

ЖЕЛЕЗИСТО
КРЕМНИСТЫЕ
ФОРМАЦИИ
ДОКЕМБРИЯ
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Тектоника



553.

МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ
ПРОЕКТ № 247
«ДОКЕМБРИЙСКИЕ РУДНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ТЕКТОНИКА»



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ЧЕРНОЙ МЕТАЛЛУРГИИ СССР

ЖЕЛЕЗИСТО- КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Главный редактор
Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ

Редакционная коллегия

Р. Я. БЕЛЕВЦЕВ, М. И. ВЕРИГИН, Н. П. ГРЕЧИШНИКОВ,
Г. И. КАЛЯЕВ, В. Б. КОВАЛЬ, Е. М. ЛАЗЬКО,
Е. И. МАЛЮТИН, В. В. НАУМЕНКО, Б. И. ПИРОГОВ,
Н. А. ПЛАКСЕНКО, В. Ю. ФОМЕНКО, Н. П. ЩЕРБАК

НАУКОВА ДУМКА

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ
ОТДЕЛЕНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ

551.24:553.31

Тектоника

5085

КИЕВ — 1988



УДК 551.71/72.24 : 553.31

Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Тектоника / Белевцев Я. Н., Каляев Г. И., Глевасский Е. Б. и др.— Киев : Наук. думка, 1988.— 204 с.— (Междунар. прогр. геол. корреляции. Проект № 247 «Докембр. руд. месторождения и тектоника»).— ISBN 5-12-000177-7.

В монографии освещены структурные элементы и рельеф фундамента. Выделены тектонотипы железорудных формаций, системы разломов, контролирующих размещение структурно-формационных зон. Дано строение земной коры железорудных провинций на основе сейсмометрических данных.

Для геологов, занимающихся вопросами металлогении, рудообразования, прогнозирования и поисков месторождений в докембрийских щитах.

Ил. 51. Табл. 3. Библиогр.: 281 назв. (с. 192—201).

Ответственный редактор

Г. И. КАЛЯЕВ

Авторы

*Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ, Г. И. КАЛЯЕВ, Е. Б. ГЛЕВАССКИЙ, С. В. АВТОНЕЕВ,
С. В. БОГДАНОВА, С. С. БЫСТРЕВСКАЯ, В. В. ВЕТРЕННИКОВ, Г. А. ГЛУШКОВА,
П. М. ГОРЯИНОВ, В. Я. ГОРЬКОВЕЦ, Г. Х. ДИМИТРОВ, О. В. КАПУН, Г. А. КЕЙЛЬМАН,
Н. Д. КОНОНОВ, Т. А. ЛАПИНСКАЯ, Г. Б. МОТУЗА, И. К. ПАШКЕВИЧ, В. Х. ПЕТЕРСЕЛЬ,
Б. М. ПЕТРОВ, Б. А. ПОПОВ, Л. П. ПОПОВА, А. В. ПОСТНИКОВ,
К. Ф. ТЯПКИН, Ю. М. ФОМЕНКО, И. А. ШЕВЫРЕВ*

Рецензенты

И. И. ЧЕБАНЕНКО, В. А. РЯБЕНКО

Редакция литературы о Земле

Ж $\frac{1904050000-102}{M221(04)-88}$ КУ-2*222-88

ISBN 5-12-000177-7

© Издательство «Наукова думка», 1988

ПРЕДИСЛОВИЕ

Монография является одной из работ многотомного исследования «Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР». Эти исследования проводились в рамках Всесоюзной комплексной программы, утвержденной Государственным комитетом СССР по науке и технике, а также в рамках Международной программы геологической корреляции — проект № 247 «Докембрийские рудные месторождения и тектоника». В настоящей книге освещены тектонические закономерности размещения и образования железисто-кремнистых формаций. Основная цель исследований — определение структурно-тектонических позиций железисто-кремнистых формаций среди других геологических образований и структур докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах европейской части СССР.

Монография отражает итоги тектонических исследований районов развития железорудных формаций. Работы выполнены коллективом геологов в течение 1981—1985 гг. Исследования охватили крупнейшие железорудные бассейны нашей страны — Криворожский и Курский. Достаточно сказать, что в них добывается почти 80 % всей железной руды, получаемой в нашей стране. Кроме того, изучались тектонические элементы и всех других месторождений и рудопроявлений. К этим работам были привлечены геологи, имеющие многолетний опыт изучения железорудных формаций в различных районах европейской части СССР. Это способствовало получению достоверной информации по тектонике железорудных районов и рудных провинций.

Синтез огромного фактического материала, в том числе последних данных о тектонике дорифейского фундамента, позволил получить новые представления о его строении. Этот материал рассмотрен на методологической основе тектоники литосферных плит. Такой подход к геологическим структурам раннего докембрия был осуществлен в работе, посвященной палеотектонике Украинской железорудной провинции [111]. В данной монографии это направление исследований охватило более обширную область фундамента Восточно-Европейской платформы, что позволило заново представить его строение и структурные позиции железорудных формаций.

Необходимо подчеркнуть, что в свете последних достижений теоретической тектоники широкое распространение получили мобилистские концепции. Ныне они успешно используются в качестве важнейшей основы прогнозирования рудных месторождений при планировании поисковых работ. Поэтому представляется оправданным и необходимым новый подход к решению проблем геологии раннего докембрия с позиций тектоники литосферных плит.

Во второй части монографии помещен фактический материал, иллюстрирующий структуры дорифейского фундамента железорудных провинций Украинского щита, Воронежского и Белорусского выступов фундамента, Прибалтики, Карельского и Кольского регионов, Русской плиты и Урала. Он может быть использован при планировании поисковых работ на железные руды в перечисленных регионах.

В подготовке рукописи и рисунков данной монографии большая работа была проведена старшими инженерами Н. К. Маковецкой и Я. М. Ущаповской, за что авторы весьма им признательны.

Часть I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ ДОРИФЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА И ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Глава 1

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА И СТРУКТУРЫ ДОРИФЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Основные черты рельефа фундамента

Поверхность кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах европейской части СССР весьма сложная. Известны крупные поднятия и погружения этой поверхности, а также многочисленные неровности меньших размеров. Отметим, что формы рельефа поверхности фундамента не совпадают с его внутренней складчатой структурой. В преобладающем числе случаев между рельефом и структурой фундамента не устанавливается какой-либо определенной зависимости или связи. Внутренняя складчатая структура фундамента возникла в основном в архее и в раннем протерозое, тогда как рельеф фундамента оформился главным образом в послерифейское время. Поэтому можно полагать, что почти всюду размещение железисто-кремнистых формаций в структуре докембрийского фундамента мало или вовсе не зависит от рельефа его поверхности.

Разумеется, что железисто-кремнистые формации доступны для изучения в первую очередь в районах приподнятого фундамента. К ним прежде всего относятся докембрийские щиты. Именно на их территории и в пределах выступов фундамента, прикрытых сравнительно маломощным осадочным чехлом, находятся ныне разрабатываемые месторождения полезных ископаемых. Вполне понятно, что глубина залегания фундамента может приобретать решающее значение для геолого-экономической оценки железорудных формаций. Даже на щитах руды добывают на глубинах 1000 м и более, как, например, в Криворожском бассейне.

При поисках железных руд и оценке перспектив тех или иных районов наибольший интерес представляют железорудные формации на щитах, склонах щитов и в пределах выступов фундамента. Железорудные формации, расположенные в весьма глубоких депрессиях дорифейского фундамента, не имеют пока промышленного значения.

В приведенной ниже характеристике рельефа фундамента использованы данные опубликованных работ, в которых освещается районирование поверхности фундамента по его рельефу [39, 80, 96 и др.]

В рельефе докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы можно выделить две главные группы структур: поднятого фундамента и погруженного фундамента (рис. 1). В первой группе выделяются следующие формы рельефа фундамента: а) щиты — Балтийский и Украинский, на которых фундамент обнажен в овражно-балочной и речной сети; б) области пологих склонов щитов с относительно неглубоким залеганием фундамента, включающие Балтийскую моноклиналию (глубины 0,1—1,5 км) и склоны Украинского щита (глубины 0,2—0,5 км); в) выдающиеся выступы необнаженного фундамента — Воронежский (глубина до фундамента 0,1—0,5 км), Белорусско-Литовский (0,1—0,6 км) и выступы Волго-Уральского поднятия (менее 1 км). Кроме того, известны многочисленные выступы фундамента, имеющие относительно меньшие площади, и среди них — локальные выступы (Архангельский, Жигулевский и др., глубины до фундамента менее 1,5 км).

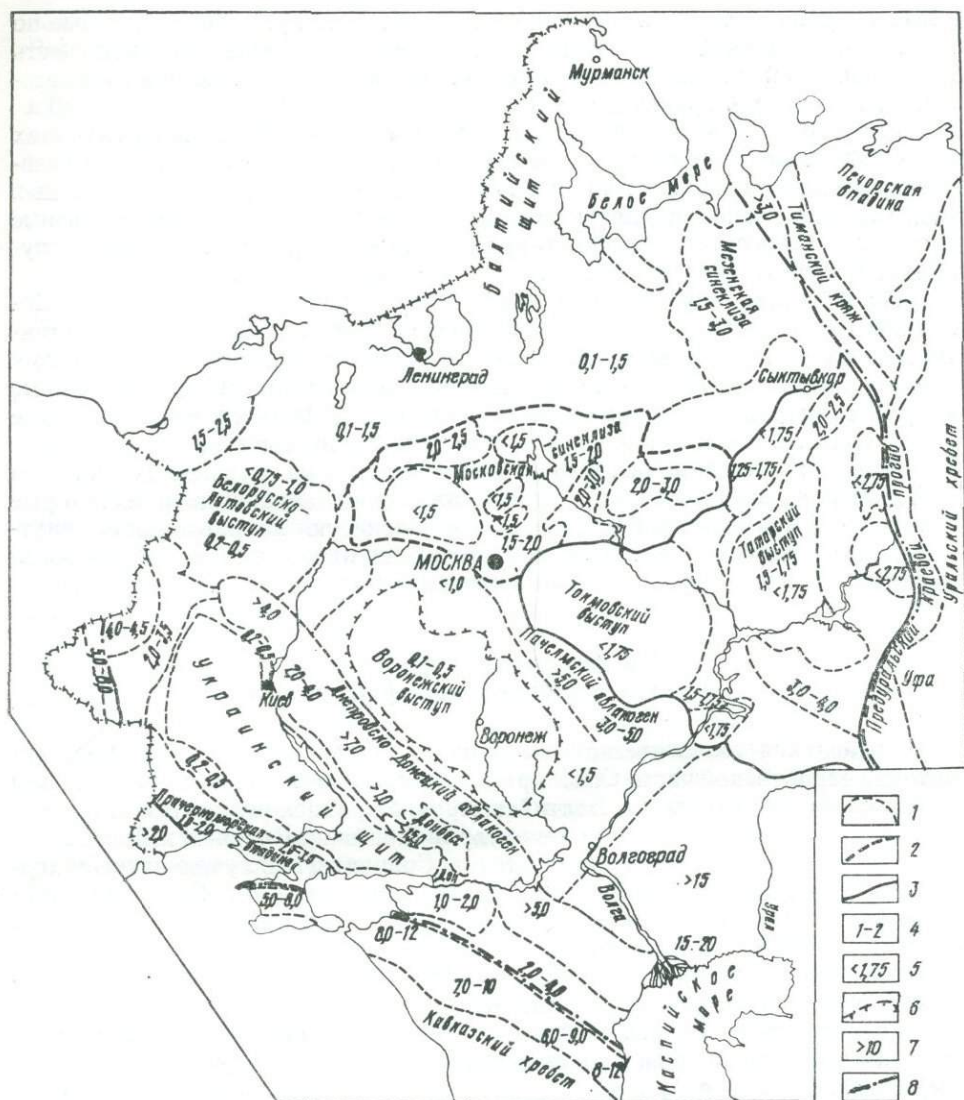


Рис. 1. Тектоническая схема размещения элементов рельефа докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах европейской части СССР. Составил Г. И. Каляев с привлечением материалов В. Н. Зандера, Ю. И. Томашунаса и др. [96], Р. А. Гафарова [38, 39, 40], В. А. Дедеева [80, 81]:

1 — условные границы выделенных структурных элементов; 2 — граница Московской синеклизы; 3 — условная граница Волго-Уральской области поднятий и прогибов фундамента; 4 — характерные глубины до поверхности фундамента; 5 — изолинии глубин, принятые в качестве границ выступов фундамента; 6 — изолиния глубин 500 м, ограничивающая более приподнятую область Воронежского выступа; 7 — залегание фундамента более 10 км; 8 — граница Восточно-Европейской платформы

К группе структур относительно погруженного фундамента относятся авлакогены, синеклизы и различные впадины, отличающиеся глубоким залеганием кристаллического основания (обычно более 1,5 км). В их фундаменте тоже имеются железисто-кремнистые формации. Однако, залегая на значительных глубинах, они в общем слабо проявляются в магнитном поле. Наибольшие глубины залегания поверхности фундамента (3—5 км и более) установлены в авлакогенах — Днепровско-Донецком, Пачелмском и др., а также в Прикаспийской впадине. В грабене Днепровско-Донецкой впадины максимальные глубины установлены по данным сейсмомониторинга. К северу от Украинской железорудной провинции эти глубины достигают 22—24 км [19]. Предполагается, что в этом районе грабена на кристаллическом основании залегает толща рифейских отложений, отсутствующих в районах

менее погруженной части фундамента. Таковы же, примерно, огромные по мощности осадочные отложения, заполняющие наиболее глубокую часть Прикаспийской впадины. Однако здесь, по данным сейсмических исследований, не выявлен гранитный слой земной коры [212].

Богатые руды ныне добываются в Криворожском бассейне на глубинах 500—1000 м. По-видимому, эти глубины могут считаться экономически удовлетворительными для добычи при оптимальных запасах богатых железных руд. Следовательно, отдельные участки, имеющие интенсивные магнитные аномалии, вызванные железисто-кремнистыми формациями на таких глубинах, могут служить объектами поисков железных руд.

Направления глубинных разломов, ограничивающих Днепровско-Донецкий и Пачелмский авлакогены, грубо совпадают с направлениями структурных элементов в пределах Курской магнитной аномалии (КМА). Поэтому можно предположить, что эти глубинные разломы унаследовали генеральные направления раннедокембрийской складчатости в области КМА и вообще структурных элементов в фундаменте Воронежского выступа.

Возможно, линейно вытянутые впадины фундамента между Токмовским и Татарским выступами, Кировско-Кажимский авлакоген и некоторые другие элементы рельефа фундамента тоже наследуют направления его внутренней структуры. Однако подобные связи, как отмечалось выше, для большинства крупных форм рельефа фундамента пока не доказаны.

Геологическая изученность и общие черты строения фундамента

Имеющаяся геологическая информация по докембрию обширной территории европейской части СССР крайне неравномерна. Значительный объем информации накопился по Балтийскому и Украинскому щитам. Геологическая изученность остальной территории Восточно-Европейской платформы в пределах СССР весьма недостаточна. Сравнительно лучше изучены территории крупных выступов фундамента: Воронежского, Белорусско-Литовского и Волго-Уральского. В первых двух геологическая информация была получена в значительной мере в связи с поисками железорудных месторождений, в особенности по району КМА с его относительно неглубоким (менее 500 м) залеганием фундамента.

Сравнительно хорошо разбурена Волго-Уральская область (Волго-Камская антеклиза), однако имеющиеся скважины в большинстве случаев были остановлены сразу же при вступлении в породы кристаллического основания. Значительное число скважин, вошедших в докембрийский фундамент, имеется в Прибалтике. Но в пределах авлакогенов, синеклиз и впадин скважины насчитываются единицами, а в пределах очень глубоких впадин, например Прикаспийской, Галицко-Волынской, Печорской, и других районов сверхглубокого (более 5—10 км) залегания фундамента последний не достигнут бурением. Единственным источником сведений о фундаменте в этих районах являются геофизические данные.

Таким образом, крайне неравномерное распределение имеющейся геологической информации позволяет с большей уверенностью представить геологическое строение выступающего фундамента. О строении фундамента на больших глубинах можно судить лишь в осторожной, предположительной форме.

Дорифейский фундамент Восточно-Европейской платформы сформирован в архее — раннем протерозое. Нижний документированный предел раннего докембрия определяется датой 3750 млн лет \pm 100 млн лет, а верхний — датой 1650 млн лет \pm 50 млн лет. Первая дата получена по тоналитам и ультрабазитам краевой части Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита [270], а вторая представляет собой верхний рубеж раннего протерозоя, принятый в настоящее время.

В течение огромного времени, ограниченного этими датами, сформиро-

валась основная масса континентальной коры европейского материка в виде Восточно-Европейской платформы.

В пределах Украинского и Балтийского щитов, а также Воронежского и Белорусско-Литовского выступов по геологическим и геофизическим данным достаточно определенно устанавливается главенствующая роль региональных глубинных разломов. Судя по данным ГСЗ, они рассекают всю земную кору, уходя в мантию. По геофизическим данным фундамент Восточно-Европейской платформы расчленен глубинными разломами. Природа разломов, их строение и характер сочленения вдоль них складчатых структур фундамента выяснились в последние годы. Так, на Украинском щите выделяется ряд мегаблоков, разделенных глубинными разломами: Немировским, Тальновским, Криворожско-Кременчугским и Орехово-Павлоградским (рис. 2). Они прослежены за пределами щита, в фундаменте Причерноморской впадины и Днепровско-Донецкого авлакогена. Эти разломы разделяют Волыно-Подольский, Белоцерковско-Одесский, Кировоградский, Приднепровский и Приазовский мегаблоки.

В фундаменте Балтийского щита Мурманский, Центральнокольский, Печенго-Имандра-Варзугский и Беломорский блоки составляют группу мегаблоков Кольского полуострова. В Карельском регионе Балтийского щита выделяются Восточно-Карельский, Центральный, Западно-Карельский, Онежский и Ладожский блоки. Все они отделены друг от друга глубинными разломами. Мегаблоки фундамента платформы имеют особую внутреннюю структуру, отличающуюся от строения смежных блоков. На краях блоков свойственные им индивидуальные черты складчатости как бы обрываются вдоль разломов. Можно полагать, что многие блоки длительно развивались самостоятельно, а затем уже были объединены. Расположение главных глубинных разломов приходится на зоны стыкования блоков. Это явление закономерно следует в ходе эволюционного развития сближающихся литосферных плит и формирования материковой коры в итоге столкновения континентальных плит и так называемой вторичной субдукции [243].

Среди многочисленных блоков, различных по природе, в первую очередь могут быть выделены их группы, характеризующиеся возрастом и зрелостью континентальной коры. Выделяются блоки с ранней или промежуточной корой и блоки со зрелой континентальной корой. В первых из них сохранились реликты бывшей океанской коры — архейские офиолиты, отчасти замещенные плагиогранитоидами, а вторым присущи также поздние граниты и метаморфизованные осадочные формации. Эти же группы блоков различаются и по ступеням метаморфизма. Первые из них называют еще гранито-зеленокаменными, а вторые гранулитогнейсовыми. Эти две основные группы структурных элементов отнюдь не исчерпывают всего их многообразия. Отметим, что железисто-кремнистые формации содержатся в обеих группах литосферных блоков.

Оценивая значение древних мегаблоков, необходимо подчеркнуть, что в целом они представляют собой объединенные фрагменты архейско-протерозойских литосферных плит. Среди них реконструируют типичные элементы, присущие тектонике литосферных плит: архейские рифты, океанскую кору того времени, активные континентальные окраины и зоны поглощения плит с океанской корой.

Характер ископаемых границ литосферных блоков позволяет воссоздать палеогеографическую среду и геодинамические обстановки архея. А это, в свою очередь, дает возможность определить закономерности размещения докембрийских железорудных формаций в пределах Восточно-Европейской платформы.

Структурные элементы фундамента платформы возникли в разное время. Выделяются раннеархейские протоконтинентальные массивы, реликтами которых являются древнейшие тоналиты и другие породы, имеющие изотопный возраст около 3700 млн лет. Такие породы известны ныне почти на всех докембрийских платформах. Поскольку тоналиты Украинского щита территориально относятся к Приазовскому мегаблоку, можно допустить,

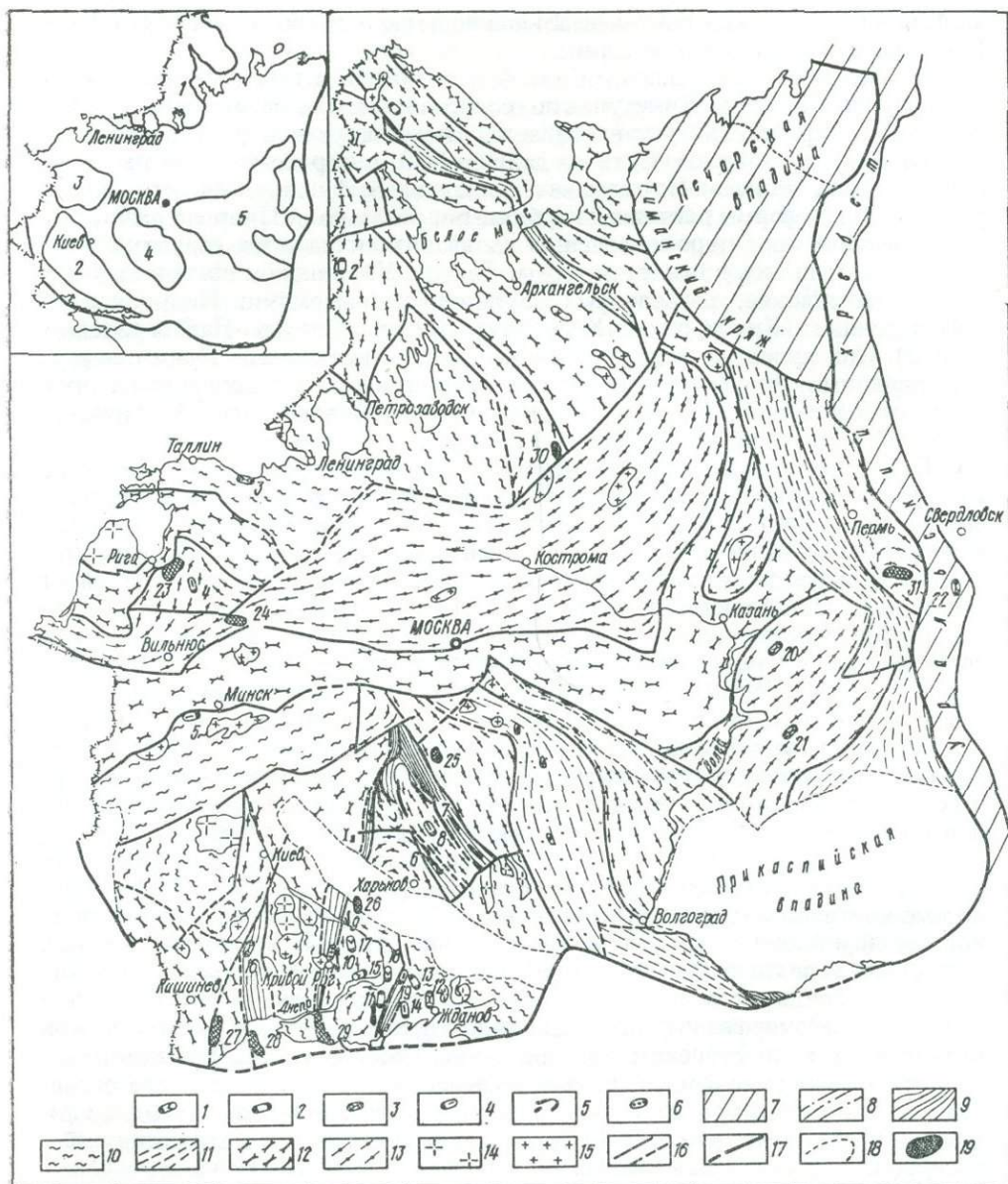


Рис. 2. Схема тектоники и размещения тектонотипов железисто-кремнистых формаций дорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы (составили Г. И. Каляев, Е. Б. Глевасский с учетом данных С. В. Богдановой, В. В. Ветренникова, Г. А. Глушковой, П. М. Горянинова, В. Я. Горьковца, Г. Х. Димитрова, Г. И. Илькевича, Н. А. Корнилова, Л. И. Матрунчика, Б. М. Петрова и др.).

Основные тектонотипы железисто-кремнистых формаций: 1 — железисто-кремнисто-метабазитовый зеленокаменных поясов, возникший на рифтогенной стадии, 2 — железисто-кремнисто-лентитовый зеленокаменных поясов (кератофириный), возникший на стадии сжатия, 3 — железисто-кремнисто-базит-гранулитовый, предположительно отвечающий глубинным срезам островных дуг, 4 — железисто-кремнисто-гнейсовый, образовавшийся в шельфовых зонах активных континентальных окраин, 5 — железисто-кремнисто-сланцевый, возникший на континентальном основании во внешних прогибах или в рифтогенных структурах на доорогенной стадии; 6 — железисто-кремнисто-кластогенный, возникший на континентальном основании во внешних прогибах на орогенной стадии; структурно-исторические элементы: 7 — нерасчлененные уральды и байкалиды Урала, Тимаца и Печорской впадины, 8 — позднерифтогенные зоны, 9 — главные раннепротерозойские зоны, 10 — блоки со зрелой континентальной корой, активно развивавшиеся в протерозое, 11 — нерасчлененные по возрасту и типу коры блоки и зоны, 12 — архейские и архей-раннепротерозойские блоки и зоны, сложенные преимущественно породами гранулитовой фации, 13 — антиклинорные блоки и зоны преимущественно архейского возраста; 14 — массивы гранитов ралакиви и гранитоидной щелочной формации; 15 — массивы существенно калиевых гранитов; 16 — глубинные разломы, разделяющие мегаблоки; 17 — граница Восточно-Европейской платформы; 18 — границы областей глубокого и сверхглубокого залегания докембрийского основания, по которым отсутствуют достоверные сведения о дорифейском фундаменте; 19 — крупные магнитные аномалии, вызванные железистыми породами в глубоко погруженном фундаменте; районы распространения железисто-кремнистых формаций (цифры)

что в последнем имеются фрагменты протоконтинента, пределы которого пока неизвестны. Продолжение этого древнейшего и проблематичного микроконтинента, возможно, будет обнаружено в краевой части Западно-Ингулецкой зоны на границе с Криворожско-Кременчугским разломом, поскольку здесь, в условиях, аналогичных Орехово-Павлоградской зоне, тоже обнаружены древние плагиогранитоиды, хотя для них пока не установлен изотопный возраст.

Гранито-зеленокаменные области Приднепровского мегаблока, Воронежского выступа и архейских блоков Карелии и Кольского полуострова имеют древнейшие даты около 3500 млн лет. Вероятно, тогда начали закладываться эти рифтогенные области вследствие раскола и раздвига протоконтинентальных массивов. Палеогеографически гранито-зеленокаменные области некогда представляли собой морские бассейны с океанским характером земной коры, находившееся между микроконтинентами или же островными дугами того времени. Именно в этих бассейнах образовались наиболее древние железисто-кремнистые формации метабазитового и кератофирового (лептитового) типов. Первый из них возник на рифтогенной стадии в условиях раздвига, а второй на последующей стадии сближения и сжатия.

В дальнейшем возникли структурные элементы, несущие большой комплекс железорудных формаций. В процессе замыкания межконтинентальных морей в них, в свою очередь, возникли островные дуги, а впоследствии краевые бассейны на континентальном основании. На этом длительном этапе, ограниченном примерно датами 2700—1650 млн лет, образовалась обширная группа железорудных формаций. Она охватывает железисто-гранулитовый (побужско-мариупольский) тип; железисто-кремнисто-гнейсовый (орехово-павлоградский) тип; железисто-кремнисто-сланцевый (криворожско-курский тип) и, наконец, железисто-кремнисто-кластогенный (фрунзенско-ятулийский) тип.

Условия их образования рассмотрены более детально в последующих главах.

Структурные элементы фундамента, вмещающие железисто-кремнистые формации

Среди структурных элементов дорифейского фундамента, отраженных на рис. 2, особое значение имеют те из них, которые включают железисто-кремнистые формации: антиклинорные блоки и зоны преимущественно архейского возраста; нерасчлененные архейские и архей-раннепротерозойские блоки, сложенные в основном породами гранулитовой фации; блоки со зрелой континентальной корой, развивавшиеся в раннем протерозое; главные раннепротерозойские зоны.

Перечисленные тектонические элементы выявлены главным образом на щитах, на их неглубоко погруженных склонах и необнаженных выступах фундамента. За их пределами эти структурные элементы выделены, как правило, по геофизическим данным.

Антиклинорные блоки и зоны преимущественно архейского возраста. Они образуют древнейшие структурные элементы дорифейского фундамента. К ним относятся Центральнокарельский, Центральнокольский, Курский и Приднепровский блоки, сложенные тоналитами и гранодиоритами (Приднепровский и Курский антиклинории) и нерасчлененными мигматитами и гранитоидами амфиболитовой фации метаморфизма. В блоках широко распространены толщи биотитовых и других гнейсов, а также гранито-гнейсов,

на схеме): 1 — Оленегорский, 2 — Костомукшский, 3 — Эстонский, 4 — Гарсенский, 5 — Околовский, 6 — Белгород-Михайловский, 7 — Старооскольский, 8 — Обоянский, 9 — Кременчугский, 10 — Криворожский, 11 — Белозерский, 12 — Мариупольский, 13 — Гуляйпольский, 14 — Западно-Приазовский, 15 — Чертомлыкский, 16 — Побужский, 17 — Верховцевский, 18 — Конкский, 19 — Орехово-Павлоградский, 20 — Приволжский, 21 — Несмеяновский, 22 — Тараташский; крупные магнитные аномалии: 23 — Центральнолатвийские (Стайцельские), 24 — Игналинская, 25 — Сухиничская, 26 — Кобелякская, 27 — Фрунзовская, 28 — Одесская, 29 — Херсонская, 30 — Харовская, 31 — Манчажская.

На врезке показаны поднятия докембрийского фундамента. Ш и т ы: 1 — Балтийский, 2 — Украинский; в с т у п ы: 3 — Белорусско-Литовский, 4 — Воронежский, 5 — Волго-Уральский. Жирной линией показана граница Восточно-Европейской платформы

содержащих кристаллические сланцы и амфиболиты. К этой же группе структурных элементов относятся плагиогнейсы и амфиболиты в нерасчлененных линейных зонах Прибалтики. Подобными породами сложен Центральнокольский блок, а также основные блоки Волго-Уральского поднятия в пределах Русской плиты — Опаринский, Окско-Волжский, Камышинский и др.

Зеленокаменные пояса сложены метаморфическими породами ультрабазито-базальтовой ассоциации, включающей морские осадочные породы. Этот комплекс офиолитов представляет преобразованную архейскую океанскую кору.

К рассматриваемой группе архейских структурных элементов приурочена большая группа железисто-кремнистых формаций различных типов. В антиклинорных блоках Карелии и в Приднепровском мегаблоке в зеленокаменных поясах сконцентрированы месторождения и рудопроявления железисто-кремнисто-метабазитовой и железисто-кремнисто-кератофировой (лептитовой) формаций. К ним относятся верховцевско-чертомлыкский и белозерский типы железисто-кремнистых формаций и их многочисленные аналоги. В Центральнокольском блоке находятся Оленегорское, Кировогорское и другие месторождения и рудопроявления. Железистые кварциты в них ассоциируют с гнейсовыми толщами. Среди амфиболитов находятся Затуломское и другие рудопроявления. Названные месторождения принято относить к железисто-кремнистым формациям, связанным с лептитами, а Затуломское рудопроявление — к железисто-кремнистой формации метабазитового типа.

В Прибалтике к бальнинкайскому и инчукалнскому гнейсово-амфиболитовым комплексам приурочены Гарсенское и Аннаское проявления сравнительно богатых руд, относящиеся к железисто-кремнисто-гнейсовому типу.

В архейском фундаменте Волжского блока Русской плиты среди гранулитовой фации метаморфизма, по данным С. В. Богдановой, имеются рудопроявления железисто-кремнисто-базит-гранулитового (эулизитового) типа. Они образуют Приволжское и Несмеяновское рудопроявления.

Нерасчлененные архейские и архей-раннепротерозойские блоки. В значительной степени они сложены породами гранулитовой фации метаморфизма. Блокам принадлежит главенствующая роль в строении дорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы. К ним относятся Мурманский, Беломорский, отчасти Западно-Белорусский и Южно-Белорусский (Брагинский) блоки. К этой же группе следует отнести южное продолжение Воыно-Подольского блока, блоки в пределах Прибалтики (районы городов Шауляй и Рига) и др.

