответствует Ульяновский синеклизе. На площади бассейна развиты формации: среднеюрская морская песчано-алевроитоглинистая, верхнеюрская морская песчано-глинистая, нижнемеловая морская песчано-глинистая фосфоритоносная, сеноманская морская песчаная фосфоритоносная, верхнемеловая песчано-глинистая кремнистая, палеогеновая песчано-глинистая кремнистая глауконитовая, неогеновая морская песчано-глинистая. С данными формациями связаны месторождения фосфоритов, глин огнеупорных, минеральных красок, кремнистых пород, мела, песков.

I. Арзамасско-Алатырская минерагеническая область соответствует погребенному юго-восточному погружению Токмовского свода, юго-западному флангу Сурско-Камских надвигов. Выделяется три минерагенических районов.

1. Лысково-Сергачский район отвечает Лысково-Сергачской тектонической ступени. С верхнеюрской формацией связаны месторождения глин огнеупорных и минеральных красок. Месторождения группируются на отдельных локальных поднятиях Лысково-Сергачской и Павловской зон.

2. Никольский минерагенический район включает Арзамасско-Алатырскую зону поднятий. С формациями верхней юры связаны месторождения минеральных красок. Район малоперспективен.

3. Муромский минерагенический район тектонически отвечает Муромской зоне поднятий. С формациями верхней и средней юры связаны месторождения глин и кварцевых песков. Месторождения тяготеют к отдельным локальным поднятиям.

II. Ульяновская минерагеническая область выделяется в пределах Ульяновской впадины. Развиты все перечисленные в бассейне формации, с которыми связаны месторождения фосфоритов, глин, кремнистых пород, мела, песка. Выделяются три минерагенических района.

1. Вурнарско-Буинский район выделяется в северной периферии Ульяновской впадины. Район хорошо изучен. Имеются месторождения фосфоритов — Вурнарская и Буинская группа месторождений. Перспективы связаны с расширением доразведки существующих месторождений.

2. Сенгилеевский район выделяется в пределах восточного борта Ульяновской впадины, осложненного сочленением с Улеминским и Бугровским валами.

Выделяется Апастовское поле, расположенное в зоне сочленения склонов Улеминского и Охотничьего валов. С неогеновой формацией связаны месторождения глин. Охотничье поле включает одновременное поднятие. Поле хорошо изучено. Имеются месторождения кремнистых пород, известняков, песков, фосфоритов.

3. Барышский район характеризуется преимущественным развитием палеогеновой морской песчано-глинистой формации, к которой приурочены месторождения кремнистых пород.

III. Саратовская минерагеническая область занимает южную часть Ульяновско-Саратовской синеклизы. На площади ее имеют распространение формации, приведенные для бассейна. Основные перспективы связаны с поисками месторождений фосфоритов, а также минеральных красок, кварцевого песка, глин.

В южной оконечности Окско-Цнинского вала выделяется Решетинское поле. Известны месторождения фосфоритов, связанные с нижнемеловой морской песчано-глинистой фосфоритоносной формацией. Формовочные, стекольные пески — неогеновая формация. Минеральные краски (Бобровское проявление) — с нижнемеловой формацией.

Идеевское поле включает Сурско-Мокшинский вал. На территории поля имеются месторождения песков стекольных, минеральных красок.

Покровское поле тектонически отвечает Ольшано-Сомовскому выступу. С фосфоритоносной формацией нижнего мела связаны месторождения фосфоритов (Покровское, Порышкинское, Купринское).

Надеждинско-Мамлеевское поле включает Сердобский и Керенско-Чембарский валы. С формациями верхнего мела связаны месторождения фосфоритов (Морозовское, Надеждинское и др.).

Минерагенические поля — Дурасовское и Сурское являются перспективными на поиски фосфоритов — благоприятное структурное положение, наличие продуктивного горизонта. Имеются проявления фосфоритов.

1. Моршанско-Ртищевский минерагенический район выделяется в пределах сочленения Южно-Тамбовского и Ртищевско-Баландинского валов с Сердобским.

На территории известны многочисленные месторождения фосфоритов, приуроченные к нижнемеловой фосфоритоносной формации. Перспективы поисков связываются с выявлением продуктивного горизонта по восточному борту Тамбовского вала, на участках с сокращенной мощностью перекрывающих отложений.

Е. Мелекесско-Хвалынский минерагенический бассейн соответствует Мелекесской и Хвалынской впадинам, включает прилегающие южные склоны Кукморского свода, осложненного Елабуго-Бонджожской системой валов, и Приказанскую ступень.

Развита прибрежно-морская песчано-глинистая неогеновая форма-

ция, с которой связаны месторождения и проявления глин и фосфоритов. Выделяются две области.

1. Мелекесская минерагеническая область отвечает одноименной наложенной впадине и склонам Кукморского и Альметьевского сводов.

1. Приказанско-Куйбышевский район выделяется в пределах Приказанских и Нурлат-Аксубаевских ступеней. В пределах Сидорово-Пустошского, Чистопольского полей известны многочисленные месторождения глин монтмориллонитовых. Ямбухтинское поле является перспективным на поиски глин.

2. Заинский минерагенический район включает одноименный прогиб, Грахано-Бондюжскую зону поднятий и Тлячи-Тамакскую ступень.

В Заинском прогибе известны месторождения глин бентонитовых. Перспективы поисков связываются с проведением буровых работ по северному и южному бортам прогиба.

3. Нурлат-Молгачский район выделяется на восточном борту Мелекесской впадины.

В пределах района известны месторождения бентонитовых глин.

II. Хвалы́нская минерагеническая область отвечает Хвалынской впадине и западному склону свода Общего Сырта в пределах распространения неогеновой морской песчано-глинистой формации. Месторождения фосфоритов связаны с нижележащими верхнеюрской и нижнемеловой формациями.

1. Оренбургская минерагеническая область включает Белебеевский и Больше-Сыртовский своды. На территории развиты среднеюрская, морская песчано-алеврито-глинистая, верхнеюрская морская песчано-глинистая фосфоритоносная формации, с которыми связаны месторождения фосфоритов и глин.

1. Чеганско-Каргалинский район охватывает свод Большого Сырта, Чеганский, Оренбургский, Переволоцкий и Западно-Каргалинские валы. Имеются месторождения фосфоритов. Выделяются перспективные поля на поиски фосфоритов Южно-Камеликское и Богдановское, приуроченные соответственно к юго-западной части Камелик-Чеганского и Богдановского валов.

Ж. Предуральский минерагенический бассейн отвечает Предуральному прогибу.

С развитой здесь неогеновой акчагыло-апшеронской песчано-глинистой формацией связаны месторождения глин и песков. Выделяются два района: Бельский и Красноуфимский. Оба района хорошо изучены, имеются месторождения глин и песков.

1. Предкарпатская минерагеническая область охватывает одноименный прогиб. На ее площади развиты верхнемеловая и палеогеновая флишевые формации и тортонская соленосная формация. Зона калиеносной формации тяготеет к внутренней части прогиба, тогда как сульфат-карбонатная формация распространена во внешней части прогиба. В области имеется ряд месторождений солей: Стебниковское, Долгорука, Калуш-Гольинское и др.

3. Приднестровско-Подольский минерагенический бассейн в тектоническом плане отвечает Днестровской синеклизе. На территории бассейна развиты верхнемеловая известняково-мергельная формация, миоценовая (тортонская) песчано-мергельная гипсоносная, миоценовая (сарматская) песчано-известняковая формации.

I. Львовско-Хмельницкая область занимает внешнюю периферию Днестровской синеклизы; южный борт определяется положением Предкарпатского прогиба и контролируется Мазовецко-Люблинской впадиной и Стрыйским прогибом; северный борт — Ратновским и Ковельским выступами, Ровенской зоной тектонических ступеней, восточный — занимает склоны Украинского щита.

1. Камень-Каширский район отвечает Мазовецко-Люблинской впадине и Ковельскому выступу. На площади района распространена верхнемеловая известняково-мергельная формация, с которой связаны месторождения фосфоритов.

2. Стрыйский минерагенический район занимает юго-восточную часть Стрыйского прогиба. На территории известны проявления фосфоритов, месторождения песков, известняков.

3. Хмельницкий минерагенический район охватывает Ровенскую зону тектонических ступеней. С верхнемеловой формацией связаны мелкие месторождения и проявления фосфоритов и мела.

II. Тернопольская минерагеническая область занимает центральную часть Днестровской синеклизы с развитыми верхнемеловой известняково-мергельной, миоценовыми тортонской песчано-глинистой и сарматской песчано-глинистой известняковой формациями. Известны месторождения известняков, кремнистых пород.

Стрыйская минерагеническая область охватывает Стрыйский прогиб. С тортонской гипсоносной формацией связана минерагеническая специализация области. Выделяется перспективный Люблинский район по границе с Раховским глубинным разломом, отделяющим Карпатскую систему от платформы. Положение месторождений самородной серы контролируется сетью дизъюнктивных нарушений. Выделяется перспективное поле Лисецкое. Положение его определяется наличием сложного тектонического узла дизъюнктивных нарушений, развитием сульфат-карбонатной формации.

Область Украинского щита. На территории развита миоценовая (сарматская) песчано-глинистая известняковая формация, с которой связаны месторождения каолиновых глин.

1. Житомирский минерагенический район по структурному положению отвечает Житомирскому блоку Украинского щита.

В западной краевой части Житомирского блока выделяется Клевское поле, где известны месторождения каолиновых глин. Положение месторождений контролируется сложной сетью дизъюнктивных нарушений, в местах пересечений которых они находятся. Дубровско-Глуховское поле приурочено к эрозивной депрессии центральной части Житомирского блока, выполненной неогеновыми отложениями. Известны месторождения каолинов. В поле наиболее

перспективными участками следует считать зоны Житомирского, Бердичевского разломов Казатинской системы нарушений.

2. Кировоградский минерагенический район выделяется в пределах Кировоградского блока Украинского щита, с развитой миоценовой глинисто-песчаной формацией. Имеется несколько месторождений формовочных песков. Выделяются три перспективных поля: Кременчугское (перспективно в связи с развитием протяженной полосы кор выветривания в Приднестровском правобережье — глины каолинитовые); Кировоградское, расположенное в зоне пересечения Черкасского и Кировоградского разломов. Здесь известны месторождения глин каолинитовых. Ново-Петровское поле — глины огнеупорные.

И. Украинский минерагенический бассейн выделяется в границах Украинской синеклизы. Распространены следующие формации: верхнеюрская морская известняково-глинистая, нижнемеловая прибрежно-морская песчано-глинистая, сеноманская морская мергельно-песчаная глауконит-фосфоритоносная, верхнемеловая морская мергельно-меловая, палеогеновая морская мергельно-глинисто-песчаная, миоценовая континентальная песчаная, с которыми связаны месторождения кремнистых пород, фосфоритов, глин, песка, мела. Бассейн подразделяется на пять областей.

1. Гомельско-Харьковская минерагеническая область охватывает северо-восточный борт Украинской синеклизы с развитием на ее территории всех перечисленных для бассейна формаций, за исключением верхнеюрской. Выделяются поля, в пределах которых имеются месторождения мела, песков стекольных. Трубчевское поле выделено в перспективное в связи с развитием верхнеюрской морской формации и благоприятного структурного положения (тяготеет к зоне Пачепского структурного выступа).

II. Хоперская минерагеническая область включает южный склон Воронежского массива, Калачский и Щигровский выступы. С верхнемеловой мергельно-меловой и палеогеновой мергельно-глинисто-песчаной формациями связаны месторождения фосфоритов, мела. Щигровский минерагенический район занимает склоновую часть Воронежского массива, осложненную Оскольской впадиной и Курским прогибом. Имеются многочисленные месторождения фосфоритов.

Хоперский минерагенический район охватывает территорию Калачского выступа. Выделяются два поля с установленными месторождениями фосфоритов и мела и одно с предполагаемыми перспективами — Павловское поле, расположенное на склоне Калачского выступа, в зонах сохранения верхнемеловой формации по внешнему обрамлению выделенного поля.

III. Черниговско-Черкасская минерагеническая область отвечает зоне сочленения Припятской впадины с Днепровским прогибом, Черниговской ступенью, Житомирским выступом, Черкасской впадиной. С распространенной здесь палеогеновой мергельно-глинисто-песчаной и миоценовой глинисто-песчаной формациями связаны месторождения фосфоритов, песков, глин. Выделяется Семеновский район, где

имеются мелкие месторождения и проявления фосфоритов, связанные с палеогеновой формацией. Перспективной является северная часть района — склоны Клинцовского выступа.

Черниговский минерагенический район выделяется в пределах Черниговской ступени. Известны проявления и мелкие месторождения фосфоритов. Бабинецкий минерагенический район отвечает Житомирскому выступу. В краевой части выступа имеются месторождения песков стекольных миоценового возраста (Бабинецкое и Киевское) и каолиновых глин плиоценового возраста. Перспективы связаны с юго-западной присклоновой частью выступа по границе Черкасской впадины с Житомирским блоком Украинского щита, где возможно обнаружение элювиальных и переотложенных каолинов, а также кварцевых песков.

Черкасский минерагенический район отвечает одноименной впадине. Район является высокоперспективным на поиски фосфоритов и глин элювиальных каолиновых. Выделенные минерагенические поля Переславское, Черкасское, Озерянское являются перспективными на поиски элювиальных глин каолиновых и на переотложенные каолиниты и пальгорскиты. В пределах выделенных полей имеются месторождения фосфоритов палеогенового возраста, бентонитовых глин неогенового возраста, глин каолиновых нижнемелового возраста.

IV. Днепровская минерагеническая область отвечает одноименному прогибу. Область слабо изучена. Перспективы связаны с поисками кремнистого сырья. Выделяются два перспективных района. Первый район отвечает зоне инверсионных дислокаций и соляных антиклиналей северного борта прогиба. Имеются ряд месторождений кремнистых пород и проявления глин каолиновых. Второй, Арельский район с предполагаемыми перспективами на поиски переотложенных каолинитов выделяется по южному борту Днепровского прогиба в зоне сочленения с Кировоградским блоком Украинского щита.

V. Миллерово-Задонская минерагеническая область выделена в пределах одноименных выступов и склона Предднепровского прогиба на затухающем восточном Чертковском окончании Украинской синеклизы. С верхнемеловой и палеогеновой формациями связаны месторождения фосфоритов. Выделяются минерагенические поля: Вешенское, где известны месторождения фосфоритов (палеоген), Миллеровское — проявление фосфоритов, Трехостровское — месторождение фосфоритов (верхний мел, палеоген) и др. Расширение перспектив связано с доразведкой флангов месторождений в пределах развития формации.

1. Область Донецкого кряжа. Выделяется Артемовско-Ворошиловградский минерагенический район, отвечающий периферической зоне тектонических ступеней Донецкого кряжа. Со среднеюрской морской глинисто-песчаной формацией связаны месторождения глин огнеупорных и тугоплавких. Наиболее перспективным является восточный борт Кальмиусской и Волчанской впадин. Известны месторождения песков формовочных, приуроченных к палеогеновой мергельно-

глинистой формации, и кремнистых пород. Месторождения желваковых фосфоритов связаны с формацией верхнего мела.