Мурманский и Беломорский блоки сложены преимущественно гнейсами и кристаллическими сланцами кольской и беломорской серий, другие блоки — различными мигматитами гранулитовой фации метаморфизма (чарнокитами и эндрбитами с реликтами гранулитов). В этих блоках практически развит лишь железисто-кремнисто-базит-гранулитовый (эулизитовый) тип формаций. В Прибалтике к нему относятся Валмиерское (Стайцельское) и Инчукалнское месторождения и рудопроявления, а в Белоруссии — Шучинское и другие рудопроявления, приуроченные к гранулитовым архейским комплексам. Наиболее полно этот тип железорудных месторождений встречается в междуречье Днестра и Буга (Побужский железорудный район). Кроме того, рудопроявления такого типа известны на Русской плите (Алатурское и Окские рудопроявления).

Блоки со зрелой континентальной корой. Эти блоки возникли в архее и активно развивались в протерозое. Они занимают большие площади фундамента в основном на западной окраине Восточно-Европейской платформы и диагностируются по определенным формационным типам — гранитам рапакиви и щелочной гранитоидной формации. К данной группе блоков относятся Центральнобелорусский (Западно-Белорусская железорудная область), Воынский, Кировоградский, Приазовский, Ладожский и Рижский. Основная ткань этих блоков большей частью сложена породами амфиболитовой фации метаморфизма — различными гранито-гнейсами, мигматитами и гранитами, реже гнейсами гранулитовой фации метаморфизма. В преде-

лах южной Белоруссии и Волынского блока Украинского щита широко распространены породы осницкого комплекса — диориты, гранодиориты, габброиды и другие породы. На юге Балтийского щита в Онежском и Ладожском блоках, в которых развиты также ятулийские и сариолийские конгломерато-песчаниковые и диабазовые формации, имеются своеобразные железорудные проявления, ассоциирующие с интрузиями габбро.

Железисто-кремнистые формации известны в Северо-Латвийско-Эстонской железорудной области, в районе к востоку от г. Таллин, где они представлены Йыхвиским месторождением и группой одноименных магнитных аномалий. Формации относятся к базит-гранулитовому типу.

В лопском комплексе Белоруссии (Западно-Белорусская железорудная область) среди амфиболитов и гнейсов находятся железисто-кремнистые формации наиболее крупного в Белоруссии Околовского месторождения. Палеотектоническая обстановка этого района довольно подробно освещена в главе 9, однако условия образования этого месторождения все еще недостаточно выяснены. Вполне возможно, что оно относится к железисто-кремнисто-метабазитовому типу.

Важная группа железорудных месторождений известна в пределах Приазовского блока. Таковы железисто-кремнистые формации, ассоциирующие с гнейсами в Западном Приазовье — месторождения Новоукраинское (Каменная могила), Куксунгур и Корсак-Могила. Они аналогичны месторождениям Орехово-Павлоградской зоны.

Довольно крупными месторождениями являются Гуляйпольское и Мариупольское. Однако последние принадлежат к иным генетическим типам. На Гуляйпольском месторождении железистые породы тесно связаны с пирокластическими вулканитами и, возможно, его следует сравнивать с белозерским типом, хотя в отличие от последнего оно не связано с гранито-зеленокаменными областями. Мариупольское месторождение представлено породами гранулитовой фации метаморфизма и, по-видимому, относится к базит-гранулитовому (эулизитовому) типу, аналогично месторождениям Побужья.

Главные раннепротерозойские зоны. Вмещают крупнейшие железорудные бассейны: Криворожский, Кременчугский, Белгород-Михайловский и Старооскольский (КМА), образовались в раннепротерозойских краевых прогибах. На Украинском щите к ним также относятся внешняя зона Криворожско-Кременчугского прогиба (Западно-Ингулецкая зона) и внешняя Орехово-Павлоградская зона. Условно к данной группе структурных элементов отнесена и зона Среднего Побужья. Однако ее тектоническое положение остается дискуссионным.

В собственно Криворожско-Кременчугской полосе, представляющей собой внутреннюю зону краевого прогиба, имеется полный ряд формационных типов — геогенераций, начиная от нижней терригенной и кончая молассовой формацией. Аналогичный набор формационных типов известен в Белгород-Михайловской зоне Воронежского выступа. Основанием для выделения этих формационных рядов служит архейская метабазитовая формация зеленокаменных поясов в краевой части эвгеосинклинали. Осадочная железисто-кремнистая формация криворожско-кременчугского типа, напоминающая по строению флиш, достигает огромной мощности (свыше 1000 м) и приобретает самостоятельное значение как неповторимо своеобразная геогенерация в ряду литологических формаций нижнего докембрия.

В Западно-Ингулецкой и Орехово-Павлоградской внешних зонах, формировавшихся в раннем протерозое на протоплатформенном основании Кировоградского и Приазовского мегаблоков, те же формационные типы и их ряды редуцированы. Они отличаются неполнотой, фрагментарными малыми складчатыми формами и более высокими ступенями метаморфизма.

На рис. 2 показаны и другие структурно-исторические элементы дорпалеозойского фундамента: нерасчлененные по возрасту и типу земной коры зоны, окаймляющие блоки Русской плиты, и находящаяся в ее пределах Эртиль-Калачская (Восточно-Воронежская) зона. На схеме они отражены по данным

С. В. Богдановой. Фундамент в этих зонах достигнут лишь одиночными скважинами, вскрывшими мигматиты и гранитоиды амфиболитовой фации метаморфизма. В строении Эртиль-Калачской зоны значительная роль принадлежит гнейсовым и сланцевым флишондным комплексам (воронцовская серия) и основным породам, что свидетельствует о рифтогенной природе этой впадины.

Железисто-кремнистые формации и структура фундамента на склонах щитов и выступов фундамента

Размещение железорудных формаций в структуре докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы не зависит от рельефа его поверхности. Эти формации доступны для изучения прежде всего в районах приподнятого фундамента — на докембрийских щитах (Балтийском и Украинском) и выступах фундамента (Воронежском и Белорусско-Литовском). На щитах и Воронежском выступе железорудные формации выходят на поверхность или залегают неглубоко и образуют ныне разрабатываемые месторождения. Для оценки промышленных перспектив большой интерес представляют железорудные формации, находящиеся в той части склонов докембрийских щитов и выступов, где опускание докембрийского фундамента не превышает 1000 м. Таковыми являются склоны Украинского и Балтийского щитов, Воронежского и Белорусско-Литовского выступов.

Склоны щитов и выступов представляют собой опущенные в послерифейское время участки указанных структурных единиц по системе продольных (согласных с простираемостью склонов) и поперечных (пересекающих склоны под различными углами) разломов. Углы наклона склонов различны и могут варьировать в пределах одного склона. Характерная особенность почти всех склонов — продолжение в их пределах тектонических структур, выявленных на выступах или в обнаженной части щитов.

Склоны Украинского щита. Северный склон рассматривается как погруженный участок фундамента Украинского щита в сторону Днепровско-Донецкого авлакогена, южный — в сторону Причерноморской впадины. Большая часть структурных элементов и зон глубинных разломов, рассекающих в субмеридиональном направлении Украинский щит, отмечены на его склонах, во впадинах и даже за их пределами. На склонах фундамента зоны глубинных разломов представлены выступами кристаллического фундамента, а во впадинах такие поднятия фундамента получили название седловин. Эти седловины разделяют Днепровско-Донецкую впадину на ряд депрессий, в которых фундамент залегают значительно глубже [34]. Таким образом, в Днепровско-Донецкой впадине выделяются Брагинско-Лоевская, Удайская, Псёлско-Ворсклянская, Донецко-Орельская и Донецкая седловины, а между ними — Нежинская, Лохвицкая, Карловская, Волчанско-Бахмутская и Нижнедонская депрессии.

В пределах северного склона Украинского щита трассируется Криворожско-Кременчугская синклинирная структура, сопровождающаяся одноименным глубинным разломом. В ней располагается ряд железорудных месторождений Кременчугского железорудного района, сложенных породами криворожской серии. На продолжении Кременчугской структуры в Днепровско-Донецкой впадине фиксируется Псёлско-Ворсклянская седловина [34, 214]. В центральной ее части поверхность фундамента погружается на глубину до 8,5 км, в то время как в расположенной к западу Лохвицкой депрессии поверхность фундамента опускается до 10,5, а в расположенной на востоке Карловской депрессии — до 17 км. Болтышко-Обоянский глубинный разлом, который так же обнаруживается в отмеченной седловине, совпадает с мантийным разломом $\Gamma-\Gamma'$, трассируемым [214] вплоть до сейсмически активной зоны Вранча.

Следует добавить, что в Псёлско-Ворсклянской седловине мощность земной коры сокращается от 45 до 30 км [214]. В девоне воздымание границы

Мохо на 15 км, возможно, способствовало проникновению магматических расплавов, что привело к образованию ассоциаций пород вулканогенной формации — меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов, карбонатитов, габброидов и др.

Северо-восточнее Кременчугской структуры расположена Толоко-Полдьянская магнитная аномалия, где, по геофизическим расчетам [144], на глубине около 1000 м расположены два мощных пласта железистых кварцитов. Более подробно фундамент погруженных склонов Украинского щита рассмотрен в главе 8.

Склоны Воронежского выступа. Юго-западный склон Воронежского выступа согласуется с общим северо-западным простиранием главных структурных элементов. Угол наклона равномерный почти на всем протяжении склона. Юго-западная граница склона проходит по северо-восточному борту Днепровско-Донецкой впадины, представленному краевыми сбросовыми глубинными разломами. К северному (Барановичско-Астраханскому) краевому разлому примыкает ряд приразломных выступов (Кошелевский, Буровский, Ведильцевский и др.), прослеживаемых от с. Репки до с. Колонтаево и совпадающих с участками сокращения мощности земной коры вдоль оси Припятско-Днепровско-Донецкого рифта [34, 214].

На юго-западном склоне Воронежского выступа трассируется Криворожско-Кременчугский глубинный разлом, который некоторыми авторами называется Криворожско-Комаричским [34]. В зоне этого разлома в пределах склона находится Крупянская синклиновая структура субмеридионального простирания, которая не согласуется с общим структурным планом Воронежского выступа. С востока Крупянская структура ограничена Глушковско-Хотынецким, а с запада Белопольско-Навлинским разломами. Крупянская структура сложена образованиями курской серии: стойлонской свитой кварцитов, метапесчаников с прослоями конгломератов и коробковской свитой железистых кварцитов. Абсолютные отметки фундамента в пределах структуры варьируют от —2000 м на севере до —800 м на юге.

Западнее Крупянской структуры на Глуховских магнитных аномалиях так же обнаружены железистые кварциты.

Юго-восточная часть описываемого склона представлена Двуречанским блоком, представляющим собой продолжение складчатого сооружения КМА. В его пределах наиболее перспективна Троицкая синклиновая зона. В ней отмечен ряд высокоинтенсивных магнитных аномалий северо-западного простирания, которые вызваны пластовыми телами железистых кварцитов, слагающих синклинальные структуры. С севера Троицкая синклиновая зона ограничена Валуцко-Каменским глубинным разломом [101].

На северо-западном склоне продолжают развиваться структурно-формационные зоны Воронежского выступа. Здесь наблюдается сближение Крупянской, Белгород-Михайловской и Алексеевско-Воронежской синклиновых структур. На их продолжении в пределах склона обнаружены многочисленные высокоинтенсивные магнитные аномалии, перспективные для поисков железных руд.

Северо-восточный склон полого наклонен в сторону Пачелмской впадины. В пределах этого склона железорудных проявлений не обнаружено.

Южный склон Балтийского щита (Балтийская моноклинали) полого наклонен в юго-юго-восточном направлении в сторону Московской синеклизы. Юго-западная часть склона постепенно через небольшую седловину переходит в Белорусско-Литовский выступ. В пределах Балтийской моноклинали продолжают развиваться структурно-формационные зоны, развитые на Балтийском щите.

Общие и отличительные черты в структуре железорудных провинций Украины, КМА и Балтийского щита

Поскольку в настоящее время на территории европейской части СССР добыча железных руд из железисто-кремнистых формаций докембрийского возраста сосредоточена на Украинском щите, в районах КМА Воронежского

выступа и на Балтийском щите, необходимо рассмотреть взаимосвязи структур этих регионов и погруженного фундамента между ними.

В литературе неизменно отмечалось подобие литологических серий докембрия Среднего Приднепровья и районов КМА. Вместе с тем простирания структур в обеих рудных провинциях несовместимы. Субмеридиональные простирания Криворожско-Кременчугских структур и смежных с ними структурно-формационных зон Большого Кривого Рога не соответствуют северо-западным простираниям Белгород-Михайловской и других структурных зон КМА и вообще Воронежского выступа. Поскольку их разделяет Днепровско-Донецкий авлакоген, в недрах последнего, вероятно, находится сочленение разнонаправленных структурных элементов. К настоящему времени здесь пройдено значительное количество продольных и поперечных профилей ГЗС, данные по которым в значительной мере сведены в работе В. Г. Белокопя [19]. И все же можно только предполагать характер упомянутого сочленения, так как фундамент авлакогена погружается к северу от Среднего Приднепровья и под Донбассом уходит на глубины местами более 20 км. На северном склоне щита и в бортах смежного авлакогена установлено продолжение докембрийских структур различных магматических и литологических формаций, в том числе железорудных. Хорошо прослеживается продолжение Кременчугской, Кобелякской и других магнитных аномалий на склонах щита до глубин залегания фундамента около 1800 м. На этих глубинах скважинами вскрыты железистые породы. В северной части Кобелякской магнитной аномалии одна из скважин вошла в архейские метабазиты, сланцы и кварцито-песчаники на глубине 1872 м [51].

В строении железорудных провинций КМА и Большого Кривого Рога много общего. В пределах КМА выделяется Курский, или Главный, антиклинорий, облекаемый краевыми синклинорными зонами — Белгород-Михайловской и Старооскольской. Стратиграфические подразделения, формационные типы и последовательность их образования в общих чертах напоминают таковые в Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской зонах Украинского щита. Аналогичен состав диабазо-спилитовой формации михайловской и конкско-верховцевской серий. И та и другая серии в значительной мере представляют базальтоиды архейской океанской коры. Также подобны нижние терригенные формации курской и криворожской серий, их железисто-кремнистые формации и, наконец, верхние карбонатно-лагунные и молассовые формации, свойственные краевым зонам в обеих рудных провинциях. Поскольку Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская зоны облекают поднятие Приднепровского антиклинория, а Белгород-Михайловская и Старооскольская зоны ограничивают Курский антиклинорий, можно считать их двумя смежными металлогеническими областями или двумя геосинклинальными системами.

Характер магнитного поля и его особенности в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена, склонов Украинского щита и Воронежского выступа позволяют предполагать, что Курский антиклинорий отделен от Приднепровского антиклинория Белгород-Михайловской краевой зоной. В южном борту Днепровско-Донецкого авлакогена Криворожско-Кременчугская зона прослежена в виде магнитных аномалий в районе городов Лебедин, Сумы и Новотроицк. Они находятся в створе Рыльских магнитных аномалий КМА и Криворожско-Кременчугской аномальной зоны, являясь как бы промежуточным звеном между ними. Орехово-Павлоградская зона трассируется в северо-западном направлении и, возможно, уходит под складчатые палеозойские отложения Донецкого бассейна. Не исключено, что она продолжается в пределах Старооскольской ветви курских магнитных аномалий. Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская зоны прослеживаются далеко на юг — за пределы Украинского щита, в его южных склонах и в докембрийском фундаменте Причерноморской впадины. В южном направлении Криворожско-Кременчугская зона обнаруживается и продолжается по линейно вытянутой Херсонской магнитной аномалии в район Тарханкутского полуострова в Крыму, где ей отвечают магнитные аномалии. На южном продолже-

нии железисто-кремнистых формаций Орехово-Павлоградской зоны фиксируются Новоцарицынские аномалии.

Суммируя эти данные можно прийти к выводу, что заключенный между описываемыми зонами Приднепровский мегантиклинорий, также вмещающий железисто-кремнистые формации, прослеживается на расстояние почти 800 км при ширине около 180 км. Это огромная и древнейшая складчатая область, вмещающая зеленокаменные пояса с железорудными формациями, в архее представляла собой часть обширного рифтогенного морского бассейна. Продолжение магнитных пород зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья обнаруживается в юго-западном борту Днепровско-Донецкого авлакогена в районах с. Кобеляки, г. Днепропетровск, сел Перещепино и Царичанка.

Вместе с тем имеются и заметные различия в строении железорудных областей КМА и Большого Кривого Рога. В районе КМА фундамент не обнажен, лежит на сравнительно больших глубинах и поэтому менее доступен и слабее изучен по сравнению с Украинским щитом. Возможно, поэтому в пределах КМА слабо изучены свойственные докембрийскому фундаменту глубинные складчатые формы — гранито-гнейсовые купола, весьма характерные для железорудной провинции Украинского щита. Недостаточно определенной представляется и внутренняя структура Курского антиклинория. Не ясно, есть ли в последнем зеленокаменные пояса, подобные поясам Среднего Приднепровья. Однако подлинные зеленокаменные пояса в пределах КМА достаточно определенно выражены в основании разрезов краевой Белгород-Михайловской зоны, где они представлены метабазитами, средними и кислыми эффузивами, ассоциирующими с различными сланцами — метаморфизованными морскими осадками.

В курбакинской и тимской свитах верхней, оскольской, серии КМА известны вулканогенные породы — кварцевые порфиры и пирокластические породы. В соответствующей части геологического разреза Криворожского бассейна аналоги таких пород отсутствуют. Это свидетельствует о том, что в конце раннего протерозоя (1900—1650 млн лет назад) там, где ныне находится Воронежский выступ, вновь возникли островодужные поднятия и связанные с ними зоны поглощения коры океанского типа.

Корреляция железисто-кремнистых формаций Украинского щита и Воронежского выступа с докембрийскими образованиями Белорусско-Прибалтийского региона встречают немало трудностей из-за слабой изученности и глубокого залегания последних. Наиболее молодые образования фундамента в Белорусско-Прибалтийском регионе — житковичская свита Белоруссии и адажский комплекс Латвии — не содержат железисто-кремнистых формаций. Сравнение возможно лишь для образований нижнего докембрия, которые в Белоруссии и Прибалтике чаще сопоставляются с известными комплексами Балтийского щита: беломорским (древнее 3,5 млрд лет), лопийским (3,5—2,7 млрд лет) и карельским (2,6—1,7 млрд лет), однако и эти подразделения тоже являются дискуссионными.

Околовскую серию гнейсов и амфиболитов, вмещающую одноименное железорудное месторождение, обычно сопоставляют с лопием Балтийского щита, относя их к архейским образованиям, а также коррелируют с вулканогенными разрезами михайловской и конкско-верховцевской серии Воронежского выступа и Украинского щита. Однако сравниваемые разрезы далеко не идентичны.

Уверенней сопоставляются древние гнейсо-гранулитовые толщи щучинской серии Белоруссии и гранулит-базитовые комплексы, включающие Стайцельское железорудное месторождение в Латвии и Йыхвиское в Эстонии. Во вмещающих породах обнаружены реликтовые признаки вулканогенного происхождения, при этом диагностируются вулканы от кислого (дациты) и среднего до основного (базальтового) состава. Этим в какой-то мере подтверждается палеотектоническая обстановка формирования данного базит-гранулитового типа, как возникшего в условиях островодужного вулканизма.



Наконец, принято считать более молодыми малоизученные гнейсо-амфиболитовые породы бальнинкайского и инчукалнского комплексов Прибалтики, включающих железорудные формации. Но иногда они сопоставляются с беломорским комплексом.

Более уверенно сопоставляются железисто-кремнистые формации Гарсенского месторождения и Аннаского рудопоявления в Латвии с карельским комплексом, в разрезах которых существенная роль принадлежит гнейсам, метаморфизованным в амфиболитовой фации.

Сравнение железисто-кремнистых формаций и других литологических и магматических формаций Украинского щита и Воронежского выступа, с одной стороны, Кольского и Карельского регионов, с другой, обнаруживает, пожалуй, больше отличий, чем сходных черт.

Возрастные соотношения структурных комплексов Карельского и Кольского регионов трактуются в литературе по-разному. Отметим сначала общие сходные черты в строении сравниваемых регионов, которые принимаются обычно без особых возражений.

Древнейшим основанием карелид считаются плагиогранито-гнейсы, тоналиты и гранодиориты антиклинорных зон Карельского региона, Мурманского, Центральнокольского и Беломорского блоков. Древнейшие образования кольской и беломорской серий не содержат железисто-кремнистых формаций. Они подобны комплексу плагиогранитов и гранодиоритов антиклинорного поднятия Среднего Приднепровья и Курского антиклинория и также имеют архейский возраст — около 2800—3000 млн лет. В Карельском регионе главные железорудные формации приурочены к лопию, отвечающему собственно геосинклинальному этапу. Ему соответствуют контокская (гимольская), парандовская и другие серии, в которых вулканогенным образованиям принадлежит существенная роль. Эти серии прорваны гранитами возрастом 2700 млн лет [62], поэтому они отнесены к архею. В Карелии, в частности в Костомукшском железорудном районе, они в целом образуют ассоциацию пород, свойственную зеленокаменным поясам. По составу и возрасту они могут коррелироваться с конкско-верховцевской и белозерской сериями Украинского щита. Соответственно в лопии Карельского региона выделяются два типа железисто-кремнистых формаций — железисто-кремнисто-метабазитовый и железисто-кремнисто-лептитовый. При этом важное промышленное значение имеют железорудные формации второго типа, приуроченные к верхней части разреза. На Костомукшском месторождении в этой части разреза большую роль играют терригенные осадки, однако на других месторождениях и рудопоявлениях в этом районе Западной Карелии встречаются лептитовые породы, ассоциирующие с железисто-кремнистыми образованиями. В нижней части разреза среди метабазитов выделяются весьма маломощные и невыдержанные по простиранию железистые горизонты. Они не имеют промышленного значения.

В Кольском регионе железорудные месторождения приурочены к существенно вулканогенной кольской серии архейского возраста. Ее местными аналогами являются тундровская, колмозеро-вороньинская серии, имеющие изотопный возраст свыше 2700 млн лет. Во всех перечисленных сериях имеются железисто-кремнистые формации. Среди них также различают железисто-кремнисто-метабазитовый и железисто-кремнисто-лептитовый типы [67]. Следует полагать, что по составу и возрасту они аналогичны карельским железисто-кремнистым формациям. Железисто-кремнисто-метабазитовый тип приурочен к Затуломской, Воронье-Тундровской и Печенго-Варзугской зонам, а более продуктивный железисто-кремнисто-лептитовый — к Примандровской (Оленегорское месторождение). Приведенные данные свидетельствуют о несомненном сходстве архейских железисто-кремнистых формаций Украинского и восточной части Балтийского щита. Вместе с тем в последнем отсутствуют сколько-нибудь полные аналоги нижнепротерозойского формационного типа, ярко представленного в Криворожско-Кременчугской зоне Украинского щита и районе КМА Воронежского выступа. Этот выдающийся в промышленном отношении тип железисто-кремнистой форма-

ции образовался в краевых зонах, в которых контрастно соседствовали краевой прогиб и смежное с ним антиклинорное поднятие типа кордильеры. Именно такое сочетание структурно-исторических элементов достаточно определенно выражено в Криворожско-Кременчугской зоне. Кордильера, сложенная в ядре архейскими плагиигранитами, отделяла предгорный прогиб от внутренних вулканогенных зон соседней эвгеосинклинали Среднего Приднепровья. Соответственно в бассейнах, находившихся с внешней стороны антиклинорного поднятия, формировалась флишеподобная осадочная железорудная формация криворожско-курского типа.

Позднее образовались железорудные рудопроявления, связанные с ятулийским и сариолийским этапами. Среди них имеются и типичные железисто-кремнистые кластогенные отложения. Но они, как и в других докембрийских регионах, редко имеют промышленное значение.



Глава 2

ТЕКТОНОТИПЫ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Термин «геологическая формация» приобрел разное значение — стал термином свободного пользования, поэтому необходимо определить его содержание в данной работе. Под термином «железисто-кремнистая формация» понимается комплекс парагенетически связанных горных пород, в которых существенная роль принадлежит железистым породам, возникшим в определенных тектонических зонах на определенной стадии их развития. Такое или близкое ему определение железисто-кремнистой формации соответствует весьма распространенному понятию «геологическая формация», встречаемому в работах В. В. Белоусова, Ю. А. Кузнецова, В. Е. Хаина, Н. Б. Васюковича и др. Необходимость выделения различных железисто-кремнистых формаций, нередко подчиненных обычным формациям (геогенерациям), диктуется целями специальных исследований, как в данном случае. В настоящей работе термину «формация» дано генетическое значение, в частности палеотектоническое и палеогеодинамическое. Поскольку железисто-кремнистые формации могут возникать в различных структурно-исторических зонах земной коры (эвгеосинклинальных, миогеосинклинальных и др.), соответственно формируются и их отличительные палеотектонические особенности, создающие облик формации — ее *тектонотип*. Следовательно, последний как бы запечатлевает палеогеодинамические обстановки и палеотектонические элементы, в связи с которыми формировались железисто-кремнистые осадки и ассоциирующие с ними породы, происходили характерные складчатые и разрывные дислокации, метаморфические процессы и др. Отсюда и вытекает определение понятия «тектонотип», под которым понимается совокупность отличительных особенностей железисто-кремнистых формаций: вещественного состава и строения, характера элементарных структур и их сочетаний, степени дислоцированности и метаморфизма, структурного положения и др., отражающих палеотектоническую среду и геодинамику их образования и становления. Эти отличительные особенности формаций, отнесенные к хорошо изученным (эталонным) железорудным объектам, определяют собственные названия тектонотипов (рис. 3).

Предлагаемая классификация тектонотипов железисто-кремнистых формаций основана на применении к докембрию методологической основы тектоники литосферных плит, что позволяет связать тектонотипы с определенными геодинамическими обстановками. Модели таких обстановок актуальны. Ныне достаточно определенно сложились представления об их признаках, освещенные в многочисленной литературе [100, 111, 135, 164, 169, 216]. Например, комплексы, свойственные бывшему океанскому дну, проявляются в ископаемых обстановках замкнувшихся рифтов, зон обдукции и столкновения и выражены офиолитовыми ассоциациями. Континентальные рифты прошлого наиболее уверенно диагностируются по щелочному и бимодальному магматизму и ряду других признаков. Для палеоостровных дуг типичны известково-щелочные вулканические серии и мощные

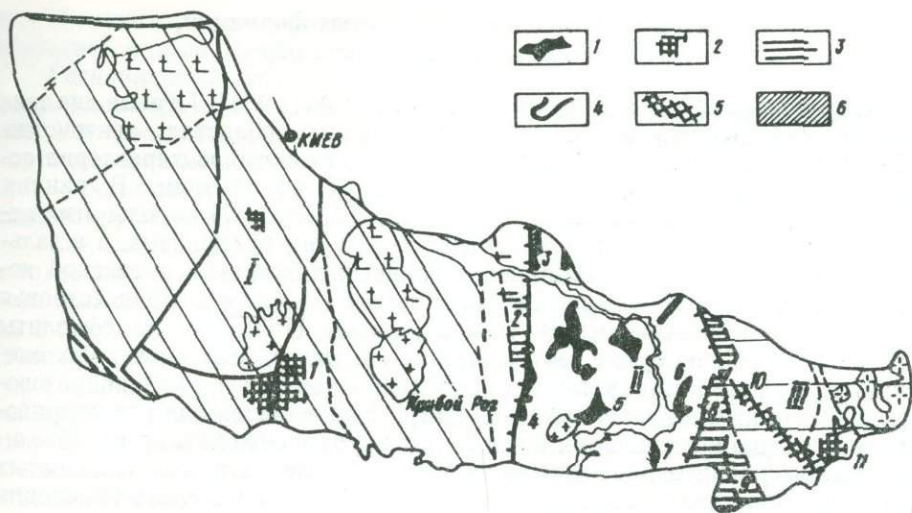


Рис. 3. Тектонотипы железисто-кремнистых формаций и отвечающие им геодинамические обстановки в раннем докембрии Украинского щита.

Тектонотипы А, сформированные на океанской и переходной коре: 1 — верховцевско-чертомлыкский и белозерский нерасчлененные, приуроченные к зеленокаменным поясам, 2 — побужско-мариупольский гранулит-базит-чарнокитовых поясов, предположительно отвечающий глубинным срезам островных дуг; тектонотипы Б, сформированные на континентальной коре: 3 — орехово-павлоградский, возникший на активных окраинах Приазовского и Кировоградского протоконтинентальных блоков, 4 — криворожский, возникший в краевой зоне Приднепровского мегаблока на доинверсионной стадии, 5 — гуляйпольско-сорокинский — вулканогенно-рифтогенный, образовавшийся в Приазовском мегаблоке, 6 — фрунзский кластогенный, образовавшийся в краевой зоне Приднепровского мегаблока на послениверсионной стадии; мегаблоки: I — Западная группа, II — Приднепровский, III — Приазовский; главные рудные районы или месторождения (цифры на схеме): 1 — Побужский, 2 — Западно-Ингулецкий, 3 — Кременчугский, 4 — Криворожский, 5 — Чертомлыкское, 6 — Конкский, 7 — Белозерский, 8 — Орехово-Павлоградский, 9 — Западно-Приазовский, 10 — Гуляйпольское, 11 — Мариупольское. Остальные условные обозначения см. к рис. 16

толщи флиша, а для восстановленных активных континентальных окраин характерен интенсивный тоналит-гранодиоритовый магматизм. Наиболее информативны для реконструкции палеогеодинамических обстановок латеральные связи и последовательность развития комплексов-индикаторов, некогда разобщенных, а впоследствии совмещенных в зонах столкновения. Последние выражены интенсивными складчатыми формами, надвигами, покровами и зонами дробления, но главным образом определяются резкими отличиями в истории геологического развития контактирующих вдоль сутурной зоны областей — сменой комплексов-индикаторов, полярностей и др.

Палеотектонические реконструкции в раннем докембрии Украинского щита частично уже освещались авторами настоящей работы [53, 111]. Было установлено, что длительный (3,7—1,65 млрд лет) процесс формирования и объединения континентальной мозаики геоблоков явился следствием проявления и совмещения геодинамических обстановок островных дуг, активных континентальных окраин и столкновения.

Рассмотрим возможности мобилистских моделей для выделения тектонотипов железисто-кремнистых формаций, осмысливания их структурной и палеотектонической позиций, а также для выяснения истории формирования.

Наиболее общее деление тектонотипов железисто-кремнистых формаций можно провести по приуроченности этих формаций к океанской или континентальной коре. Диагностировать океанскую кору можно лишь по ее ископаемым фрагментам — офиолитам того времени в структуре нынешней континентальной коры. С этих позиций тектонотипы железисто-кремнистых формаций можно разделить на две группы: А — сформированные на океанской коре и Б — сформированные на континентальной коре.

Тектонотипы железисто-кремнистых формаций, сформированных на океанской коре

Эта группа объединяет три тектонотипа: АI, АII, АIII. Первые два тектонотипа образовались в гранито-зеленокаменных областях, тектонотип АIII — в базит-гранулитовых. Для всех этих тектонотипов характерна ассоциация железисто-кремнистых образований с офиолитами. В ранних работах многочисленных исследователей [102, 183, 199, 237] породы этих ассоциаций рассматривались как продукты подводного вулканизма, а в дальнейшем [107, 165] отождествлялись с раннедокембрийской океанской корой. Отнесение гранулит-базитовых комплексов Побужья и Приднестровья к офиолитам обосновывалось Э. Б. Наливкиной [163]. Эти же офиолиты А. Б. Фомин [239] по сумме геохимических данных рассматривает как океанские. Такова же интерпретация аналогичных комплексов меланократового фундамента на Сибирской платформе [41]. Кроме общей для рассматриваемых тектонотипов ассоциации железистых пород с офиолитами их объединяют также сравнительно небольшая величина элементарных складчатых форм, отсутствие джеспилитов, сравнительно невысокая степень окисления железа в железистых кварцитах (закисно-окисная группа) и высокие значения коэффициентов S и M ¹.

Тектонотип АI — верховцевско-чертомлыкский (сформирован на рифтовой стадии развития архейских гранито-зеленокаменных областей). Представлен синклиналями с брахиформными соотношениями осей. Величина их 20—30 км по длинной оси при ширине до 15 км. Падение слоистости весьма крутое. В разрезе предполагаются корытообразные или чашевидные формы этих структур, осложненные продольными надвигами. Крылья складок осложнены складчатостью высоких порядков с вертикальными шарнирами. Как правило, синклинали представлены фрагментарно.

Область распространения рассматриваемых структур ограничена Приднепровским мегаблоком Украинского щита, представляющим собой типичную гранито-зеленокаменную область. В этой области комплекс рассмотренных синклиналей образует собственно зеленокаменные пояса. В пределах мегаблока гранитоиды резко преобладают и слагают антиклинальные формы — купола и валы. Метаморфические породы зеленокаменных поясов как бы ветвятся между ними. Таким образом, термин «пояс» не отвечает протяженной, вытянутой зоне, а подчеркивает опоясывание гранитоидов метаморфическими зеленокаменными толщами. Сложные амебообразные контуры элементарных структур тектонотипа и их виргации — результат подъема гранитоидов в смежных куполах.

Железисто-кремнистые породы — рудные (закисно-окисные) и малорудные — представлены железистыми кварцитами и сланцами силикатно-магнетитовыми карбонатсодержащими. Содержание магнетитового железа до 24 %. Среди силикатов наиболее часты амфиболы; типичны биотит, стильпомелан, хлорит, отмечается гранат. Клинопироксен встречается в приконтактных зонах с гранитоидами. Мощности железистых пластов или пачек невелики — обычно от первых десятков метров до 150—200 м (Чертомлыкское месторождение). Протяженность их до первых километров. В толщах офиолитов, достигающих мощности 2—3 км, железисто-кремнистые породы резко подчинены. В разрезах преобладают амфиболиты и различные сланцы, содержащие переменные количества амфиболов, хлорита, талька, эпидота и карбонатов. Основные разности отвечают по составу толеитовым базальтам. Среди них выделяются и высокомагнезиальные породы, подобные базальтовым коматиитам [269]. Ультрабазиты подчинены базитам. Помимо отмеченных сланцев, петрохимически отвечающих гипербазитам, они включают серпентинизированные дуниты, лерцолиты и пироксениты. Среди гипербазитов отмечаются перидотитовые и пироксенитовые коматииты. По форме тел и условиям залегания гипербазиты интерпретируются как силлы или покро-

¹ Здесь и далее приведены петрохимические коэффициенты по Н. П. Семененко.

вы. Их мощность от первых десятков метров до 1—2 км, а протяженность достигает иногда 20 км.

Региональный метаморфизм (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации) зонален — его степень возрастает от центра к периферии синклиналей. Ультраметаморфизм проявлен лишь в краевых частях структур, вдоль контактов метаморфитов и гранитоидов. Тип железисто-кремнистых формаций — осадочно-вулканогенный в ассоциации с метабазами. Иногда его детализируют, выделяя еще ассоциацию с метаультрабазами [89].

Как подчеркивалось в главе 1, территория Приднепровского мегаблока в архее была занята морским бассейном с корой океанского типа. Этот бассейн был ограничен микроконтинентами. Если расправить складчатые формы в пределах мегаблока, то ширина только фрагмента этого бассейна составит около 600 км. Истинные размеры его пока остаются неизвестными.

По-видимому, рассматриваемый тектонотип сформирован на рифтогенной стадии развития архейских гранито-зеленокаменных областей. Эталонные структуры тектонотипа — Верховцевская и Чертомлыкская. Последняя включает месторождения железных руд с прогнозными ресурсами до глубины 500 м около 1 млрд т [18]. Перспективы выявления крупных месторождений железа в тектонотипе невелики.

Тектонотип АII — белозерский (сформирован на стадии сжатия гранито-зеленокаменных областей). Структурно подобен тектонотипу АI, так как приурочен к гранито-зеленокаменной области и отвечает верхнему ярусу ее складчатых структур. В тектонотипическом Конкско-Белозерском районе он отличается несколько большей протяженностью — до 70 км. Представлен серией сжатых складок, часто однокрылых, сочленяющихся вдоль надвигов.

Железисто-кремнистые породы представлены железистыми кварцитами и сланцами с переменными содержаниями хлорита, биотита, стильпно-мелана и карбонатов. Содержание железа магнетитового достигает 28 %. Среди петрохимических особенностей железисто-кремнистых пород наиболее значимы повышенные значения коэффициента A (до 27). Выделяются один — три продуктивных горизонта (пачки) железистых пород суммарной мощностью до 250 м. Протяженность их по простиранию с устойчивой мощностью около 100 м достигает 7 км. Продуктивные железисто-кремнистые пачки принадлежат верхней части разреза белозерской серии — вулканогенно-осадочной толще мощностью до 3 км. Вулканыты представлены метаморфизованными кварцевыми кератофирами, порфиритами и пирокластическими породами, а осадочные образования — метапесчаниками, хлоритовыми и слюдяными сланцами. Железисто-кремнистая формация определяется как сланцево-кератофировая и альбитофировая (лептитовая). Метаморфизм отвечает зеленосланцевой фации. Характерная черта тектонотипа — наличие промышленных богатых железных руд. По данным [18], суммарные прогнозные запасы и перспективные ресурсы железистых кварцитов и богатых железных руд в Белозерском рудном районе оцениваются в 31 млрд т (до глубины 1500 м).

Тектонотипы АI и АII исторически взаимосвязаны. Сейчас для района Среднего Приднепровья имеются достаточно достоверные данные об изотопном возрасте (млн лет) наиболее важных геологических образований: тоналитов и метаультрабазитов в соседней пограничной части Орехово-Павлоградской зоны — 3700 ± 200 , древнейших основных вулканитов — 3500, средних и кислых метаэффузивов — 3050, плагиогранитов — 2800 [45, 268, 270]. Опираясь на материалы по реальным геологическим разрезам, изотопные даты и признаки палеогеодинамических обстановок, можно воссоздать палеотектонические события того времени.

Около 3800 млн лет назад уже существовал протоконтинент, в состав которого входили древнейшие тоналиты. Его раскол и формирование морского бассейна с океанской корой начались около 3500 млн лет назад. В рифтовой зоне этого межконтинентального моря (микроокеана) образовались толеитовые базальты Приднепровского мегаблока, включающие железисто-кремнистую формацию тектонотипа АI. Около 3000 млн лет назад в этом

микроокеане возникли островные дуги. В Криворожской зоне отсутствуют соответствующие вулканы, поэтому можно предполагать, что островная дуга находилась несколько восточнее района, где отмечается утолщение земной коры. С ним было связано появление зоны поглощения и, вероятно, заостроводужной зоны спрединга. На этой же стадии накопилась трехкилометровая толща осадков кварц-кератофировой формации Белозерского синклиория. Наступила стадия сжатия в связи с формированием плагиогранитоидов. К дате около 2800 млн лет спрединг, возможно, прекратился. Но не исключено, что тогда же появились зоны повторного раздвига в заостроводужных бассейнах, поскольку в Криворожской зоне известны метабазиты возрастом 2500 млн лет и более молодые плагиограниты. Продолжались распад и дифференциация единого микроокеана на отдельные бассейны. В них накапливались железисто-кремнистые осадки, ассоциировавшие с кислыми и средними вулканами. По разрезу основная масса железистых пород располагается выше кварц-кератофировой формации. Так сформировалась гранито-зеленокаменная область Приднепровского мегаблока, объединившего некогда разобщенные протоконтиненты. Подобные схемы развития предлагались и для других зеленокаменных поясов, при этом часто гранито-нейсовы купола и валы, разделяющие собственно зеленокаменные пояса, фигурируют в них в качестве микроконтинентов или островных дуг. По сути, они лишь складчатые формы, возникшие на стадии сжатия рифтогенных областей.

Появление плагиогранитов и их эффузивных аналогов определяет стадию сближения в бывшей рифтогенной области и впоследствии замыкание микроокеана. По-видимому, к этому времени направление движений изменилось, появились новые центры спрединга, возможно, и за пределами микроокеана. Эти изменения и начало стадии столкновения знаменовали наступившую инверсию тектонического режима.

Эталонный представитель тектонотипа — Белозерский железорудный район. Возможный аналог — Костомукшский железорудный район в Карельском регионе.

Тектонотип АIII — побужско-мариупольский (сформирован на океанской и переходной стадиях развития коры, представлен глубинными срезами архей-протерозойских островных дуг). Выражен ассоциациями относительно малых сложнопостроенных складок, обычно интерпретируемых как фрагменты синклиналей. Величина складок — в среднем 2—3 км по длинной оси. Как правило, характерны однокрылые структуры с одним замком или неравномерно сжатые и дисгармонично изогнутые в плане моноклинали. Их разделяют гранитоидные купола. Элементарные структуры тектонотипа иногда группируются в кулисообразно эшелонированные синклинали близкого простирания — например, структуры Грушковского, Новоселицкого, Молдовского и Секретарского месторождений на Побужье. Обычно структуры тектонотипа в Побужье включают в Белоцерковско-Одесский блок. Однако альтернативно допускается также принадлежность тектонотипа к так называемому гранулит-базит-чарнокитовому поясу, окаймляющему щит с юго-запада. В целом в пределах щита и его южного склона от городов Ямполь и Кишинев до городов Николаев и Херсон намечается обширная область распространения железисто-кремнистых образований, отвечающих главным образом рассматриваемому тектонотипу. Такой же тектонотип известен в Приазовском мегаблоке (Мангушский синклиорий), где расположено Мариупольское железорудное месторождение. Правда, по сравнению с Приднестровско-Побужским поясом гранулиты распространены здесь на ограниченной площади, так как структура погружена в Причерноморскую впадину. Главные структурно-вещественные закономерности здесь те же — элементарные структурные формы гранулитов группируются в кулисообразно расположенные полосы, разделенные гранитоидами (Северная, Демьяновская, Первомайская и Ялтинская структуры Мариупольского месторождения).

Железисто-кремнистые породы тектонотипа включают пироксен-магнетитовые кварциты и различные сланцы: гранат-пироксеновые, фаялитсодер-

жащие (эулизиты) и др. Промышленное значение имеют окисно-закисные железистые кварциты (содержание магнетитового железа 16—32 %) и карбонатно-магнетитовые руды с содержанием магнетитового железа до 30 %. Последние известны только в Побужье. По данным М. А. Ярошук [278], они состоят из магнетита, кальцита, оливина и ортопироксена и рассматриваются как оруденелые кальцифиры (скарны). Мощность железистых кварцитов составляет первые десятки метров, редко превышает 100 м в Молдовском, Байбузовском, Секретарском и Мариупольском месторождениях. Длина рудных тел измеряется обычно первыми километрами, реже достигает 8—10 км. Среди вмещающих пород наиболее типичны основные кристаллические сланцы (двупироксен-плаггиоклазовые) и их амфиболитизированные разновидности, чарнокитоиды и различные гнейсы, в том числе высокоглиноземистые и графитосодержащие, мраморы и гипербазиты. По химическому составу и реликтам спинифекс-структур выделены также коматииты [278]. Метаморфизм отвечает гранулитовой фации. Ультраметаморфизм, как правило, изофациален региональному метаморфизму и проявлен весьма интенсивно. Структуры тектонотипа, по существу, представляют собой останцы в полях мигматитов и гранитоидов.

Железисто-кремнистая формация определяется как карбонатно-метабазитовая осадочно-вулканогенного типа [278]. Действительно, в Побужье с карбонатными породами связаны магнетитовые руды, однако в других регионах Восточно-Европейской платформы такие руды редки, да и собственно мраморы и кальцифиры встречаются не всегда — например, не известны они на Кольском полуострове. Поэтому целесообразней определять железисто-кремнистую формацию тектонотипа как эулизит-базит-гранулитовую — по парагенезису ассоциирующих пород. Внутри нее можно выделить ряд подформаций по характерным типам седиментогенных образований. Состав типов руд также пестрый. Кроме железистых кварцитов и карбонат-магнетитовых руд для тектонотипа характерны богатые силикат-магнетитовые (Володарский район, Приазовский мегаблок), а также титаномангнетитовые руды в метагабброидах (кореличский тип, Белоруссия). Типичны месторождения средней величины с рудами высокого качества — легкообогатимыми. С тектонотипом параллелизуются рудопроявления в обоянской серии КМА, гранулитового пояса Белоруссии, тараташского комплекса Урала и районов озера Чудзъявр, Затуломского, Волчьих Тундр на Кольском полуострове. Возраст наиболее типичных представителей в Побужье — ранний протерозой. Однако судя по фрагментам гранулит-базитовых комплексов, включающих железистые кварциты, среди гранитоидов эпиархейских блоков (Володарский район, рудопроявления обоянской серии КМА, Новопавловский участок Орехово-Павлоградской полосы и др.) тектонотип известен и в архее. Вероятно, архейские комплексы тектонотипа, в отличие от протерозойских, интенсивнее преобразованы и зачастую сохранились фрагментарно.

Палеотектонический анализ Украинского щита позволяет интерпретировать гранулит-базитовые области как глубинные срезы островных дуг. Основной тканью Приднестровско-Побужского гранулит-базит-чарнокитового пояса, как отмечалось ранее, являются офиолиты. Исходные базальты и гипербазиты этой ассоциации, по данным геохимических исследований [239], отнесены к слабо дифференцированным офиолитам океанского типа с толеитовой эволюцией состава. Толеитовый тренд дифференциации характерен, по данным этой же работы, и для аналогичных образований Мариупольского месторождения и ряда месторождений железа Орехово-Павлоградской полосы [239]. Следовательно, исходные образования пояса — докембрийская океанская кора, измененная метаморфизмом и ультраметаморфизмом. В результате этих процессов и сформировалась континентальная кора, близкая по своим характеристикам к коре переходного типа — гранулит-базит-чарнокитовому поясу.

С позиций тектоники плит такие преобразования океанской коры осуществляются в островных дугах. Это положение подтверждается также и широким развитием в пределах пояса известково-щелочных магматитов

среднего состава. Отмечается [273, 279], например, что гиперстеновые плагиогнейсы андезито-дацитового состава в Среднем Побужье занимают 80—90 % объема метаморфических толщ. И. Б. Щербаков [273] считает, что основу суперкрупных толщ этого региона составляет преобразованная андезито-базальтовая формация. По-видимому, в базит-гранулит-чарнокитовом поясе совмещены офиолиты океанской коры и известково-щелочные породы островной дуги. Следует отметить, что пока нет критериев для отличия пород чарнокитовой серии — гранитизированных основных гранулитов — от исходных гранулитов среднего и кислого состава. Возможно, что те и другие отражают разные стороны глубинного островодужного магматизма и ультраметаморфизма — преобразование океанской коры в зонах поддвига и собственно островодужные магматиты.

На данном этапе исследований не ясно, с какой из ассоциаций базитов-чарнокитов связаны железисто-кремнистые породы: с офиолитами океанской коры, преобразованной (гранитизированной) в фундаменте островной дуги, либо с собственно островодужными породами. Более вероятным представляется накопление железисто-кремнистых пород на океанской коре, поскольку в разрезах железорудных месторождений отсутствуют характерные образования островных дуг — субаэральные вулканогенные обломочные породы, стратиформные колчеданы и др. Обломочные породы в пределах пояса вообще проблематичны. Напротив, типичны ассоциации железистых кварцитов с базитами, ультрабазитами и, вероятно, пелагическими осадками. По-видимому, гранулит-базит-чарнокитовый пояс является глубинным срезом вулканической дуги с эродированными в большинстве случаев собственно островодужными вулканитами и осадками. Островодужные образования представлены, вероятно, преимущественно в интрузивных и ультраметаморфических фациях. Это подтверждается наблюдениями дайковых форм залегания метабазитов, аллохтонных эндебитов и др. Наконец, о большом эрозионном срезе регионов развития тектонотипа свидетельствует и степень метаморфизма. Условия формирования рассматриваемых гранулитов по приближенным оценкам разных авторов отвечает глубинам в 15—25 км.

Исходные породы продуктивных пачек тектонотипа, по-видимому, соответствуют первому и второму слоям океанской коры, преобразованным либо в зоне поддвига и затем причлененным к дуге, либо в фундаменте вулканической дуги, представленном океанской корой. В любом из вариантов формирования тектонотипа связано с докембрийскими зонами субдукции. Модель поддвига это «реальный природный механизм» [169], объясняющий интенсивный метаморфизм и ультраметаморфизм пород тектонотипа, а также отмеченную выше специфику его складчатости. Вероятно, в пределах тектонотипа есть блоки как нависавшей, так и поглощавшейся океанской коры, а также, по-видимому, и более древних образований подокола. Соотношения палеотектонических элементов островодужной системы западной части Украинского щита, с которой связано формирование тектонотипа, рассмотрены в работе [111].

Тектонотипы железисто-кремнистых формаций, сформированных на континентальной коре

Палеотектоническая позиция этой группы тектонотипов довольно разнообразна. Предварительно выделены три тектонотипа (Б I — Б III), представляющие собой известные железорудные районы.

Тектонотип Б I — орехово-павлоградский (сформирован на материковых склонах в обстановках активных континентальных окраин). Характерны малые (первые километры) разобщенные складки, чаще всего синклинали, а также моноклинали. Структуры часто группируются в узкие полосы шириной до 2 км и длиной до 10—20 км. Таковы Зеленореченская, Васиновская, Новоукраинская и другие полосы и зоны. Как правило, складки сопряжены с продольными или диагональными разломами типа сбросо-сдвигов или крутых надвигов. Характерны как сжатые, так и брахиальные формы. Тектонотип наиболее полно представлен по западной периферии При-

азовского мегаблока и в промежуточной зоне Приднепровского и Кировоградского мегаблоков. В строении складок, особенно в Западно-Ингулецком районе, много общего со структурами тектонотипа АIII. Вероятно, это обусловлено стилем «гранитной тектоники». Малые гранитные купола и валы, типичные для промежуточной Западно-Ингулецкой зоны, определили здесь развитие фрагментов разноориентированных складок с пологими и крутыми наклонами крыльев и резко ундулирующими шарнирами.

Железисто-кремнистые породы — силикат-магнетитовые и реже силикат-гематит-магнетитовые, как, например, на Петровском месторождении. Содержание магнетитового железа 16—20 %, реже до 32. В ряде случаев продуктивными являются и железистые сланцы (до 20—28 % магнетитового железа) — Северо-Терсянское и Корсакское месторождения. Силликаты в железистых кварцитах представлены обычно амфиболами, реже пироксенами, еще реже хлоритами. Для железистых сланцев типичны гранаты и те же, но более железистые, силикаты, иногда фаялит. Петрохимические коэффициенты железистых пород колеблются в широких пределах. Характерны фациальные переходы рудных, малорудных и безрудных железисто-кремнистых образований в пределах пласта, месторождения, зоны. Мощности и количество продуктивных пластов не выдержаны даже на коротких расстояниях. Известны проявления богатых железных руд.

Состав вмещающих пород очень пестрый. Преобладают седиментогенные образования: различные гнейсы (биотитовые, гранат-биотитовые и др.), кварциты, высокоглиноземистые и графитсодержащие гнейсы; отмечаются карбонатные породы. Амфиболиты и гипербазиты, как правило, резко подчинены или вообще отсутствуют. Однако в некоторых структурах они составляют основную массу вмещающих пород, например на Артемовском, Восточном Новоданиловском, восточной части Орловского и других месторождениях и рудопроявлениях. Подрудные толщи часто сложены кварцитами и высокоглиноземистыми гнейсами; карбонатные породы характерны для надрудных толщ. Метаморфизм проявлен от зеленосланцевой до гранулитовой фации, однако чаще всего в амфиболитовой. Типичны и ультраметаморфические преобразования. Железисто-кремнистая формация обычно определяется как гнейсовая. Типичны месторождения средней величины, группирующиеся в рудные районы. Таковы месторождения в Орехово-Павлоградском, Западно-Приазовском и Западно-Ингулецком рудных районах. К рассматриваемому тектонотипу, возможно, принадлежат Околовское месторождение в Белоруссии, Гарсенский и Валмиерский рудные районы Латвии и Йыхвиский район в Эстонии.

Палеотектонические условия формирования тектонотипа можно рассмотреть на примере месторождений Приазовского мегаблока — фрагмента архейского континента. В раннем протерозое здесь произошла смена геодинамической обстановки активной континентальной окраины андийского типа обстановкой столкновения Приазовского микроконтинента с Приднепровским литосферным блоком [III]. Граница Приазовского и Приднепровского мегаблоков примерно отвечает границам континентальной и океанской коры того времени. Последняя в раннем протерозое была последовательно пододвинута под Приазовский мегаблок. Океанская кора сохранилась лишь в зоне столкновения, в Орехово-Павлоградской полосе, в виде пластин и клиньев офиолитов, включающих железисто-кремнистые образования в Восточном Новоданиловском, Северо-Терсянском и Орловском месторождениях. В этой зоне при столкновении были скучены осадки континентальных склонов активной окраины — Приазовского мегаблока и пассивной окраины — восточной части Приднепровского мегаблока, а также обдушированные или выжатые по разломам фрагменты океанской коры. Таким образом, с позиций отмеченных геодинамических моделей удовлетворительно объясняется сочетание в одном тектонотипе офиолитовых и терригенно-осадочных разрезов железисто-кремнистых формаций. Поэтому тектонотип, объединяющий разные по генезису и возрасту железистые формации, в дальнейшем может быть детализирован.

С точки зрения концепции мобилизма находят удовлетворительное объяснение и особенности структуры элементарных форм тектонотипа. В Орехово-Павлоградской полосе это сжатые, даже раздавленные (Васиновское месторождение) малые складчатые формы. На пассивной континентальной окраине развиты сложные и крупные чешуйчатые структуры Конкско-Белозерской зоны. В области реконструированного континентального склона активной континентальной окраины, удаленного от области собственно столкновения, структуры не столь сжаты. В целом для палеосклона Приазовского микроконтинента характерно чередование узких прерывистых полос супракрустальных образований, объединяющих рассмотренные выше элементарные структурные формы тектонотипа, и более широких полос гранитоидов. Состав разрезов железисто-кремнистых формаций в каждой из полос различен, но в целом они имеют трехчленное строение. Железистые пачки подстилаются и перекрываются гнейсами, интерпретируемыми главным образом как песчано-глинистые образования. Такие структурно-вещественные параметры тектонотипа наиболее полно объяснимы на основе особенностей геодинамики преобразований фронтальной части микроконтинента, развивавшегося по типу активной континентальной окраины. Как известно [135], модели конвергенции предполагают периодическую смену пододвижения океанской коры под континент эпизодами сдвижения пластин самой континентальной коры относительно друг друга на всем участке континентального склона. При этом под надвигающейся пластиной оказываются погребенными осадки шельфа. Зажатые между пластинами осадки в процессе шарьирования пластин континентального фундамента — наращивания континентальной коры в толщину и последующего ее изостатического погружения — испытывали складчатость и метаморфизм. По подобной же схеме происходили новые этапы накопления осадков и их преобразования в развивающейся фронтальной части активной континентальной окраины. В итоге на уровне современного эрозионного среза наблюдаются телескопированные межпластинные осадки и собственно гранитоидные пластины континентального основания. В таком «слоеном пироге» фронта микроконтинента мелководные фации подрудных и надрудных пачек железисто-кремнистых формаций отвечают этапам поднятого континентального склона (эпизод сгущивания континентальной коры), а продуктивные, железисто-кремнистые — этапу опущенного склона (эпизод изостатического погружения). Предложенная схема осложнялась явлениями магматизма и ультраметаморфизма, вызванными поглощением океанской коры под континентальной окраиной и последующим столкновением микроконтинентов.

Предложенная гипотеза формирования тектонотипа объясняет главные особенности соотношений супракрустальных образований и гранитоидов в пределах реконструированного континентального склона Приазовского мегаблока — от Орехово-Павлоградской полосы до Корсакского разлома, а именно: разницу в возрасте гранитоидных полос (архей) и супракрустальных образований (протерозой); отсутствие в гранитоидах реликтов из смежных метаморфических полос; индивидуальный состав разрезов супракрустальных образований каждой из полос и их трехчленное строение. Поскольку каждая из полос рассматриваемого тектонотипа в западной части Приазовского мегаблока отвечает определенному этапу конвергенции микроконтинентов, то, вероятно, с общих геологических позиций можно предполагать, что более восточные полосы древнее, чем западные.

Предполагается, что подобная схема развития типична и для Западно-Ингулецкой полосы.

Тектонотип БII — криворожско-кременчугский (сформирован в краевых прогибах на доинверсионной стадии). Представляющая тектонотип Криворожско-Кременчугская зона расположена в краевой западной части Приднепровского мегаблока. Особенностям структуры и составу слагающих ее пород посвящены многочисленные публикации, среди которых следует выделить работы Я. Н. Белевцева, М. Н. Доброхотова, Г. И. Каляева, Н. П. Семененко, Г. В. Тохтуева, М. И. Черновского и др

Структурно тектонотип представлен меридиональной цепью синклиналей и моноклиналей, примыкающих к Криворожско-Кременчугскому глубинному разлому. Общая протяженность зоны до 250 км. Размеры наиболее крупных синклиналей, Криворожской и Галещинской, примерно 50×10 км. К ним приурочены железорудные бассейны — Криворожский и Кременчугский. Прямолинейность зоны определяется тем, что она ограничена с запада Криворожско-Кременчугским разломом. Выделяются складки второго и более высоких порядков. Характерна ундуляция их шарниров. Преобладают крутые западные падения сместителей и пластов. Типично осложнение основных структур мелкой складчатостью с крутыми и вертикальными шарнирами, а также поперечными волнообразными изгибами, контролирующими размещение залежей богатых железных руд.

Железисто-кремнистые породы кроме железистых кварцитов и железистых сланцев с переменным содержанием рудных минералов, силикатов и карбонатов представлены и джеспилитами — тонкополосчатыми кварц-магнетит-гематитовыми породами. Рудные минералы — магнетит и гематит; силикаты — хлориты, амфиболы, слюды и др. Петрохимически рудные железисто-кремнистые породы относятся к окисным и закисно-окисным образованиям. По небольшим величинам коэффициентов $M + C$ (до 3) и A (2) железистые кварциты Криворожского Рога отличаются от аналогичных пород других тектонотипов.

Максимальные мощности продуктивной свиты превышают 1 км, достигая в Кременчугском бассейне 2,2 км. По простиранию мощность свиты и количество железистых и сланцевых горизонтов меняются. Несмотря на это, продуктивные пачки прослеживаются на десятки километров. Многопорядковая ритмичность продуктивной толщи, присущая железисто-кремнистым формациям вообще, здесь проявлена наиболее отчетливо, как и аутигенно-минералогическая зональность. Железисто-кремнистая формация определяется как сланцевая, осадочного типа. Есть отдельные указания (в работах М. А. Ярошук, И. Н. Бордунова, Д. А. Кулика) на участие пирокластического вулканогенного материала в составе железистых пород некоторых горизонтов.

Степень метаморфизма колеблется от зеленосланцевой (преобладает) до амфиболитовой фации; по данным работы [16], границы субфаций не совпадают со стратиграфическими. Типичен щелочной метасоматоз. Проявления ультраметаморфизма редки.

Для тектонотипа характерны месторождения богатых железных руд, локализующихся среди железистых пород продуктивных пачек. Они образуют рудные столбы, пласты и шарнирные залежи. Генетически среди них выделяются гипогенные руды и руды глубинных зон окисления. С тектонотипом связаны уникальные запасы железных руд — прогнозны ресурсы железистых кварцитов и богатых руд до глубины 1500 м превышают 50 млрд тонн [18].

Геодинамическая обстановка на западном краю Приднепровского мегаблока отличалась от рассмотренных выше событий, происходивших на его восточном краю в условиях столкновения с фронтальной частью Приазовского мегаблока — Орехово-Павлоградской полосой. Аналогия с последней напрашивается для Западно-Ингулецкой полосы, которая по сути также являлась активной континентальной окраиной в период объединения Кировоградского и Приднепровского мегаблоков.

Криворожско-Кременчугская зона является уникальным структурным элементом в дорифейском фундаменте Восточно-Европейской платформы и в тектоническом отношении. Ниже предлагаются два альтернативных варианта трактовки геодинамики ее развития.

По первому варианту Криворожско-Кременчугская зона — внутренняя зона краевого прогиба, находящаяся на западном краю Приднепровского мегаблока. Восточнее в нем также выделяется ряд структурно-формационных зон. Структурные и возрастные соотношения последних с краевым прогибом такие же, как обычные соотношения внешних миогеосинклинальных

зон или краевых предгорных прогибов с эвгеосинклинальными зонами, например, на Урале или в Аппалачах.

Краевой прогиб в складчатой системе Среднего Приднепровья развивался и после того, когда восточнее замкнулся микроокеан и образовалось нагорье в пределах гранито-зеленокаменной области. До этого Криворожско-Кременчугская зона и прогиб развивались синхронно, о чем свидетельствует распространение архейских метабазитов Широковской и Желтореченской структур, которые представляют собой зеленокаменные пояса, уходящие во внутренние зоны — Верховцевскую и Чертомлыкскую. Не следует думать, что Приднепровский мегаблок после завершения архейского рифтогенного этапа развития полностью превратился в стабильный континент. И в раннем протерозое в нем продолжали накапливаться геосинклинальные формации и происходили тектонические процессы, особенно в краевых частях. Во внутренних эвгеосинклинальных зонах отсутствуют послейинверсионные формации, отвечающие верхней части разреза Криворожского синклиория. Подобные соотношения характерны, например, для эвгеосинклинальных зон восточного склона Урала и краевого прогиба западного склона. Хотя стадия столкновения континентов окончилась в Уральской эвгеосинклинали в карбоне, краевой прогиб формировался позднее — в пермо-триасе. Внешние зоны краевых прогибов развивались на древней континентальной коре, как, например, на Урале на дорифейской. Все это относится и к геосинклинальной складчатой системе Среднего Приднепровья.

В раннем протерозое Криворожско-Кременчугская зона продолжала развиваться вдоль субмеридиональной кордильеры, в ядре которой находились массивы плагигранитов на месте нынешних купольных и валообразных антиклинальных поднятий — Саксаганского, Демурина и Пятихатского. У подножия западных склонов кордильеры отлагались толщи железисто-кремнистых осадков Криворожского и Кременчугского рудных бассейнов. Практически они были лишены вулканогенного материала, поскольку кордильера отгораживала эту зону от внутренних зон Приднепровского мегаблока.

Впоследствии сформировалась толща обломочных пород — типичная моласса в основании Криворожско-Кременчугской зоны. Дальнейшие движения в процессе длительной стадии конвергенции и столкновения микроконтинентов привели к образованию складок в самой молассе. Смятие охватывало все новые породы, и фронт складчатости перемещался в западном направлении, поэтому Криворожский предгорный прогиб как бы мигрировал, «накатывался» на древнее континентальное основание Кировоградского литосферного блока. Эти события проходили в конце раннего протерозоя — около 1700 млн лет назад.

Западно-Ингулецкая полоса представляла собой внешнюю зону краевого прогиба, развивавшуюся на протоплатформенном основании Кировоградского мегаблока. Она имеет совершенно иной структурный план, где следует различать древний фундамент и более поздние структуры, сложенные в основном послейинверсионными формациями, которые возникли на этом континентальном основании. К нему относится валообразно вытянутая Ингулецко-Омельниковская зона архейских плагигранитов, маркирующая бывшую активную окраину Кировоградского микроконтинента и бывшую зону поглощения. На активной окраине в дальнейшем образовались железисто-кремнистые формации тектонотипа Б1. В итоге последующего столкновения здесь возникли интенсивные покровные дислокации, пока еще недостаточно изученные. Еще позднее в процессе формирования краевого прогиба отложились послейинверсионные формации. Метаморфические породы Западно-Ингулецкой зоны, расположенные во фронтальной, более тонкой части архейского континента над бывшей зоной поглощения, преобразованы более интенсивно, а криворожско-кременчугские комплексы, формировавшиеся над толстой корой (мощностью более 60 км [210]), метаморфизованы сравнительно слабее.

Согласно *второму варианту* Криворожско-Кременчугская зона вместе с Западно-Ингулецкой полосой относится к перикратонному бассейну, от-

вечающему пассивной континентальной окраине фрагмента эpiarхейского микроконтинента — Приднепровского мегаблока. Восточная граница этого бассейна ныне фиксируется по восточному краю Криворожско-Кременчугской зоны, а западная примерно соответствует Западно-Ингулецкому разлому. Последний и считается западной границей Приднепровского мегаблока. Западно-Ингулецко-Криворожско-Кременчугский бассейн, по существу, ограничивает преобразованную в протерозое западную часть архейского Приднепровского мегаблока. В палеогеодинамическом отношении этот регион в раннем протерозое развивался как активная континентальная окраина, что было обусловлено причленением к Приднепровскому микроконтиненту с юго-запада палеоостровной дуги [53, 111]. Последняя состоит из тыловой части собственно вулканической дуги (гранулит-базит-чарнокитового пояса с тектонотипом АIII) и заостроводужного прогиба — области развития протерозойских метафлишOIDов тетеревской и ингуло-ингулецкой серий. Западная часть Приднепровского мегаблока непосредственно стыковалась с заостроводужным терригенным бассейном, представленным структурами метафлишOIDов нынешнего Кировоградского геоблока.