2. Донецкий минерагенический район отвечает собственно Донецкому кряжу. С неогеновой формацией связаны месторождения глин огнеупорных, тугоплавких.

К. Прикаспийский минерагенический бассейн охватывает Прикаспийскую перикратонную синеклизу. С нижнемеловой морской песчано-глинистой, верхнемеловой песчано-глинисто-меловой фосфоритовой формациями связаны месторождения фосфоритов, глин, мела.

1. Уральско-Актюбинская минерагеническая область занимает северо-восточный и восточный борты Прикаспийской синеклизы — Оренбургско-Актюбинские тектонические ступени.

В северной части области, отвечающей Уральским тектоническим ступеням, выделяется Уральский минерагенический район, где известны месторождения фосфоритов (сеноман) и мела (маастрихт). Выделяются перспективные поля Илекское, Южно-Аксайское, Утвинское и др. Наличие продуктивных горизонтов, отдельных проявлений и месторождений на близлежащих площадях с учетом установленной связи большинства месторождений фосфоритов с зонами гравитационных градиентов дают основание к выделению полей в качестве перспективных.

2. Сагиз-Акбулакский минерагенический район приурочен к зоне одноименных ступеней. В пределах района выделяются поля, перспективные на поиски фосфоритов в верхнеюрской (волжский, кимериджский ярусы) и верхнемеловой (сантон) продуктивной формациях.

3. Актюбинский минерагенический район приурочен к Актюбинской тектонической ступени и отвечает осевой части Актюбинского фосфоритоносного бассейна, субмеридиональной полосе сосредоточения крупных месторождений фосфоритов. Основные продуктивные горизонты представлены отложениями верхнего мела: верхний сантон — нижний кампан и маастрихт. Перспективы прироста запасов связаны с детальной разведкой флангов месторождений.

4. Бестомайский минерагенический район занимает западную часть Актюбинского фосфоритоносного бассейна, в структурном плане соответствует одноименной тектонической ступени. Распространены нижнемеловая песчано-глинистая и песчано-глинистая меловая формации. Район малоперспективен в связи с замещением продуктивной формации карбонатными породами.

II. Доно-Медведицкая минерагеническая область занимает склоны Воронежской антиклинали, Доно-Медведицкие и Иловлинские дислокации. На территории развиты следующие формации: среднеюрская морская песчано-глинистая фосфоритоносная, турон-маастрихтская морская мергельно-меловая кремнистая фосфоритоносная, верхнеплиоценовая морская песчано-глинистая, с которыми связаны месторождения фосфоритов. Выделяются два минерагенических района. Руднянско-Иловлинский тектонически приурочен к Терсинской и Романовско-Липенской впадинам. Месторождения фосфоритов Руднянское (верхний палеоген), Южно-Бурлукское (верхний мел,

турон) и другие приурочены к восточному склону Терсинской впадины. Иловлинское поле, выделенное на западном борту Романовско-Липенской впадины, является перспективным на поиски фосфоритов, оно располагается на продолжении зоны с установленными перспективами. В пределах Волгоградско-Камышинских дислокаций выделяется одноименный минерагенический район, где в северной части дислокаций известны месторождения фосфоритов — Камышинское (средний палеоген), Липовская группа месторождений (верхний мел, палеоген).

Л. Причерноморский минерагенический бассейн соответствует одноименной синеклизе. В пределах бассейна развиты формации: палеогеновая глинисто-мергельная; миоценовая глинисто-мергельная, миоценовая прибрежно-морская глинисто-известняковая и континентальная песчано-глинистая, неогеновая (балтская) глинисто-песчаная, плиоценовые понтическая песчано-глинисто-известняковая, куяльницкая глинисто-песчаная.

1. Первомайско-Гайворонский минерагенический район занимает южные склоны Украинского щита. Район перспективен на поиски элювиальных и переотложенных каолинитов. Наиболее перспективны два поля: Вознесенское, выделенное в пределах одноименного выступа фундамента, и Каховское. Известно месторождение бокситов, в парагенезе с которым находятся проявления элювиальных каолинитов.

ЭНДОГЕННАЯ МИНЕРАГЕНИЯ

Месторождения эндогенного происхождения, формирование которых произошло в течение платформенного этапа развития, обусловлены эпохами наведенной активизации платформы и тяготееют к двум генетическим типам структур: 1) щитам, массивам и сводам (площадная активизация), 2) авлакогенам и грабенам (линейная активизация). Именно с этими структурами связаны проявления процессов магматизма с присущим им парагенезом формаций и полезных ископаемых.

Минерагения трапповой формации байкальского тектоно-магматического цикла тесно связана с цикличностью развития авлакогенов (см. рис. 1). Наиболее значительное рудообразование связано с циклом дифференцированных опусканий, который обычно сопровождается довольно интенсивной магматической деятельностью. Существенная гидротермальная минерализация отмечается в пределах Камско-Бельского авлакогена (Волго-Уральская минерагеническая провинция) в виде цемента, жил и прожилков, накладывающихся на рифейские отложения. Установлены кальцитовая, кварцево-карбонатная, кальцит-баритовая, барит-доломитовая, марказит-баритовая, баритовая, пирит-кальцитовая и полиметаллическая минерализации. Флюоритопроявления отмечаются редко.

В пределах внутренних частей сводов комплекс гидротермальных минералов в значительной мере обедняется и становится преимущест-

венно сульфидным полиметаллическим. Аналогичная минерализация обнаружена в татищевских базальных отложениях Пугачевского и Кавернинских образованиях Пачелмского авлакогена (Пачелмская минерагеническая провинция).

С постмагматической гидротермальной деятельностью в пределах Волюно-Полесского авлакогена связана широкая гидротермальная минерализация полиметаллического и флюорит-кварцевого состава, которая носит сквозной характер, прослеживаясь в породах кристаллического фундамента, волинских, вендских, кембрийских, ордовикских и силурийских отложениях, независимо от их состава (Подольско-Балтийская минерагеническая провинция). Подобный характер распространения говорит о неоднократной, начиная с байкальского цикла, тектонической активизации этого района.

В пределах Балтийско-Ботнического авлакогена с рифейскими вулканитами связаны многочисленные проявления титаномагнетита. Вдоль северо-западного побережья Кольского полуострова с дайками и силлами диабазов трапповой формации пространственно и генетически связана свинцово-цинковая минерализация.

1. Ассоциация промышленных минералов и горных пород каледонской формации щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами (Карело-Кольская минерагеническая провинция). Ведущими элементами, определяющими особенности минерагении данной формации, являются Fe, Ti, Nb, Ta, TR, P, Ba, Sr, Al, Mo. Среди постмагматических образований формации выделяется группа флогопита и биотита. Вторую группу образуют месторождения флогопита, возникающие в зонах контакта щелочных пород с гипербазитами или на удалении от него на участках проникновения щелочных растворов в гипербазиты (Ковдор, Африканда, Себлярв и др.).

Особое место занимают постмагматические апатит-магнетитовые месторождения (Вуориярви, Себлярв, Ковдор, п-ов Турий). Гидротермальные месторождения представлены телами редкометалльных карбонатитов (Салланлатва, Себлярв, Ковдор, Вуориярви, п-ов Турий). Кроме редких металлов эти месторождения содержат барит (Салланлатва) и апатит. Гипергенные месторождения приурочены к образованиям типа древних площадных и линейных кор выветривания, сохранившихся от денудации на некоторых массивах. Это прежде всего месторождения вермикулита и гидрофлогопита (Ковдор, Вуориярви, Салланлатва, Себлярв).

2. Ассоциация промышленных минералов герцинской формации агпаитовых нефелиновых сиенитов (Карело-Кольская минерагеническая провинция). Герцинские щелочные интрузии представлены крупнейшими Хибинским и Ловозерским массивами. Главные минерагенические особенности Хибинского массива определяются приуроченностью к нему комплексных апатитовых и нефелин-apatитовых месторождений, а также редкометалльной минерализацией (Ti, Ga, Mo, Nb), характерной для пегматитов и зон развития щелочных метасоматитов. В Ловозерском массиве повышенные концент-

рации апатита известны в комплексе с титано-ниобиевыми, циркониевыми, ниобий-циркониевыми месторождениями.

3. Ассоциация промышленных минералов каледонско-герцинского магматического комплекса щелочно-основного и щелочно-ультраосновного ряда. В состав комплекса входят магматические формации, тесно связанные с линейными рифтовыми структурами западного сектора платформы и, прежде всего, с авлакогенами Большого Донбасса: средне-верхнедевонская трахибазальтовая, ниже-верхнепермская щелочно-базальтоидная, верхнепермско-триасовая андезит-трахиандезитовая.

Перечисленные формации сопровождаются близким по составу комплексом минералов, наиболее характерными из которых являются полиметаллы, плавиковый шпат, барит, ртуть, кварц, кальцит (рис 13). В отдельных регионах — Вольно-Полесском авлакогене и Латвийском прогибе указанный минеральный парагенез значительно оторван от конкретных магматических формаций и их связь устанавливается лишь предположительно.

В целом полиметаллическая и особенно флюоритовая минерализация является наиболее характерным минеральным "индикатором" активизационных областей, возникших на месте самых различных по генезису сооружений [Щеглов, 1972].

В пределах Восточно-Европейской платформы с фанерозойскими комплексами магматических формаций, связаны ограниченные по масштабу промышленные скопления флюоритовой и ртутной минерализации на общем фоне крайне широко представленных полиметаллических ореолов.

Флюоритообразование происходило в девять эпох тектоно-магматической активизации (средне- и позднепротерозойскую — байкальскую ранне- и позднекаледонскую, ранне- и позднегерцинскую, ранне- и позднекиммерийскую, среднеальпийскую) и размещаются в пределах щитов, срединных массивов, областей завершённой складчатости и авлакогенов. Плавиковошпатовая минерализация при этом формируется в связи с широким, но все же достаточно органичным числом магматических формаций (и их сообществ), где преимущественно ассоциируется с субщелочными и щелочными комплексами интрузий гранитоидного, в меньшей мере — нефелин-сиенитового, щелочно-основного и щелочно-ультраосновного с карбонатитами ряда. Наблюдается зависимость состава и набора продуктивных магматических формаций (равно как и оруденения) от их геотектонической и геохронологической позиции. В первом случае наибольшим разнообразием и сочетанием формационных комплексов и минерализации характеризуются активизированные участки щитов и областей завершённой складчатости, а во втором — эпохи среднепротерозойской (преимущественно рифей), позднекаледонской (девон), раннегерцинской (карбон), позднегерцинской (пермо-триас) и позднекиммерийской (юра — мел) активизации. Соответственно, основная масса флюоритовых месторождений размещается в пределах нескольких,

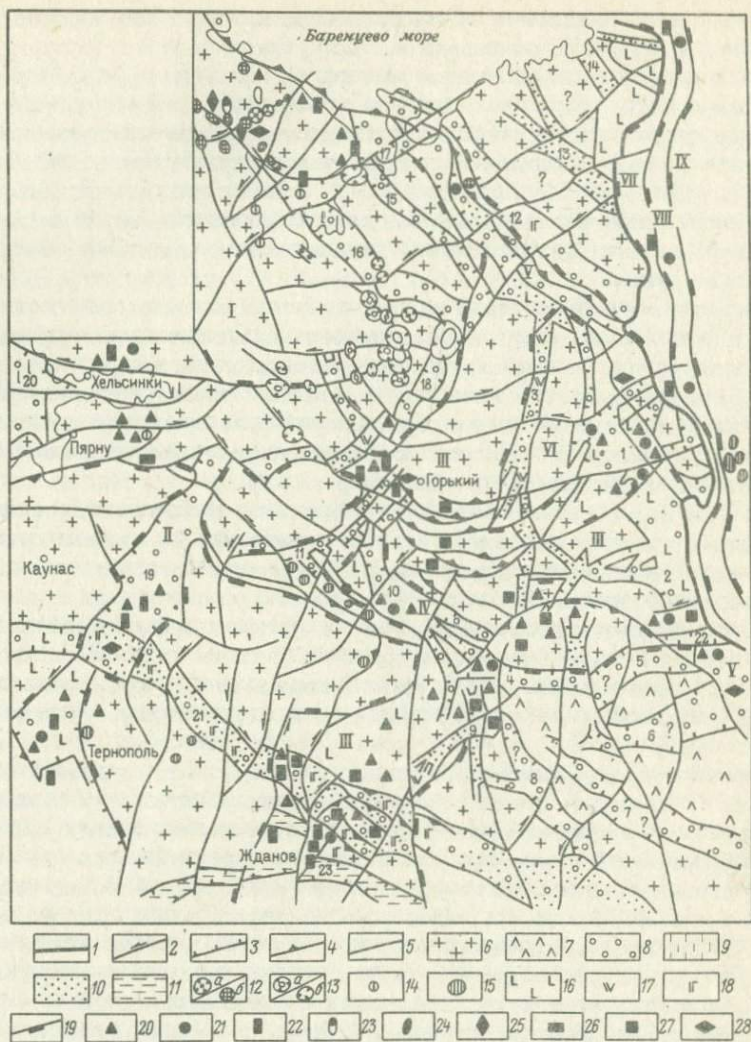


Рис. 13. Схематическая карта минерагенического районирования.

1 — граница платформы; 2 — сдвиги; 3 — сбросы; 4 — надвиги; 5 — прочие разломы; 6 — протерозойско-архейские щиты, массивы, своды; 7 — области с океанической земной корой; 8–11 — грабены (8 — рифейские, 9 — каледонские, 10 — герцинские, 11 — киммерийские); 12 — массивы центрального типа и их формации: а — агпайтовых нефелиновых сиенитов, б — щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами; 13 — предполагаемые массивы центрального типа и их формации: а — агпайтовых нефелиновых сиенитов, б — щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами; 14 — трубки взрыва; 15 — палеокальдеры; 16–18 — формации: 16 — трапшвая, 17 — трахиандезитовая, 18 — трахибазальтовая; 19 — границы минерагенических провинций; 20–28 — проявления и месторождения: 20 — полиметаллов, 21 — барита, 22 — флюорита и ратовкита, 23 — апатит-

магнетитовых руд, 24 — апатита, 25 — флогопита, биотита, 26 — молибдена, 27 — ртути, 28 — давсонита, соды.