Считается, что процесс конвергенции и столкновения указанных палеотектонических элементов сопровождался поддвигом океанской коры под Приднепровский мегаблок. При этом происходило сдвигание и шарьирование пластин континентальной коры Приднепровского геоблока по схеме, рассмотренной при характеристике тектонотипа БI. Скучивание и телескопирование пластин континентального основания и межпластинных осадков шельфа типично, как отмечалось выше, для собственно Западно-Ингулецкой полосы, представляющей собой сравнительно тонкую фронтальную часть Приднепровского микроконтинента.

Криворожско-Кременчугская полоса, соответствующая внутренней части краевого бассейна, была наиболее удалена от этих событий и, по-видимому, защищена поднятиями нынешних Ингулецкого и Кременчугского Левобережного валов. Здесь в сравнительно спокойной обстановке накопились мощные продуктивные толщи рассматриваемого тектонотипа. Однако чередование сланцевых и железистых горизонтов в Криворожско-Кременчугской полосе, вероятно, отражает процесс конвергенции в динамике осадконакопления — спокойных (железисто-кремнистые фации) и беспокойных (терригенные, сланцевые фации) периодов. Как с этих позиций коррелировать толщи Западно-Ингулецкой и Криворожско-Кременчугской полос? Синхронны ли между собой разрезы разных структур Западно-Ингулецкой полосы в целом и с разрезом Криворожья? Возможно, разрезы отдельных чередующихся зон второго порядка внутри Западно-Ингулецкой полосы, разноудаленные от края эpiarхейского континента, фиксируют, как это предполагалось для окраины Приазовского мегаблока, последовательные этапы неоднократных погребений шельфовых осадков при сдвигании и телескопировании пластин континентальной коры. Если такое предположение принять, то тогда вероятно корреляция разрезов зон второго порядка Западно-Ингулецкой полосы не с криворожской серией в целом, а с ее отдельными ритмами, включая и гданцевскую свиту.

Латеральные изменения состава и строения толщ одного стратиграфического уровня уже давно известны в Криворожско-Кременчугском бассейне. Судя по смене фаций саксаганской и гданцевской свит, закрытие Западно-Ингулецко-Криворожско-Кременчугского бассейна и соответственно формирование на его месте чешуйчатой сутурной зоны последовательно происходило с юго-юго-запада на северо-северо-восток. В конце раннего протерозоя лишь в Кременчугском бассейне на уровне гданцевской свиты отлагались продуктивные пласты железистых кварцитов. Как и следовало ожидать из рассмотренной модели, режим осадконакопления в этом остаточном бассейне, судя по разрезу, был крайне неустойчивым. Изменчивые по составу, строению и мощности железистые горизонты распространены ограниченно и залегают среди преобладающих в разрезе терригенных образований [203]. С позиций предлагаемой гипотезы находит объяснение и различная степень

метаморфизма и ультраметаморфизма в Западно-Ингулецкой и Криворожско-Кременчугской полосах. Толщи Западно-Ингулецкой полосы, расположенные во фронтальной, более тонкой части эпиархейского континента, над зоной поглощения океанской коры, приподнятые и надвинутые на внутреннюю часть бассейна, преобразованы более интенсивно по сравнению с тыльными комплексами Криворожско-Кременчугской зоны.

Каждый из предложенных вариантов палеотектонической позиции и геодинамики развития тектонотипа имеет свои преимущества и недостатки. Создание всесторонней обоснованной модели криворожско-кременчугского тектонотипа — задача дальнейших исследований.

Предполагаемые аналоги тектонотипа БII — Белгород-Михайловская и Старооскольская зоны КМА и, возможно, Сорокинско-Гуляйпольская зона Приазовского мегаблока. Правда, эти структуры отличаются от тектонотипа структурной позицией — они расположены в центральных частях мегаблоков.

Тектонотип БIII — фрунзенско-ятулийский (сформирован в конце раннего протерозоя на послейинверсионной стадии развития краевых прогибов). Соответствует ядерным частям структур тектонотипа БII. Среди железисто-кремнистых образований характерны кластогенные кварцито-песчаники с хлорит-магнетитовым и магнетит-карбонатным цементом. Максимальные содержания магнетита 60 %. Мощность залежей около 50 м. Протяженность около 0,5 км. Залежи контролируются трансгрессивным контактом гданцевской и саксаганской свит. Иногда с обломочными магнетитовыми породами ассоциируют железослюдково-магнетитовые руды, содержащие реликты обломочных структур. Вещающие породы — метапесчаники, кварциты, малорудные и безрудные железисто-кремнистые сланцы. Кроме отмеченных пород послейинверсионная серия включает в себя и графит-содержащие сланцы, мраморы, а по новейшим данным [203], и мощные пласты железистых кварцитов в Кременчугском бассейне.

Тектонотип сформировался на этапах развития предгорного краевого бассейна. Последний примыкал с запада к Криворожско-Кременчугской кордильере — западному передовому поднятию в складчатой системе Приднепровского мегаблока.

Заканчивая на этом рассмотрение тектонотипов железисто-кремнистых формаций, отметим, что данная классификация выполнена впервые на основе геодинамики литосферных блоков раннего докембрия. Авторы осознают, что не все приведенные построения бесспорны и достаточно аргументированы. По-видимому, исследования докембрийских железорудных формаций и создание их детальных генетических классификаций будут продолжаться на основе теории тектоники плит.

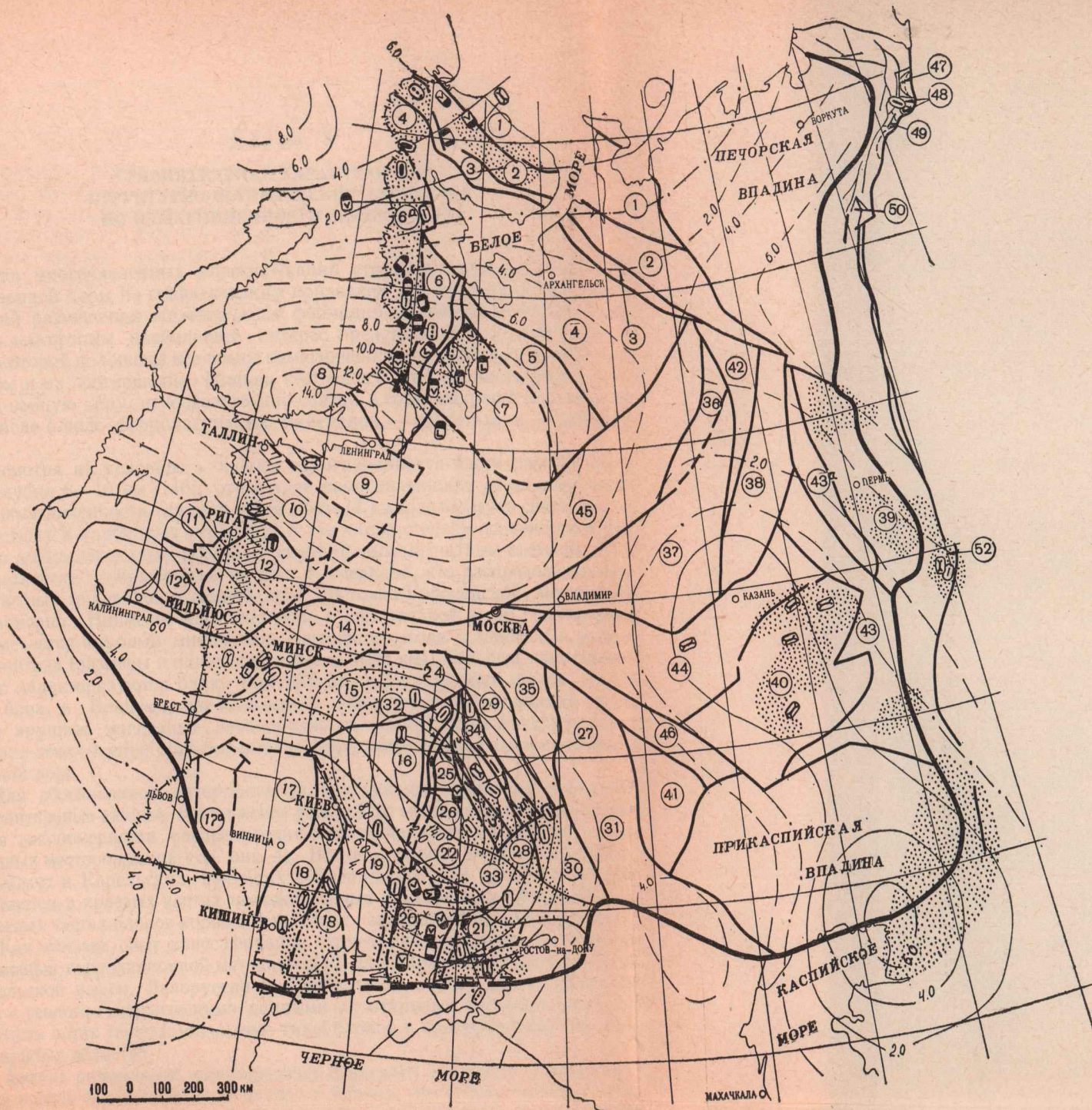


Рис. 4. Схема размещения железисто-кремнистых формаций и региональных магнитных аномалий в пределах европейской части СССР:

1 — глубинные разломы первого порядка, разделяющие мегаблоки и крупные структурно-формационные зоны; 2 — краевые разломы, ограничивающие грабен Днепровско-Донецкого авлакогена и Причерноморскую впадину; 3 — граница Восточно-Европейской платформы; 4 — Прибалтийская зона многократной активизации; тектонотипы железорудных формаций: 5 — железисто-кремнисто-метабазитовый (Верховцевско-Чертомлыкский), 6 — железисто-кремнисто-лептитовый, или кератофиновый (Белозерский), 7 — железисто-кремнисто-зулизитовый базит-гранулитовых областей (побужско-марнопольский), 8 — железисто-кремнисто-гнейсовый (орехово-павлоградский), 9 — железисто-кремнисто-сланцевый (Криворожско-курский), 10 — железисто-кремнисто-кlastогенный (Фрунзенско-ятулийский) (на Украинском щите — существенно кlastогенный, на Балтийском — кlastогенный и базальтоидный), 11 — ильменит-магнетитовые руды, ассоциирующие с интрузиями габбро (корельский тип), 12 — магнетитовые руды, ассоциирующие с карбонатитами (ковдорский тип); 13 — скарновый тип; 14 — области региональных магнитных аномалий, фиксирующих блоки земной коры повышенной основности; 15 — области — аналоги Приднепровья, характеризующиеся уровнем магнитного поля, близким к нулевому; 16 — изолинии аномального магнитного поля, по спутниковым данным [229], оцифровка в нанотеслах. Блоки и крупные структурно-формационные зоны дорифейского фундамента (цифры в кружках): 1 — Мурманский, 2 — Центрально-Рижско-Пярнуский, 3 — Печенга-Имандро-Варзугский, 4 — Беломорский, 5 — Восточно-Карельский, 7 — Онежский, 8 — Ладожский, 9 — Галлинско-Тартуский, 10 — Шяуляй-Рижско-Пярнуский, 11 — Вентспилский, 12 — Даугавпилский, 12a — Волинно-Подольская плита, 18 — Белоцерковско-Одесский, 19 — Кировоградский, 20 — Приднепровский, 21 — Приазовский, 22 — Криворожско-Кременчугская, 23 — Орехово-Павлоградская, 24 — Десянский, 25 — Дмитриев-Львовский, 26 — Сумский, 27 — Курский, 28 — Двуречанский, 29 — Лосевско-Ливинский, 30 — Россошанский, 31 — Оско-Волжский, 32 — Красноуфимский, 40 — Волжский, 41 — Камышинский, 42 — Кировско-Сыктывкарская, 43 — Пермско-Чусовская, 44 — Владимирско-Казанская, 45 — Костромская, 46 — Коломенская, 47 — Марун-Кеу, 48 — Хартейский, 49 — Малообский, 50 — Няртинский (Хобенский), 51 — Уфалейский, 52 — Тараташский

Глава 3

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНО-ИСТОРИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО НАМАГНИЧЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Среди многочисленных классификаций структурно-исторических элементов земной коры по геофизическим признакам для исследования закономерностей размещения железорудных формаций докембрия Восточно-Европейской платформы наибольший интерес представляет классификация, в основу которой положены величины намагниченности различных этажей земной коры и их соотношения. Именно этот физический параметр пород, слагающих земную кору, непосредственно связан с содержанием в них железа, в том числе в виде ферромагнитных минералов — магнетита и титаномагнетита.

Несмотря на условность оценки намагниченности части разреза коры ниже глубин 8—10 км [146], отношение намагниченности ее нижней части (I_2) к намагниченности верхней части коры (I_1) характеризует связь приповерхностных и глубинных структур, в том числе степень основности коры. Уже по аномалиям, выделенным по спутниковым магнитным съемкам [281] и схематически изображенным на рис. 4, очевидно, что распределение ферромагнитных минералов в земной коре Восточно-Европейской платформы неравномерно. Наименее магнитна кора в центральной части платформы, что отмечается крупным минимумом магнитного поля с центром в районе г. Ленинград (размеры в поперечнике более 1000 км). Большой намагниченностью характеризуются блоки Балтийского и Украинского щитов, Волжский блок и Владимирско-Казанская структурно-формационная зона. Менее крупные магнитные неоднородности земной коры фиксируются в пределах этих суперрегиональных площадей распределения намагниченности в земной коре.

Для обоснованной интерпретации спутниковых аномалий требуются дополнительные данные, тем не менее уже сейчас можно отметить некоторые общие закономерности распределения намагниченности и известных железорудных месторождений (см. рис. 4). Все они, за исключением групп Прибалтийских и Карельских, имеющих субмеридиональное простирание, располагаются в краевых частях положительных спутниковых аномалий, т. е. в краевых частях блоков коры, обладающих повышенной намагниченностью.

Как показал опыт классификации структурно-исторических элементов с помощью корреляционной методики [112] для Украинского щита, Волыно-Подольской плиты, Белоруссии и Прибалтики, анализ связи отношения I_2/I_1 с геолого-геофизическими данными по открытым регионам позволяет выделить в них геолого-магнитные типы блоков и прогнозировать эти типы в закрытых областях.

Анализ размещения железорудных формаций докембрия Украинского щита в свете такой типизации привел к выводу, что к определенным типам блоков коры приурочены характерные типы железорудных формаций. Это дает возможность выделить совокупность признаков эталонных блоков и по их набору, включая принадлежность к ним специфических типов железоруд-

ных формаций, а также прогнозировать в слабоизученных или не изученных бурением регионах не только типы блоков, но и их железорудную спецификацию. Формирование эталонных признаков для типизации основывалось на следующем материале по Украинскому [146] и Балтийскому щитам [86, 147]: о намагниченности верхней и нижней частей коры по результатам интерпретации региональных магнитных аномалий; о мощности коры по данным ГСЗ, скоростной характеристике разреза коры, где таковая имелась [112, 212]; о характере гравитационного поля; о геологических особенностях строения докембрийского фундамента — степени основности слагающих его пород, метаморфизме, возрасте активизации, в частности, сопровождавшейся внедрением интрузий на разных стадиях развития коры вплоть до платформенной.

В пределах Украинского щита как эталонной провинции на первом этапе были выделены фемические блоки с максимальными величинами намагниченности нижней части коры (4—5 А/м), сиалические блоки с намагниченностью низов коры (0,5—2,0 А/м), переходные — с промежуточным значением намагниченности ($I_2 = 3,0$ А/м). Дополнительные признаки — мощность коры, рельеф раздела М, намагниченность докембрийского фундамента I_1 , отношение I_2/I_1 и геологические данные позволили разделить фемические блоки на типы:

1) блоки, классифицированные как ядра древнейшей консолидации (Побужье, Синельниковский блок, Западное Приазовье), характеризуются высокой намагниченностью I_1 (до 1 А/м), прогибом раздела М, большой мощностью коры, сложены архейскими высокометаморфизованными породами основного состава и их гранитизированными разностями;

2) блоки, классифицированные как переработанные ядра древнейшей консолидации (Новоград-Вольнский блок), характеризуются низкой намагниченностью I_1 (менее 0,3 А/м) и соответственно высоким I_2/I_1 (более 10), прогибом раздела М, сложены протерозойскими интрузивными образованиями типа габбро, имеют двухъярусное строение;

3) фемические блоки с такими же показателями, как и во втором типе, но со ступенеобразным разрывом раздела М и смещением его со значительной амплитудой — шовные, или мобильно-проницаемые, зоны (Западно-Ингулецкая).

Блоки с промежуточной намагниченностью нижней части коры (3 А/м) характеризуются относительно низкой средней намагниченностью фундамента, дифференцированной, в том числе и минимальной, мощностью коры, специфичным скоростным разрезом, большая часть которого имеет скорости меньше «базальтовых» (6,8—7,0 км/с). Состав коры блока в среднем отвечает диоритовому, породы фундамента метаморфизованы в амфиболитовой фации (центральная часть Приднепровья, Белоцерковский блок, за исключением Ядловско-Трактмировской зоны).

Сиалические блоки с низкой величиной намагниченности нижней и верхней частей коры также разделены на подтипы по комплексу геолого-геофизических признаков, однако с ними не связаны железорудные формации.

На рис. 4 схематически показаны положительные региональные магнитные аномалии, фиксирующие в изученных регионах фемические блоки коры. В закрытых регионах такие аномалии могут фиксировать аналогичные блоки. На этом же рисунке выделены участки аномального магнитного поля, подобные полю Приднепровского блока.

Наметилась приуроченность определенных типов железорудных формационных типов к выделенным типам блоков земной коры. Все рудные районы Украинского щита железисто-кремнисто-метабазитового формационного типа расположены в центральной части Приднепровского блока — переходного, по нашей классификации (см. рис. 4). Железисто-кремнисто-эулизитовый тип базит-гранулитовых областей пространственно тесно связан с фемическими блоками типа ядер древнейшей консолидации континентальной коры Побужья и Приазовья. Из районов данного форма-

ционного типа лишь железорудный Володарский район относится к Белоцерковско-Одесскому блоку с промежуточным значением намагниченности нижней части коры. Этот блок по комплексу геолого-геофизических признаков аналогичен Приднепровскому.

Описываемый формационный тип тяготеет главным образом к краевым частям фемических блоков, зафиксированных в региональном магнитном поле крупными положительными аномалиями. Центральную часть одной из таких аномалий Побужья представляет Слюсаревский район Побужской группы железорудных месторождений. Молдавский и Ананьевский районы этой группы по особенностям геологического строения отличаются от Слюсаревского. Не исключено поэтому, что в Западном Приазовье могут существовать формации такого типа.

Железисто-кремнисто-гнейсовый тип формаций связан также с Западно-Приазовским фемическим блоком и Западно-Ингулецкой шовной зоной. Исключением является Орехово-Павлоградский район, который, находясь в непосредственной близости от Приднепровского блока, сходен с ним по характеристике регионального поля (безаномальное, близкое к нулевой интенсивности).

По всей вероятности, отсутствуют региональные связи железисто-кремнисто-лептитового и железисто-кремнисто-кластогенного типов, образовавшихся на стадии сжатия, или орогенной, с крупными блоками коры, отличающимися по намагниченности ее разреза в целом. Локальный характер развития скарнового типа железорудных формаций обусловлен его генетическими особенностями.

Железисто-кремнисто-сланцевый тип железорудных формаций Кривога Рога и КМА в силу структурных особенностей приурочен к краевым частям блоков типа шовных зон.

Генетическая приуроченность двух крупных формационных типов — железисто-кремнисто-метабазитового и железисто-кремнисто-эулизитового — к двум типам блоков по характеристике намагниченности вызвана, вероятно, степенью основности, железистости, а также переработки коры в процессе ее развития и перераспределения в разрезе железа.

Можно констатировать, что строение и состав нижних горизонтов коры обусловили особенности строения поверхностных структур и на ранних стадиях ее развития.

По эталонным признакам описанных выше типов блоков коры Украинского щита выполнена прогнозная оценка их распространения в пределах Прибалтийско-Белорусского тектонического региона, и на основе корреляционной методики показано, что кора здесь может быть разделена на блоки, аналогичные эталонным блокам Украинского щита с вероятностью до 90 % [112]. Участки, не типизируемые по данным признакам коры, могут быть специфическими только для этого региона. В результате такой классификации блоков выявлена почти полная аналогия поверхностной и глубинной характеристики следующих блоков: Приднепровского, Центральнобелорусского (Минский массив), Центральнוליловского, Латгальского, Новгородского, классифицированных как блоки континентальной коры незавершенной стадии развития.

К блокам фемического типа (ядра древнейшей консолидации континентальной коры), аналогичным Побужско-Одесской группе фемических блоков, отнесены Витебский, Вильнюсский, Рижский, Тартуский, Псковский. В Центральнобелорусском блоке пониженного регионального поля известен железорудный район Околовского месторождения железисто-кремнисто-метабазитового типа. Аналогичный тип железорудных формаций, как уже указывалось, распространен и в Приднепровском блоке. Поэтому при разбурировании аномалий Центральнобелорусского блока может быть обнаружен этот тип железорудных формаций.

Кореличские аномалии находятся в краевой части Вильнюсского блока, и породы, их обуславливающие, могут принадлежать, как и в Щучинском месторождении, железисто-кремнисто-эулизитовому типу (см. рис. 4).

При типизации коры по комплексу геолого-геофизических данных наметилась зона долгоживущей активизации субмеридионального — юго-западного простирания от южного побережья Финского залива до юга Литвы. Эта зона фрагментарно в виде серии разломов выделена как Прибалтийская зона разломов на тектонической карте Прибалтики [227]. К ней приурочены древние (AR?) интрузии габброидов, частично вскрытых бурением, частично предполагаемых по геофизическим данным. Такое же простирание имеют железорудные районы: Варена и Варенские аномалии, Гарсенс, Огре, Аннас, Валмиера, Центральнoлатвийские. Большую часть из них можно связывать с формационным типом ильменит-магнетитовых руд, ассоциирующих с габбро, меньшую — с железисто-кремнисто-эулизитовым типом формации. К последней группе могут быть отнесены юго-западные части районов Валмиеры и Центральнoлатвийских аномалий.

В Карельском регионе по аналогии с описанной типизацией коры Прибалтийско-Белорусско-Украинского региона и с использованием регионального магнитного поля [147] можно предположить, что серия региональных магнитных аномалий Западной Карелии (см. рис. 4) соответствует единой зоне типа шовной. Рудные районы (Гимольский, Хедозеро-Большезерский, Костомукшский) приурочены к восточному крылу аномалий этой цепочки. Зона высоких градиентов регионального магнитного поля, по нашему мнению, может соответствовать глубинному разлому, разделяющему блок Центральной Карелии на собственно Западно-Карельский и Центральный. Центральнoкарельский блок может быть отнесен, согласно предложенной классификации, к типу блоков, аналогичных Приднепровскому. В этой связи в восточной части Гимольского железорудного района могут быть развиты формации не только железисто-кремнисто-лептитового типа, но и железисто-кремнисто-метабазитового. В сходном магнитном поле располагается и Маньгинский район того же формационного типа. Рудопроявления и месторождения, расположенные в центральных частях фемических блоков, фиксируемых региональными аномалиями, могут быть представлены не только железисто-кремнисто-лептитовыми и железисто-кремнисто-гнейсовыми типами формаций, но и железисто-кремнисто-эулизитовыми по аналогии с Побужским регионом.

Как отмечалось, железисто-кремнисто-кластогенный формационный тип не имеет четкой корреляции с региональным распределением намагниченности в земной коре, а ильменит-магнетитовые руды, ассоциирующие с интрузиями габбро, тяготеют к разновозрастным зонам активизации и системам разломов. Блоки, в которых встречаются интрузии рудных габбро, могут относиться к различным по намагниченности типам коры. Магнетитовые руды, ассоциирующие с карбонатитами типа ковдорских, также относятся к зонам активизации и принципиально могут принадлежать к различным по намагниченности блокам. Однако и месторождение Ковдор, и Вуориярвинское зафиксированы в фемических блоках; при этом первое — на границе блоков второго порядка, отмеченной некоторым понижением намагниченности глубинных частей коры по широтной зоне.

В Кольском регионе известные месторождения соответствуют той типизации, которая установлена для Украинского щита: Чудзьярвинское относится к краевой части фемического блока, для Затуломского, Коломозеро-Воронынского и группы Оленегорских характерен пониженный фон регионального поля, типичный для Приднепровья.

Наиболее сложным для установления закономерностей в распределении железорудных формаций и намагниченности в земной коре является Воронежский массив. Трудности заключаются в неоднозначности разделения поля на составляющие из-за наличия многочисленных и интенсивных аномалий КМА, осложненных широкими и интенсивными минимумами. При таких условиях оценить намагниченность нижних горизонтов коры достоверно невозможно. Тем не менее общие закономерности для двух типов железисто-кремнистых формаций — метабазитового и эулизитового — сохраняются теми же, что и на Украинском щите. Первый тип тяготеет к

пониженному фону магнитного поля (украинский аналог — Приднепровье), второй — к высокому (украинский аналог — Побужье и Западное Приазовье).

В пределах Русской плиты к районам развития железисто-кремнисто-эулизитового типа (Побужскому и Мариупольскому), особенно по отношению с региональным магнитным полем, относятся Приволжские аномалии. Как и Алабурское месторождение этого формационного типа, они расположены в краевых частях региональных магнитных аномалий, аналогичных таковым над ядрами древнейшей консолидации континентальной коры. Такая же картина наблюдается и в Волжском блоке (месторождения Несмеяновское, Черемшанское, Миннибаевское, Урсаевское, Северо-Татарское). Окские магнитные аномалии, фиксируемые в слабоаномальном магнитном поле Владимирско-Казанской структурно-формационной зоны, скорее всего, могут параллелизоваться с районами развития железисто-кремнисто-амфиболитового формационного типа.

Наконец, железорудные районы Центральноуральского поднятия в Уфалейском и Тараташском блоках не являются исключением из отмеченных закономерностей приуроченности железисто-кремнисто-эулизитового и железисто-кремнисто-гнейсового типов формаций к положительным региональным магнитным аномалиям над фемическими блоками. Особое место среди аномалий, перспективных на железо, занимают аномалии окраинных частей Восточно-Европейской платформы. В Красноуфимском блоке — это Манчажская, Кунгурская, Михайловская аномалии (см. рис. 4), аналогом которых может быть Чердынская (Предуралье). Все эти аномалии фиксируют фемические блоки повышенной мощности коры [261], и с ними можно предварительно связывать железорудные формации железисто-кремнисто-эулизитового или железисто-кремнисто-гнейсового типа.

Описанные связи железорудных формаций докембрия с намагниченностью пород всего разреза земной коры имеют пока только статистический или визуальный характер. Для объяснения генетической приуроченности крупных формационных типов к существенно разным по комплексу признаков блокам коры, особенно при формационной классификации с позиций тектоники плит, необходимы дополнительные геолого-геофизические исследования.

**ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ И ВРЕМЕННЫЕ
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАВНОВОЗРАСТНЫХ
СИСТЕМ РАЗЛОМОВ ФУНДАМЕНТА
ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
И СВЯЗЬ ИХ С ЖЕЛЕЗОРУДНЫМИ
ФОРМАЦИЯМИ ДОКЕМБРИЯ²**

**Методика выявления систем
докембрийских разломов
и изучения их роли в размещении
железисто-кремнистых формаций**

Состояние проблемы. В пределах Восточно-Европейской платформы железисто-кремнистые формации образуют формационные ряды, характеризующиеся сходными парагенезисами минералов, но обладающие определенными различиями. Для каждого железорудного района в процессе исследований складывалась своя классификация железисто-кремнистых формаций. В настоящее время согласовываются общие принципы таких классификаций. Нами использована классификация Я. Н. Белевцева, который все железисто-кремнистые формации докембрия делит на три группы: вулканогенную, вулканогенно-осадочную, осадочную [17].

Данные о возрастных взаимоотношениях перечисленных групп весьма противоречивы. Назовем крайние точки зрения. Одна соответствует представлениям об одновременном образовании разных железорудных формаций в различных геотектонических условиях [76, 200 и др.], а другая — о одновременном возникновении определенных тектонических условий, способствовавших образованию той или иной группы формаций [17, 111 и др.]. В частности, сторонники последнего направления чаще всего принимают такую временную последовательность возникновения групп формаций: вулканогенная, вулканогенно-осадочная, осадочная, выделяя в них пять различных уровней образования железистых пород.

В настоящее время многие отечественные [65, 76, 204 и др.] и зарубежные [26, 75 и др.] исследователи отмечают тесную взаимосвязь образования железисто-кремнистых формаций докембрия и разломов земной коры, но при этом роль разломов у разных авторов далеко не одинаковая. Одни из них в рамках традиционных представлений сводят роль разломов к нарушению первичной складчатой структуры. Другие исследователи относят разломы к структурам, разграничивающим разные зоны геосинклинальных систем и участвующим в создании различных геотектонических условий образования железисто-кремнистых формаций. И, наконец, группа исследователей [230 и др.] указывает на поступление железа в бассейны осадконакопления из разломов земной коры (трещинных вулканов).

Определенные возможности выяснения роли разломов в образовании железисто-кремнистых формаций открывает новая, ротационная, гипотеза структурообразования [232]. В соответствии с этой концепцией можно представить участие разломов земной коры в образовании и размещении железисто-кремнистых формаций докембрия, по крайней мере, в следующих формах:

1. В каждую эпоху тектонической активизации Земли возникает свойственная только этой эпохе система разломов земной коры. Наиболее крупные из них в периоды господства режимов растяжения могут служить ка-

² В данной главе рассматриваются системы разломов, проявляющие, по мнению автора, связь с железорудными формациями. Редколлегия сочла необходимым поместить данный материал, хотя он не всегда согласован с представлениями других авторов.

налами, вдоль которых происходят излияния магматических образований основного или ультраосновного состава — одного из источников железа в железисто-кремнистых формациях.

2. Магматические излияния (преимущественно подводные) накапливаются в опущенных блоках. Следовательно, разломы, а точнее, образующие ими блоки, определяют границы распространения магматических образований.

3. Возникающие в процессе последующих тектонических активизаций новые системы разломов нарушают предыдущую блокировку, меняя эрозийные уровни среза блоков разных порядков. Следствием этого могут быть изменения границ областей распространения магматических пород преимущественно основного состава: в приподнятых частях блоков в результате денудации, а в опущенных — в результате возможного перекрытия новообразованиями.

Кроме того, как показано ниже, разломы участвуют в активизации процесса выноса оксидов железа из вулканогенных образований основного состава в бассейны железнакопления.

Задача исследований сводилась к выяснению роли каждой из систем разломов в размещении различных групп железисто-кремнистых формаций в пределах выступов кристаллического фундамента юга Восточно-Европейской платформы: Украинского щита, Воронежского массива и Белорусского выступа. Установленные таким образом пространственные закономерности размещения железисто-кремнистых формаций должны служить исходными данными для выяснения генетических закономерностей их образования.

Для реализации названной выше задачи необходимо располагать прежде всего картами систем разломов фундамента и картами распространения железисто-кремнистых формаций. Следует специально подчеркнуть неодинаковую изученность железорудных провинций рассматриваемой части Восточно-Европейской платформы. Наиболее изученным во всех отношениях является Украинский щит. Для Украинского щита мы располагали ранее составленной картой систем докембрийских разломов масштаба 1 : 500 000 [233]. Для всей площади исследований впервые составлена мелкомасштабная карта (1 : 2 500 000) систем разломов фундамента. В этом же масштабе была построена и схема размещения железисто-кремнистых формаций. Для Воронежского массива использовались данные Н. А. Плаксенко и И. Н. Щеголева [178, 265], а для Белорусского железорудного района — данные Н. А. Корнилова и Н. В. Аксаментовой [3, 126]. Их формационная принадлежность принималась в классификации Я. Н. Белевцева [17]. В качестве основы для построения схемы распространения железисто-кремнистых формаций докембрия была принята карта рельефа докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы масштаба 1 : 2 500 000, составленная в 1981 г. коллективом авторов под редакцией В. Н. Бронгулева. По этой карте, в частности, изолиниями с отметкой —1 км вся площадь исследований разделена на две части: выступы и погруженные части фундамента.

Методика составления карт систем разломов. Карты систем разломов представляют собой оригинальные, пока не общепринятые, графические построения, на каждую из которых выносятся разломы только одной системы в виде их индикаторов или условных границ. Методика построения таких карт достаточно подробно описана в монографии [234]. Поэтому в данном случае ограничимся весьма краткими сведениями, необходимыми для понимания дальнейшего изложения.