Авлакогены: 1 — Камско-Бельский, 2 — Сергиевско-Абдулинский, 3 — Вятский, 4 — Пугачевский, 5 — Челкарский, 6 — Индерский, 7 — Северо-Каспийский, 8 — Средне-Каспийский, 9 — Доно-Медведицкий, 10 — Пачелмский, 11 — Московский, 12 — Тиманский, 13 — 14 — Колво-Денисовская система, 15 — Керещо-Лешуконский, 16 — Кандалакшко-Двинский, 17 — Беломорский, 18 — Средне-Русский, 19 — Вольно-Полесский, 20 — Ботническо-Балтийский, 21 — система авлакогенов Большого Донбасса, 22 — Оренбургский, 23 — Черноморско-Кумская рифтовая система. Провинции: I — Карело-Кольская, II — Подольско-Балтийская, III — Азовско-Токмовская, IV — Пачелмская, V — Тиман-Предуральская, VI — Волго-Уральская, VII — Западно-Уральская, VIII — Пайхой-Сакмарская, IX — Ильменогорско-Вишневогорская

наиболее благоприятных регионов Союза, из которых ведущее промышленное значение пока имеют Среднеазиатская, Забайкальская и Приморская плавиковошпатовые провинции. В последнее время достаточно высокие перспективы определялись и для ряда других районов страны, в частности, для активизированных территорий Казахстана, Горного Алтая, Прибайкалья, юга Красноярского края и Украины.

В пределах СССР преобладают месторождения гидротермального типа с фторовой, редкометальной, реже сурьяно-ртутной и полиметаллической специализацией. Наиболее продуктивными по запасам и концентрациям плавикового шпата (с содержанием фтористого кальция в рудах более 30 %) являются руды кварц-флюоритового, кальцит-флюоритового и кальцит-кварц-флюоритового состава (Таскайнар, Вознесенское, Солнечное, Покрово-Киреевское), а также некоторые разновидности сульфидсодержащих руд комплексных месторождений (Калангуй, Кондара, Такоб и др.). Основная доля запасов плавиковошпатовых руд в СССР сосредоточена в гидротермально-метасоматических залежах сложной и пластообразной формы, а остальная часть — в жильных образованиях простого и сложного строения.

В пределах западного сектора платформы на "размазанном" фоне рассеянных спорадических проявлений основная масса плавиковошпатовой минерализации размещается по периферии Украинского щита, где она обнаруживает связь с границами соседних авлакогенов (Подольско-Балтийская минерагеническая провинция). Волновахская область тяготеет к Донецкому, а Подольская — к Вольно-Полесскому авлакогенам. На склонах Балтийского щита известна третья зона — Терского берега, контролируемая разломами Кандалакшко-Двинского авлакогена.

Подольская зона прослеживается вдоль юго-западного склона Украинского щита в полосе шириной до 30—40 км и протяженностью более 200 км.

Повышенное содержание фтора в пределах 0,5—1 % установлено в вольнских, вендских, кембрийских, ордовикских и силурийских отложениях независимо от их состава. Флюорит фоновых значений находится в аморфном состоянии и определяется лишь по результа-

там химических анализов. В зонах тектонических нарушений при благоприятных коллекторах концентрации его повышаются до 0,8—5,3 %, отмечаются проявления меди, полиметаллов и барита.

Пространственно Подольская зона совпадает с областью развития волинской трапповой формации, представленной основными и среднего состава эффузивами и базальтовыми туфами мощностью до 300 м. Однако, судя по сквозному характеру минерализации, охватывающему рифейско-силурийские отложения, генетические связи оруденения с указанной формацией становятся более чем сомнительными. К тому же, по мере удаления от Ровенской системы продольных разломов, контролирующих западный борт Волино-Полесского авлакогена, интенсивность минерализации резко падает вплоть до полного исчезновения, хотя эффузивные и пирокластические образования волинской формации получают еще более широкое распространение (Брест-Подляская впадина, Ратновский горст, Пинская седловина). Вероятно, указанная зона минерализации связана с постмагматической гидротермальной деятельностью остывающего более молодого позднекалендонского глубинного очага, пространственно совпадающего с позднебайкальским.

Поля и площади минерализации Подольской зоны отвечают мелким блокам с повышенной плотностью нарушений, выраженной на поверхности фундамента в виде "клавишных" систем мелких грабен и ростов [Валеев, 1973]. Значительное размазывание минерализации по площади объясняется слабой тектонической активностью Волино-Полесского авлакогена, отсутствием крупноамплитудных ловушек, способствующих более узкой пространственной локализации рудного вещества.

В пределах Восточно-Европейской платформы (Европейская часть СССР) фторовая минерализация известна пока в ограниченных масштабах и, за исключением Покрово-Киреевского месторождения (Украина), нигде не достигает достаточно больших концентраций. Здесь она представлена преимущественно гидротермальным типом оруденения (залежи, жилы), обычно ассоциируется с редкометальной, редкоземельной и полиметаллической минерализацией, сосредоточена в пределах активизированных структур Украинского и в меньшей мере восточной части Балтийского щитов. Отдельные проявления установлены на территории Воронежского кристаллического массива, внутри Волино-Полесского, Днепровско-Донецкого, Среднерусского, Доно-Медведицкого авлакогенов, а также среди каменноугольных отложений центральных районов (Подмосковье, Верхнее Поволжье).

Обращает внимание строго ограниченная площадь распространения флюоритовой минерализации в пределах западного сектора и ее полное отсутствие в восточном секторе платформы. В этом же направлении формации субщелочного ряда замещаются более основными типично трапповыми с обособленным минеральным парагенезом. Лишь в передовых складках Урала, Пай-Хоя и в Предураальском прогибе вновь намечается второй флюоритоносный комплекс, представлен-

ный промышленными рудами Амдермы, а также рассеянной минерализацией флюорита и ратовкита в карбонатных отложениях карбона и перми (Западно-Уральская минерагеническая провинция).

Подобные различия, на наш взгляд, находятся в связи с составом изначальных магм и глубинной специализацией крупнейших пластин земной коры. Эти различия могут быть существенно дополнены и подтверждены, если мы попытаемся рассмотреть закономерности размещения барита, находящегося в парагенезе с плавиковым шпатом. Несмотря на это родство, мы не встречаем на территории платформ сколько-нибудь значительных его скоплений. Баритоносные пояса развиваются обособленно от флюоритоносных и охватывают более внутренние части складчатых сооружений. Например, на Урале пояс стратиформных месторождений барита смещен значительно восточнее по сравнению с флюоритоносным (Пайхойско-Сакмарская минерагеническая провинция). В пределах Кавказской и Карпатской систем флюоритовые месторождения вообще не обнаружены, зато в срединных массивах (Дзирульский, Кафанский, Закарпатский) широко развита барит-полиметаллическая минерализация.

На восток от Русской плиты намечается субщелочная зона — апатит-карбонатитовая. Здесь между Ильменогорским и Вишневогорским щелочными массивами установлен субмеридиональный глубинный разлом раннегерцинского заложения, с которым связаны протяженные тела карбонатитов [Левин и др., 1978], формирование которых обусловлено активизацией восточного сектора платформы в раннегерцинское время (Ильменогорско-Вишневогорская минерагеническая провинция).

Интересным и, видимо, не случайным фактором является тесная сопряженность Ровенской позднекаледонской зоны с более древней Суцано-Пержанской зоной, представляющей внешнюю периферическую кольцевую зону интрузий щелочных гранитов и сиенитов позднепротерозойского сложного Коростеньского плутона центрального типа. В связи с поздней щелочной — субщелочной фазой интрузий установлено плавиковошпатовое оруденение. Наиболее богатая минерализация развивается здесь на участках пересечения субширотных и субмеридиональных нарушений, в особенности на северо-западном фланге Суцано-Пержанской зоны, протяженностью 200—300 км, при ширине в 5—20 км. В пределах данной зоны флюорит самостоятельных промышленных скоплений не образует, но может эффективно добываться попутно с отработкой редкометалльных руд.

Поперечные субмеридиональные зоны разломов рассекают не только Коростеньский плутон, но и прилегающий с севера Припятский авлакоген. Причем проявления флюорита на Микашевичском срединном горсте и северном борту авлакогена фиксируются в виде единой зоны непосредственно на продолжении площадей проявления интрузий щелочных гранитов и сиенитов Суцано-Пержанской зоны. За пределами субмеридиональной системы Суцано-Пержанских разломов проявления флюорита отсутствуют. Подобный характер оруденения свидетельствует, во-первых, о сквозной изначальной минерализации

определенных блоков и, во-вторых, о неоднократности мобилизации рудного вещества, его извлечения из древних рудных формаций и перемещения в более молодые.

В пределах северного склона Украинского щита и ограничивающих его Днепровского и Донецкого авлакогенов флюорит-полиметаллическая минерализация развита довольно широко и встречается не только на отдельных соляных куполах и складках Донецкого инверсионного кряжа — Амвросиевский, Адамовский, Песоченский купола, Никитовское сурьмяно-ртутное месторождение, но и образуют сквозную зону, пересекающую Приазовский массив, северный его склон, Донецкий кряж и северный склон Воронежского массива.

В пределах Приазовского массива в Кальмиусской зоне глубинных разломов установлено наиболее древнее оруденение, ассоциирующееся с формацией граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов (Октябрьский, Кальмиусский и другие интрузивные массивы). Плавиковошпатовое оруденение представлено высокотемпературным комплексом месторождений пневматолито-гидротермального типа (грейзены, альбититы, отчасти скарны), характеризуется незначительными содержаниями CaF_2 (4—10 %) и обнаруживает парагенезис с циркон-редкоземельным оруденением. Из известных точек минерализации 78 % связаны с породами щелочного ряда и 22 % — со скарнированными гранитами — Николаевское, Стыла, Лазаревка и др. [Валеев, 1973]. В качестве главной рудоконтролирующей структуры рассматривается Кальмиусская зона глубинных разломов, секущая Донецкий и Днепровский авлакогены.

Непосредственно на продолжении указанной зоны, аналогично Суццано-Пержанской зоне, в области сочленения многочисленных оперяющих разломов Кальмиусского глубинного поперечного разлома с Волновахским продольным разломом Донецкого авлакогена фиксируется Волновахская зона, где наряду с полиметаллическим, ртутным и другим сульфидным оруденением обнаружено крупное Покрово-Киреевское месторождение карбонатно-флюоритовых руд гидротермально-метасоматического типа и множество проявлений аналогичного состава и происхождения (Раздольное, Ново-Троицкое, Колосовское и др.). Эта минерализация тяготеет к карбонатным породам нижнего карбона, в меньшей степени — к аркозовым песчаникам девона и скарнированным контактам девонских известняков с девонскими палеобазальтами и трахиандезитами. Более интенсивная минерализация нижнекаменноугольных известняков связана со сложно дифференцированным комплексом позднегерцинской верхнепермской интрузивной щелочно-базальтоидной формации, представленной габбро-монцонит-сиенитовым комплексом в виде шонкинитов, монцонитов, трахидолеритов, плагиопорфиров и нефелиновых сиенитов и верхнепермско-триасовой андезит-трахиандезитовой формации. Формирование формаций связано с заальской и пфальцской фазами тектогенеза в период активных инверсионных движений Донецкого кряжа, когда произошло возрождение многочисленных глубинных поперечных сдвигов, горизонтальные движения по которым

вызвали образование сложно построенной системы мелкочешуйчатых надвигов, захвативших предмезозойский осадочный покров и породы кристаллического фундамента. Установлено шесть покровов, надвинутых с юга на север, северо-восток на 100—1000 м по плоскостям сместителей, падающих под углами 10—60°. Горизонтальная составляющая трансформировалась в вертикальную с образованием системы поперечных горстов и грабенов амплитудой от 100 до 500 м и более (горсты Стыльский, Культурный и др.). Флюоритовое оруденение установлено как в горстах, так и в грабенах. Покрово-Киреевское месторождение связано с поперечным одноименным грабеном, где в зоне контрастных блоковых подвижек на глубине 25—70 м установлено крупное рудное тело площадью 150x200 м и мощностью до 30 м.

В пределах Волновахской зоны флюоритовое оруденение сопровождается определенным парагенным комплексом минералов, отражающих вертикальную зональность и временную стадийность гидротермального оруденения. Выделяются следующие стадии минералообразования: кремнисто-карбонатная, кремнисто-карбонатно-флюоритовая (баритовая), карбонатно-флюоритово-сульфидная и карбонатно-сульфидная. Вертикальную зональность определяет преимущественно кварцевый состав жил на глубине, к верхним горизонтам сменяющийся флюорит-халцедоновым, флюорит-карбонатно-халцедоновым. Еще выше, главным образом в осадочных породах, развиты флюорит-карбонатные, флюорит-карбонатно-сульфидные жилы. С учетом месторождений киновари в осевой части Донецкого кряжа намечается верхняя сурьмяно-ртутная зона.

Перспективы поисков флюорита многие исследователи совершенно справедливо связывают с зонами тектонических узлов в приобортовых частях рифтовой системы Большого Донбасса. Однако совершенно не учитывается то обстоятельство, что наиболее интенсивная минерализация связана с областью, где произошло последовательное формирование позднепротерозойской формации сиенитовых гранитов и гранитов и граносиенитов, щелочно-ультраосновных девонской и пермо-триасовой формаций. За пределами этой области, ширина которой ограничивается восточным и западным флангами Кальмиусского и Октябрьского массивов (Кальмиусский и Орехово-Павлоградский разломы), содержание плавикового шпата не поднимается выше фоновых значений. Непосредственно на северном продолжении этой области в известняках нижнего карбона южного склона Воронежского массива также установлена кальцит-флюоритовая и свинцово-цинковая гидротермальная минерализация на Марковской площади, определяющей северную границу области.

Таким образом, формирование флюоритоносных зон, а тем более промышленных месторождений плавикового шпата на территории Восточно-Европейской платформы происходит в довольно ограниченных областях неоднократного наложения формаций щелочного и субщелочного ряда (Пержано-Подольская, Волновахско-Кальмиусская области).

На территории Балтийского щита Карело-Кольского региона СССР пока официально регистрируются два близких к промышленным скопления плавикового шпата: молибденит-кварц-флюоритовые и кварц-флюоритовые руды молибденового месторождения Югас (Яруй) в Печенгском районе (Лапландский массив, по И.В. Головину) и кварц-барит-флюоритовые руды месторождения Корабль (мыс) в Терском районе (Кандалакшско-Двинский авлакоген), а также ряд более мелких проявлений, представляющих минералогический интерес. Оба месторождения относятся к гидротермально-жильному типу и условно связываются с формацией щелочных гранитов и сиенитов среднетерозойской эпохи тектоно-магматической активизации щита.

Барит-флюорит-кварцевая минерализация Кандалакшско-Двинского авлакогена скорее всего имеет более молодой возраст и отвечает каледонскому и герцинскому этапам активизации Балтийского щита.

Обширная зона проявлений ратовкита (50x300 км) обнаружена в известняках среднего карбона вдоль Московского авлакогена и его сочленения с Нелидовским погребенным массивом, которая контролируется глубинными поперечными разломами. В отдельных пластах каширского, подольского и мячковского горизонтов в ряде пунктов (Ржев, Подольск, Домодедово, Кашира и др.) установлено содержание CaF_2 до 10—17 %.