Выявление и трассирование разломов земной коры на площади исследований осуществлялись преимущественно по данным геофизических методов с учетом имевшихся геологических и геоморфологических данных. При этом использовались три общеизвестные группы индикаторов разломных структур в гравитационном и магнитном полях: линейные ступени в уровнях полей, линейные локальные аномалии полей обоих знаков,



Рис. 5. Схема расположения индикаторов разломных структур системы 45 и 315° в пределах центральной и южной частей Восточно-Европейской платформы:

1 — осевые линии гравитационных (g) и магнитных (m) ступеней; 2 — границы областей с разным рисунком изолиний гравитационного (g) и магнитного (m) полей; 3 — оси линейных локальных гравитационных (g) и магнитных (m) аномалий; 4 — спрямленные участки речной сети; 5 — изогипсы фундамента — 1 км

линейные нарушения регулярного поведения изолиний или линейные границы областей с разным рисунком изолиний этих полей. Следует подчеркнуть, что общим свойством всех перечисленных групп индикаторов разломных структур, облегчающих их обнаружение, является *линейность*, точнее — *прямолинейность*. При этом чем больше длина прослеживаемых индикаторов, тем они надежнее.

Анализ пространственной ориентировки индикаторов разломных структур в пределах Украинского щита позволил установить шесть пар предпочтительных азимутов их ориентировки: 0 и 270° , 17 и 287 , 35 и 305 , 45 и 315 , 62 и 332 , 77 и 347° . Эти пары взаимно ортогональных направлений были приняты за ориентировку шести систем разломов на Украинском щите [233].

В пределах Воронежского кристаллического массива (по данным Е. Б. Серебрякова и В. И. Жаворонкина) и Белорусского (по данным В. И. Бобринева и И. В. Данкевича) выступа фундамента с точностью $\pm 2^\circ$ выдерживается перечисленная выше ориентировка линейных индикаторов разломных структур. Поэтому при изучении юга Восточно-Европейской платформы с целью восстановления систем разломов земной коры их ориентировка была принята такой же, как и на Украинском щите. На рис. 5 приведена схема расположения индикаторов разломных структур в физических полях одной из систем разломов, составленная по карте масштаба $1 : 2\,500\,000$. На эту схему вынесены спрямленные участки речной сети.

Восстановление разломных структур в пределах каждой системы осуществлялось с учетом их основных особенностей: фрагментности, трансформности и выдержанности ориентировки их осевых линий [234]. За фрагмент разлома (его проекцию на поверхность Земли) принимался прямолинейный участок на карте с максимальной концентрацией индикаторов разломной структуры. Объединение фрагментов разломов в единые структуры осуществлялось с учетом следующего положения. К единой

разломной структуре относятся фрагменты разломов, одновременно участвовавшие в тектонической активизации и пространственно связанные между собой. При этом восстанавливались только видимые проявления фрагментов разломов, возникавших в момент образования системы, и не учитывались особенности разломов, приобретенные ими в периоды последующих тектонических активизаций под действием полей напряжений других направлений.

Следовательно, основными критериями отнесения разломов к определенной системе являются выдержанность азимутов простирания их осевых линий и взаимная ортогональность. Другими словами, система разломов принимается состоящей из двух подсистем, для каждой из которых характерно единое выдержанное простирание, а между собой они взаимно ортогональны.

В заключение кратко остановимся на двух важных для наших целей проблемах: ранжирования разломов в системах и последовательности возникновения систем разломов в докембрии. Касаясь первой из них, отметим, что в настоящее время нет общепринятых формализованных критериев ранжирования разломов даже в пределах одной системы. Поэтому были использованы следующие положения, установленные ранее при изучении разломов Украинского щита [232]:

1. Интервалы между крупными разломами (условно первого ранга) одной системы на щите оказываются выдержанными и составляют $140 \text{ км} \pm \pm 10 \text{ км}$, а разломы более высоких рангов отстоят друг от друга на расстояниях, соответствующих $1/2$, $1/4$ и т. д. названного интервала.

2. Разломы первого ранга характеризуются шириной $15 \text{ км} \pm 5 \text{ км}$, а разломы более высоких рангов должны иметь меньшую ширину.

Проблема возрастных взаимоотношений систем разломов не менее сложная, чем ранжирование разломов. Опыт ранее проведенных исследований [233, 234] позволяет наметить следующую последовательность возникновения систем разломов в докембрии: 35 и 305° , 45 и 315 , 62 и 332 , 77 и 347 , 0 и 270 , 17 и 287° . За исключением первой системы (35 и 305°), последовательность остальных пяти систем можно считать установленной достаточно уверенно.

Роль систем разломов в размещении железисто-кремнистых формаций

Анализ закономерностей по всей площади исследований осуществляется в масштабе $1:2\,500\,000$, а для более изученного Украинского щита — в масштабе $1:500\,000$.

Украинский щит. В пределах щита известны два пространственно разобщенных железорудных района: в восточной части — Приднепровско-Приазовский, а в центральной — Побужский. Границы их распространения контролируются разломами с азимутами простирания 332 и 315° (рис. 6). В частности, Побужский железорудный район располагается в полосе блоков, ограниченных с запада Ровенско-Ямпольским, а с востока — Коростенско-Братским разломами с азимутами простирания 332° . Западной границей Приднепровско-Приазовского района является Каневско-Ингулецкий разлом этой же системы.

Кроме того, районы ограничены также системами разломов с азимутами простирания 45 и 315° . Так, Центральный разлом 4.7 (рис. 7) ограничивает область распространения железисто-кремнистых формаций в Побужском районе с северо-востока, а в Приднепровско-Приазовском — с юго-запада; северо-восточным ограничением последнего является Павлоградско-Волновахский разлом (см. рис. 7, разлом 4.15), а северо-западным — Братско-Кременчугский разлом (см. рис. 7, разлом 4.22). Таким образом, рассматриваемые железорудные районы сформированы в пределах блоков, ограниченных разломами двух систем 332 и 62° , 315 и 45° . Размеры объединенного Приднепровско-Приазовского мегаблока $420 \times$

Рис. 6. Схема распространения железисто-кремнистых формаций докембрия на Украинском щите и системы разломов земной коры. Условные границы крупных разломов систем, характеризующихся азимутами простираний: 1 — 332 и 62°, 2 — 315 и 45°, 3 — осевые линии разломов с азимутами простираний 17°; 4 — условный контур Украинского щита; железисто-кремнистые формации: б — вулканогенная, в — вулканогенно-осадочная, 7 — осадочная



× 210 км, а Побужского — 280 × 210. Надо полагать, что различные геотектонические условия в этих блоках привели и к разным формационным рядам железисто-кремнистых пород в них: в пределах Побужского блока распространена вулканогенно-осадочная группа формаций, а в пределах Приднепровско-Приазовского — вулканогенная (в его западной части) и вулканогенно-осадочная (в восточной). В качестве условной границы между ними может быть принят Петриковско-Запорожский разлом.

Породы осадочной группы железисто-кремнистых формаций Приднепровско-Приазовского района пространственно расположены в описанных выше блоках, но имеют другую ориентировку. Они контролируются разломами с азимутами простирания 17°. В пределах Среднего Приднепровья проходят два крупных разлома с азимутами простирания 17°: Криворожско-Кременчугский и Белозерско-Конкский. С первым из них связаны известные Криворожский и Кременчугский железорудные бассейны, а со вторым — Белозерский железорудный бассейн и Конкская структурно-фациальная зона. Судя по простиранию отдельных полос железистых кварцитов, в Белозерской и Конкской структурно-формационных зонах, как и в формировании Криворожской структурно-формационной зоны, участвуют фрагменты всех остальных систем разломов, которые объединены осевыми линиями с азимутами простирания 17° [232].

Посредине между названными разломами проходит Никопольско-Сурский разлом второго ранга, с которым связано Чертомлыкское железорудное месторождение. Севернее расположены железорудные толщи в пределах Сурской структурно-фациальной зоны. Железорудные образования в пределах Верховцевской и Орехово-Павлоградской структурно-формационных зон имеют более сложное строение. Их взаимоотношения с разломами рассматриваемой системы проявляются менее четко, но располагаются они соответственно к востоку от Криворожско-Кременчугского и Белозерско-Конкского разломов на расстояниях около четверти интервала между этими разломами.

В Среднем Приднепровье наблюдается следующая закономерность. Наиболее мощное железнакопление в Криворожском и Белозерском районах связано с самыми крупными разломами (условно первого ранга). Меньшие по масштабу, но заслуживающие внимание железорудные толщи в Чертомлыкском районе, приурочены к разлому второго ранга рассматриваемой системы. А наименее насыщены железорудными образованиями Верховцевская и Орехово-Павлоградская структурно-фациальные зоны, через которые проходят разломы более высоких порядков.

Описанная выше закономерность в пределах Побужского и Приднепровско-Приазовского районов в определенной мере нарушается. В частности, к западу от Криворожско-Кременчугского расположен Новомиргород-Прилуцкий разлом одинакового с ним ранга этой же системы, но в его пределах практически нет железисто-кремнистых формаций докембрия. Вместе с тем два разлома этой системы (Тальновский и Гайсинско-Дарницкий) контролируют все достаточно крупные железорудные месторождения и рудопроявления Побужья. В Приднепровско-Приазовском районе отмечаются закономерности, во многом аналогичные описанным для Побужского района. В частности, известная группа Мариупольских месторождений контролируется Мариупольским разломом.

Указанные закономерности интерпретируются следующим образом:

1. Вулканогенная и вулканогенно-осадочная группы формаций, положение которых в пределах Украинского щита контролируется системами разломов с азимутами простирания 315 и 45°, 332 и 62°, образовались либо одновременно с этими системами, либо раньше. В последнем случае роль обсуждаемых систем разломов сводится к «вырезанию» новых блоков на фоне ранее возникшего блокового основания. Образование осадочной группы формаций, контролируемой самой поздней системой докембрийских разломов с азимутами простирания 17 и 287°, синхронно с возникновением и последующим формированием этой системы.

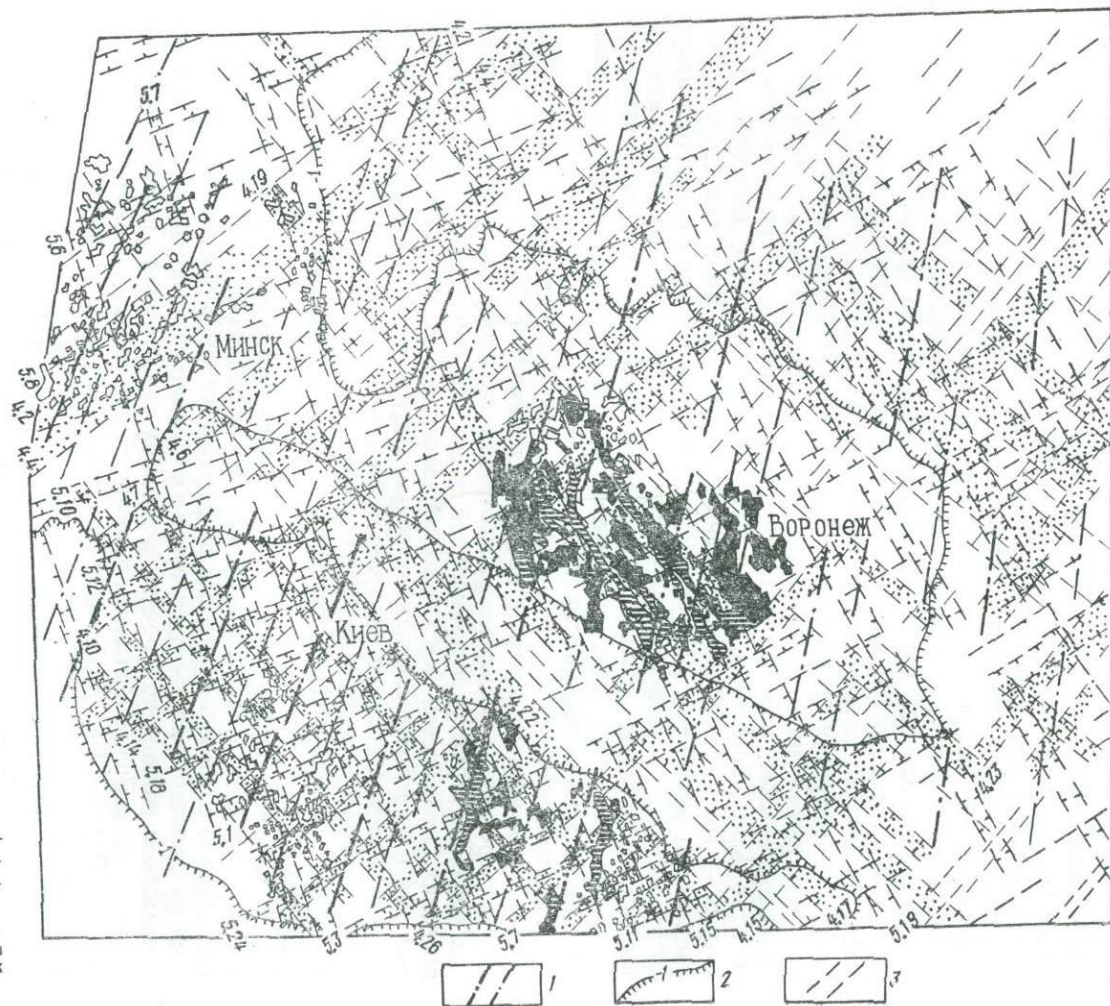


Рис. 7. Схема распространения железисто-кремнистых формаций докембрия в пределах юга Восточно-Европейской платформы и системы разломов земной коры:

1 — крупные разрывные нарушения; 2 — изогипсы фундамента — 1 км; 3 — осевые линии разломов с азимутами простирааний 17°. Остальные условные обозначения см. к рис. 5

2. Максимальные объемы железнакопления, механизм которого обсуждался ранее [231], в Среднем Приднепровье легко объясняются наибольшим распространением здесь вулканогенных образований основного состава — главного источника железа, а зависимость объемов железнакопления от рангов разломов — закономерностями денудационно-седиментационного процесса на границах блоков, разделенных разломами разных рангов [232]. В процессе денудации приподнятого блока, сложенного вулканогенными образованиями, происходит более интенсивный вынос оксидов железа из этих пород вследствие увеличения их активной поверхности. Общий объем вынесенного железа будет определяться, с одной стороны, мощностью исходной толщи основных пород, а с другой — амплитудой относительных смещений блоков, являющейся функцией рангов разломов.

Для районов распространения вулканогенно-осадочной группы железисто-кремнистых формаций характерны такие же закономерности, но поскольку общее содержание основных вулканитов в этих формациях значительно меньше, чем в вулканогенных, то все известные железорудные проявления в них оказываются более мелкими.

Воронежский кристаллический массив. На рис. 7 видно, что основной железорудный район — КМА имеет вид многоугольника, ограниченного фрагментами разломов двух систем: с простираниями 45 и 315° (разломы 4.14, 4.26 и 4.17, 4.23) и 62 и 332° (разломы 5.12, 5.24 и 5.15, 5.19). Размеры блоков в обеих системах 420×210 км. По геофизическим данным северовосточнее района КМА намечается область развития вулканогенных образований, присоединение которой увеличит ширину блоков в обеих системах на $140-150$ км.

Район КМА характеризуется такими главными особенностями:

1. Из всех трех рассматриваемых выступов фундамента Восточно-Европейской платформы (см. рис. 7) он наиболее «плотно» насыщен железисто-кремнистыми формациями.

2. В пределах КМА из трех групп железисто-кремнистых формаций по площади распространения преобладает вулканогенная.

3. Объемы железнакопления в пределах КМА максимальные по сравнению со всеми остальными железорудными районами Восточно-Европейской платформы. Основная масса железа сосредоточена в железистых кварцитах курской серии. По существующим воззрениям эта серия параллелизуется с криворожской на Украинском щите.

Породами курской серии сложены две наиболее протяженные полосы КМА: Белгород-Михайловская и Щигровско-Оскольская. Центральные южные части этих полос располагаются в зонах пересечения крупных разломов с азимутами простирания 315 и 332° . Полосы железистых кварцитов состоят из прямолинейных фрагментов, характеризующихся азимутами простирания: 315 , 332 , 347 , 0 и 35° . При этом длина отдельных прямолинейных фрагментов достигает 70 км.

Касааясь закономерностей распространения железистых кварцитов в породах михайловской и обоянской серий, отметим, что железистые кварциты в породах этих серий меньше по мощности и протяженности. Их простирания менее выдержаны, но, судя по магнитным аномалиям, чаще всего они ориентированы преимущественно по азимутам 315 и 332° .

Сопоставляя приведенные выше закономерности с аналогичными закономерностями для Украинского щита, приходим к следующим выводам:

1. Участие в размещении вулканогенных и вулканогенно-осадочных групп железисто-кремнистых формаций в пределах КМА и на Украинском щите одних и тех же систем разломов (315 и 45° , 332 и 62°) свидетельствует о синхронности их образования в обоих районах.

2. Совпадение ориентировок прямолинейных участков полос железистых кварцитов с ориентировкой фрагментов разломов определенных систем является доказательством участия разломов этих систем в образовании железистых кварцитов. В частности, господствующие направления 315 и 332° ориентировки железистых кварцитов курской серии указывают на то,

что их образование связано с возникновением или активизацией именно этих систем.

3. В пределах КМА весьма слабо проявлена роль системы разломов с азимутами простирания 17 и 287° — последней по времени возникновения и одной из наиболее активных на Украинском щите. В этой связи остается необъясненной принимаемая ныне закономерность — параллелизация разнориентированных железорудных формаций криворожской и курской серий: либо они образовались в сходной тектонической обстановке, но разновременно, либо используемая нами зависимость между ориентировкой планетарных структур и временем их формирования является более сложной. Это одна из проблем ближайшего будущего.

4. Доказана описанная для Украинского щита закономерность — зависимость объемов железнакопления от объемов вулканогенных образований основного состава в районе и рангов, участвующих в рассматриваемом процессе разломов. Следствием ее является самое мощное в пределах Восточно-Европейской платформы накопление железа в КМА.

Белорусский железорудный район. Возможность изучения здесь закономерностей формирования железисто-кремнистых формаций в связи с господствующими системами разломов значительно меньшая по сравнению с описанными выше. Это обусловлено сравнительно слабой металлогенической изученностью района, а также относительно меньшим распространением железисто-кремнистых формаций и их однотипностью. Район представлен преимущественно вулканогенно-осадочной группой формаций.

В формировании железисто-кремнистых формаций на площади Белорусского железорудного района принимали участие, по крайней мере, две системы разломов: с азимутами простирания 45 и 315° , 62 и 332° . Об этом, в частности, свидетельствует ориентировка по азимуту 45° Белорусско-Прибалтийского гранулит-базитового пояса и его расположение в пределах разломов 4.2 — 4.4 (см. рис. 7). Параллельный им разлом ограничивает с юго-востока область распространения магнитных аномалий, предположительно связанных с железистыми кварцитами (на рис. 7 не показан).

В юго-восточном ограничении района участвуют разломы с азимутами простирания 62 и 332° . В частности, роль разлома 4.6 в предыдущей системе играет разлом 5.10 , а разлом 5.8 ограничивает с юго-востока наиболее насыщенную железистыми породами часть Белорусско-Прибалтийского гранулит-базитового пояса. Интересно отметить, что все участки развития железистых пород находятся в пределах этого разлома.

Ограничения рассматриваемого района с других сторон недостаточно ясны в связи с резким погружением фундамента, но если принять за северо-восточную границу разлом 5.11 , а за юго-западную — продолжение разлома 5.1 , то максимальный размер блока получается равным размерам КМА. По-видимому, это не случайное совпадение.

В пределах Белорусского выступа становится заметным влияние системы разломов с азимутами простирания 17 и 287° . Оно не такое четкое, как на Украинском щите, но более определенное, чем в КМА. В частности, Белорусско-Прибалтийский гранулит-базитовый пояс состоит из чередующихся относительно прямолинейных участков с ориентировкой 45 и 17° . В районах пересечения фрагментов разломов этих направлений пласты железистых кварцитов, а следовательно, и соответствующие им оси линейных магнитных аномалий, как правило, имеют азимут простирания 17° . В данных фрагментах цепочки рудопроявлений железа и титанистого железа ориентированы также по азимуту 17° . И, наконец, известные Щучинское железорудное и Новоселковское ильменит-магнетитовое месторождения располагаются в зонах пересечения разломов с азимутами простирания 17 и 0° .

Глава 5

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИЯ БОЛЬШОГО КРИВОГО РОГА И КМА ПО ДИСТАНЦИОННЫМ ДАННЫМ

Размещение железисто-кремнистых формаций в докембрийском фундаменте Восточно-Европейской платформы определяется его внутренней складчатой структурой, возникшей в архее и раннем протерозое. Геологическими и геофизическими материалами установлена превалирующая роль в структуре фундамента древних региональных глубинных разломов, унаследовавших генеральные направления раннедокембрийской складчатости. Они расчленили платформу на структурные области с различными внутренним строением и историей геологического развития.

Крайняя неравномерность геологической изученности региона, погруженность докембрийского фундамента под мощным чехлом осадочных образований и преимущественное его исследование геофизическими методами не позволяют в настоящее время с достаточной степенью полноты представить геологическое строение Восточно-Европейской платформы и закономерности размещения здесь оруденения. Поэтому для изучения структурной позиции докембрийских железисто-кремнистых формаций на платформе представляется целесообразным использование аэрокосмических методов исследования, которые, как показывает опыт СССР и зарубежных стран, могут существенно помочь в расшифровке глубинного строения регионов [8, 43, 136, 137].

Уникальные возможности космических фотоснимков (КФС), которые довольно подробно освещены в отечественной и зарубежной литературе, позволяют непосредственно выявлять крупногабаритные структурные элементы, изучать их строение и характер сочленения, производить структурно-формационное районирование регионов.

До сих пор дискуссионным остается вопрос о структурных взаимоотношениях двух крупнейших железорудных провинций Восточно-Европейской платформы — Большого Кривого Рога и КМА. Применение методики комплексной интерпретации геолого-геофизических и аэрокосмических материалов дало возможность произвести тектоническое районирование этой части платформы (рис. 8), выделить и проследить разделяющие структурные районы зоны глубинных разломов, важная роль которых в формировании земной коры успешно доказана исследованиями последних десятилетий.

В фундаменте Украинского щита и на Воронежском кристаллическом массиве можно выделить несколько типов структурных областей (тектонических блоков), различающихся мощностью земной коры, внутренним сложением и историей геологического развития. Основные типы областей различаются тектонотипами железисто-кремнистых формаций докембрия, если под тектонотипом, как показано выше, понимать «совокупность особенностей рудной формации, отражающих палеотектоническую обстановку ее возникновения».

Преобладающую часть изученной площади платформы занимают антиклинорные блоки — Приднепровский, Западно-Приазовский, Харь-

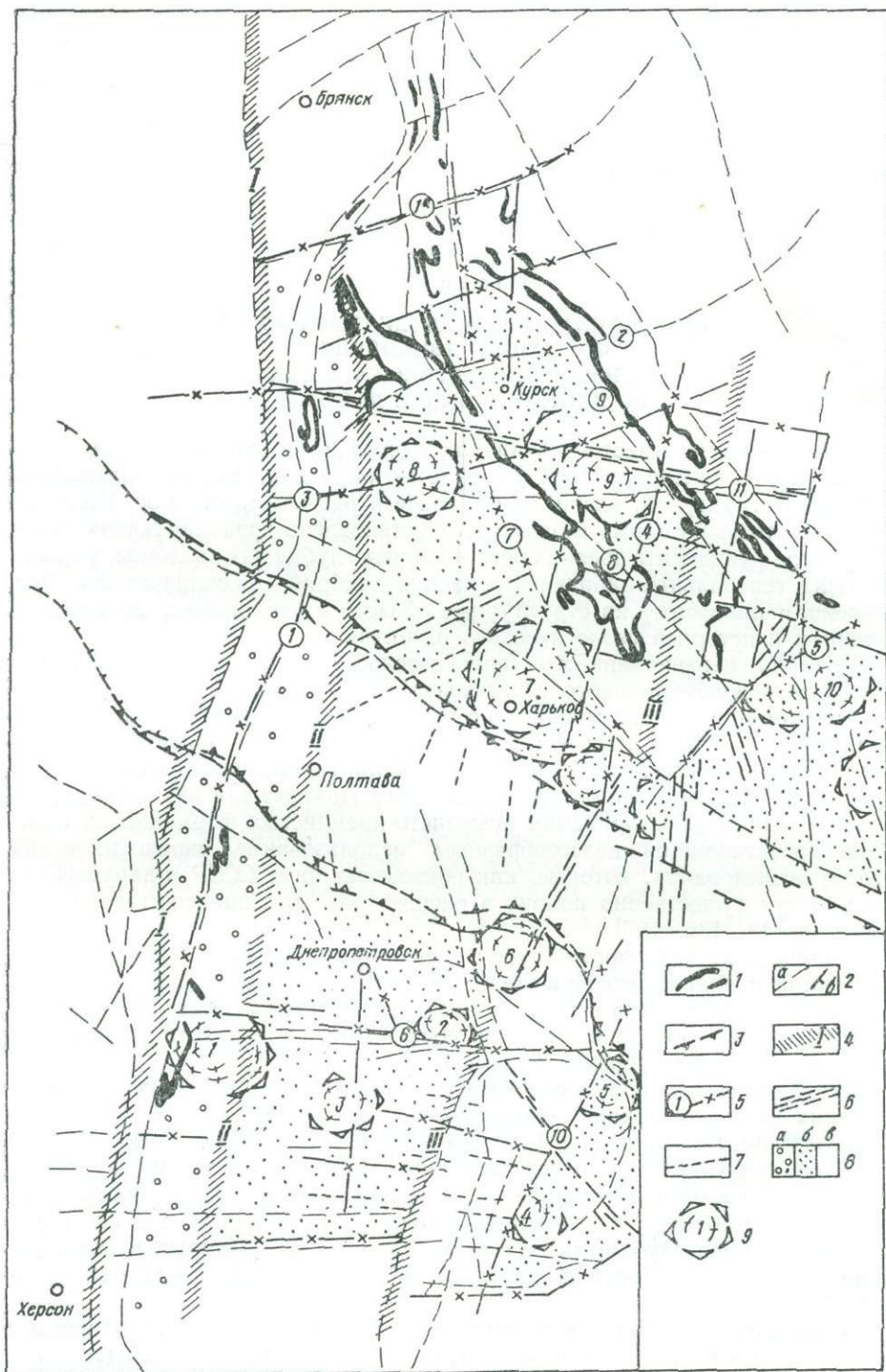


Рис. 8. Схема тектонического районирования Большого Кривого Рога и КМА по дистанционным данным. Составила С. С. Быстревская с учетом данных геологической карты Воронежского кристаллического массива, 1978 г.:

1 — железисто-кремнистые формации; 2 — закартированные секущие (а) и краевые (б) разломы докембрийского фундамента; 3 — дешифрируемые краевые глубинные разломы Днепровско-Донецкого рифта; 4 — трансрегиональные глубинные разломы, разделяющие космогеоструктурные области (I — Западно-Ингулецкий, II — Верховцевско-Сумской (через пос. Кобеляки), III — Орехово-Павлоградско-Оскольский); 5 — региональные межблоковые разломы, разделяющие структурные районы и крупные блоки внутри районов (I — Криворожско-Кременчугский, I^а — Орловский, 2 — Рыльско-Елецкий, 3 — Сумско-Обоянско-Воронежский, 4 — Волчяско-Корочанский, 5 —

ковский, Курский, Россошанский (см. рис. 8). Они характеризуются относительно уменьшенной (до 45—30 км) мощностью земной коры, сложены преимущественно породами архейского возраста и отличаются широким развитием специфических овально-кольцевых структур, отчетливо дешифрируемых на КФС. Сравнение с геолого-геофизическими материалами показывает, что кольцевые структуры отвечают купольным инфраструктурам архея, впервые выделенным на Приднепровском мегаблоке Украинского щита Г. И. Каляевым [102].

В пределах КМА, где кристаллический фундамент лежит на сравнительно больших глубинах, чем на Украинском щите, и потому менее доступен геолого-геофизическому изучению, выявлен ряд новых, ранее неизвестных гранито-гнейсовых куполов, самые крупные среди которых — Харьковский, Сумской, Вязовский и Россошанский (см. рис. 8). Таким образом, докембрийскому фундаменту КМА, как и провинции Большого Кривого Рога, свойственны глубинные складчатые формы — гранито-гнейсовые купола. В пределах антиклинорных блоков наблюдается тесная ассоциация железисто-кремнистых образований с метабазами (осадочно-вулканогенный тектонотип оруденения гранито-зеленокаменных областей).

Синклинорные блоки платформы характеризуются относительно повышенной мощностью земной коры и раннепротерозойским возрастом слагающих их образований. Они вмещают крупнейшие железорудные бассейны — Криворожский, Кременчугский, Белгород-Михайловский, Старооскольский.

Структурные области синклинорного и антиклинорного типов разделяются глубинными трансрегиональными и региональными разломами, вынесенными на тектоническую схему по данным комплексной интерпретации аэрокосмических и геолого-геофизических материалов. Такими разломами являются Западно-Ингулецкий, Верховцевско-Сумской, Орехово-Павлоградско-Оскольский, Феодосийско-Славянский, Белгород-Михайловский, Прохоровско-Обоянский, Новооскольский и др. Отчетливо дешифрируются южный и северный краевые разломы Днепровско-Донецкого рифта.

Как самостоятельный крупнорегиональный элемент докембрийского фундамента выделяется субмеридиональная Криворожско-Крупецкая синклинорная область с максимальной на Украинском щите мощностью земной коры (до 55—60 км). Эта область интерпретируется В. Б. Соллогубом [213] как «древние корни гор раннепротерозойского возраста». На региональных КФС она прослеживается через всю центральную часть Украинского щита и Воронежский кристаллический массив. Особенно отчетливо выделяется восточная граница области — Верховцевско-Сумской глубинный разлом, интенсивно активизированный в послерифейское время и подчеркнутый руслом р. Ворскла (рис. 9).

Интересно отметить, что видимая мощность дешифрируемой Криворожско-Крупецкой зоны совпадает с контурами утолщенной зоны земной коры, показанной В. Б. Соллогубом на структурной схеме раздела Моховичича, и колеблется от 50 до 75 км, уменьшаясь в районе Днепровско-Донецкого рифта. Криворожско-Крупецкая зона ограничена с обеих сторон Верховцевско-Сумским и Западно-Ингулецким глубинными разломами. Криворожско-Кременчугский разлом, рассмотренный в работах В. Г. Бондарчука, Я. Н. Белевцева, С. И. Субботина, В. Н. Гладкого, Г. И. Каляева, А. В. Чекунова, З. А. Крутиховской, К. Ф. Тяпкина и многих других исследователей, дешифрируется севернее г. Кривой Рог как осевая часть

Россошанский (Кодинцевский), 6 — Девладовский, 7 — Белгород-Михайловский, 8 — Прохоровско-Обоянский, 9 — Новооскольский, 10 — Феодосийско-Славянский; 6 — зоны тектонической активизации, в том числе Брестско-Новохоперская планетарная структура (11); 7 — прочие региональные нарушения; 8 — основные типы тектонических областей (а — Криворожско-Крупецкая зона утолщенной земной коры, б — антиклинорные блоки с купольными «инфраструктурами» архея, в — синклинорные блоки с нижнепротерозойскими образованиями); 9 — дешифрируемые кольцевые структуры регионального ранга («инфраструктуры» докембрийского фундамента) (1 — Саксаганская, 2 — Славгородско-Александровская, 3 — Томаковская, 4 — Западно-Приазовская (Елсеивская), 5 — Куряховская, 6 — Терновская, 7 — Харьковская, 8 — Сумская, 9 — Вязовская, 10 — Россошанская)



Рис. 9. Трассирование Верховцевско-Сумской разломной зоны в пределах Большого Криворога и КМА (показано на снимке стрелками). Телевизионный космический снимок получен с ИСЗ «Метеор-30» 19 мая 1981 г. в диапазоне 0,7—1,1 мкм электромагнитного спектра

Криворожско-Крупецкой зоны. Такое структурное положение Криворожско-Кременчугского разлома позволяет нам высказать сомнение в правомерности проведения по этому разлому западного ограничения Приднепровского мегаблока Украинского щита, что подчеркивается и другими исследователями. Например, Е. Б. Глевасский пишет (см. гл. 2) о спорной границе Приднепровского блока по Криворожско-Кременчугскому разлому, так как непосредственно западнее последнего установлены аналогичные приднепровским архейские плагнограниты.

Фрагментом Верховцевско-Сумской разломной зоны является Верховцевско-Чертомлыкская структурно-формационная зона, выделенная З. А. Крутиховской [143] по максимумам остаточных аномалий силы тяжести. Эта структурно-формационная зона имеет протяженность около 200 км и контролирует синклиналильные структуры с максимальной мощностью метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород конкско-верховцевской серии. На северо-восточном склоне Украинского щита Верховцевско-Чертомлыкская зона представлена Кобелякским синклиномием с широким развитием ультрабазитов. Здесь фиксируются интенсивные магнитные аномалии — Хорольская, Толоко-Подьянская и Кобелякская. Последняя вы-

звана, как подтверждено буровыми работами, наличием железистых кварцитов, ассоциирующих с осадочно-вулканогенными формациями архея.

В настоящее время Верховцевско-Чертомлыкская зона многими исследователями интерпретируется как составная часть архейской гранито-зеленокаменной области Приднепровья, сформированной на океанской коре. Таким образом, Верховцевско-Сумской глубинный разлом разграничивает области (а стало быть, и тектонотипы железисто-кремнистых формаций), сформированные на различных корях: океанской (восточнее разлома) и континентальной (в пределах Криворожско-Крупецкой полосы).

Характерна многоэтапная тектоно-магматическая активизация Верховцевско-Сумского разлома, в том числе и в постконсолидационный период геологической истории Восточно-Европейской платформы. Этот глубинный разлом контролирует дайкообразные тела ультрабазитов архейского возраста, к нему приурочены дайки диабазов, габбро-диабазов, диабазовых порфиритов раннепротерозойского возраста. К разлому и к серии параллельных ему субмеридиональных разломов внутри Криворожско-Крупецкой полосы приурочены тела даек диабазов и габбро-диабазов позднепротерозойского возраста, образующие рои и дайковые пояса. Так, Лиховско-Токовский дайковый пояс впервые был описан А. Т. Агеевым и В. И. Скаржинским [1], З. А. Крутиховской выделен субмеридиональный Кременчугско-Лиховский дайковый пояс габбро-диабазов, выявленный в результате детального прослеживания магнитоактивных горизонтов и геологической съемки. Геофизическими работами установлены также дайки серпентинизированных перидотитов такого же простирания, залегающие вертикально или круто наклонно (под углами 70—80°).

Криворожско-Крупецкая структурная зона вмещает крупнейшие железорудные бассейны Украинского щита — Криворожский и Кременчугский. На южном склоне щита к зоне тяготеют Херсонские аномалии, на северном склоне она прослежена в виде магнитных аномалий в районе городов Лебедин, Сумы и Новотроицк. На площади КМА в пределах Криворожско-Крупецкой зоны размещаются Крупецкие, Рыльские, Почепнянские и другие магнитные аномалии, причем для железорудной толщи докембрия здесь характерно субмеридиональное простирание.

Среди структурных районов синклинорного типа своеобразным внутренним сложением характеризуется Орехово-Павлоградский, ограничивающий Приднепровский мегаблок с востока. Он включает в свой состав Орехово-Павлоградскую структурно-формационную зону, сложенную глубоко метаморфизованными породами докембрия, вплоть до самых древних на Украинском щите [23]: метаультрабазитами, гиперстен-гранат-магнетитовыми кварцитами, гнейсами. Многие из слагающих зону пород, прежде всего железистые кварциты, создают интенсивные магнитные полосовые аномалии. Здесь наблюдаются редуцированные руды железисто-кремнистых формаций криворожско-курского типа.

Орехово-Павлоградский структурный район ограничен с запада одноименной глубинной зоной разлома, а с востока — Феодосийско-Славянским разломом, трассирующимся через область сочленения Днепровско-Донецкого авлакогена и Донбасса [28]. В Орехово-Павлоградской тектонической зоне широко развиты межпластовые интрузии ультрабазитов — габбро-перидотитов, актинолититов, серпентинитов и других интрузивных пород, вскрытых бурением на различной глубине. Обстоятельная характеристика Орехово-Павлоградского глубинного разлома дана А. В. Чекуновым [250]. На основании анализа геофизических материалов автор сделал вывод о трассировании этого древнего линеамента на расстояние более 1200 км через юго-западную часть Восточно-Европейской платформы в Горный Крым, субокеаническую впадину Черного моря до оз. Туз в Турции.

Космические снимки подтверждают представление А. В. Чекунова о сквозном характере этого линеамента, хотя на преобразованных КФС проявляется и северо-северо-западная Павлоградская ветвь разломной зоны, соответствующая изученному на земной поверхности изменению простира-

ния в этом направлении интенсивных полосовых магнитных и гравитационных аномалий в пределах Орехово-Павлоградской структурно-формационной зоны.

Непосредственным продолжением (но со значительным смещением по латерали) Орехово-Павлоградского разлома на Воронежском кристаллическом массиве является дешифрируемый Оскольский глубинный разлом, трассирующийся вдоль р. Оскол вблизи городов Старый и Новый Оскол. Вдоль этого разлома картируются разновозрастные интрузивные образования ультраосновного и основного состава. Будучи подновленным в пострифейское время, Оскольский глубинный разлом обусловил резкий перепад высот поверхности докембрия по обе стороны от него, оказавшись границей двух резко различных по строению районов КМА. К сожалению, это продолжение Орехово-Павлоградского глубинного разлома не отражено на существующих региональных тектонических картах юго-запада Восточно-Европейской платформы.

Железисто-кремнистые формации Орехово-Павлоградского структурного района определяются как гнейсовые, сформированные на материковых склонах в обстановке активных окраин. О вероятности докембрийского спрединга в этой части платформы судить очень сложно, однако здесь неопровержимо установлены явления деструкции земной коры в рифейское и палеозойское время в связи с формированием Днепровско-Донецкого рифта и Донбасса. А. В. Чекунов, например, интерпретирует тектоническую обстановку в Северном Приазовье в это время с позиций поступательно-вращательного движения Приазовского массива.

По результатам комплексного анализа аэрокосмических материалов (см. рис. 8) выделяется структурная область несогласия между южной частью Воронежского кристаллического массива (район городов Балаклея, Изюм, Купянск) и северной частью Украинского щита (район между Терновским и Кураховским куполами). В отличие от описанной выше единой для Украинского щита и Воронежского выступа Криворожско-Крупецкой структурной области, простираение которой почти не нарушено рифтом Днепровско-Донецкой впадины, здесь отмечаются существенное изменение простираения основных структурных элементов, наличие узлов пересечения разноориентированных древних региональных разломов, обилие тектонических зон фанерозойского этапа активизации, интенсивная субширотная разблокировка на тектонические блоки высших порядков, а также расширение Днепровско-Донецкого рифта. Очевидно, это в некоторой мере может объяснить региональное структурное несогласие между железорудными провинциями Большого Кривого Рога и КМА.

Применение дистанционных материалов позволяет выявлять не только крупнорегиональные структурные элементы, влияющие на размещение рудных формаций докембрия, но и детали тектонического строения рудных провинций Большого Кривого Рога и КМА. Выявление рисунка оформившейся в пострифейское время разблокировки фундамента и характера относительного перемещения тектонических блоков высоких порядков приобретает решающее значение при геолого-экономической оценке железных руд докембрия. Хотя размещение железисто-кремнистых формаций в структуре докембрийского фундамента не зависит от его рельефа, характер последнего, различная глубина залегания фундамента под чехлом платформенных образований на разных участках имеют первостепенное значение. Железисто-кремнистые формации доступны изучению и эксплуатации в первую очередь только в пределах относительно приподнятых блоков. Поэтому вопрос о постановке дальнейших поисков новых месторождений богатых железных руд, пригодных для открытой разработки, остается весьма актуальным.

Следует отметить, что среди разведанных и учтенных огромных запасов богатых железных руд КМА — этого самого крупного железорудного бассейна мира — лишь небольшая их часть залегает неглубоко и может быть добыта открытым способом. Более 80 % запасов богатых железных

руд КМА располагаются на глубинах 480—550 м и поэтому их разработка требует значительных капитальных вложений в строительство горнорудных предприятий. В то же время на территории КМА имеется большое количество магнитных аномалий, которые до сих пор не разбурены. Здесь необходимо научное обоснование бурения на основе установления закономерностей размещения богатых и легко обогатимых железных руд, пригодных для открытой разработки.

Ввиду глубокого эрозионного среза сложноскладчатых структур докембрия железистые кварциты сохранились на КМА в основном в синклинальных складках. Однако роль структурного фактора в локализации на КМА богатого железного оруденения еще не выяснена вследствие слабой изученности структуры кристаллического фундамента. Кроме того, из-за значительной погруженности последнего слабо изучена традиционными методами платформенная структура региона. Последнее особенно важно, так как главным типом руд КМА являются остаточные руды — элювиальные продукты латеритного выветривания железистых кварцитов, приуроченные к выходам пластов железистых кварцитов на древнюю эрозионную поверхность докембрия. Сохранность же последней зависит в основном от структурной позиции того или иного участка КМА, вызывающей различия в продолжительности формирования рудных залежей, а также в условиях их размыва и захоронения.

По данным [90], в пределах КМА по положению в платформенной структуре выделяются три крупные области, различающиеся историей геологического развития в палеозое. Последнее обусловило неодинаковые условия образования и захоронения в этих районах латеритной коры выветривания и связанных с ней богатых железных руд остаточного типа.

В *северной* области КМА, расположенной в северном крыле Воронежской антеклизы и сочленении ее с Московской синеклизой, произошло более раннее погружение кристаллического фундамента, который перекрыт здесь отложениями живетского яруса девона. Таким образом, на севере КМА продолжительность эпохи латеритного выветривания фундамента была сравнительно небольшой, что является неблагоприятным поисковым фактором обнаружения здесь богатых железных руд остаточного типа.

В *центральной* области — сводовой части Воронежской антеклизы, дешифрируемой на региональных КФС как мегаструктура овально-купольной формы, вытянутой вдоль длинной оси в субширотном направлении (рис. 10), кристаллический фундамент залегает на глубинах 70—150 м и перекрыт в основном отложениями юры и мела. Палеозойские отложения здесь отсутствуют, хотя их наличие в пониженных формах рельефа свидетельствует о более широком распространении. Палеозойские образования были уничтожены эрозией, так как сводовая часть Воронежской антеклизы на протяжении каменноугольного и пермского периодов и первой половины мезозоя (до нижней юры) представляла собой область преимущественного воздымания и денудации. Вследствие глубокой эрозии размыву подверглись не только девонские отложения, но и породы кристаллического фундамента с развитой на них корой выветривания, мощность которой здесь на большей части площади составляет всего 20—30 м. Поэтому благоприятные для нахождения богатых железных руд коры выветривания были в значительной степени эродированы.

Южная область (Белгородский и Новооскольский районы) расположена на южном склоне Воронежской антеклизы. Кристаллический фундамент перекрыт здесь отложениями нижнего карбона (турне и визе). Образование мощной коры выветривания в девоне и раннем карбоне было обусловлено расположением региона в непосредственной близости от Днепровско-Донецкого рифта. Устойчивое погружение территории, начавшееся с визейского времени, способствовало сохранению здесь кор выветривания, мощность которых составляет от нескольких десятков метров до 300—400 м. Это позволяет отнести данную область к наиболее перспективному региону с точки зрения обнаружения здесь богатых железных руд остаточного типа.

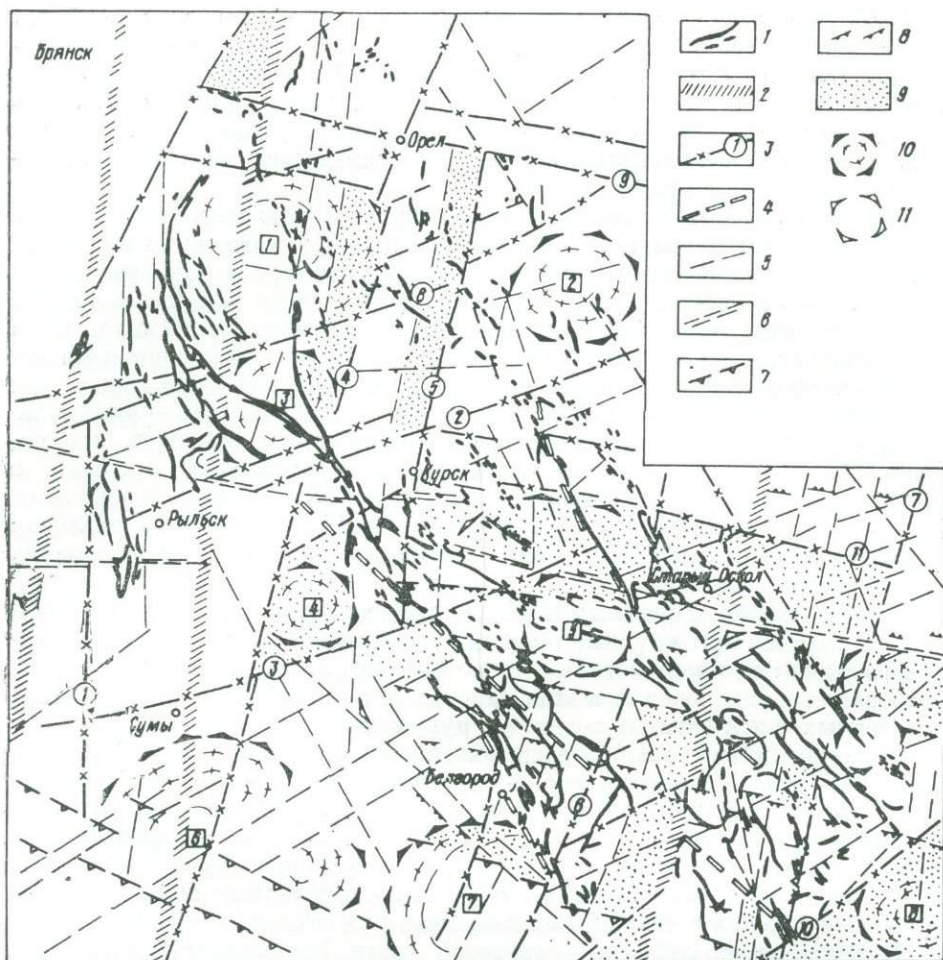


Рис. 10. Тектоническая схема КМА по данным комплексной интерпретации аэрокосмических и геолого-геофизических материалов:

1 — железисто-кремнистые формации; 2 — трансрегиональные тектонические зоны; 3 — межблоковые региональные разломы, разделяющие структурные районы (1 — северное продолжение Крыворожско-Кременчугской зоны, 2 — Рязьско-Елецкий разлом, 3 — Сумско-Обоянско-Воронежский, 4 — Верховщевско-Суджанский, 5 — Курский, 6 — Волчанско-Корожанский, 7 — Валуйки-Воронежский, 8 — Михайловско-Глазуновский, 9 — Орловско-Елецкий, 10 — Россошанский (Кодинцевский), 11 — северное ограничение Брестско-Новохоперской структуры); 4 — шовные разломы грабен-синклиналей (продольные); 5 — поперечные разрывы типа сбросо-сдвигов; 6 — краевые швы Брестско-Новохоперской планетарной структуры; 7 — северные краевые разломы Днепровско-Донецкого рифта; 8 — система ступенчатых сбросов южного склона Воронежской антеклизы; 9 — горстообразные поднятия фундамента; купольные и инфраструктуры; 10 — палеотипные (архейского возраста), 11 — кайнотипные (сводные морфоструктуры, унаследовано развивавшиеся в мезо-кайнозое); кольцевые структуры (цифры в квадратах): 1 — Орловская, 2 — Ливнианская, 3 — Безымянская, 4 — Сумская, 5 — Вязовская, 6 — Лебединская, 7 — Харьковская, 8 — Россошанская

Дешифрирование КФС высокого уровня генерализации позволяет трассировать через сводовую часть Воронежской антеклизы субширотную тектоническую зону планетарного ранга (см. рис. 10). Она была впервые выделена В. Н. Котко [138] на основании комплексного анализа мелкокомасштабных геолого-геофизических материалов и топографических карт Восточно-Европейской платформы и названа Брестско-Новохоперской. В. К. Гавришем [33] описаны трансрегиональные Брестско-Курская и Припятско-Обоянская зоны, служащие как бы северным и южным ограничениями этой глубинной разрывной дислокации. К сожалению, Брестско-Новохоперская сквозная тектоническая зона не получила до сих пор отражения на региональных тектонических и геологических картах Восточно-Европейской платформы.

Эта зона шириной от 20 до 40 км контролирует горстообразное поднятие докембрийского фундамента и выражена относительным повышением в

современном рельефе. Северная граница зоны проходит южнее г. Курск, южная — южнее г. Рыльск и севернее г. Обоянь (см. рис. 10). Зона слабо проявлена на исходных черно-белых КФС и отчетливо выделяется на преобразованных оптико-электронным путем космических изображениях, на которых разделяет части территории, резко отличные по фотоснимку и фотооптической плотности. Брестско-Новохоперская зона фактически является структурной границей северной и центральной областей КМА. Зона продолжается далеко за пределы провинции КМА в западном и восточном направлениях.

В. Н. Котко установил в Брестско-Новохоперской зоне широтные простирания (аз. $280-285^\circ$) залежей железистых кварцитов, а также наличие многочисленных зон брекчирования и милонитизации субширотного простирания со смещением по ним крыльев синклинальных структур фундамента. Развитие в описываемой тектонической зоне гранитоидов протерозойского возраста и близширотных дайковых поясов докембрия позволяет считать время заложения зоны докембрийским. Возможно, существованием этой древней глубинной разрывной дислокации объясняется субширотный поворот Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена.

Брестско-Новохоперская зона контролирует также распространение в этой части платформы меловых, третичных и четвертичных отложений, что свидетельствует о весьма длительной ее тектонической активности.

Комплексная интерпретация разномасштабных исходных и преобразованных КФС с имеющимися геолого-геофизическими материалами позволила составить тектоническую схему КМА (см. рис. 10). Использовались КФС масштаба 1:1 000 000 и мельче, полученные с искусственных спутников Земли систем «Космос», «Ландсат», «Метеор-Природа» и др.

Важнейшей особенностью тектонического плана КМА является решетчатое расположение разноориентированных систем разломных зон. Преобладают разрывные нарушения ортогональной системы (аз. простирания $5-20^\circ$ и $265-280^\circ$). Они разделяют провинцию на структурные области и районы с различными внутренним сложением, глубиной залегания фундамента, а также мощностью, составом коры выветривания и осадочного платформенного чехла. На рис. 10 выделены районы и блоки наиболее выраженного горстового характера. В качестве основных пограничных зон, разделяющих структурные области, показаны древние субмеридиональные зоны: Западно-Ингулецкая, Верховцевско-Сумская и Оскольская, охарактеризованные выше. Как основные межблоковые разломы выделены субмеридиональные протяженные разломы фундамента: Верховцевско-Суджанский, Курский, Волчанско-Корочанский, Валуйки-Воронежский (см. рис. 10).

Разломы субширотной ориентировки, за исключением Брестско-Новохоперской зоны, представлены системой мало протяженных, кулисообразно расположенных тектонических зон, разделяющих территорию на участки, фундамент в пределах которых ступенеобразно погружается на юг в сторону Днепровско-Донецкого рифта.

Наряду с преимущественным развитием в тектоническом строении КМА активизированных разломных зон ортогональной системы ориентировки, отражающей положение древних глубинных разрывных дислокаций земной коры, в исследованном регионе выделяется несколько диагональных систем разрывных нарушений. Среди них наиболее распространена северо-западная система разломов (аз. простирания $330-340^\circ$), контролирующая наложенные на складчатые структуры курской и более древних серий пород грабен-синклинали, ядра которых сложены смятыми в складки образованиями оскольской серии (Белгородская, Тим-Ястребовская, Волотовская структуры). Эта северо-западная система разрывных нарушений наблюдается и за пределами мегасинклинали КМА. По ней, по данным палеотектонического анализа и геофизическим материалам (по резкому смещению осей магнитных аномалий), устанавливаются вертикальные и горизонтальные перемещения блоков пород значительной амплитуды.

Формирование этой системы разломов большинство исследователей КМА связывают с посткурским временем.

Сопряженной с описанной является система северо-восточных (аз. простирания 60—65°) разрывных нарушений сбросо-сдвигового характера. Эти нарушения обособили отдельные синклинорные структуры в пределах мегасинклинория КМА, отделив его от гранито-гнейсовых срединных массивов архея (Корочанского, Россошанского и др.). Разломы этой системы обособляют также тектонические блоки с купольными структурами архея и внутри мегасинклинория. Самыми протяженными разрывными зонами этой системы являются Рыльско-Елецкая, Сумско-Обоянско-Воронежская, Михайловско-Глазуновская и др. (см. рис. 10).

Описанная диагональная система разломов, будучи активизирована на платформенном этапе наряду с ортогональной системой, завуалировала в значительной степени древний структурный план курской серии КМА. Система продольных тектонических зон северо-западного простирания (аз. 305—315°), маркируемых осями магнитоактивных горизонтов курской серии, дешифрируется на исходных черно-белых КФС нечетливо. Компьютерная обработка снимков позволила увеличить их геологическую информативность и выделить некоторые шовные тектонические зоны (Прохоровско-Корочанскую и др., см. рис. 10).

Привлечение материалов космических съемок для изучения особенностей регионального тектонического строения железорудных провинций и уточнения структурной позиции железорудных формаций докембрия позволило:

а) выявить крупнорегиональные элементы КМА, исследовать их строение и характер сочленения;

б) произвести геолого-тектоническое районирование на структурные области и районы с разным внутренним строением и историей геологического развития. В пределах последних условия образования и захоронения железорудных формаций резко отличались;

в) выявить сквозные зоны планетарного ранга многоэтапной тектономагматической активизации, скрыто проявленные на современной поверхности и поэтому не выявленные традиционными методами исследований. Такие зоны нередко имеют рудоконтролирующее значение.

Произведенная реконструкция докембрийского и фанерозойского структурных планов Большого Кривого Рога и КМА с использованием аэрокосмических данных подтверждает существование здесь в раннепротерозойское время общих условий седиментации в единой области с преимущественно субмеридиональным простиранием, что следует и из анализа геолого-геофизических материалов [212, 266].

Глава 6

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПОЛОЖЕНИЕ В НЕЙ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Железисто-кремнистые формации свойственны только дорифейскому фундаменту. Они относятся к архейским и нижнепротерозойским образованиям, имеющим изотопный возраст от 3500 до 1700 млн лет.

Наиболее полные сведения о строении глубинных горизонтов земной коры получены в результате сейсмометрических работ. Основной объем этих исследований, выполненных главным образом методом ГСЗ, проведен на юге Восточно-Европейской платформы, в частности на территории Украины и особенно Украинского щита. Значительно меньший объем сейсмометрических работ выполнен в пределах КМА и Балтийского щита и еще меньший — на остальной территории европейской части СССР.

Поскольку информация решающего значения получена в итоге выполненного ГСЗ в пределах Украины, далее в приведенных построениях приходится опираться в основном на эту информацию.

Подчеркнем, что главная масса континентальной коры (не менее 80 %) сформирована в раннем докембрии — в интервале времени 3800—1650 млн лет. Следовательно, проблема образования материковой земной коры должна решаться путем исследования горных пород указанного возраста.

Известно немало моделей, в которых прогнозируется состав и строение глубинных зон земной коры и верхней мантии континентов [20, 21, 107, 212, 215]. Наиболее разработаны и получили широкое распространение модели, предложенные В. В. Белоусовым.

Поскольку в природе имеется два типа строения земной коры — океанский и континентальный, модели их должны иллюстрировать причины различий в их строении. В основе теории тектоники литосферных плит выдвигается представление о формировании континентальной коры в зонах поддвига литосферных плит за счет переработки погружающейся океанской плиты. Следовательно, океанская кора в данном случае является первичной, а континентальная — вторичной. Отсюда вытекает и основная проблема создания модели континентальной коры, так как она должна отразить процесс образования сиалического, в частности гранитного слоя, свойственного этой коре. Должен быть отражен и механизм данного процесса, приводящий к наращиванию мощности континентальной коры, превышающих в 6—8 раз мощность океанской.

Основные слои земной коры

Наиболее полной сводной работой по территории европейской части СССР, суммирующей результаты сейсмических исследований, остается пока работа Н. А. Беляевского, А. А. Борисова и И. С. Вольвовского [21]. В ней выделены основные горизонты земной коры и приведены характерные значения пластовых и граничных сейсмических скоростей. Новейшие сводные работы выполнены В. Б. Соллогубом, А. В. Чекуновым

и их соавторами [212, 215]. В итоге выделен ряд преломляющих и отражающих горизонтов в земной коре: раздел Мохо, горизонт K_2 и спорадические другие горизонты, менее выразительные и невыдержанные в отличие от первых двух.

Разделу М отвечает граничная скорость 8 км/с. Горизонт K_2 прослеживается в пределах щитов. На Украинском щите глубина залегания горизонта K_2 варьирует от 8 до 20 км. Геофизический «базальтовый» слой, для которого принимаются граничные скорости 6,8—7,0 км/с, прослеживается на Украинском щите на глубинах 25—30 км. Раздел М довольно резко расчленен, соответственно мощность земной коры варьирует от 28 до 60 км. В работах В. Б. Соллогуба, А. В. Чекунова и их соавторов [212] подчеркивается, что сейсмические скорости с глубиной возрастают неравномерно, по крайней мере, до кровли «базальтового» слоя.

На Воронежском выступе, пожалуй, наиболее информативен профиль ГСЗ, пройденный по линии Купянск — Липецк. Здесь тоже выделены четыре слоя [224] с характерными пластовыми скоростями продольных волн (в км/с): 6,0—6,2; 6,43—6,55; 6,5—7,1; 7,0—8,0. Последняя скорость — граничная, отвечающая разделу М на глубинах 40—50 км. «Базальтовый» слой залегает на глубинах более 20—25 км.

На Балтийском щите, судя по сейсмическим данным [27], средняя мощность земной коры около 40 км, хотя в Центральнокольском блоке зафиксированы несколько меньшие глубины до раздела М. В отличие от предыдущих регионов, здесь выделяется и поверхность Конрада на глубинах 15—17 км. Ее природа недостаточно ясна. Не исключено, что она идентична протяженному отражающему горизонту K_2 , выделенному в недрах Украинского щита.

Исходя из отмеченных выше сейсмических данных, мы выделили четыре слоя, которым даны условные наименования [107, 111]: верхний, гранитовый; промежуточный, гранит-базитовый; нижний, базитовый; ультрамафитовый (верхняя мантия). Поскольку все слои континентальной коры представлены в основном метаморфическими породами, эти наименования имеют аналоги, отражающие ступени метаморфизма, предполагаемые в каждом из названных слоев (табл. 1).

Верхний, гранитовый, слой частично обнажен, поэтому его характеристика опирается на геологические данные. Породы верхней части слоя

Таблица 1. Схема строения и состава земной коры, сформированной в раннем докембрии ($3800 \pm 100 - 1650 \pm 50$ млн лет)

Оболочки	Слой	Наименование слоя по магматическим формациям	Наименование слоя по фациям метаморфизма	Глубина до подошвы слоя, км	Скорости, км/с [170, 213]	Характерные комплексы магматических и метаморфических пород
Земная кора	1	Гранитовый	Зеленосланцево-амфиболитовый	12—15	5,8—6,4	Железистые кварциты, терригенные, карбонатные породы, различные гнейсы, граниты и мигматиты (ранние — преимущественно плагиоклазовые, поздние — преимущественно микроклиновые), амфиболиты, ультрабазиты
	2	Гранито-базитовый	Амфиболито-гранулитовый	25—30	5,5—6,8	Плагиогранитоиды, гранодиориты, чарнокиты, двупироксеновые сланцы, остаточные породы (кинцититы)
	3	Базитовый	Гранулитовый	40—60	6,8—7,0	Гранат-пироксеновые породы, габброиды, серпентинизированные ультрабазиты
Верхняя мантия	4	Ультрамафитовый	—	—	8,0—8,2	Преимущественно перидотиты

отлично сохранились в синклиналих структурах, где залегают более молодые образования. Суждения о его наиболее древних образованиях складываются из наблюдений над породами, слагающими антиклинальные формы и нижние слои на бортах смежных синклиналей, где обнаружены самые древние архейские породы.

Нет оснований полагать, что нижние слои земной коры залегают строго горизонтально. Фундамент Восточно-Европейской платформы разбит глубинными разломами. Разломы первого ранга наследуют исторические границы мегаблоков. По-видимому, бывшие зоны поглощения и столкновения в эволюционном развитии, после исчезновения пространства разделяющей их океанской коры, наследуются разломами. Возможно, последующее надвигание (или поддвигание) сталкивающихся континентальных блоков приводит к образованию региональных надвигов. Из этого следует, что строение земной коры по латерали изменчиво. Даже раздел Мохо в плане представляет собой гигантскую мозаику, поскольку глубинные разломы пересекают этот раздел. На Балтийском щите сверхкрупные блоки имеют индивидуальные черты строения. Беломорский, Кольский и Карельский мегаблоки отделены глубинными разломами — тектоническими швами. Но и блоки последующих рангов — Онежский, Центральнокольский, Ладожский, Мурманский и другие тоже отделены разломами, проникающими ниже раздела Мохо. Сравнительно четко отделены разломами структуры Белорусского выступа и Украинского щита: Центральнорусский и Брагинский блоки, Волыно-Подольский, Кировоградский, Приднепровский, Приазовский мегаблоки и др. Все они представляют собой фрагменты бывших литосферных блоков. Вместе с тем выделяются и более поздние поперечные разломы, однако, не имеющие уже отношения к ранней делимости на литосферные блоки, которые некогда стыковались в процессе консолидации их в виде Восточно-Европейской платформы. Особенно характерны поперечные мантийные и коровые разломы на Балтийском щите, которыми пересекаются на многочисленные сегменты Кольский, Ладожский, Онежский и другие мегаблоки.

Обнаруженные региональные магнитные аномалии [145] также подтверждают неоднородность строения фундамента в латеральном направлении.

Ниже приводится характеристика каждого из выделенных слоев. Присущие им сейсмические скорости и глубины подошвы каждого из слоев даны, согласно геофизическим работам [170, 210, 212, 215, 224 и др.].

Строение верхнего, гранитового, слоя коры

Подошва этого слоя находится в среднем на глубинах 12—15 км, скорости продольных сейсмических волн составляют 5—6,3 км/с.

Сравнение дорифейских пород, выходящих на поверхность кристаллических щитов и вскрытых бурением на их склонах и во впадинах Восточно-Европейской платформы, свидетельствует о большом их разнообразии. В целом обширные ассоциации пород повторяются на разных щитах и выступах фундамента. Выясняется также, что отдельные блоки, обнаруживаемые в фундаменте, заметно различаются наборами присущих им формационных типов и степенями метаморфизма. Суммарные мощности метаморфизованных литологических и вулканогенных формаций составляют 12—15 км. Эти мощности определяют теоретически возможные глубины распространения железисто-кремнистых формаций.

В пределах фундамента Восточно-Европейской платформы наиболее намагничены являются железистые кварциты и ультрабазиты, самая высокая намагниченность отвечает телам богатых магнетитовых руд. Это характерно для Криворожского железорудного бассейна и отчасти для области КМА. Интенсивные магнитные аномалии, вызванные ультрабазитами,

наиболее характерны для серпентинитов, в которых гидратация оливина сопровождается образованием магнетита.

Ныне в Криворожском бассейне и отчасти в КМА насчитываются десятки весьма глубоких скважин (более 2000 м). В Криворожском бассейне магнетитовые руды уже пересечены на глубинах более 2500 м. Магнитометрическими, гравиметровыми и сейсмическими работами довольно определенно устанавливается максимальная глубина залегания железисто-кремнистой формации — около 6—7 км. По-видимому, таковы же глубины в наиболее крупных синклинорных структурах КМА.

В Криворожском бассейне надрудные свиты фрунзенской серии достигают мощности 4—5 км. Поскольку они образуют ядро Криворожского синклинория, а максимальная мощность железорудной саксаганской свиты достигает 1,2—1,5 км, то подошва последней действительно должна находиться на глубинах не менее 6 км. Возможно, однако, что эти свиты имеют килевидное, несколько более глубокое замыкание. Западное крыло Криворожского синклинория оборвано Криворожским глубинным разломом — региональным надвигом, имеющим сместители, падающие круто в западном направлении. В связи с этим не ясно, имеется ли на глубине Криворожской структуры ее синклинальное замыкание либо оно выражено моноклиналью. Ответ на этот вопрос будет получен в итоге начатого здесь в 1984 г. сверхглубокого бурения (12 км).

Под железорудной формацией в Криворожском бассейне залегает нижняя терригенная формация, состоящая из филлитов, кварцито-песчаников и конгломератов суммарной мощностью около 700 м. Еще ниже находится спилито-диабазовая формация мощностью около 2,5 км. Таким образом, суммарный разрез литологических формаций, залегающих на саксаганских плагиогранитах, достигает здесь почти 10 км.