Непосредственно на продолжении Московской ратовкитовой области по южному склону Балтийского щита в пределах Латвийского грабенообразного прогиба установлена полиметаллическая и в меньшей степени флюоритовая минерализация. Здесь на территории Эстонской ССР в полосе нарушений Пярну—Нарва выявлено свыше 500 рудопроявлений. Рудоносны отдельные трещины и зоны дробления фундамента и осадочного чехла, представленного выщелоченными доломитизированными известняками верхнего девона. Через Готский грабен, являющийся более выраженным западным продолжением Латвийского прогиба, описываемая зона полиметаллической минерализации соединяется с полиметаллическим поясом каледонид Норвегии и Швеции, где известны промышленные комплексные флюорит-полиметаллические месторождения.

Аналогичный пояс, возможно, протягивается в зоне сочленения Среднерусского авлакогена с Балтийским щитом. Не исключено, что область восточных склонов Балтийского щита также имеет определенные перспективы, так как на Солигаличской площади, по данным Л.М. Бириной, установлены жильные проявления флюорита и борнита в нижнедевонских и нежнефранских терригенных и фаменских карбонатных отложениях. Наконец, зона Среднерусского авлакогена и Вожелачского грабена сопряжена с предполагаемой нами областью развития крупных массивов центрального типа, близких по своим параметрам к массивам Карело-Кольского региона, по аналогии с которыми в их пределах можно ожидать титаномagnetитовое, апатитовое, флогопитовое и редкоземельное орудование.

полезных ископаемых [Валеев и др., 1977]. Подтверждением послед-

Ассоциация промышленных минералов щелочных постмагматических гидрогермальных растворов. В авлакогенах Большого Донбаса, Московском авлакогене, Балтийском щите и зоне сочленения Предуральского прогиба и Уральского орогена обнаружен своеобразный минеральный комплекс, обязательным членом которого является давсонит — $\text{Na Al CO}_2 (\text{OH})_2$ — потенциальное сырье на соду и алюминий.

Наиболее изученные проявления давсонита на Восточно-Европейской платформе находятся в южной прибортовой части Припятского авлакогена — Осташковичское и Заозерское. Остальные проявления давсонита на платформе имеют минералогические значения.

Определенный интерес представляет зона Тиманского авлакогена, где известны к настоящему времени карбонатитовый массив Косью и многочисленные дайковые тела щелочного и щелочно-ультраосновного состава. Находки псевдоморфоз по гейлюситу и нортупиту, а также проявления содовых вод с минерализацией до 10 г/л в Западном Притиманье свидетельствуют о проникновении в верхние горизонты щелочных термальных вод, связанных с постмагматическими процессами. Еще больший интерес вызывает проявление термонатрита в зоне сочленения Чусовской седловины Предуральского прогиба с Краснокамско-Полазнинским горстом.

Особый минерогенический интерес представляет зона Сурско-Камской посткарельской региональной системы надвигов. Эта зона после чрезвычайно длительного состояния покоя вновь проявила себя в позднегерцинско-альпийский цикл тектогенеза. Существование в пределах платформы подобных тектонических форм позволяет сделать предположение о возможности обнаружения тектонически экранированных залежей ртути, полиметаллов, флюорита и других нег могут служить многочисленные находки самородной ртути в Горьковской, Ульяновской областях, Мордовской АССР. Кроме находок самородной ртути известны повышенные содержания ее до 4,8—10 % в медных рудах и сероцветных песчаниках казанского яруса в пределах Татарии, в сульфидизированных карбонатах уфимского яруса Татарии и Ульяновской области. В некоторых случаях они сопровождаются гидрогеохимическими аномалиями (до $2 \cdot 10^5$ г/л).

Газортутнометрические исследования в районе Воротиловского горста обнаружили ряд газортутных аномалий ($12-20 \cdot 10^8$ мг/л Hg в почвенном воздухе при фоне $1 \cdot 10^8$ мг/л), которые приурочены к кольцевой зоне разломов внешней части Ковернинской впадины.

Аномальные содержания фтора до 0,6—1,8 мг/л известны в сантоне Горьковской области. Пространственное положение точек минерализации контролируется Сурско-Камской системой надвигов. По аналогии с Донецким краем, где установлены промышленные содержания ртути (Никитовское месторождение), флюорита (Покрово-Киреевское), тяготеющие к зонам аналогичных надвигов, система Сурско-Камских надвигов может быть отнесена к числу возможно перспективных на описанный гидротермальный комплекс полезных ископаемых.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ФОСФОРИТОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ СССР

Возрастающие потребности страны в фосфорных удобрениях требуют значительного усиления геологоразведочных работ, направленных в первую очередь на поиски крупных месторождений фосфоритов с высококондиционными рудами. Решение этой задачи в значительной мере зависит от разработки новых принципов прогнозної оценки территории СССР, которые могли бы привести к существенному повышению ее эффективности.

Наши знания относительно условий формирования месторождений фосфоритов недостаточно полны, особенно слабо изучаются важнейшие, глобальные факторы рудонакопления. Это объясняется, в частности, и тем, что изучение фосфоритоносных бассейнов и слагающих их продуктивных формаций в большинстве случаев проводится в отрыве от естественного историко-геологического эволюционного фона становления и развития земной коры.

Прогнозные критерии обычно не увязываются между собой, образуют разрозненные наборы, полнота которых зависит от личного опыта и интуиции того или иного исследователя, отсутствует оценка удельной значимости каждого из них. Таким образом, при решении научных методологических основ прогноза фосфоритов, как и любого другого полезного ископаемого, серьезнейшую проблему составляет разработка системы прогнозных рудоконтролирующих факторов, от достоверности и полноты которой во многом зависит объективная ценность прогнозных построений. В этой связи необходимо прежде всего провести системный анализ самих критериев с определением их конкретного содержания, раскрытием многообразных связей между собой и последовательности вхождения в общую систему. При таком подходе система рудоконтролирующих факторов логически определяет содержание, степень информативности и конечные задачи, решаемые с помощью прогнозного картирования того или иного масштаба.

При анализе многофакторной системы очень важно определить начало отсчета, т. е. выделить наиболее общий глобальный или приближающийся к нему критерий. Большинство исследователей совершенно справедливо признают главенствующими тектонические условия формирования месторождений, но конкретное содержание понятия "благоприятная тектоническая обстановка" понимается многими авторами далеко не однозначно. А.В. Казаков, например, в качестве важнейшего показателя выдвигал наличие благоприятных структур — синеклиз, непосредственно сообщающихся с океанами, хотя не все синеклизы подобного рода содержат промышленные месторождения и даже проявления фосфоритов. Огромным шагом вперед в понимании условий формирования и прогнозе месторождений фосфоритов явились работы Н.С. Шатского, который установил приуроченность фосфоритов различных типов к тектоническим структурам с опреде-

ленными режимами развития. В качестве наиболее общих выдвигались и другие факторы, в частности климатический или палеогеографический. Но все эти признаки, как легко убедиться, нельзя считать главными, очевидно, существует какой-то более крупный механизм регуляции.

Исследователи, занимающиеся проблемами генезиса фосфоритов, неоднократно обращали внимание на так называемые эпохи фосфорного рудонакопления, правда, сводя их к обычной стратиграфической приуроченности. На территории СССР и за рубежом фосфориты практически встречаются во всех стратиграфических подразделениях, однако довольно четко намечается несколько эпох формирования крупнейших фосфоритоносных бассейнов, содержащих основные промышленные запасы. Эти эпохи в свою очередь можно сгруппировать в два глобальных этапа фосфоритонакопления: 1) позднерифейско-раннекаледонский (поздний рифей, венд, кембрий и ордовик); 2) киммерийско-альпийский (поздняя юра — ранний мел, поздний мел, палеоген и неоген). Герцинский этап рассматривается нами в качестве подчиненного с единственной пока пермской рудной эпохой.

Подобные глобальные рубежи фосфоритового рудонакопления фактор не случайный, и, очевидно, определяется он не известными нам более общими и значительными событиями в истории развития земной коры и планеты в целом. Если сопоставить этапы фосфоритонакопления с этапами глобальных революционных перестроек земной коры, то между ними устанавливаются глубокие причинные связи.

Каждому из этапов фосфоритонакопления соответствует этап распада континентальных плит: ранний рифей — венд — распад панплатформы Пангеи с заложением позднекембрийско-каледонской мировой системы океанов; триас — ранний мел — распад Гондваны, отчленение Африканской плиты от Европейской с заложением современной мировой системы океанов. Подчиненный герцинский этап характеризуется довольно значительной активизацией Африканской плиты и сопряженным резким расширением древнего Тихого океана.

Таким образом, этапы глобального фосфоритонакопления практически совпадают, хотя и с некоторым запаздыванием, с этапами глобального распада плит, рифтообразованием и формированием на их основе краевых морей и океанов.

С этапами и стадиями распада плит с аналогичным, но несколько меньшим разрывом во времени, сопряжены циклы и фазы интенсивного магматизма траппового на континентах и толеит-базальтового в океанах: байкальский (средне- и позднебайкальская фаза), герцинский (позднепермско-триасовая), киммерийский (юрская и меловая), альпийский (позднепалеоген-неогеновая).

При сравнении этапов экзогенного фосфоритового рудонакопления и эндогенного апатитового рудообразования выявляется их практическая синхронность, так как и крупнейшие месторождения апатита, принадлежащие магматическим щелочно-ультраосновным и щелочным формациям массивов центрального типа, так же обнаруживают теснейшие связи с названными выше этапами и стадиями

рифтогенеза. При этом отмечается последовательное повышение щелочности и содержания фосфора в магме с образованием следующего ряда интрузивных магматических формаций: ультраосновные интрузии дорифтовых стадий сводового развития — щелочно-ультраосновные и, наконец, щелочные интрузии поздних и в основном пострифтовых стадий в каждом из выделенных этапов и от байкальского этапа к киммерийско-альпийскому в целом. Таким образом, во времени происходит прогрессивно нарастающее поступление эндогенного фосфора по мере повышения щелочности магмы, что согласуется с распределением мировых запасов фосфоритов от 27 % в байкальско-каледонский этап, через частный герцинский этап — 5 % (масштабы апатитового рудонакопления, напротив, много выше) и до 68 % в киммерийско-альпийский этап. С учетом месторождений, располагающихся на современных шельфах, мировые запасы фосфоритов, содержащиеся в осадках последнего этапа, повышаются до 70—72 %. При этом пространственно крупнейшие апатитоносные провинции и фосфоритоносные бассейны разобщены. Основные месторождения апатита тяготеют к областям щитов и массивов, испытывающих в эпохи их формирования напряжения сжатия, тогда как месторождения фосфоритов группируются в седиментационных бассейнах, испытывавших в предшествующие эпохи максимальные напряжения растяжения. В условиях сжатия интрузивные массивы центрального типа удерживают практически весь фосфор в гранитной оболочке, тогда как в зонах растяжения аналогичное поступление щелочно-ультраосновной и щелочной базальтоидных магм, также обогащенных фосфором, происходит непосредственно на земную или подводную поверхности в эффузивной и эксплозивной фациях. Наземное корообразование и подводное разложение этих пород, очевидно, играют роль крупнейшего источника фосфора и поддерживают высокий уровень его резерва в океанических водах соответствующих эпох, что является необходимым условием формирования крупнейших концентраций осадочных фосфатов.

Помимо отмеченного образования основной массы фосфоритов в определенные эпохи и этапы, в геологической истории земной коры четко прослеживаются изменения в процессах фосфатонакопления и типах месторождений. В позднебайкальско-каледонский этап накапливались преимущественно микрозернистые фосфоритовые руды с тем или иным участием афанитовых разновидностей, связанные с карбонатными ассоциациями горных пород. Лишь в завершающую ордовикскую эпоху превалировало накопление ракушняковых фосфоритов. Тот же тип руд установлен в месторождениях герцинского этапа (пермская эпоха).

В киммерийско-альпийский этап происходит массовое накопление фосфоритовых руд, но уже зернистого типа, также связанное с группой терригенных ассоциаций горных пород. Эти два типа руд формируются в разных тектонических режимах, структурных, а также литолого-палеогеографических обстановках.

Существование эмпирически установленных рудных эпох и этапов свидетельствует о необходимости показа на прогнозных минералогических картах в первую очередь крупных временных этапов развития земной коры и синхронных с ними этапов фосфорного рудонакопления. Эта связь наиболее полно отражается при выделении структурно-формационных этажей и подэтажей осадочного чехла и верхней доступной изучению части кристаллического фундамента. Предлагается выделение следующих этажей: архейского, нижнепротерозойского, среднепротерозойского, байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского. В каждом из них, начиная с байкальского этажа, выделяются соответственно нижний и верхний подэтажи.

Границы этажей и подэтажей определяются не возрастом складчатости, как это принято при построении многих тектонических карт, а возрастом слагающих комплексов горных пород, формирующихся при определенных режимах и стадиях развития земной коры. Так как начальные и конечные стадии развития крупнейших геотектонических элементов не всегда совпадают между собой, границы этажей и подэтажей носят скользящий характер. Так, вендский период в отдельных надпорядковых элементах завершает байкальский цикл тектогенеза (палеоуралиды) или начинает каледонский цикл тектогенеза (европейские каледониды, западный сегмент Восточно-Европейской платформы) и т. д. Аналогичное промежуточное положение занимают триас и палеоген, входящие в отдельных сегментах в герцинский или киммерийский, киммерийский и альпийский циклы тектогенеза соответственно.

Прослеживание скользящих границ этажей и подэтажей в различных регионах приобретает большое значение в связи с возможностями корреляции рудных этапов и эпох различных платформ и повторных поясов.

Глобальный анализ размещения крупнейших мезо-кайнозойских фосфоритоносных бассейнов раскрывает второй важнейший фактор рудонакопления, который не нашел отражения в существующих перечнях критериев. Области мезо-кайнозойского фосфоритового рудонакопления располагаются на шельфовых окраинах континентальных плит. Такими являются шельфы юго-западной, северной и северо-восточной окраины Африки, западных побережий Аравийской плиты и Южной Америки. Общими для этих бассейнов являются не только непосредственная сопряженность с океанами, но и отсутствие между ними барьеров в виде островных дуг или орогенных сооружений. В современных островных дугах — Курило-Камчатской, Японской, Новозеландской, Индонезийской и других накопление фосфоритов в недавнем прошлом происходило весьма ограниченно и только во внешних зонах, обращенных к океану. Внутренние зоны дуг, окраинные моря и континентальные склоны за ними лишены сколько-нибудь значительных месторождений фосфоритов. Наиболее ярко эта тенденция проявляется при сопоставлении северных и западных открытых континентальных окраин Африканской и Ара-

вийской плит, входящих в состав Средиземноморского пояса фосфоритоносных бассейнов, с одной стороны, и бесперспективной южной окраины Европейской плиты, огражденной современными и альпийскими дугами, с другой.

Континентальные окраины подразделяются на несколько типов: курило-камчатский, андский и атлантический. Островодужный курило-камчатский и андский типы рассматриваются большинством тектонистов в качестве двух основных геодинамических моделей современных геосинклиналей. Первый тип, как было показано, малоблагоприятен в отношении фосфоритового рудонакопления. Второй — андский характеризуется непосредственным сопряжением континентальной окраины с океаническим глубоководным желобом с образованием узкой шельфовой полосы вдоль континентального уступа (перикратонная синеклиза), где накапливались миоценовые фосфоритоносные осадки (Перуанско-Чилийский шельф). Атлантический тип континентальной окраины контролируется мезо-кайнозойскими и современными периокеаническими рифтовыми поясами, прекратившими развитие или испытывавшими слабые растягивающие напряжения в эпохи фосфоритового рудонакопления, с широкими непосредственно раскрывающимися в океан заливообразными перикратонными синеклизами. Именно этот тип континентальных окраин наиболее перспективен.

При ограждении их подводными сиалическими выступами, как это происходит с Мексиканской перикратонной синеклизой, фосфоритовое рудонакопление смещается на внешние склоны этих выступов, в описываемом случае на склон Багамско-Флоридской подводной банки.

Таким образом, прогнозные исследования на фосфориты прежде всего должны базироваться на реконструкциях древних континентальных окраин, особенности строения которых раскрывают второй важнейший геотектонический рудоконтролирующий фактор. Эти реконструкции возможны лишь при условии применения формационного анализа, результаты которого рассматриваются в качестве минерогенической основы прогнознй карты мелкого масштаба. Формационный анализ в связи с его возможностями используется при решении ряда задач.

1. Восстановление режимных обстановок развития тектонических структур и выявления особенностей их строения (если мы рассматриваем формации как историко-тектонические категории).

2. Оценка климатической зональности и других палеогеографических факторов литогенеза на основе анализа вещественного состава формаций (производная группа литологических факторов на формационном уровне).

3. Выделение из естественных формационных рядов отдельных конкретных, а затем и типоморфных фосфоритоносных формаций как индикаторов режима фосфоритового рудонакопления и промежуточных объектов прогноза.

Н.С. Шатский, заложивший основы тектоно-формационного направления изучения фосфоритов, выделял месторождения геосинклинальных и платформенных областей, обособляя внутри этих двух основных групп месторождения эв- и миогеосинклиналей, краевых прогибов, консолидированных срединных массивов, древних и молодых платформ. Эта классификация была расширена с выделением месторождений областей перикратонных опусканий и активизации, и схема режимов с некоторыми дополнениями положена в основу прогнозных построений. Это режимы: 1) геосинклинальный (эвгеосинклинальный, миогеосинклинальный, срединных массивов), 2) орогенный (передовых прогибов и межгорных впадин), 3) платформенный (интракратонный и перикратонный), 4) активизационный (эпиплатформенный и эпиорогенный).

При определении тектонических режимов в формационных рядах в первую очередь учитываются осадочные и магматические "реперные" формации, являющиеся основными индикаторами тектонических обстановок.

Миогеосинклиналям, занимающим краевые моря и котловины, огражденные островными дугами, а также регенерированные области предыдущего этапа складчатости и срединные массивы, соответствуют аспидные, глинисто-сланцевые, терригенные и карбонатные флишеидные формации, на завершающей стадии — сероцветные моласы. Наибольшие трудности вызывает выделение миогеосинклинальных режимов в связи с существующей терминологической путаницей в обосновании так называемых переходных областей. Во многих случаях высокая мобильность, большие мощности осадков и последующая складчатость считаются достаточными для отнесения соответствующих областей (вне связи с типовыми формациями) к миогеосинклиналям, тогда как другие менее деформированные или совершенно недеформированные зоны и области при прочих равных условиях относятся к параплатформам и перикратонным опусканиям соответственно. Орогенный режим предлагается выделять в качестве самостоятельного наложенного процесса как на геосинклинали, так и на прилегающие края платформ, а также рифты внутри платформы. Сужение понятия "миогеосинклинальный режим", основанное на более строгом отборе прежде всего "реперных" формаций, позволяет упорядочить тектоническое, а в последующем и минерагеническое районирование. При таком подходе абсолютное большинство крупнейших фосфоритоносных бассейнов относится к структурам платформенного типа. Эта тенденция "оплатформливания" фосфоритоносных формаций, по выражению Н.А. Красильниковой, начиная с работ Н.С. Шатского, который отнес формации африканской группы бассейнов к данному типу, привела в последние годы к однозначным выводам о платформенном положении фосфоритоносных бассейнов Скалистых гор, Каратау. К платформенным, как показывает формационный анализ, следует относить Окино-Хубсугульский и Джорджинский бассейны.

Срединные массивы, возникшие на основе остаточных древних сиалических мелких плит и областей ранней консолидации, обычно представлены субплатформенными карбонатитами, терригенными и карбонатно-терригенными, часто угленосными формациями с наведенным магматизмом, представленным липарит-базальтовыми, дацит-липаритовыми, риолит-андезитовыми формациями и гранитоидными интрузиями.

Процессы фосфоритового рудонакопления обычно незначительны по своим масштабам. Но если относить бассейн Каратау к этой группе, что по комплексу формаций, слагающих позднебайкальскую Центрально-Казахстанскую глыбу, более соответствует действительности, то срединные массивы (микроконтиненты) океанической и переходной стадий геосинклинального развития в краевых перикратонных зонах, лишенных буферных океанических дуг, могут рассматриваться в качестве высокоперспективных территорий, как и раннеперикратонные бассейны платформ.

Орогенный режим с формированием складчатых поясов и систем, наложенных как на геосинклинальное, так и платформенное основания, представлен в основном ранней кремнисто-карбонатной доманиковой, сульфатно-карбонатной, соленосной, угленосной и верхней молассовой формациями и субсеквентным магматизмом. Небольшие месторождения фосфоритов связаны с кремнисто-карбонатной формацией начальных стадий формирования предгорных и межгорных прогибов и впадин.

Платформенный режим представлен разнообразными группами формаций, занимающих подчас огромные площади как на древних, так и молодых платформах. На внешних их углах или вдоль континентальной окраины выделяются высокоподвижные области с интенсивным накоплением осадков, по мощности не уступающие геосинклиналям, которые относятся к областям перикратонных опусканий — синеклизам и прогибам. Все они закладываются на активизированном основании, нередко океанического типа (Прикаспийская, Мексиканская синеклизы), представленном сложными рифтовыми системами. На океанической стадии развития смежной геосинклинали в их пределах накапливаются углеродистые или битуминозные кремнисто-глинисто-сланцевые, кремнисто-карбонатные, кремнисто-сланцево-карбонатные, кремнистые (отдаленные) и флишоидные формации некомпенсированных обстановок осадконакопления. На переходной стадии развития соседних геосинклиналей возрастает роль кремнисто-доломитовых и кремнисто-доломитово-известняковых формаций, часть которых при наличии главных рудоконтролирующих факторов (соответствующие рудные этапы и эпохи, отсутствие буферных океанических дуг и складчатых поясов) являются регионально-фосфоритоносными. На орогенной стадии развития наблюдается затрудненная опосредствованная связь при периодической полной изоляции перикратонных областей от океанических бассейнов с формированием сульфатно-терригенных, сульфатно-кар-

бонатных и соленосных формаций, стерильных в отношении фосфорно-рудонакопления.

На этапе развития молодых платформ, возникших на месте орогенных сооружений, древняя перикратонная область при сохранении своей подвижности теряет, однако, позиции краевой синеклизы и в ее пределах накапливаются, хотя и значительные по запасам месторождения фосфоритов, но исключительно желвакового типа (киммерийская эпоха фосфоритового накопления в Прикаспийской синеклизе).

Менее подвижные внутренние части платформ, осложненные унаследованными и наложенными синеклизами, впадинами и прогибами, не имеющими прямой связи с океаническими бассейнами, выделяются в области интракратонного режима. В этих областях, несмотря на формирование мощных доломитовых, доломитово-известняковых, кремнисто-терригенных, глауконитово-терригенных формаций, масштабы фосфоритового рудонакопления резко снижаются по сравнению с перикратонными областями и формируются исключительно руды желвакового или ракушнякового типов.

Активизационный режим со сводово-глыбовым характером тектонических движений и напряжениями растяжения земной коры сопровождается формированием протяженных рифтовых систем. Рифты закладываются на различных этапах развития земной коры, на основании чего выделяются эпиплатформенные с трапловым и щелочно-базальтоидным магматизмом, эпиорогенные с контрастным андезит-дацит-риолитовым магматизмом.

Рассмотренные выше факторы рудоносности объединяются в первую геотектоническую группу критериев. Палеогеографические факторы, включая климатическую зональность, образуют вторую, в известной мере, производную от первой группу литогенических критериев, раскрываемых на основе анализа вещественного состава и структурно-текстурных особенностей строения горных пород, входящих в состав типоморфных формаций.

Геологические формации, в том числе фосфоритоносные, подразделяются по вещественному составу с выделением следующих пяти групп: карбонатной, терригенной, кремнистой, галогенной, осадочно-вулканогенной. Однако подобные группировки недостаточны для детальных прогнозных исследований как в связи с явлениями конвергенции формаций, так и в связи с далеко не полным отражением при таком подходе процессов литогенеза, оказывающих существенное влияние на фосфоритовое рудонакопление.

В формационных рядах, обусловленных тектоническими (режимными) обстановками, существуют в свою очередь малые формационные ряды, отражающие стадияльные обстановки осадконакопления.

Эмерсивное подсемейство — хемогенно-механическое разрушение субстрата водосборов с образованием остаточных формаций кор выветривания и, в частности, апатит-франколитовой (по щелочно-ультраосновному материнскому субстрату) и фосфоритовой (по осадочным фосфоритоносным породам).

Метационные подсемейство — преобладание механического переноса и переотложения продуктов разрушения кор выветривания в гумидных континентальных и прибрежно-морских аккумулятивных равнинах (бассейны промежуточных водостоков). В этом подсемействе выделяется несколько формационных групп. Группа кварцевых и олигомиктовых, аркозовых, каолинитово-глинисто-песчаных, угленосных лимнических и паралических формаций. С указанной группой связаны фосфатно-угленосная и торфо-вивианитовая слабопродуктивные формации интракратонных областей. Группа песчано-монтмориллонит-глинистых, монтмориллонит-глинисто-песчаных и монтмориллонит-глинистых формаций слабощелочных опресненных внутриконтинентальных водоёмов с небольшими месторождениями фосфоритов озерного генезиса.

Трансгрессивное подсемейство — при преобладании накопления продуктов механического разрушения происходит выпадение в осадок труднорастворимых соединений железа, марганца, фосфора, кремнезема. Осадконакопление происходит при некотором преобладании скоростей тектонических опусканий в морских мелководных условиях интракратонных и поздних перикратонных синеклиз. Формации представлены преобладающими ассоциациями пород механического ряда — грубозернистыми, песчано-конгломератовыми в основании и песчаными, алеврито-глинистыми и глинисто-карбонатными образованиями в верхних частях разреза. Выделяются три группы типоморфных формаций — (фосфорно)-железородная; (фосфорно)-марганцевородная и собственно фосфоритоносная. Последняя содержит желваковые и ракушняковые фосфориты и подразделяется на глауконитово-терригенную, глауконитово-кремнистую, глауконитово-ракушняково-терригенную формации. Все фосфоритоносные формации накапливаются в интракратонных и поздних перикратонных бассейнах.

При формировании формаций, принадлежащих трансгрессивной стадии литогенеза, наблюдается недостаточное содержание фосфора в морской воде, поэтому при устойчивых прогибаниях формируются породы с рассеянной желваковой или конкреционной минерализацией. Лишь при пульсационном режиме осадконакопления в условиях резкой смены трансгрессий регрессиями в следующем трансгрессивном формационном ритме благодаря механическому перемыву и сгуживанию желваков из нижележащей фосфоритоносной формации и поступлению нового резерва фосфора с водами вновь трансгрессирующего моря происходит формирование фосфоритоносных горизонтов и пластов (например, волжско-валанжинская, сеноманская, сантон-кампанская глауконитово-терригенные формации Восточно-Европейской платформы).

Стабильное подсемейство — преобладание биохемотропных процессов литогенеза с формированием пяти формационных групп, формирующихся в бассейнах компенсированного и некомпенсированного осадконакопления: карбонатной (глауконитово-карбонатной), крем-

нисто-глинисто-карбонатной, кремнисто-глинисто-сланцевой (кремнисто-сланцевой), фтанитовой.

Карбонатная группа формаций компенсированного режима осадконакопления подразделяется на палыгорскит-доломитовую и палыгорскит-доломит-известняковую органогенно-известняковую формации интракратонных синеклиз, лишенных фосфоритов; рифогенную, глауконит-доломит-известняковую, кремнисто-известняковую, кремнисто-доломитовую высокопродуктивные формации с рудами зернистыми, микрозернистыми и метасоматического замещения в непосредственно сообщающихся с океанами седиментационных ранних перикратонных бассейнов. В миогеосинклиналях, передовых прогибах и перикратонных синеклизах преимущественно поздних стадий развития, огражденных от океанических бассейнов островными дугами и орогенными сооружениями, общий карбонатный и кремнисто-карбонатный формационный фон сохраняется, однако содержание фосфора резко падает, сколько-нибудь значительные промышленные месторождения, как правило, не формируются. Проявления и мелкие месторождения отмечаются лишь в полуизолированных барами и барьерными рифами мелких водоемах (например, артинская кремнисто-терригенно-карбонатная формация Предуральского прогиба). Кремнисто-глинисто-карбонатная, кремнисто-глинисто-сланцевая формации в условиях некомпенсированного погружения перикратонных синеклиз, передовых прогибов и миогеосинклиналей. В последних, кроме того, широко представлены флишоидные и аспидные глубоководные формации.

Продуктивность формации зависит, во-первых, от степени раскрытости седиментационного бассейна, что резко снижает перспективы изолированных бассейнов миогеосинклиналей и передовых прогибов; во-вторых, от характера гидродинамических условий осадконакопления с отсутствием или наличием процессов подводного размыва и перемыва осадков. В перикратонных бассейнах при достаточном резерве фосфора, непрерывно поступающего в бассейн, происходит формирование тонких полосчатых микрозернистых и афанитовых руд, не имеющих, несмотря на высокое содержание фосфора, большого промышленного значения из-за трудностей переработки (Байкогур). Недостаток же фосфора приводит к слабому конкреционному рудонакоплению (Вольно-Подольский вендский бассейн).

Вулканическая зеленокаменная (спилит-кератофировая), кремнисто-вулканогенная, яшмовая, фтанитовая формации эвгеосинклиналей, накапливающиеся в глубоководных условиях океанических бассейнов, содержат рассеянные маломощные линзы, тонкие прослои и конкреции фосфоритов, не имеющие промышленного значения, что скорее всего связано со спокойным гидродинамическим режимом придонных слоев с отсутствием обстановок подводного размыва осадков и вторичного сгущивания фосфатного материала.

Регрессивное подсемейство подразделяется на сульфатно-терригенную, сульфатно-карбонатную и соленосную группы формаций. Все

они практически стерильны в отношении накопления фосфоритов.