В Приднепровском мегаблоке восточнее Криворожского бассейна развиты конкско-верховцевская и белозерская серии. Последняя, по всей вероятности, является возрастным аналогом криворожской серии. Конкско-верховцевская серия состоит в основном из вулканогенных пород ультрабазито-базальтовой ассоциации, характерных для нижней свиты, и измененных базальтоидов, средних и кислых эффузивов — верхняя свита. В таком значении породы диагностируются с трудом, поскольку ныне они представлены амфиболитами, различными ортосланцами и реже измененными осадочными породами и железистыми кварцитами.

Суммарная мощность конкско-верховцевской серии около 5000 м. Следовательно, наиболее полный и сравнительно хорошо изученный разрез литологической формации в центральной части Украинского щита имеет суммарную мощность почти 15 км. Пространственно эти формации обычно залегают в синклинальных или моноклинальных структурах, нередко представленных фрагментарно, тогда как значительно большие площади на поверхности фундамента заняты различными гранитоидами. Весь комплекс обнаженных литологических и гранитоидных формаций как раз и представляет верхний, гранитовый, слой земной коры, при этом здесь господствуют породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма с подчиненным значением пород гранулитовой фации.

По данным М. А. Ярошук, глубокие скважины в Криворожском бассейне показали, что породы зеленосланцевой фации метаморфизма на глубинах около 1500 м переходят в породы эпидот-амфиболитовой фации, в частности хлорит-карбонатные магнетит-гематитовые кварциты сменяются амфибол-магнетитовыми кварцитами с многократным уменьшением содержания окиси углерода и воды. Вряд ли следует сомневаться в прогрессивном нарастании метаморфизма с глубиной. Имеющиеся модели строения земной коры, учитывающие нарастание плотностей и соответственно сейсмических скоростей в глубоких горизонтах земной коры, отражают смену метаморфических фаций вплоть до гранулитовой и эклогитовой.

В верхнем гранулитовом слое коры во всех изученных регионах помимо субгоризонтальных сейсмических поверхностей выделяются и круто-

падающие границы, отражающие складчатость в консолидированной коре. Так, в более глубоких горизонтах коры господствуют субгоризонтальные поверхности.

Все расположенные глубже слои континентальной коры пока нигде не достигнуты бурением, и суждения о них опираются лишь на косвенные данные.

Прежде чем перейти к рассмотрению состава и строения глубинных слоев и подстилающей верхней мантии, следует рассмотреть комплекс данных, позволяющий воссоздать по ним гипотетический разрез этих слоев.

Исходные данные для прогнозирования состава глубинных слоев земной коры и верхней мантии

Непосредственные суждения о глубинных зонах коры и верхней мантии получены в основном двумя путями: а) изучением различных отторженцев из нижних горизонтов коры и верхней мантии, захваченных базальтовыми лавами или кимберлитами, — гранато-пироксеновых и эклогитоподобных пород, лерцолитов и гарцбургитов; б) экспериментальным исследованием минеральных парагенезисов и их превращений в различных термодинамических условиях. Однако эти традиционные методы прогноза состава глубинных зон требуют привлечения новых данных.

Поскольку континентальная кора формируется в значительной мере за счет компонентов, участвующих в составе океанской коры, можно допустить, что последним принадлежит важная роль в разрезе глубинных зон материковой коры. Ныне сложилось достаточно убедительное представление об офиолитовых ассоциациях, принимаемых в качестве океанской коры геологического прошлого [173]. В нашей работе для прогноза глубинных зон древнейших платформ используются разрезы офиолитовых ассоциаций. Далее приводится более полное обоснование этого положения, поскольку такой подход к прогнозированию глубинных зон коры выполнен впервые [111].

Надо полагать, что континентальная кора в значительной мере наследует состав океанской коры и вообще офиолитовых ассоциаций, обладающих стратифицированным разрезом. Последние в аллохтонном залегании встречаются во многих фанерозойских складчатых системах и достаточно хорошо изучены.

В итоге сопоставления офиолитовых ассоциаций выделены их три существенных комплекса: нижний, состоящий в основном из серпентинизированных перидотитов; средний, или полосчатый, который включает в себя габброиды, чередующиеся с ультрабазитами, и завершается серией параллельных даек; верхний, состоящий из толеитовых базальтов [174]. При этом упомянутые дайковые тела заполняют каналы, выведившие базальтовую магму, выплавленную из перидотитов верхней мантии и образующую третий комплекс. Надо заметить, что разрезы офиолитовых ассоциаций на континентах действительно подобны разрезу современной океанской коры, наиболее полно представленной в осевых рифтах срединно-океанских хребтов.

Фанерозойские офиолитовые серии довольно хорошо изучены. Отнесение же архейских ультрабазито-базальтовых ассоциаций, свойственных зеленокаменным поясам, к офиолитам и вообще к океанской коре ставится под сомнение. Установление структурно-исторической роли зеленокаменных поясов, известных на древних платформах всех континентов и вмещающих крупнейшие рудные месторождения, приобретает значение важнейшей проблемы. Вполне резонно хотя бы отчасти пролить свет на нее, исходя из данных по Украинскому щиту, отличающемуся сравнительно высокой геологической изученностью, с привлечением данных по другим докембрийским регионам.

Для нижней части разреза зеленокаменных поясов весьма характерно преобладание амфиболитов и ортосланцев (рис. 11). Амфиболиты имеют

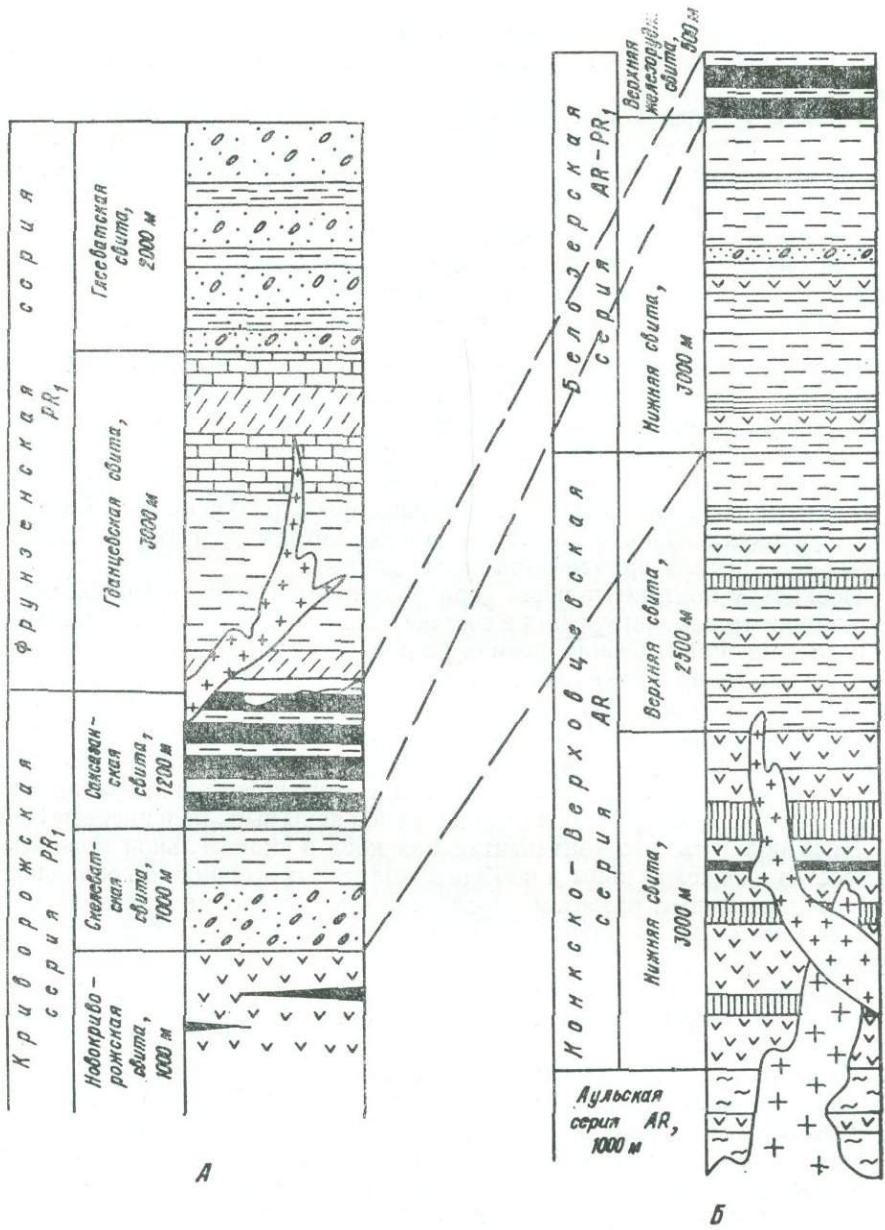


Рис. 11. Стратиграфические колонки районов Среднего Приднепровья, Украинский щит.

А — крайняя Криворожско-Кременчугская зона; Б — сводный разрез Верховцевско-Чертотмыльского, Сурского и Конксо-Белозерского внутренних зеленокаменных поясов; 1 — гнейсы, 2 — метаморфизованные базальты — амфиболиты, роговообманковые и хлорит-амфиболовые сланцы; 3 — ультрабазиты; 4 — плагииграниты и гранодиориты; 5 — микроклиновые граниты; 6 — кварцевые кератофиры и альбитофиры; 7 — железистые кварциты и ассоциирующие с ними сланцы; 8 — доломитовые мраморы; 9 — графитосодержащие гнейсы и сланцы; 10 — кварц-сланцевые, хлоритовые и другие сланцы; 11 — кварцито-песчаники и конгломераты

низкие содержания оксида калия (первые десятые доли процента), обычные для толеитовых базальтов. Ультраосновные породы помимо серпентинизированных перидотитов, дунитов и пироксенитов включают также их существенно измененные метаморфические аналоги: карбонат-тальковые, карбонат-амфиболовые сланцы, а также мономинеральные разновидности — актинолитовые и тремолитовые породы, которые петрохимически соответствуют исходным ультрабазитам.

Как правило, зеленокаменные пояса содержат железисто-кремнистые породы. В нижних частях вулканогенных серий они имеют весьма подчиненное значение, тогда как в верхних сериях мощности их нарастают, приобретая промышленное значение. Вместе с тем все зеленокаменные пояса содержат многочисленные комплексы параллельных даек (преимущественно диабазовых). Они встречаются во всех сериях. Последнее обстоятельство, по-видимому, указывает на различный возраст даек.

Судя по размерам гранитно-зеленокаменных областей, можно полагать, что они возникли на месте бывших междуговых, заостроводужных или же межконтинентальных морей. Размеры последних могли достигать многих сотен километров (500—1000 км), однако это были не океаны, а по-видимому, бассейны, в какой-то мере похожие на краевые моря западной части Тихого океана. Земная кора их лишь в общих чертах имела состав, подобный составу нынешней океанской земной коры. В срединных частях таких архейских бассейнов тоже находились осевые спрединговые зоны с характерным основным вулканизмом. Не подлежит сомнению, что толщи метабазитов Среднего Приднепровья, как и в других гранитно-зеленокаменных областях, первоначально представляли собой базальты, петрохимически отвечающие толеитовым базальтам рифтовых зон океанов. Характеристики химического состава метабазитов и сопоставление его с толеитами срединно-океанских хребтов уже приводились в наших работах [107, 111]. Основное отличие архейских толеитовых базальтов заключается в том, что содержание в них FeO, судя по многочисленным анализам амфиболитов Украинского и Канадского щитов, обычно в 1,3—1,5 раза выше, чем в базальтах Срединно-Индоеокеанского и Срединно-Атлантического хребтов. Соответственно сумма оксидов железа в архейских базальтах выше, чем в океанских базальтах. Это существенное отличие, по-видимому, отвечает повышенному содержанию железа в верхней мантии в архее и его последующему уменьшению в фанерозое по мере плотностной дифференциации в недрах планеты и миграции соединений железа в земное ядро [160].

Архейские базальтовые лавы тоже изливались в подводных условиях. Об этом свидетельствуют их подушечные или шаровые отдельности, которые можно видеть в районе г. Кривой Рог, где они обнаружены в балке Глеватой. Здесь же амфиболиты имеют типичные миндалекаменные структуры. Подобные подушечные амфиболиты, напоминающие океанские пиллоу-лавы, известны в районе Костомукшского месторождения железных руд в Карелии в контоксской серии. Последняя образует вместе с гимольской серией типичные зеленокаменные пояса в Западной Карелии.

На подводный характер архейских базальтовых лав указывают также остатки морских организмов в осадках, ассоциирующих с метабазитами. Они обнаружены в нижней свите конкско-верховцевской серии возрастом свыше 3 млрд лет в Сурском зеленокаменном поясе. В сланцевых прослоях, залегающих среди метабазитов, обнаружены (скв. 10401, глубина 113—117 м) *Protosphaeridium densum* Tim [228], относящиеся к самым древним сфероморфидам. Последние, по-видимому, относятся к архейским планктонным организмам.

Наличие древнейших пород железорудной формации, например в зеленокаменном поясе Исуа (юго-западная Гренландия) возрастом 3700 млн лет [5], может рассматриваться как свидетельство существования в то время органической жизни. Именно микроорганизмы были способны к фотосинтезу и переводу закисного железа в окисное, выпадавшее в осадок. Микрофоссилии известны в серии онвервахт в Барбертонском зеленокаменном поясе

в Южной Африке. Возраст этой серии, состоящей из ультраосновных и коматитовых лав, оценивается в 3,5 млрд лет [122]. Здесь тоже встречены характерные сфероидальные структуры, природа которых, возможно, аналогична верховцевским сфероморфидам.

Ныне достаточно определенно выяснены разрезы зеленокаменных поясов провинций Онтарио, Квебека и Миннесоты на Канадском щите, многочисленных зеленокаменных поясов Каапвальского и Родезийского кратонов в Южной Африке, а также Западно-Австралийских кратонов. Судя по сводным характеристикам зеленокаменных поясов [122], мощность их разрезов варьирует в пределах от 10 до 20 км. Самым удивительным, пожалуй, является свойственное всем им без исключения преобладание в нижних частях разрезов пород ультрабазито-базальтовой ассоциации. Только в средних и верхних сериях наряду с базальтоидами наблюдаются средние и кислые эффузивы и пирокластические образования с весьма подчиненным значением кремнистых и карбонатных пород.

В разрезах зеленокаменных поясов следует прежде всего отметить тождество нижних комплексов основных пород и комплексов океанских толеитовых базальтов. Ультрабазиты и габброиды не занимают строго определенного положения в разрезе зеленокаменных поясов. Можно допустить, что главная масса этих пород еще не вскрыта на докембрийских щитах и, возможно, находится на более глубоких горизонтах земной коры. По-видимому, совершенно идентичны комплексы параллельных даек, не имеющих строго определенного стратиграфического положения в разрезе офиолитов. Наконец, в фанерозойских офиолитовых ассоциациях, в отличие от архейских зеленокаменных поясов, отсутствуют железисто-кремнистые породы, поскольку они являются преходящими историческими образованиями.

Средние и верхние серии зеленокаменных поясов сложены не только основными эффузивами, но и различными кварц-полевошпатовыми порфирами — кварцевыми кератофирами, альбитофирами, андезитами и другими эффузивами, а также в некоторых случаях и карбонатными породами. Кислых и средних лав нет в современных срединно-океанских рифтах и разрезах океанских платформ, а источником экзотического пирокластического материала в океанских осадках являются продукты вулканических извержений на островных дугах.

Полные разрезы зеленокаменных поясов не сопоставимы с разрезами океанской коры. Но следует иметь в виду, что такое сравнение допустимо только для рифтогенных стадий. После этой стадии зеленокаменные пояса пережили стадию сжатия (столкновения), на протяжении которой формировались гранитоиды, разделяющие зеленокаменные пояса и складчатые формы в последних. Следовательно, собственно рифтогенной стадии отвечают только нижние серии зеленокаменных поясов, состоящие из пород ультрабазито-базальтовой ассоциации пород. Они отвечают и разрезу океанской коры. В итоге можно прийти к выводу, что лишь нижние части разрезов архейских зеленокаменных поясов представляют собой океанскую кору на рифтогенной стадии. Верхняя часть образовалась на стадии сжатия, в процессе формирования континентальной коры.

По-видимому, древнейшие офиолитовые серии участвуют в составе гранитового и гранито-базитового слоев земной коры щитов и вообще докембрийского фундамента.

Состав промежуточного, гранито-базитового, слоя

Подошва слоя находится в среднем на глубинах 25—30 км, скорости продольных сейсмических волн 5,5—6,8 км/с (рис. 12). Верхней границей слоя условно принята поверхность K_2 [212]. Для этого слоя характерны и «гранитные», и «базальтовые» скорости, нарастающие к низу. Можно предположить, что соответственно возрастает роль пород, относящихся к гранулитовой фации метаморфизма, поскольку в этом направлении увеличивается зна-

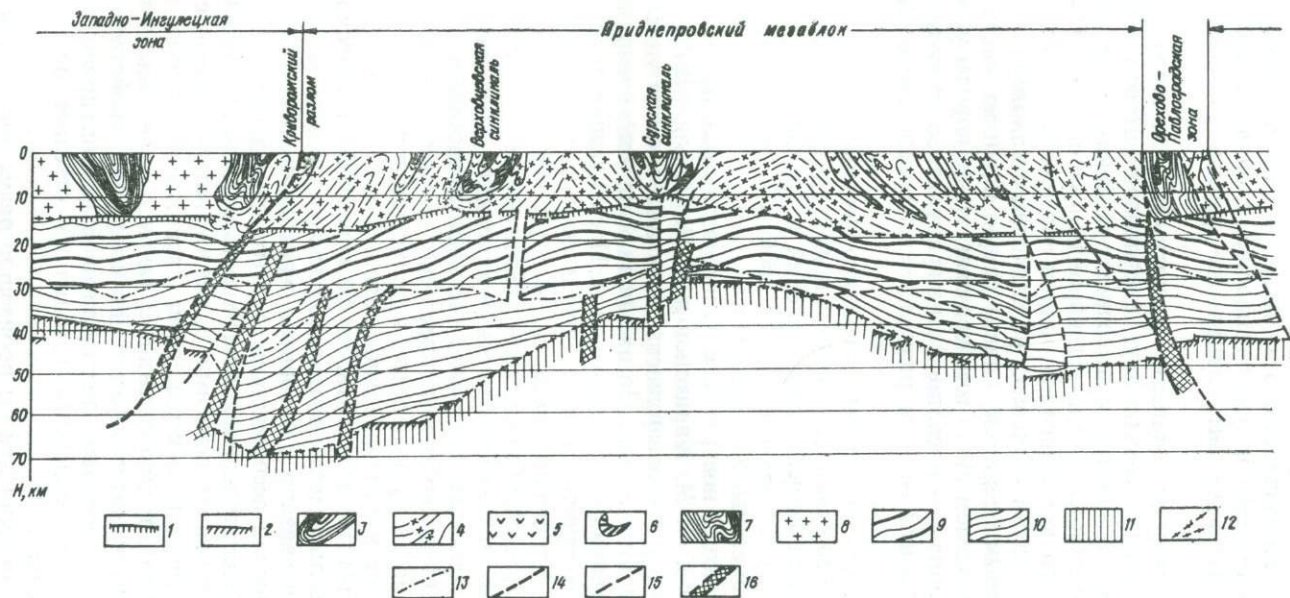


Рис. 12. Геологический разрез земной коры и верхней мантии в центральной части Украинского щита с использованием геофизических данных по профилю ГСЗ VIII Украинского щита [170, 210]:

1 — протяженный геофизический горизонт K_2 ; 2 — раздел Мохо; 3 — породы железисто-кремнистых формаций; гранитовый слой; 4 — плагιοгранитоиды, 5 — амфиболиты и различные сланцы, 6 — ультрабазиты, 7 — гнейсы биотитовые и другие, 8 — граниты и мигматиты преимущественно микроклиновые; 9 — гранито-базитовый (промежуточный) слой; 10 — базитовый слой; 11 — ультрамафитовый слой — верхняя мантия; 12 — условная граница между гранитовым и гранито-базитовым слоями; 13 — условная граница между гранито-базитовым и базитовым слоями; глубинные разломы: 14 — первого порядка; 15 — последующих порядков; 16 — по данным ГСЗ

чение пород с более высокой плотностью. Предполагается, что верхняя часть слоя с меньшими скоростями сложена в основном гранитоидами, образовавшимися в результате магматического замещения архейских базальтоидов, а нижняя часть — породами с большими плотностями, по всей вероятности, отвечающими гранулитовой фации метаморфизма и представленными пироксеновыми гнейсами, эндербитами и чарнокитами. Следовательно, ниже поверхности K_2 тоже залегают гранитоиды, которые формировались в основном за счет гранитизации базальтов. В итоге гранитная кора наращивалась по вертикали, вместе с тем она образовала сплошной слой, в который корнями уходят гранитоиды, имеющие антиклинальные формы — купола и валы первого слоя.

Судя по геофизическим данным, гранитный и гранито-базитовый слои имеют общие черты. По-видимому, в гранито-базитовом слое важнейшую роль играли базальты, слагающие архейский протоконтинентальный слой, а в его нижней части — габброиды и серпентинизированные перидотиты полосчатого комплекса. В раннем архее — на протоконтинентальном этапе — полосчатый комплекс, по аналогии с аллохтонными фанерозойскими офиолитовыми сериями, слагал самую нижнюю часть земной коры, на границе с разделом Мохо того времени. Ныне породы упомянутого комплекса — габброиды — представлены в гранулитовой фации метаморфизма, а его ультрабазиты отчасти разуплотнены вследствие серпентинизации.

Можно полагать, что гранитовый и гранито-базитовый слои, разделенные поверхностью K_2 , отражают два существенных этапа формирования древнейшей континентальной коры: раннеархейский и архейско-раннепротерозойский. Каждому из этих этапов, вероятно, свойственны свои офиолитовые ассоциации и супракраустальные образования.

О природе отражающей поверхности K_2 высказаны различные представления. В. Б. Соллогуб, О. М. Харитонов и А. В. Чекунов [212], впервые выделившие и назвавшие эту поверхность, полагают, что она унаследована от лунной стадии развития Земли. По их мнению, на этой поверхности отлагался материал первичного осадочного слоя. Последующие процессы гранитизации охватили первичный слой и подстилающую часть лунного протофундамент. Такая концепция представляется правдоподобной, хотя до сих пор нигде не обнаружены базальтоиды, достигающие лунного возраста. Вместе с тем поверхность K_2 может иметь историческое значение как важнейший реликтовый горизонт. Но может быть, он представляет собой поверхность первичной океанской коры, тоже некогда сложенной базальтами. В этом случае поверхность K_2 может быть истолкована в качестве протофундамента — кровли протоконтинентального слоя.

В то же время трудно допустить, чтобы поверхность протоконтинентальной коры была столь выдержана и слабо расчленена. Возможно, появление этой поверхности связано с фазовыми переходами, отвечающими разделу между минеральными ассоциациями разных пород. Не исключено, что в данном случае рассматриваемая поверхность разделяет породы с различными минеральными парагенезисами, и, следовательно, выражает смену пород с разными плотностями и упругими свойствами. Из этого допущения вытекает ряд других предположений. В таком случае речь идет о разделе между породами гранулитовой фации метаморфизма, свойственным гранито-базитовому слою, и породами амфиболитовой фации, присущими гранитовому слою. Смена минеральных ассоциаций отрезает определенным изотермическим условиям.

В процессе гранитизации как бы произошло размежевание состава пород земной коры. Гранитные расплавы, судя по экспериментальным данным [240], формируются в присутствии воды в температурном интервале 680—740 °C и давлениях около 200 МПа. В гранито-базитовом слое сформировались породы гранулитовой фации метаморфизма, которой отвечают, по тем же данным, температуры 700—1000 °C, давления свыше 500 МПа и «сухие» условия [30, 155]. Породы гранулитовой фации отдельными «островами»

стречаются и в гранитовом слое, а в гранито-базитовом они, вероятно, развиты повсеместно. Поэтому, возможно, поверхность K_2 отделяет гранитизированные породы от существенно дегранитизированных, являющихся остаточными. К ним могут быть отнесены кинцититы или другие существенно пироксеновые породы, из которых вынесены гранитофильные элементы.

Такие условия образования поверхности K_2 весьма отдаленно напоминают выдержанную поверхность, известную в океанской земной коре. Там она отвечает изотерме 500°C , на которой происходит в присутствии воды минеральный фазовый переход оливина в серпентин, влекущий за собой образование серпентинитов по перидотитам и соответственно «перемещение» в глубь раздела Мохо.

Приведенные данные относятся в основном к земной коре Украинского щита. В Воронежском выступе, по данным профиля ГСЗ Купянск — Липецк [224], к гранито-базитовому слою относится слой, скорости продольных волн в котором составляют $6,43\text{—}6,5$ км/с. В этом слое (на глубинах $15\text{—}30$ км) породы гранулитовой фации предполагаются лишь в его нижней части, поскольку выше отмечаются скорости, присущие породам низкотемпературных фаций метаморфизма. Однако сопоставление геофизических данных по Воронежскому выступу фундамента и Украинскому щиту встречает трудности. В литературе по этим регионам приняты различные скорости волн при выделении и интерпретации сейсмических поверхностей и разделов. Только для раздела Мохо приняты определенные критические скорости распространения упругих колебаний.

Состав базитового — нижнего слоя коры и ультрамафитового слоя верхней мантии

Глубина подошвы базитового слоя — раздела Мохо — $40\text{—}60$ км на Украинском щите. Пластовые скорости $6,8\text{—}7,0$ км/с. На Воронежском выступе глубина до разреза Мохо составляет около 50 км. Помимо так называемого базальтового слоя со скоростями $6,5\text{—}7,1$ км с здесь выделяется также высокоградиентный слой между «базальтовым» слоем и разделом Мохо со скоростями $7,1\text{—}8,0$ км/с. Мощность слоя около 10 км [224].

Подчеркнем несколько обстоятельств, позволяющих прогнозировать состав базитового слоя. Прежде всего, этот состав идентичен составу пород в океанской коре, по которым также имеются данные ГСЗ. Породы, лежащие выше серпентинизированных перидотитов третьего слоя океанской коры подняты с помощью драг. Они представлены габброидами, чередующимися с ультрабазитами. Сейсмические скорости в этом слое океанской коры соответствуют «базальтовым».

В базитовом слое континентальной коры не проявлены процессы гранитизации — для него не получены скорости, отвечающие гранитоидам. В этом слое по аналогии с океанской корой и с учетом сейсмических скоростей скорее всего господствуют серпентинизированные ультрабазиты.

В океанской коре сейсмические скорости около 8 км/с относят к разделу Мохо. Они отвечают перидотитам, незатронутым или слабо затронутым процессами серпентинизации.

Минеральные парагенезисы перидотитов форстерит — диопсид — энстатит — шпинель — магнетит устойчивы при всех возможных термодинамических условиях земной коры и прилегающей части верхней мантии, поэтому в самой глубокой части земной коры не происходят процессы гранитизации.

Судя по аллохтонным офиолитовым ассоциациям, встреченным в складчатых областях на континентах, выше перидотитов, отвечающих разделу Мохо, залегают породы полосчатого комплекса. Скорее всего можно допустить, что метаморфические аналоги именно этого комплекса залегают в базитовом слое. Ныне они, возможно, представлены гранат-пироксеновыми породами, эклогитами и главным образом разуплотненными ультрабазитами.

Из сказанного следует вывод, что базитовый слой, вероятно, представляет собой в основном разуплотненные породы, присущие верхней мантии,

и никогда на земную поверхность не выходил. Он образовался вследствие «миграции» раздела Мохо вглубь по мере серпентинизации и разуплотнения перидотитов. Следовательно, можно полагать, что в базитовом слое, называемом обычно базальтовым, вероятно, нет подлинных базальтов, поскольку последние являются излившимися породами.

Основные магмы, из которых образовались габброиды, базальты в виде серии параллельных даек, присущих полосчатому комплексу, а также базальты вышележащих гранитового и промежуточного слоев земной коры были выплавлены из перидотитов верхней мантии. Кровля астеносферного слоя, внутри которого происходило выплавление базальтовой магмы, в раннем докембрии располагалось значительно выше, чем ныне. В рифтовых зонах она, вероятно, приближалась к подошве земной коры.

Ультрамафитовый слой верхней мантии выделяется ниже раздела Мохо, имеющего граничные скорости 8,0—8,2 км/с. Этот раздел залегает на глубинах 35—60 км и выявлен практически на всех профилях в пределах Украинского и Балтийского щитов, а также на Белорусском и Воронежском выступах фундамента и за их пределами.

Породы верхней мантии — гарцбургиты, лерцолиты и дуниты кое-где обнаружены на океанском дне в желобах трансформных разломов. Последние пересекают осевые рифты срединно-океанских хребтов. Примером может служить трансформный разлом Оуэн в северо-западной части Индийского океана. Вдоль этого разлома на дне океана обнажены лерцолиты верхней мантии.

Породы мантии континентов, судя по аллохтонным офиолитовым ассоциациям, в которых нижний комплекс образован перидотитами, возможно, представляют собой тектонические отторженцы из верхней мантии.

Отмеченные значения сейсмических скоростей, полученные по многочисленным данным ГСЗ на Восточно-Европейской платформе, экспериментальные и другие данные подтверждают ультрамафитовый состав верхней мантии на докембрийских платформах.

На рис. 12 в качестве примера строения земной коры дорифейского фундамента приведен разрез земной коры центральной части Украинского щита.

Стадии образования ранней континентальной коры и железисто-кремнистых формаций

Из предыдущего материала следует, что в раннем докембрии только два верхних слоя земной коры формировались в результате воздействия эндогенных и экзогенных факторов, тогда как третий, базитовый, слой, вероятно, представляет собой разуплотненную верхнюю мантию вследствие серпентинизации ультрабазитов. По-видимому, этот процесс был длительным и, возможно, протекал по мере поднятия и денудации докембрийских щитов в протерозое и отчасти в фанерозое (см. табл. 1).

Верхние два слоя континентальной коры образовались в основном в итоге преобразования океанской коры. Важнейшую роль в этом играли процессы гранитизации. В гранито-зеленокаменных областях образование архейских плагиогранитов происходило в результате магматического замещения базальтоидов, а огромные массы более молодых существенно микроклиновых гранитоидов возникли путем замещения осадочных и вулканогенных формаций в нижнем протерозое.

Гранитоиды образовались в основном на стадии сжатия и столкновения. При этом архейские гранитоиды формировались путем привноса дефицитных оксидов щелочных металлов и кремнезема, заимствованных из осадков океанской коры в зонах поддвига плит либо в зонах сжатия, охватывавшего рифтогенные области. И в последних зонах необходимые для образования гранитов щелочи, кремнезем и вода заимствовались из океанской коры и подстилающей ее части литосферы.

Выделяется несколько главных дорифейских событий, приведших к становлению земной коры древних платформ:

1. Возникновение протоконтинентального гранито-метаморфического слоя путем замещения первичной океанской коры в интервале времени 3800—3500 млн лет назад.

2. Раскол протоконтинентальных массивов, образование архейских рифтогенных областей, на месте которых начали формироваться гранито-зеленокаменные области Среднего Приднепровья, Воронежского выступа, Западной Карелии и др. (около 3500 млн лет назад).

3. Процессы сжатия, сопровождавшиеся формированием гранито-гнейсовых куполов. Скучивание в зонах поглощения плит, образование надвигов и утолщение коры. Закрытие гранито-зеленокаменных областей. Происходило объединение первичных континентальных массивов в результате образования материковой коры в разделяющих их рифтогенных бассейнах (3500—2800 млн лет).

4. Образование краевых кордильер типа Белгород-Михайловской (КМА) и Криворожско-Кременчугской (Украинский щит) с древнейшими краевыми прогибами и грубоэрированными отложениями типа моласс.

5. Последующий рост континентальной коры в вертикальном и латеральном направлениях в связи с процессами гранитизации. Формирование зрелой континентальной коры (2700—1700 млн лет).

На фоне этих основных событий можно наметить этапы образования железисто-кремнистых формаций в земной коре Восточно-Европейской платформы:

а) образование архейских вулканогенных железисто-кремнистых формаций, ассоциирующихся с метабазами, на рифтогенной стадии в гранито-зеленокаменных областях;

б) образование архейско-нижнепротерозойских железисто-кремнистых формаций, ассоциирующих со средними и кислыми эффузивами, на стадии сжатия гранито-зеленокаменных областей;

в) возникновение нижнепротерозойских важнейших осадочных железисто-кремнистых формаций в краевых прогибах типа Криворожско-Кременчугского на Украинском щите и Белгород-Михайловского на Воронежском выступе;

г) отложение кластогенных железисто-кремнистых формаций — продуктов размытия предшествовавших хемогенных железисто-кремнистых формаций на послейверсионных стадиях в краевых и внешних зонах на Балтийском и Украинском щитах, а также на Воронежском выступе.