Инверсионное подсемейство — абсолютное преобладание механического разрушения над биохомогенным с накоплением граувакковых флишевых и грубообломочных молассовых формаций геосинклиналей, межгорных впадин и предгорных прогибов и молассоидных формаций рифтовых зон. Фосфор поступает в виде взвесей и разубоживается в огромной массе терригенных осадков, самостоятельных месторождений не образует (верхнепермская моласса Предуральяского прогиба и т. д.).

Таким образом, на основе анализа литогенической стадийности, условий формирования и вещественного состава фосфоритоносных образований четко определились четыре подсемейства продуктивных формаций: в интракратонных областях — эмерсивные с остаточными рудами кор выветривания, нередко с высококондиционными и крупными месторождениями; метационное — с фосфатно-угленосными и торфовиванитовыми слабо продуктивными формациями, имеющими чисто местное значение; трансгрессивное с глауконит-терригенной и ракушняково-терригенной группами формаций с желваковым и ракушняковым типами руд. В перикратонных областях — с высокопродуктивной кремнисто-карбонатной и кремнисто-терригенно-карбонатной группами формаций компенсированного режима осадконакопления и там же (а также в эвгеосинклиналях) с кремнисто-терригенными, кремнисто-вулканогенными и фтанитовыми слабопродуктивными группами формаций. Огражденные, изолированные от океанов миогеосинклинали, впадины, как показывает анализ всех рассмотренных иерархических групп рудоконтролирующих критериев, менее перспективны в отношении поисков крупных скоплений фосфоритов.

Таким образом, фосфоритоносные формации выделяются на региональном литологическом уровне анализа рудоконтролирующих критериев с учетом благоприятных геотектонических обстановок глобального и регионального уровней. Объем фосфоритоносной формации приравнивается объему геологической формации.

В тесной связи с формационной парагенетической группой критериев находятся и минеральные парагенетические признаки процесса фосфоритонакопления: присутствие глауконита, кремнезема, углерода, сингенетичных битумов, ванадия, никеля, урана, железа, марганца.

Структурные факторы, являющиеся производными от геотектонических, главным образом режимных обстановок, образуют четвертую группу критериев.

Платформенные фосфориты, как показывает анализ материала по территории СССР, располагаются в зависимости от характера подвижности тектонических элементов различных участков палеоседиментационных бассейнов. В наименее подвижных внутренних интракратонных наложенных впадинах и синеклизах месторождения занимают центральные опущенные зоны, подобно Вятско-Камскому месторождению Лойненской наложенной синеклизы.

В более подвижных унаследованных синеклизах (например Московской) и наложенных синеклизах и впадинах, непосредственно раскрывающихся в перикратонные синеклизы и области молодых платформ (Украинская, Ульяновско-Саратовская), месторождения обычно тяготеют к склонам валов и краевым тектоническим ступеням. Такое положение занимает, например, Егорьевское месторождение, расположенное на склоне Кудиновского вала Московской синеклизы. Для перикратонных областей наиболее благоприятные места локализации определяются внешними склонами синеклиз (Актюбинская область фосфоритонакопления), внутренними поднятиями типа сводов и выступов (Кызылкумский свод) и особенно внешними поднятиями, расположенными на краю континентального уступа (Малый Каратау).

Во всех случаях месторождения группируются вблизи флексурных зон и разломов. Так, месторождения Актюбинской фосфоритоносной области образуют три линейные зоны, границы которых контролируются разломами, четко фиксируемыми в виде гравитационных ступеней.

Аналогичное положение занимают месторождения Алтае-Саянской группы бассейнов, Каратауского бассейна и др.

Структурные, субформационные и литофациальные критерии пятой группы, включая факторы "благоприятной эпохи", "благоприятного парагенеза", рассмотренные выше, являются основой среднемасштабных карт. Именно на этом системном уровне происходит естественное вхождение в общую систему таких понятий, как "месторождение", "рудопоявление", рассматриваемых в общем ряду геологических объектов "земная кора — структурно-формационный этаж (подэтаж) — формация (субформация) — литофация — месторождение, проявление". На среднемасштабном уровне производятся также разбровка радиометрических и геохимических аномалий.

Среднемасштабные построения, как следующая стадия прогнозных исследований на поисковом уровне геологоразведочных работ, осуществляются в пределах известных высокоперспективных и предполагаемых перспективных бассейнов и областей, где обнаруживаются все рассмотренные выше глобальные и региональные рудоконтролирующие факторы.

В этом состоит принципиальное отличие предлагаемой системы подхода к прогнозной оценке от обычных "суммарного" или "балльного" приемов оценки территорий, согласно которым разбровка площадей на высокоперспективные, перспективные ... и бесперспективные земли происходит на основе интуитивного качественного или количественного (процентного, балльного) соответствия оцениваемого объекта по сумме критериев заранее выбранной эталонной модели (высокопродуктивному бассейну или месторождению).

Шестая группа критериев на локальном структурном, стратиграфическом, минералого-петрографическом, структурно-текстурном, геохимическом уровнях раскрывает строение рудных пластов, качест-

венные и количественные изменения руд, наличие вредных примесей на отдельных участках месторождений и проявлений и составляет основу крупномасштабных прогнозных работ.

Минерагеническое районирование находится в соподчинении с элементами палеотектонического и тектонического районирования. В качестве крупнейшей единицы районирования выделяется фосфоритоносная провинция, отвечающая платформе, крупному срединному массиву, геосинклинальной или орогенной системе. Следующим основным элементом схемы является фосфоритоносный бассейн, который соответствует седиментационному бассейну схемы палеогеографического районирования, структурно-формационному комплексу палеотектонической схемы и синеклизы, наложенной впадине первого порядка, геосинклинали, передовому прогибу или межгорной впадине тектонической схемы.

Фосфоритоносная область отвечает отдельному элементу фосфоритоносного бассейна, представленному специфическим набором формаций, что отличает ее от других областей бассейна; сводовому поднятию, антиклинорию, синклинорию, склону синеклизы — схемы тектонического районирования.

Фосфоритоносный район (изометричная площадь), зона (линейная площадь) соответствуют отдельным тектоническим элементам третьего порядка (частным впадинам, прогибам, тектоническим ступеням, валам). Этот элемент является практически конечным объектом мелкомасштабного прогноза.

Фосфоритоносное поле отвечает локальным структурным элементам четвертого порядка и отражается на картах среднего и крупного масштабов. Перспективные участки отражаются на картах крупного масштаба.

Элементы минерагенического районирования легко подразделяются по степени перспективности при использовании предлагаемой системы критериев на основе логического анализа и с учетом горно-технических условий залегания продуктивных пластов и предполагаемых на основе анализа типов руд.

НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТНИКА И РУДООБРАЗОВАНИЕ АПАТИТА

ной коры (геосинклиналь — платформа). Однако открытие коренных отличий океанической коры от континентальной, обнаружение мировой системы срединно-океанических хребтов и осложняющих их рифтов с развитием идей о раздвигании в обе стороны от них дна океана с наращиванием новообразованной коры под влиянием расходящихся ветвей конвекционного подкорового течения, зафиксированного в параллельных знакопеременных магнитных аномалиях, и выдвигание представлений о горизонтальных смещениях океанических блоков вдоль особого типа трансформных разломов явились причиной воз-

В основу выявления глобальных, региональных и локальных закономерностей размещения и контроля апатитового оруденения обычно закладывается теоретическая модель континентального развития зем-

рождения идей мобилизма (неомобилизма) и их оформления в виде гипотезы новой глобальной тектоники или тектоники плит.

Коренной пересмотр геотектонической модели развития земной коры, естественно, послужил причиной использования концепций новой глобальной тектоники в металлогении с корректировкой и выявлением новых, ранее не известных закономерностей размещения полезных ископаемых.

Генезис и закономерности пространственного размещения пиритовых, медно-пиритовых, медно-порфировых, полиметаллических, оловянных и молибденовых руд с учетом современных представлений плитной тектоники были рассмотрены И. Перейра, Ч. Диксоном (1971 г.), Р. Ходдером, В. Холлистером (1972 г.), Р. Силлитоу (1972 г.) и Ф. Соукинсом (1972 г.) и др. Относительно более полный анализ металлогенических провинций в связи с основными структурными элементами земной коры — континентальными и океаническими платформами, геосинклиналями и рифтами был выполнен У. Уокером (1971, 1972 гг.), Ф. Гайлдом (1972, 1974 гг.), Л.П. Зоненшайном, М.И. Кузьминым, В.М. Моралевым (1976 г.). Появились и первые работы, оценивающие условия формирования плутоно-вулканических структур с позиций глобального рифтогенеза.

Становление общей и специальной металлогении и в частности прогноза фосфатного сырья на позиции новой глобальной тектоники зависит от развития следующих основных направлений глобального и регионального металлогенического анализа:

1) параллельно с совершенствованием и уточнением разработанных глобальных геотектонических моделей развития подвижных и стабильных зон создание глобальных металлогенических моделей формирования поясов и провинций вулкано-плутонических структур и зон метаморфизма на примере конкретных плит и сопряженных с ними подвижных поясов;

2) выяснение условий образования и закономерностей размещения месторождений апатитов на региональном уровне анализа следствий глобальной тектоники плит в приложении к различным типам рудных провинций, зон и районов;

3) общая оценка известных и выявление новых критериев и предпосылок рудоносности на основе глобального и регионального моделирования.

Трудности применения концепций новой глобальной тектоники к региональной металлогении, являющейся основой прогнозных работ, обусловлены тем, что, как правило, рассматриваются лишь планетарные закономерности размещения рудных месторождений, зачастую установленные еще в период господства континентальной фиксистской модели развития земной коры (Билибин, 1947—1961 гг., Смирнов, 1934—1946 гг., Щербаков, 1934—1952 гг., Сатпаев, 1953—1959 гг., Твалчрелидзе, 1961—1972 гг.), т. е. предпринимаются попытки объяснения уже известных закономерностей с позиций новой концепции.

Прикладной аспект проблемы создания новых металлогенических моделей, заключающийся в выявлении высокопродуктивных рудоносных провинций, зон и районов, может быть решен лишь при условии расширения рамок глобальных исследований с переходом на конкретный региональный анализ.

В свете концепции новой глобальной тектоники вся литосфера Земли разделена на шесть—восемь мегаплит и ряд микроплит. Границами их раздела служат сравнительно узкие зоны — рифтовые долины срединно-океанических хребтов, глубоководные желоба систем островных дуг и зоны краевых разломов геосинклинально-складчатых сооружений. В зависимости от особенностей строения краевых частей литосферных плит, взаимодействующих между собой в зонах субдукции, существует несколько вариантов геодинамических обстановок. В участках разрыва и раздвижения или спрединга литосферы океанов происходит наращивание литосферных плит за счет внедрения и симметричного припаивания поступающего мантийного вещества к кромке плит. При столкновении двух океанических плит и погружении одной под другую возникают вулканические хребты типа островных дуг. В случае поддвига океанической плиты под континентальную возникают орогены андского типа и, наконец, коллизия двух континентальных плит приводит к формированию орогена гималайского типа. Частным случаем погружения океанической плиты под континентальную является процесс надвигания последней с образованием зон невадского типа. Условия субдукции сменяются во времени обстановками обдукции — надвиганием офиолитовых масс на континенты с образованием шарьяжных систем и складчатых структур альпийского типа (Альпы, Аппалачи, Урал). Таким образом, раздвижение (спрединг) океанического дна при постоянстве радиуса Земли компенсируется погружением (субдукцией) или надвиганием (обдукцией) одной из двух взаимодействующих литосферных плит. Каждая из перечисленных геодинамических обстановок порождает определенные генетические типы структур. Так, спрединговая обстановка приводит к возникновению рифтовых зон и обуславливает мобильность литосферных плит, явления субдукции вызывают сложный геосинклинальный процесс, а коллизия обдукции — развитие орогенных структур.

Из сказанного следует, что геология континентов и океанов, учения о геосинклиналях и платформах, до этого развивавшиеся обособленно, объединяются теорией новой глобальной тектоники в единую стройную концепцию.

Различные геодинамические обстановки обуславливают соответственно и геоструктурную зональность, определяют специфику рядов геологических формаций в каждом типе геологических структур и, как следствие, создают глобальную магматическую и металлогеническую зональность в виде латерального ряда рудно-магматических ассоциаций, в том числе апатитоносных. Апатитоносные магматические серии и формации разной степени продуктивности присущи целому ряду глобальных структур. В срединно-океанических хребтах

и на ранних стадиях развития островных дуг формируется толеитовая магматическая серия за счет выплавления из пиролита (родоначальной магмы, по Г.Б. Рингвуду). Породы серии характеризуются насыщением или пересыщением кремнеземом, низким содержанием щелочей при резком преобладании в них Na над K и дефицитом редких элементов. С дунит-пироксенит-габбровой формацией серии связаны апатитовые месторождения типа Волковского (Урал). Повышенные содержания фосфора отмечаются также в перидотит-пироксенит-норитовых формациях.

Практический интерес представляет щелочная серия существенно натровых и калиевых щелочных и щелочно-базальтовых формаций (щелочные базальты — нефелиниты, гавайиты, фойяиты, муджиэриты) с высоким содержанием щелочных элементов, титана, стронция, бария и промышленными концентрациями фосфора, бора и соды (провинция Бассейнов и Хребтов США, Восточно-Африканские рифты). Серия наиболее типична для рифтов континентальных окраин, обычно находящихся на поздних стадиях развития, и в меньшей степени для вулканических островов.

В тесной структурной связи с рифтами щитов и массивов находится щелочно-ультраосновная интрузивная серия. Она объединяет формации щелочно-ультраосновную с карбонатитами, апатитовых нефелиновых сиенитов, характеризующиеся высокой щелочностью и набором пород от ультраосновных до щелочных. Данная серия является одной из главных продуктивных в отношении апатитового оруденения. Ультрабазиты серии отличаются повышенным содержанием титана, бария и стронция, а с щелочно-ультраосновными формациями генетически связано апатитовое, редкометальное, редкоземельное, магнетитовое и флогопитовое оруденение.

При обдуктивном режиме в тыловых частях офиолитовых покровов, шарьированных на континент, в условиях высоких температур и низких давлений возникают метаморфические комплексы. С породами амфиболитовой фации этих комплексов связаны основные месторождения апатитов регионально-метаморфогенной группы.

Таким образом, фосфор является полигенным элементом, вынос которого из верхней мантии осуществляется в океанах, где он генетически связан с базит-ультрабазитовой формационной серией офиолитового комплекса и, возможно, с формациями андезитовой серии, а на континентах в зонах активизации щитов — с проявлением щелочно-ультраосновной формационной серии центральных массивов. Мобилизация фосфора происходит в активизационный и регенерационный этапы развития земной коры в периоды активной субдукции океанических плит под континентальные окраины и обдукции их на сиалическое основание в зонах непосредственного сопряжения океанических бассейнов с краевыми массивами и щитами платформ.

Учитывая глубинный характер толеитовых и щелочно-ультраосновных магматических дериватов, можно считать, что фосфор выносится из астеносферы и нижней части погружающейся по зонам Беньофа океанической плиты. Косвенным свидетельством сказанного служит

современное накопление фосфорсодержащих конкреций в Индийском океане, положение экзогенных мезозойских и кайнозойских фосфоритоносных бассейнов Средиземноморья и Среднего Востока в перикратонных синеклизах (Северо-Африканский бассейн) и передовых прогибах (фосфоритоносный бассейн Персидского залива), непосредственно раскрывающихся в прилегающее океаническое Средиземное море и Индийский океан. Для эпох более отдаленного прошлого также можно отметить положение фосфоритоносных бассейнов на континентальных окраинах, например, раннекембрийских бассейнов Палеоазиатского океана — Каратауского, Хубсугульского, Раджастанского, Квинслендского и др. [Зоненшайн и др., 1976].

Рассмотренные выше геодинамические, геотектонические, магматические и металлогенические обстановки с позиций тектоники плит могут послужить реальной основой для разработок основных металлогенических моделей апатитового рудообразования и критериев прогнозирования глобальных апатитоносных структур. Апатитоносные пояса занимают строго определенную позицию в планетарных рудоносных мегапоясах. Наиболее представительной моделью таковых является Тихоокеанский мегапояс островодужного типа. В его составе выделяются пять поясов. 1. Платиноносный с хромитами, титаномагнетитом, кобальтом, никелем и редкими месторождениями апатитов магматического и метаморфогенного происхождения. При интенсивном шарьировании и последующей гранитизации офиолитовых пластин происходит разрушение большинства месторождений и в первую очередь апатита и хромита. Зоны типичного меланжа поэтому являются бесперспективными. 2. Медно- и железоколчеданный с золотом, серебром, серой (андезитовая серия). 3. Полиметаллический и золото-серебряно-молибденовый с сурьмой и ртутью (порфировая серия). 4. Оловоносный с вольфрамом и редкими металлами (гранитная серия). 5. Апатитовый (фосфорно-редкометалльный) с железом, титаном, ниобием, цирконием, стронцием, редкими землями и алмазами (щелочно-ультрасосновная серия).

В общем тихоокеанском металлогеническом типе Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин и В.М. Моралев выделяют андскую, невадскую и монголо-охотскую зональности с редуцированными рядами рудномагматических серий.

Андский подтип включает: 1) офиолитовый комплекс глубоководного желоба; 2) андезитовая и гранит-гранодиоритовая серия (внешний край континента) — золото-молибденовый пояс с медно-порфировыми месторождениями; 3) диорит-монцитовая серия с полиметаллическим поясом; 4) гранитная серия с олово-вольфрамовым поясом и редкометалльным оруденением; 5) щелочная и бимодальная серии с цирконий-редкоземельно-ниобиевой металлогенией. Перспективна на поиски апатита. Последний пояс отделяется от предыдущих трех рифтовым грабеном типа Альтиплано (Анды). Складчатые сооружения типа Анд формируются при общих напряжениях сжатия с образованием огромных сиалических корней в мантии,

тогда как в своей верхней части литосфера испытывает напряжения, растяжения, сопровождаемые континентальным рифогенезом.

Невадский подтип отличается гипертрофированным развитием пояса гранитоидных батолитов мантийного происхождения со следующей общей зональностью: 1) толеитовая серия Тихого океана, 2) тоналит-гранодиоритовая серия внешнего края континентальной плиты с золото-медным оруденением, 3) гранит-гранодиоритовая серия с золото-полиметаллическим и медно-молибденовым, реже вольфрамовым оруденением внутренней области плиты. Формирование Невадского батолита происходило в условиях постоянного сжатия с многочисленными фазами орогенеза, сопровождающимися складчатостью и переплавлением огромных масс сиалических и океанических пород в зоне Беньофа. Характер зональности и геодинамические условия свидетельствуют о бесперспективности мегаструктур данного типа на поиски апатита.

Монголо-Охотский подтип с необычайно широко развитыми ареалами континентального магматизма рассматривается в качестве пояса срединно-океанических хребтов, продолжающихся под континент, которым соответствуют в верхней части литосферы краевые континентальные рифты.

В связи с указанными особенностями металлогенические пояса характеризуются концентрическим строением: 1) толеитовая серия, 2) известково-щелочная и гранит-гранодиоритовая серии с золото-молибденовым, реже меднопорфировым оруденением, 3) бимодальная серия с диорит-монцитовой подзоной полиметаллического и сульфидно-касситеритового оруденения, 4) гранитная серия с олово-вольфрамовым оруденением, бериллиевой и редкометальной минерализацией, 5) щелочная и щелочно-ультраосновная с апатитовым, редкоземельным, циркониевым и ниобий-танталовым оруденением (циты Восточно-Сибирской платформы).

Современными аналогами данной модели являются рудоносные пояса Красного моря и Калифорнийского залива, хотя последний отличается перерождением срединной зоны Восточно-Тихоокеанского хребта в трансформную зону Сан-Андреас.

Красноморский пояс является продолжением Индийского срединно-океанического хребта, хребта Карлсберг и Аденского залива и характеризуется толеитовым магматизмом отроговых зон рифта, известково-щелочным магматизмом частных рифтовых впадин и бортов с современным интенсивным полиметаллическим оруденением иловых осадков и сложными поясами щелочно-ультраосновных центральных интрузий северо-восточной окраины Африканской плиты и юго-западной прибортовой части Аравийского микроконтинента. Данный вариант зональности весьма перспективен на поиски апатита.

Калифорнийский вариант общего Монголо-Охотского подтипа слабо перспективен. В этой области активно надвигающийся континентальный край Северо-Американской плиты перекрывает Восточно-Тихоокеанский хребет с постепенным его рассасыванием, закрытием

спрединговых зон и слабым поверхностным их проявлением в провинции Бассейнов и Хребтов. В этих зонах отмечается концентрически сужающаяся щелочно-известковая внешняя, бимодальная средняя и щелочная осевая магматическая зональность с широким развитием содоносной, бороносной, полиметаллической и фтороносной минерализации.

Альпийский металлогенический тип формируется в условиях интенсивной субдукции. Он разделяется на собственно Альпийский, Уральский и Грампианский подтипы. Первый из них, аналогом которого являются складчатые системы Кавказа, Крыма, Карпат, малоперспективен на поиски апатита и поэтому нами не рассматривается.

Уральский подтип представлен следующей зональностью:

1. Тыловые шарьированные пояса развития офиолитового комплекса с мелкими и средними пластинами океанической коры характеризуются широким развитием гнейсовых куполов и распространением метаморфогенных пород амфиболитовой и глаукофановой фаций, формирующихся на сиалическом субстрате. Описываемые пояса умеренно рудоносны (хромит, антофиллит-асбест и тальк). Возможно перспективны на поиски месторождений апатита метаморфогенного типа.

2. Главный офиолитовый корневой шов (палеозона Беньофа уралид) с крупными шарьированными пластинами в тыловой части образует хромитовый и платиноносный рудные пояса. Умеренно перспективен на поиски апатита магматического происхождения. Зона Беньофа, как предполагают Л.П. Зоненшайн и др., падает не под континент, а под океаническую плиту, чем вызвана амагматичность континентальной окраины (миогеосинклинали).

3. Андезитовая серия с железо-медноколчеданными поясами.

4. Палингенно-гранитовая и миаскитовая серия щелочных пород с редкоземельной и тантал-ниобиевой минерализацией (передовой антиклинорий, микроконтиненты).

5. Слабощелочной пояс предполагаемых погребенных интрузий передовых складок Урала с подзонами баритовой стратиформной и внешней ратовкитовой рассеянной минерализации.

6. Амагматический пояс (Предуральский передовой прогиб).

7. Трапповый пояс интракратонных континентальных рифтов восточного сектора Русской плиты со слабой полиметаллической минерализацией. В целом Уральская металлогеническая модель свидетельствует о явно недостаточных условиях для формирования крупных месторождений апатита.

Грампианская модель выделяется автором. Главным отличием ее является непосредственная сопряженность Палеоатлантического океана с жестким краевым Балтийским массивом с нормальным, но крайне пологим падением зоны Беньофа под континент. Характеризуется длительным развитием процессов субдукции, начавшаяся с позднего рифея и до раннего карбона включительно, и почти одновременным, но кратким этапом обдукции (ордовик — силур). Особенностью динамической обстановки данной модели является крайне дли-

тельная сквозная байкальско-герцинская наведенная активизация Балтийского и в меньшей степени Канадского щитов.

Грампианской модели соответствует следующая зональность.

1. Офиолитовый комплекс в виде мелких и средних пластин океанической коры интенсивно шарьированных на сиалическое континентальное основание с мелкими залежами хромита и асбеста Норвегии и незначительной платиноносностью. Широко развиты процессы регионального метаморфизма в амфиболитовой фации с образованием гнейсовых куполов. Описываемый пояс перспективен на поиски месторождений апатита метаморфогенного происхождения. Известны довольно крупные рудопроявления апатита жильного типа в Серланнском поясе Норвегии (Эдегорден, Бамле) в ассоциации с крупными месторождениями магнетита Ланге. Последующий гранитный метасоматоз поздних фаз каледонского орогенеза приводил к возникновению довольно значительных месторождений апатита Серланна, ассоциирующих с микроклиновыми красными гранитами, прорывающими офиолитовые и гранит-гранодиоритовые аллохтонные пластины.

2. Андезитовая и упомянутая выше гранит-гранодиоритовая серии образуют единый крупный пояс с железо- и медноколчеданным оруденением с проявлениями золота, месторождениями никеля, слабым молибденовым оруденением.

3—4. По мере движения в глубь континента повышается общая щелочность и мы встречаемся последовательно с поясом серебряно-полиметаллического оруденения с плавиковым шпатом внешнего края каледонид и гипертрофированным поясом щелочно-ультраосновных с карбонатитами и щелочных формаций с уникальной апатитоносностью центральных и восточных областей Балтийского щита.

Широко развитые щелочно-базитовые, щелочно-ультраосновные и щелочные массивы центрального типа Балтийского и Канадского щитов размещаются в виде симметрично расположенных мегапоясов по обе стороны активно расширяющегося Палеоатлантического океана.

В течение позднебайкальского, каледонского и герцинского циклов активизации Балтийского щита (600—280 млн. лет) происходило смещение в глубь континентов ареалов щелочно-ультраосновного магматизма с согласным общим повышением щелочности пород и возрастанием масштабов апатитового рудообразования. С запада на восток по мере удаления от зоны норвежских каледонид на расстоянии свыше 1000 км отмечается закономерное уменьшение возраста массивов центрального типа с 590—600 млн. лет (Фен, Норвегия) — 560 млн. лет (Альне, Швеция) — 400 млн. лет (Ковдор, Вуориярви) — 335—275 млн. лет (Хобозеро, Салмагор, Турий п-ов) — 280—300 млн. лет (Хибины, Ловозеро).

Смещение ареалов магматизма вызвано последовательным продвижением буферного горячего фронта впереди жесткой океанической плиты, пододвигающейся по зоне субдукции под сиалическое основание Балтийского щита. Скорость смещения ареалов наведенного бай-

кальско-герцинского магматизма вполне увязывается со скоростями умеренного современного спрединга и субдукции и достигает 0,5—0,7 см в год.

5. Траптовая серия интракратонных рифтов Русской плиты завершает общий ряд зональности грампианской модели.

Гималайский металлогенический тип характеризует геодинамические обстановки столкновения (коллизии) континентов, которая отличается формированием огромного сиалического корня в условиях сжатия с вылавкой палингенных гранитов и проявлениями высокотемпературного магматизма с релаксационным режимом растяжения в верхней части литосферы, которое приводит к образованию мелких грабенов и рифтов.

Металлогения представлена слабыми проявлениями эндогенной редкометальной минерализации, связанной с палингенной гранитизацией и телетермальным и в частности бороносным рудообразованием грабенообразных зон. Данный тип зональности совершенно бесперспективен на поиски апатитового оруденения.

Завершая общий обзор глобальных и региональных металлогенических моделей первого порядка, следует подчеркнуть, что условия экстремальных, уникальных масштабов рудообразования любого вида полезных ископаемых и, в частности, апатита создаются в столь же уникальных геодинамических обстановках, что указывает на малую вероятность обнаружения аналогов грампианского типа на территории СССР. Следующими по промышленному значению и более распространенными, видимо, являются металлогенические модели монголо-охотского и красноморского подтипов, с которыми следует связывать возможности открытия новых провинций. Умеренным апатитовым рудогенезом характеризуются модели уральского подтипа, возможно перспективны внутриконтинентальные зоны модели андского подтипа, слабо перспективны модели альпийского подтипа и бесперспективны модели невадского подтипа и гималайского типа.

Глобальная и региональная первого порядка металлогенические зональности распадаются на региональную зональность второго порядка, которая в свою очередь осложняется зональностью третьего порядка и локальной. Очевидно, в этих условиях количество металлогенических моделей будет прогрессивно увеличиваться в арифметической, если не геометрической прогрессии, и рассмотрение их на современном этапе вряд ли возможно. Поэтому попытаемся наметить лишь возможные пути решения указанной необычайно важной для прогноза проблемы.

Региональные модели второго порядка формируются в конкретных геологических обстановках отдельных зон и провинций. Однако, видимо, есть и некоторые общие закономерности, к которым относятся закономерности пространственного размещения конкретных магматических формаций и субформаций, особенности строения и формирования рифтовых систем и зон и сопряженных с ними сводовых поднятий и горстов, систем разломов различных кинематических ти-

пов, характер глубинной зональности и масштабы последующего эрозионного среза.

Закономерности пространственного размещения формаций выражаются в общем четком повышении щелочности от осевых зон рифтов к их бортам и внешней территории прилегающих горстов.

В зависимости от степени раскрытости троговых зон рифтов наблюдаются следующие латеральные формационные ряды: 1) слабая раскрытость — бимодально-щелочная направленность развития формационных зон от осевой части рифта (Восточно-Африканские рифты, провинция Бассейнов и Хребтов), 2) относительно полная раскрытость — трапсовая—щелочно-ультраосновная (рифты Балтийского щита); щелочно-ультраосновная эффузивная — щелочно-ультраосновная интрузивная и трахибазальтовая эффузивная направленности (рифты Б. Донбасса), 3) полная раскрытость — толеитовая—щелочно-базальтовая—щелочно-ультраосновная и щелочная направленности (Красное море). Максимальной продуктивностью характеризуются варианты второго и третьего рода.

Конкретная зональность моделей второго порядка с высокой апатитоносной продуктивностью может быть представлена рифтами и околорифтовыми щелочно-ультраосновными зонами Балтийского щита, образующими четыре рудоносных пояса: Кольско-Петрозаводский, Ботническо-Балтийский, Далекарийский, Берум-Сандский. В осевых частях рифтов развиты трапсовая формация и гипабиссальные интрузии габбро-диабазов, диабазов и долеритов, формирующиеся в условиях растяжения и во времени (ранний—поздний рифей), предшествующие формированию второй щелочно-ультраосновной апатитоносной формации массивов центрального типа (венд—нижний карбон), расположенных вдоль бортов рифтовых систем и формирующихся в условиях общего сжатия. Раннерифейскими и позднерифейскими интрузивными аналогами трапсовой формации являются массивы базит-ультраосновной формации. Так или иначе, массивы центрального типа формируются в близорифтовых зонах растяжения, но в фазы и этапы общих напряжений сжатия. При инверсии авлакогенов и рифтов в конечные этапы активизации или в эпохи ее ослабления массивы центрального типа могут смещаться в осевые зоны рифтов (Кайзерштуль Рейнского грабена; предполагаемый Котласский Среднерусского авлакогена, карбонатитовые массивы Восточно-Африканских рифтов). Одновременно в этих инверсионных зонах и их прибортовой периферии формируются трубки взрыва (Ненокса, о. Еловый, Мишина гора и т. д.).

Восточно-Африканский вариант зональности представлен магматическими и металлогеническими зонами второго порядка в виде: 1) бимодальной серии осевых трогов рифейской системы, 2) щелочно-ультраосновной формации с карбонатитами прибортовой периферии, реже осевых трогов с апатитовым и редкометальным оруденением, 3) кимберлитовой формации с алмазной и пироповой фациями центральных участков куполов и горстов, 4) пикри-

товой формации тыловых зон. Данный вариант спрединговой региональной модели второго порядка характеризуется уникальной алмазонасностью при сравнительно умеренном апатитовом рудогенезе.

Вилуйский вариант зональности (Восточно-Сибирская платформа) характеризуется обратной зональностью, где осевым зонам Вилуйского трога отвечает трапповая формация, сменяемая в прибортовых зонах кимберлитовыми трубками взрыва и в центральных частях сводов и прилегающих горстов — щелочно-ультраосновными массивами центрального типа. Данная модель второго порядка перспективна как на апатиты, так и на алмазы и больше приближается к балтийской модели с уникальным апатитовым рудогенезом.

Разломная зональность выражается в формировании массивов на поперечных сдвиговых глубинных разломах, пересекающих рифты с образованием сложных связей, свидетельствующих о направленном раскрытии сдвига, возможно, при прохождении литосферной плиты над горячими мантийными точками (hot spot), впервые выделенными Дж. Вильсоном (1959 г.) на примере связей вулканогенных структур Гавайского хребта. С указанной зональностью может быть связана и вертикальная зональность магматических формаций и фаций конкретных массивов в зависимости от направленного снижения или повышения уровней их внедрения в сиалическую оболочку.

Зональность эрозионного среза зависит от масштабов последующего сводообразования щитов и в целом снижается в направлении их склонов.

Таким образом, глобальные и региональные реконструкции геодинамических обстановок, геотектонической, магматической и металлогенической зональности с позиций тектоники плит, безусловно, свидетельствуют о больших возможностях данного металлогенического направления в области прогноза месторождений апатита. Успехи научного прогноза следует связывать в первую очередь со степенью разработки объективных металлогенических региональных моделей первого и второго порядков. При всей сложности спорных и нерешенных проблем металлогении фосфора с позиций тектоники плит данное направление, очевидно, следует развивать и использовать при прогнозных исследованиях на мелкомасштабном и прежде всего региональном уровнях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Восточно-Европейская платформа является наиболее освоенной минерально-сырьевой базой страны по многим видам нерудных полезных ископаемых: самородной сере, калийным солям, фосфоритам, апатитам, карбонатному сырью и т. д. Имеются большие перспективы открытия месторождений совершенно новых видов полезных ископаемых, таких, как природная сода, палыгорскитовые глины и т. д. Потенциальные возможности описываемой территории далеко не исчерпаны и еще полностью не раскрыты.

Большинство месторождений, залегающих на поверхности, уже открыто, поиски и разведка ведутся, как правило, на фланговых ограничениях уже известных скоплений, минерагенических полей и районов. В настоящее время назрела необходимость организации поисковых работ на погребенные скопления нерудного сырья. Именно здесь мы можем надеяться на открытие новых высококорентабельных месторождений.

Необходимо изучение структурных, палеотектонических условий, а ведь именно они являются наиболее полными и тонкими инструментами дифференциации геологических объектов с выделением перспективных элементов различных категорий и отделением первых от бесперспективных и малоперспективных территорий. Отрицательным моментом является традиционное изучение отдельных видов сырья без необходимой увязки их между собой, вне комплексного изучения парагенных ассоциаций минералов и горных пород.

На наш взгляд, наибольшими возможностями при решении проблемы перспективного комплексного прогнозирования погребенных скоплений нерудных полезных ископаемых обладает новое направление в учении о полезных ископаемых — минерагения. Минерагения, как научное направление геологии, ставит своей главной задачей раскрытие закономерностей формирования и размещения парагенных комплексов нерудных полезных ископаемых во времени и пространстве в связи со всем ходом развития земной коры — тектогенезом, литогенезом, магматизмом и метаморфизмом.

Наиболее важными условиями, влияющими на вещественный состав формаций, а следовательно, на сопутствующий им комплекс полезных ископаемых являются тектонические условия, режим развития земной коры. В связи с этим мы и попытались выполнить анализ тектонического строения Восточно-Европейской платформы с выявлением байкальского, каледонского, герцинского и киммерийско-альпийского структурно-формационного этажей, выделяемых по одноименным тектоническим циклам перестройки структурных планов. Разработаны новые принципы формационного анализа с выделением малых и больших латеральных формационных рядов типа геосинклиналь — платформа и ороген — платформа, формирующихся в результате наведенной активности в зонах субдукции при взаимодействии тектонических плит.

Были установлены основные этапы развития платформы в связи с этапностью развития геосинклиналей. Установлено асинхронное развитие различных секторов платформы, рассмотрены конкретные формационные ряды, формирующиеся в течение каледонского, герцинского и альпийского циклов тектогенеза. Классификация платформенных осадочных формаций дана с учетом геотектонических режимов, климатической зональности и обстановок литогенеза. Выделены основные фазы литогенеза, сопровождающиеся накоплением определенных типов формаций со свойственным им набором парагенетических групп полезных ископаемых. Дано систематическое описание парагенных ассоциаций промышленных минералов

и горных пород с выделением классов экзогенных и эндогенных ассоциаций. Выделены продуктивные формации и горизонты, рассмотрены условия формирования основных парагенетических групп полезных ископаемых. На основании геотектонического и литологического изучения вещественного состава формаций и вмещающих структур разработаны основные принципы минерагенического анализа, предложена система минерагенического районирования. По фосфоритам и апатитам разработаны теоретические основы методики их поисков и установлены условия их образования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдулин А.А., Смирнов Ю.Д. К проблеме возраста наиболее древних толщ Урала и Мугоджар. — Изв. АН КазССР, 1971, №6.

Батурич Г.Н., Безруков П.Л. Фосфориты и фосфоритоносные отложения на дне океанов. — В кн.: МГК, XXV сессия. Докл. сов. геологов. Палеонтология и морская геология. М., 1976.

Батурич Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М., Наука, 1978.

Белоусов В.В. Об основных закономерностях развития континентов. — Изв. АН СССР. Сер. физика Земли, №7, 1972.

Белоусов В.В. Об эндогенных режимах материков. — Геотектоника, 1974, №3.

Богданов А.А. Основные закономерности развития палеозойской складчатости на территории СССР. — В кн.: МГК, XXI сессия. Доклады сов. геологов (Проблема 19). М., 1960.

Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е. Об основных структурных элементах земной коры. — Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXVIII, №9, 1963.

Богданов А.А., Зоненшайн Л.П., Муратов М.В. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. — Геотектоника, 1972, №5.

Браташ В.И. Керманско-Кашмерский прогиб Ирана и проблема сопряжения доюрских структур Туранской плиты и Средиземноморского пояса. — Геотектоника, 1975, №2.

Бродская Н.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М., Наука, 1974.

Валеев Р.Н. Тектоника Вятско-Камского междуречья. М., Недра, 1968.

Валеев Р.Н. Авлакогены Русской платформы. — Труды ГИН, вып. 30, Казань, 1970.

Валеев Р.Н. Разломы кристаллического фундамента и их роль в формировании структур осадочного чехла. — В кн.: Выявление и трассирование разломов по геофиз. аномалиям Волго-Камского края. М., 1970.

Валеев Р.Н. Геотектонические условия размещения галогенных формаций Русской платформы. — В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев, 1971.

Валеев Р.Н., Озол А.А., Тихвинский И.Н. Особенности генезиса месторождений боратов галогенно-осадочного типа. — Сов. геология, 1972, №5.

Валеев Р.Н. Тектонические критерии поисков месторождений нерудного минерального сырья Русской платформы. М., ВИЭМС, 1973.

Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М., Недра, 1978.

Вайн Ф., Мэтьюз Д. Магнитные аномалии над океаническими хребтами. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974.

Вилсон Дж. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974.

Гавриш В.К. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения. Киев, Наукова думка, 1969.

Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., Наука, 1972.

Гафаров Р.А. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ (труды совещания), М., Наука, 1973.

Голионко Г.Б., Крестин Е.М. Тектоника кристаллического фундамента северной части Курско-Воронежского массива и его обрамления. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, №1.

Давсонит в нижнекаменноугольных отложениях Припятской впадины в Белоруссии/ Ф.Л. Дмитриев, В.П. Курочка, Н.Д. Маевская и др. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., 1975.

Еганов Э.А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. Новосибирск, Наука, 1974.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976.

Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации. М., Недра, 1972.

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М., Наука, 1974.

Клубов В.А. Палеоструктурный анализ восточных районов Русской платформы. М., Недра, 1973.

Корневский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., Недра, 1973.

Красильникова Н.А. К вопросу о литологии фосфоритоносных формаций. — В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М., Наука, 1976.

Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Каменная соль в глубоких грабенах и во впадинах с корой океанического типа. — Бюлл. МОИП. Сер. геол., т. XIV (5), 1970.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.

Либрович В.Л. Тектоническое положение фосфоритоносных формаций. — В кн.: Осадочные и вулканогенные формации. М., 1966.

Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А. Карбонатиты щелочной провинции Ильменских—Вишневых гор на Урале. — Докл. АН СССР, т. 240, №4, 1978.

Лобов В.А., Кавеев И.Х., Хайкин М.А. О надвиговой природе Карлово-Сытовского поднятия Жигулевской дислокации. — Геология нефти и газа, №7, 1974.

Лундгорд П.Х. Свекофенно-карелиды Центральной и Южной Швеции. — В кн.: Тектоника Европы и смежных областей (древние платформы байкалиды, каледоницы). М., 1978.

Металлогенические особенности щелочных формаций восточной час-

ти Балтийского щита/ А.А. Кухаренко, А.Г. Булах, Г.А. Ильинский. — Труды Ленингр. общ-ва естествоиспыт., т. 22, вып. 2. Л., Недра, 1971.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1973.

Милашев В.А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Л., Недра, 1972.

Морган В. Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., 1974.

Островский М.И. Роль внутренней структуры фундамента в формировании разновозрастных рифейских авлакогенов центра Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Условия формирования и закономерности размещения минерального сырья Европейской части СССР. Казань, 1976.

Основные принципы минерагенического анализа платформенных областей/ Р.Н. Валеев, Л.Ф. Солонцов, В.И. Аверьянов и др. — Труды ЭИ ВИЭМС, сер. IV, вып. I. М., 1974.

Особенности геологического развития и условия фосфатонакопления в Таласо-Каратауской зоне/ В.Г. Королев, Т.Д. Джумалиев, В.В. Киселев и др. — В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М., 1973.

Постникова И.Е., Кирсанов В.В. Разрез верхнего докембрия Московского грабена — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X, №5 (3), 1970.

Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М., Наука, 1971.

Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. — Труды ГИН, вып. 283. М., Наука, 1976.

Салоп Л.И. Общая стратиграфическая школа докембрия. М., Недра, 1973.

Симоненко Т.Н., Иванов М.М. Основные черты аномального магнитного поля Земли. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М., 1970.

Смирнов А.И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. — Труды ГИГХСа, вып. 4, 1972.

Федынский В.В., Соколов Б.А. Средне-Русский авлакоген. — древнейший аналог современных рифтовых образований. — Сов. геология, 1975, №1.

Формационное расчленение осадочного чехла Русской платформы в связи с ее тектоническим строением/ Р.Н. Валеев, В.И. Аверьянов, С.Х. Урманова и др. — В кн.: Условия формирования и закономерности размещения минерального сырья Европейской части СССР. Казань, 1976.

Фосфоритоносные формации юга Сибири (под ред. В.А. Казаринова, Н.А. Красильниковой). Красноярск, Красноярское изд., 1972.

Хворова И.В. Фосфоритоносные кремнистые породы ранних стадий развития геосинклиналей (на примере Южного Урала). — В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М., 1976.

Херасков Н.П. Тектоника и формации. М., Наука, 1967.

Шубаков Г.Н. Структурно-формационные условия образования платформенных желваковых фосфоритов востока европейской части СССР. — В кн.: *Формац. метод в прогнозе и изуч. м-ний горнохим. сырья.* М., Недра, 1974.

Щеглов А.Д. Флюоритовые месторождения и тектоника. — В кн.: *Минеральные месторождения,* М., Недра, 1972.

Эрикссон Б. Досвекофенно-карелиды Северной Швеции. — В кн.: *Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы байкалиды, каледониды.* М., Недра, 1978.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	4
Тектоника и формации	6
Тектоническое районирование	6
Системы разломов протогеосинклинального и активизационно-го этапов развития	22
Геологические формации	43
Вертикальные ряды	47
Латеральные ряды	50
Структурно-формационные комплексы и этажи кристаллического фундамента	55
Байкальский комплекс	65
Каледонский комплекс	72
Герцинский комплекс	86
Альпийский комплекс	111
Магматизм	118
Парагенетические ассоциации промышленных минералов и горных пород и условия формирования месторождений нерудного сырья	123
Минерогения	144
Основные принципы минерагенического районирования	144
Эндогенная минерагения	175
Теоретические основы прогнозной оценки фосфоритоносности территории СССР	186
Новая глобальная тектоника и рудообразование апатита	198
Заключение	208
Список литературы	211

2

Раадик Назыхович Валеев

**ТЕКТОНИКА И МИНЕРАГЕНИЯ РИФЕЯ И ФАНЕРОЗОЯ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Редактор В.Е. Хаин
Редактор издательства М.Д. Мирзоева
Переплет художника Н.Ю. Бабикова
Художественный редактор Е.Л. Юрковская
Технический редактор Л.С. Гладкова
Корректор И.Ю. Каменская

ИБ № 3847

Подписано в печать 27.04.81. Т-09117. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная.
Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер".
Гарнитура "сенчури". Печать офсетная. Усл. п. л. 13,5. Усл. кр.-отт. 13,62.
Уч.-изд.л. 15,76. Тираж 365 экз. Заказ 3710, /8017-1. Цена 2 р. 40 к.

Издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский пр., 1/19.

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва Ж-33, Волочаевская, 40.

2 р. 40 к.

3682

НЕДРА