Часть II.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Глава 7

УКРАИНСКИЙ ЩИТ

Рельеф дорифейского фундамента и тектоническое районирование

Украинский щит — выдающийся структурный элемент Восточно-Европейской платформы. Его территория имеет площадь около 250 000 км². Он является горстовым поднятием кристаллического фундамента, вытянутым в юго-восточном направлении вдоль правого берега р. Днепр. В районе г. Запорожье оно переходит на левый берег р. Днепр. Общее простирание щита и его контуры определяются ограничивающими разломами. Обособление щита в виде горста происходило в основном в палеозое, в соответствии с возрастом обрамляющих разломов. Они ограничивают склоны щита, примерно, на глубине 500 м и местами больше от дневной поверхности. Крупные разломы отделяют фундамент щита от смежных с ним Днепровско-Донецкой впадины, Донбасса, Припятского прогиба и Причерноморской впадины. Во внутренней структуре щита неизвестны складчатые или разрывные структуры палеозойского возраста. Фактически почти весь он сложен дорифейскими образованиями.

На рис. 13, 14, отражающих тектоническое районирование, поверхность фундамента залегает на глубинах около 300 м. Затем следуют склоны щита, где в сравнительно неширокой зоне эти глубины возрастают до 500 м. Против железорудной области Большого Кривого Рога на северном погружении фундамента ширина склона при углублении от 200 до 500 м равна всего лишь 10—12 км. Южное погружение значительно положе и соответствующая ширина склона составляет 20—25 км. Углы погружения склонов варьируют от 1 до 3°, однако далее на север и на юг крутизна склонов увеличивается, и затем они ступенчато обрываются с приближением к грабам Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин. В первом из них максимальная глубина залегания дорифейского фундамента превышает 20 км.

В основу тектонического районирования дорифейского фундамента Украинского щита положены следующие важнейшие критерии: наличие блоков первого ранга (мегаблоков), ограниченных наиболее крупными разломами, проявляющими себя в глубинном строении земной коры; наличие характерных комплексов формационных типов, их размещение в мегаблоках и возрастные соотношения; характер типов складчатости, свойственных мегаблокам; особенности магнитного и гравитационного полей и связь их с определенными группами геологических формаций, свойственных мегаблокам.

В результате выделены следующие мегаблоки с запада на восток (см. рис. 14): Волыно-Подольский, Белоцерковско-Одесский, Кировоградский, Приднепровский и Приазовский. В пределах этих мегаблоков выделены разломы и блоки последующих рангов. Среди них особенно характерны линейно-вытянутые блоки — зоны, располагающиеся в краевых частях мегаблоков и тяготеющие к их границам. Мы назвали их промежуточными зонами. Это Побужская, Западно-Ингулецкая и Орехово-Павлоградская зоны.

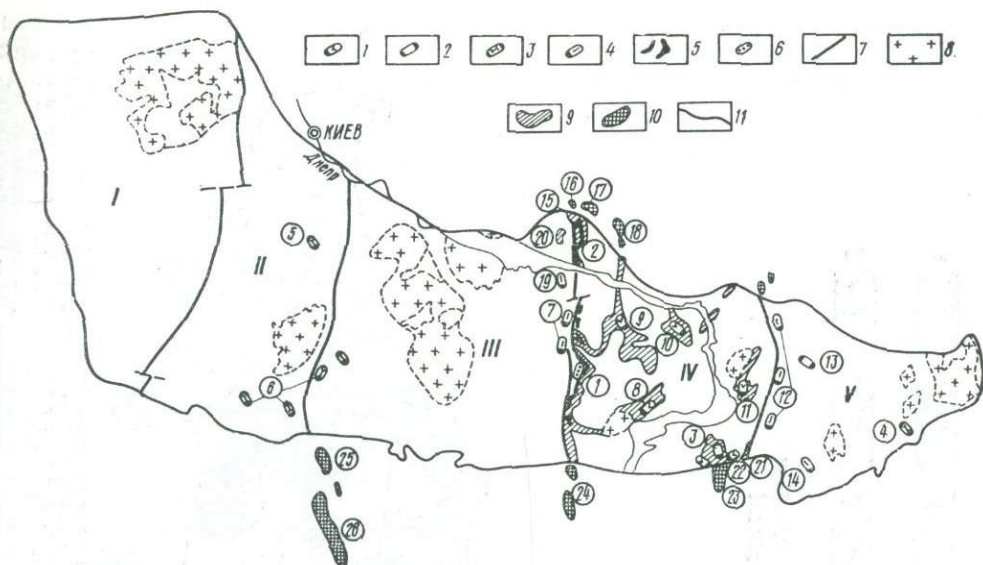


Рис. 13. Схема размещения железисто-кремнистых формаций на Украинском щите.

Тектонотипы железисто-кремнистых формаций, сформированные на океанской коре: 1 — железисто-кремнисто-метабазитовый (верховцевско-чертомлыкский), 2 — железисто-кремнисто-кератофировый (белозерский), 3 — железисто-кремнисто-эулизитовый (побужско-мариупольский); сформированные на континентальной коре: 4 — железисто-кремнисто-гнейсовый (орехово-павлоградский), 5 — железисто-кремнисто-сланцевый (криворожско-курский), 6 — железисто-кремнисто-кластогенный (фрунзенско-ятулийский); 7 — глубинные разломы, отделяющие мегаблоки; 8 — крупные массивы гранитоидов; 9 — зеленокаменные пояса; 10 — магнитные аномалии; 11 — контур щита по изолинии поверхности фундамента на глубине 300 м. Мегаблоки: I — Вольно-Подольский, II — Белоцерковско-Одесский, III — Кировоградский, IV — Приднепровский, V — Приазовский; железорудные бассейны и месторождения (цифры в кружках): 1 — Криворожский бассейн, 2 — Кременчугское, 3 — Белозерское, 4 — Мариупольское; железорудные районы: 5 — Володарский, 6 — Побужский, 7 — Западно-Ингулецкий, 8 — Чертомлыкский, 9 — Верховцевский, 10 — Сурский, 11 — Конкский, 12 — Орехово-Павлоградский, 13 — Гуляйпольский (вулканогенно-рифтогенный), 14 — Западно-Приазовский; интенсивные магнитные аномалии: 15 — Кременчугская, 16 — Хорольская, 17 — Толоко-Поднянская, 18 — Кобелякская, 19 — Успенская, 20 — Омельняко-Ламанская, 21 — Павлоградская, 22 — Таврические, 23 — Веселянская, 24 — Херсонские, 25 — Ананьевская, 26 — Одесская

Крупнейшими на Украинском щите глубинными разломами, разделяющими мегаблоки, являются: Немировский, Тальновский, Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский. К этим разломам с внешних сторон примыкают промежуточные зоны.

Среди мегаблоков выделяются две группы. Первая из них включает в себя Приднепровский и Белоцерковско-Одесский мегаблоки, а вторая — Вольно-Подольский, Кировоградский и Приазовский. В мегаблоках первой группы развиты формации, свойственные обычно геосинклинальным зонам: спилито-диабазовая, кварц-кератофировая, железисто-кремнистая, лагунно-карбонатная и молассовая. Для них характерны зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая метаморфические фации. В таком виде они представлены в геосинклинальной системе Большого Кривого Рога. В Белоцерковско-Одесском мегаблоке эти формации выражены фрагментарно, к тому же в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизма. К ним относятся гранат-биотитовые и пироксеновые гнейсы, доломитовые мраморы и кальцифиры, амфиболиты, пироксен-магнетитовые кварциты. Корреляция этих глубокометаморфизованных литологических формаций с формациями Большого Кривого Рога является дискуссионной. Однако в обоих мегаблоках группы совокупность формационных типов и магматических интрузивных пород указывает на их геосинклинальную природу. Поэтому Приднепровский и Белоцерковско-Одесский мегаблоки называют еще протогеосинклинальными.

В отличие от первой вторую группу мегаблоков именуют протоплатформенными, поскольку в них руководящее значение имеют сравнительно поздние формации: гранитоидная щелочная, гранитов рапакиви, существенно кальцевых гранитов и малых интрузий — в основном диабазовых даек и

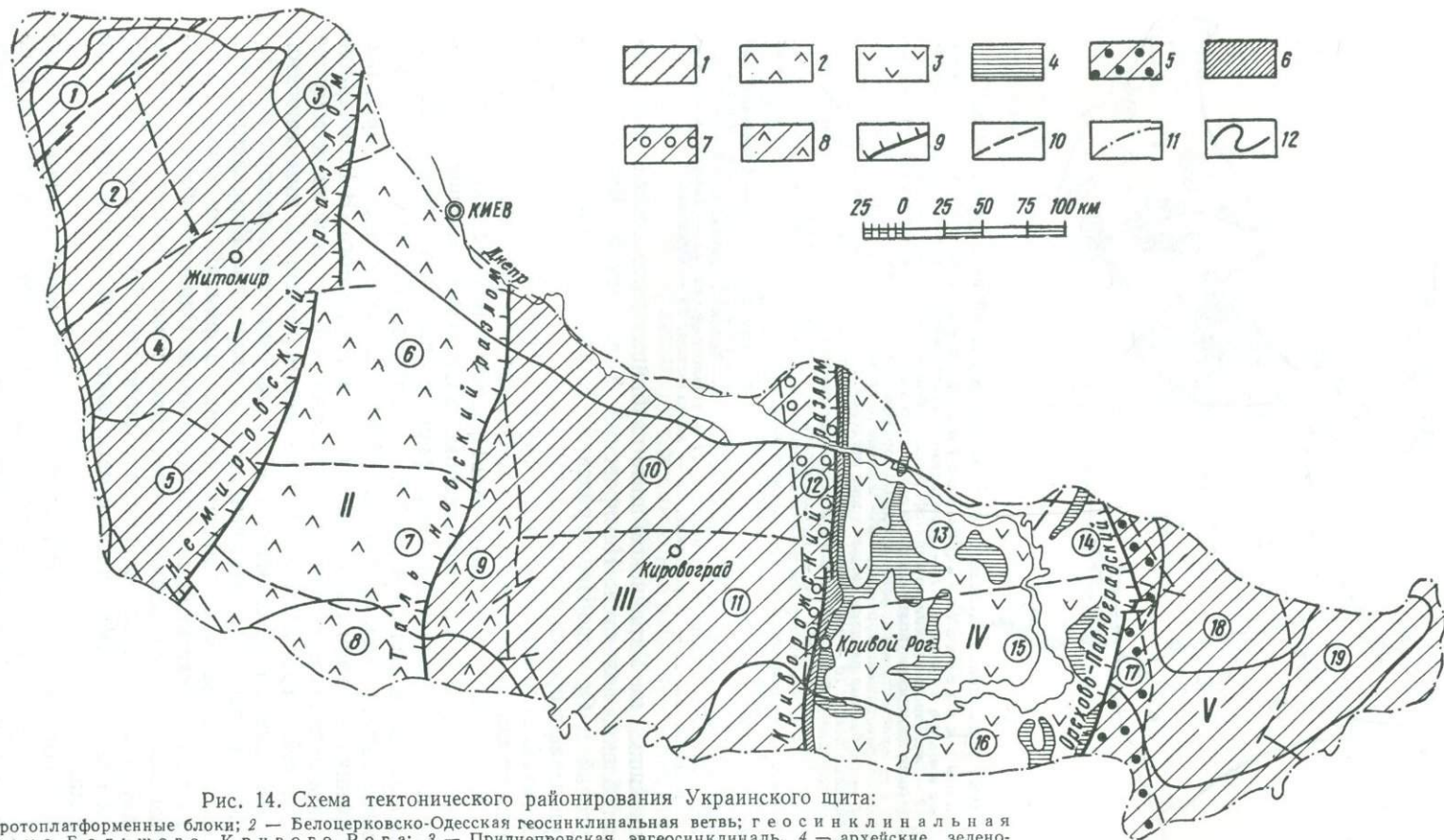


Рис. 14. Схема тектонического районирования Украинского щита:

1 — протоплатформенные блоки; 2 — Белоцерковско-Одесская геосинклинальная ветвь; геосинклинальная система Большого Кривого Рога; 3 — Приднепровская эвгеосинклиналь; 4 — архейские зелено-каменные пояса; 5 — Орехово-Павлоградская промежуточная зона; Криворожско-Кременчугский краевой прогиб и его элементы; 6 — Криворожская внутренняя зона; 7 — Западно-Ингулецкая (промежуточная) зона; 8 — Побужская промежуточная зона; 9 — глубинные разломы, разделяющие мегаблоки; 10 — глубинные разломы, разделяющие блоки последующего порядка; 11 — контур Украинского щита по изолинии кровли кристаллических пород на глубине 300 м; 12 — контур Украинского щита по выходам кристаллических пород. Мегаблоки (тектонические элементы первого порядка): I — Воляно-Подольский, II — Белоцерковско-Одесский, III — Кировоградский, IV — Приднепровский, V — Приазовский; блоки последующих порядков (цифры в кружках): 1 — Осницкий, 2 — Коростенский, 3 — Новоград-Волынский, 4 — Бердичевский, 5 — Винницкий, 6 — Белоцерковский, 7 — Гайсинский, 8 — Гайворонский, 9 — Голованевский, 10 — Корсунский, 11 — Новоукраинский, 12 — Ингулецкий, 13 — Сурско-Верховцевский, 14 — Синельниковский, 15 — Криворожско-Запорожский, 16 — Белозерский, 17 — Орехово-Павлоградский, 18 — Западно-Приазовский, 19 — Восточно-Приазовский

аплитонидных гранитов. Эти формации могут рассматриваться как возникшие при платформенном тектоническом режиме. В отличие от протогеосинклинальных на протоплатформенных мегаблоках почти нигде нет железисто-кремнистых формаций. Лишь на Приазовском блоке известна Мариупольская группа железорудных месторождений (см. рис. 13). Возможно, железистые породы здесь образуют корни протерозойского яруса, уцелевшие в виде фрагментарных синклиналильных и моноклиналильных складок.

Приведенное разделение блоков условно, поскольку протоплатформенные мегаблоки вместе с соседними протогеосинклинальными зонами образуют более крупные тектонические подразделения: геосинклиналильные области и даже геосинклиналильные пояса.

Для протогеосинклинальных мегаблоков характерен глубинный тип складчатости в виде гранито-гнейсовых куполов, валов и межкупольных антиклиналей, особенно для Приднепровского мегаблока и его Криворожско-Кременчугской зоны. Самые крупные купола находятся в Приднепровском мегаблоке, где они отделяют друг от друга зеленокаменные пояса. Таковы Саксаганский купол, достигающий 80 км в поперечнике, и Пятихатский вал, имеющий длину около 140 км.

В протоплатформенных мегаблоках выделяются сложнопостроенные антиклинальные поднятия, занимающие срединные зоны. Это складчатые зоны, образованные массивами гранитов рапакиви, гранитоидами кировоградско-житомирского комплекса на Волыно-Подольском и Кировоградском мегаблоках и гранитоидной щелочной формацией в Приазовском мегаблоке.

Физические поля выделенных групп мегаблоков различны. Так, в магнитном поле резко проявляются протогеосинклинальные мегаблоки в связи с наличием в них высокомагнитных железисто-кремнистых формаций. Для протоплатформенных мегаблоков с резко доминирующими в них гранитоидными формациями характерны пониженные значения интенсивности магнитного поля. Над протоплатформенными мегаблоками наблюдаются региональные гравитационные минимумы. Наиболее крупный минимум фиксируется над Кировоградским мегаблоком в его осевой зоне. Здесь значительную мощность имеет гранитный слой.

Надо отметить, что мегаблоки Украинского щита четко выделяются на магнитных и гравитационных картах. Основополагающие разломы выделяются по гравитационным ступеням, поскольку в тектонических контактах соседствуют породы с различными плотностными данными: биотитовые и роговообманковые гнейсы и гранитоиды; мигматиты и амфиболиты. Амфиболиты отличаются избыточной плотностью около $0,25 \text{ г/см}^3$ по сравнению с гранитоидами. Все протоплатформенные мегаблоки характеризуются малой интенсивностью магнитного поля — чаще менее 300 нТл. Зато в протогеосинклинальных мегаблоках магнитные максимумы, вызванные железисто-кремнистыми формациями, могут достигать десятков тысяч нанотесл.

Выделенные мегаблоки подтверждаются и данными ГСЗ, поскольку разделяющие их разломы приводят к резким перепадам глубин залегания границы Мохо. Мегаблоки, обнаруженные в пределах контура Украинского щита, продолжают за пределы его — в погруженных склонах дорифейского фундамента Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин. Глубинные разломы последующих рангов пересекают мегаблоки, отделяя структурные единицы последующих подразделений (см. рис. 14). Часть этих разломов представляет собой трещинные зоны (например, Суцано-Пержанскую или Девладовскую), которые сопровождаются малыми интрузиями — дайками диабазов, ультрабазитов и других магматических пород.

Ранее уже отмечалось, что мегаблоки Украинского щита представляют собой фрагменты литосферных блоков (плит) раннего докембрия, объединенные в конце архея и раннем протерозое. На стыке мегаблоков их внутренние структуры дисгармонируют, каждый мегаблок имеет свой план и характер складчатости. Весьма наглядно несоответствие стыковавшихся структур Кировоградского и Белоцерковского мегаблоков, с одной стороны, и последнего с Приднепровским — с другой. Внутренние структуры мегаблоков

различаются своими простираниями, а также характером и величиной складчатых форм. Аналогичны соотношения структур Приднепровского и Приазовского мегаблоков вдоль Орехово-Павлоградского разлома. В Приднепровском мегаблоке господствуют крупные, достигающие в поперечнике многих десятков километров гнейсовые купола и междупольные синформы, свойственные гранито-зеленокаменным областям, тогда как примыкающие к этому мегаблоку Западно-Ингулецкая и Орехово-Павлоградская зоны имеют сравнительно небольшие складчатые формы — куполовидные и валобразные антиклинали, измеряемые километрами и первыми десятками километров. Эти зоны не имеют самостоятельного значения, поскольку они входят в состав соответственно Кировоградского и Приазовского мегаблоков. Обе эти зоны представляют собой сложные складчатые сооружения. Их историческая роль состоит в том, что они были активными окраинами протоконтинентов. Там, где они примыкают к Орехово-Павлоградскому и Криворожско-Кременчугскому разломам, вдоль них протягиваются краевые массивы плагиогранитоидов. В целом же Западно-Ингулецкая и Орехово-Павлоградская полосы — буферные зоны, испытавшие на себе столкновение Приднепровского новообразованного субконтинента с Кировоградским и Приазовским протоконтинентальными мегаблоками в архее. Эти буферные зоны отличаются наиболее интенсивной и «густой» складчатостью, по всей вероятности, сопровождающейся пологими надвигами и покровами.

Вместе с тем ряды формационных типов Западно-Ингулецкой и Криворожско-Кременчугской зон, с одной стороны, и смежного с ними Приднепровского мегаблока, с другой, их пространственные и временные соотношения — типичны для геосинклинальных систем. На данном примере структурно-исторических соотношений тектонических элементов можно видеть, что возникновение и развитие геосинклинальных систем, весьма распространенных в фанерозойской истории земной коры, имеют исторические корни в раннем докембрии. Эти соотношения находят подтверждение и с позиций тектоники литосферных плит.

В Приднепровском мегаблоке в зеленокаменных поясах распространены нижние члены геосинклинальных формационных рядов — спилит-диабазовая, кварц-кератофировая и вулканогенные железисто-кремнистые формации, тогда как в Криворожско-Кременчугской зоне развиты нижняя терригенная, железисто-кремнистая осадочные формации и завершающие формации — лагунно-доломитовая и груботерригенная молассовая. Наличие последних формаций указывает на структурно-историческую роль Криворожско-Кременчугской и Западно-Ингулецкой зон в процессе формирования внутренней и внешней зон раннепротерозойского краевого прогиба.

Породы указанных формационных типов с их реально наблюдаемой геосинклинальной последовательностью метаморфизованы обычно в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях. В Белоцерковско-Одесском мегаблоке подобные формации представлены в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизма.

В протоплатформенных мегаблоках древнейшими породами среди полей мигматитов являются плагиогранитоиды. В районе с. Шевченково (р. Обиточная) возраст цирконов в таких гранитах достигает 3570 млн лет [268].

К настоящему времени все еще не хватает фактических данных, в частности изотопных дат, которые позволили бы однозначно определить время формирования каждого из выделенных мегаблоков. На нынешнем этапе их познания можно достаточно определенно сказать, что они развивались автономно. Можно предполагать, что протоплатформенные мегаблоки в качестве протоконтинентальных массивов начали формироваться одновременно в раннем архее. Однако в конце раннего протерозоя, по крайней мере после образования кировоградско-житомирского комплекса гранитов (около 1800 млн лет назад), они испытали тектоно-магматическую активизацию. Соответственно все более поздние образования — коростенский комплекс гранитов рапакиви с основными породами, приазовский гранитоидно-щелочной комп-

лекс, овручская серия, пержанские субщелочные гранитоиды — должны быть отнесены к эпохе древнейшей тектоно-магматической активизации (протоактивизации). Все эти образования моложе заключительной геосинклинальной формации — нижнепротерозойской молассовой формации Криворожско-Кременчугской зоны.

Реликтовые структуры Приднепровского мегаблока начали формироваться в итоге раскола Кировоградско-Приазовского протоконтинентального массива. Здесь возник рифтогенный морской бассейн, примерно, 3500 млн лет назад. Его осевая спрединговая зона, по всей вероятности, находилась в районе нынешней Сурской синклинали. Этот бассейн можно условно назвать морем Славутич по древнему названию реки Днепр. На рифтогенной стадии сформировалась почти трехкилометровая толща базальтов с подчиненными ультрабазитами и железистыми кварцитами. Они слагают нижнюю (конкскую) свиту конкско-верховцевской серии. Все остальные образования этой и вышележащей белозерской серий возникли на стадии сжатия, охватившей область зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья. Эта стадия завершилась появлением плагиогранитов и затем микроклиновых гранитоидов. Она определяет время образования складчатой структуры и консолидации земной коры на месте Приднепровского мегаблока и объединение возникшей континентальной земной коры с Кировоградским и Приазовским протоконтинентами. Последующие движения, но уже в раннем протерозое, охватили только краевые зоны Приднепровского блока.

Остается проблематичной корреляция стратиграфических подразделений между мегаблоками, поскольку те или иные геологические формации не связаны взаимопереходами и отличаются фациями метаморфизма. Эти отличия могут возникнуть также вследствие различной глубины денудационного среза мегаблоков.

Складчатые формы, контролирующие размещение железисто-кремнистых формаций

Железисто-кремнистые формации, представляющие собой обогащаемые железные руды, участвуют в складчатости наряду со всеми другими докембрийскими формациями. Это целиком относится и к богатым железным рудам, поскольку они входят в состав железисто-кремнистых формаций. Следовательно, складчатость контролирует пространственное размещение и условия залегания железорудных тел.

Но прежде всего отметим складчатость высшего ранга, свойственную некоторым мегаблокам, вмещающим железисто-кремнистые формации. В первую очередь следует выделить Приднепровский мегаблок, к которому приурочены крупнейшие железорудные районы и месторождения железных руд Украинского щита, в том числе Криворожский и Кременчугский железорудные бассейны.

Приднепровский мегаблок, имеющий ширину около 180 км и протягивающийся субмеридионально, не только участвует в строении Украинского щита, но и продолжается в его погруженных склонах в стороны Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин. Строение мегаблока в целом антиклинорное. Его называют еще Приднепровским мегантиклинорием. Он состоит из ряда структурно-формационных складчатых зон, вытянутых субмеридионально. Западные из них — Криворожско-Кременчугская синклинорная зона и Пятихатско-Саксаганское антиклинальное поднятие имеют преимущественно западное падение слоистости, восточные — Белозерско-Конкская зона и смежное Камышевахское поднятие — главным образом восточное падение.

Верховцевско-Чертотмыльская и Сурская зоны тяготеют к сводовой части Приднепровского мегантиклинория, поэтому здесь в его срединной части крылья складок более симметричны и часто имеют вертикальное залегание. Слон железисто-кремнистых формаций и находящиеся среди них богатые

маритовые, магнетитовые и другие руды Криворожско-Кременчугской зоны на протяжении 250 км обычно круто падают на запад, тогда как железорудные тела Конкской и Белозерской структур падают преимущественно на восток. Все это относится к рудным поясам, и к отдельным рудным телам.

Залегание железистых слоев и разделяющих их силикатных прослоев, как и горизонтов железорудных пород и разделяющих их сланцевых горизонтов, в каждом отдельном случае соответствует залеганию вмещающих пород и их складчатой структуре. Однако необходимо иметь в виду, что железистые породы вследствие глубокого денудационного среза уцелели в основном в синклиналиях складках или в моноклиналях. Как правило, железорудные породы отсутствуют в смежных антиформах, поскольку последние эродированы и сложены в основном гранитоидами.

Складчатые структуры Большого Кривого Рога и других железорудных районов Украинского щита подробно охарактеризованы в многочисленной литературе, в том числе и в наших работах [14, 102, 103, 105, 196, 200]. Здесь же рассмотрены лишь характерные черты складчатости в районах развития железисто-кремнистых формаций.

На докембрийских щитах в отличие от горных складчатых сооружений четко выступает прямая генетическая связь между складчатостью, гранитоидным магматизмом и метаморфизмом. Для докембрийского фундамента весьма характерен так называемый глубинный тип складчатости — гранито-гнейсовые купола и межкупольные синклинали и моноклинали. На Украинском щите гранито-гнейсы принято называть мигматитами, поскольку в них часто встречаются останцы замещенного субстрата. Мигматитовые купола и разделяющие их синклиналиальные формы — типичные структуры докембрийской складчатости. Они свойственны всем докембрийским щитам и платформам. Имеются детальные описания этой складчатости и причин ее образования [20, 102, 111]. Приведем лишь необходимые примеры. Классическими представителями этой складчатости на Приднепровском мегаблоке являются Саксаганский и Демурицкий гранито-гнейсовые купола и Пятихатский гранито-гнейсовый вал (рис. 15). Они ограничивают с востока Криворожско-Кременчугскую зону, а с запада ее ограничивают Ингулецкий вал, малые купола Западно-Ингулецкой полосы и Омельникский вал, примыкающие к Криворожскому и Галещинскому синклиноориям. Криворожский синклинорий, Анновская моноклинали, Желтореченская синклинали и другие складчатые формы, вмещающие железорудные месторождения, — типичные межкупольные складки, облекающие гранито-гнейсовые купола и валы. Все они формировались синхронно. В синклинориях и моноклиналях породы всегда падают в стороны от купола, за редким исключением, когда они подвернуты под него (например, местами в Широковской моноклинали).

Необходимо иметь в виду, что процессы гранитизации, плавления и формирования гранитных тел совершаются в условиях амфиболитовой фации метаморфизма — при температурах около 600—700 °С, давлениях около $2\text{—}3 \cdot 10^2$ МПа. В архее и протерозое такие условия отвечали глубинам в земной коре 5—15 км. Современные гранитные тела — результат последующей денудации. Эти массивы гранитоидов и являлись магматическими очагами в раннем докембрии.

Докембрийская складчатость фундамента, классически представленная в Приднепровском мегаблоке, образуется в результате инверсии плотностей, вызванной гранитоидным магматизмом или метаморфизмом. Поэтому эпохи образования гранитоидных тел и метаморфизма являются вместе с тем эпохами складчатости. Механизм формирования складчатости в грубых чертах объясняется следующим образом. Вследствие разогрева осадочных или ранее метаморфизованных пород (в том числе и ранее созданных гранитных тел) происходит изменение их объема. То же может происходить при метаморфизме в связи с потерей воды или фазовыми переходами, например в связи со сменой минерального состава. Разогрев совершается гранитизирующими растворами или флюидами. Они привносят также недостающие для образования гранитов компоненты: воду, кремнекислоту, особенно щелочи,

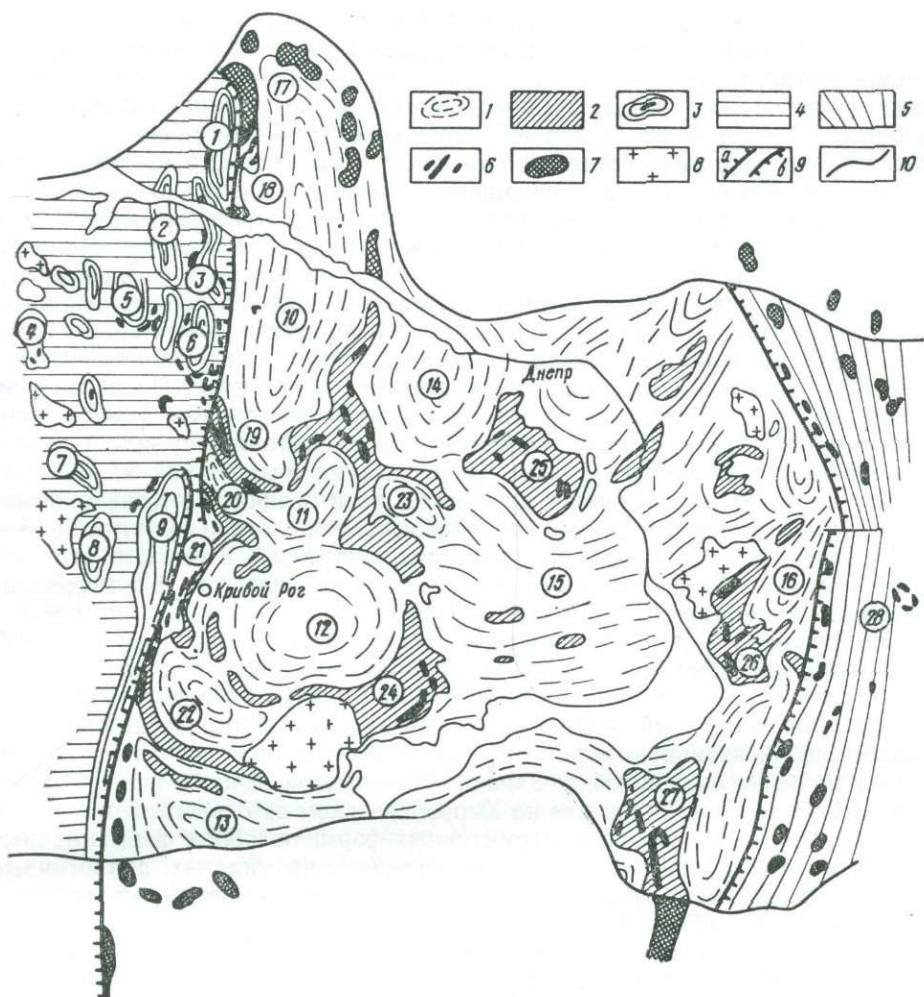


Рис. 15. Складчатые формы в центральной части Украинского щита:

1 — антиклинальные формы — гранито-гнейсовые купола, разделяющие зеленокаменные пояса в Приднепровском мегантиклинории; 2 — синклинали и моноклиналильные формы, образующие зеленокаменные пояса; 3 — гранито-гнейсовые купола в Западно-Ингулецкой зоне; 4 — преимущественно нижнепротерозойские породы, слагающие синклинали и моноклинали Западно-Ингулецкой зоны; 5 — преимущественно линейные складки в Орехово-Павлоградской зоне; 6 — железисто-кремнистые формации; 7 — магнитные аномалии; 8 — гранитоиды: а — Криворожско-Кременчугский, б — Орехово-Павлоградский; 9 — глубинные разломы первого ранга (а — Криворожско-Кременчугский, б — Орехово-Павлоградский); 10 — условная граница Украинского щита; гранито-гнейсовые купола и валы (цифры в кружках): 1 — Омельникский, 2 — Кременчугский, 3 — Редутский, 4 — Олимпиадовский, 5 — Овнянский, 6 — Зеленовский, 7 — Власовский, 8 — Гуровский, 9 — Ингулецкий, 10 — Пятихатский, 11 — Демурицкий, 12 — Саксаганский, 13 — Южный, 14 — Криничанский, 15 — Запорожское поднятие, 16 — Камышевахский; синклиналильные формы: 17 — Галещинская, 18 — Горшинецкая, 19 — Желтореченская, 20 — Анновская, 21 — Криворожская, 22 — Широковская, 23 — Верховцевская, 24 — Чертомлыкская, 25 — Сурская, 26 — Конкская, 27 — Белозерская, 28 — Гуляйпольская

в частности оксид калия. В итоге гранитизируемые породы «вспучиваются», увеличиваются в объеме и становятся легче тех осадочных или других пород, которые формируют кровлю. Насыщенные летучими гранитоиды всплывают и расплавляют окружающие породы. Этот химический процесс сопровождается механическим воздействием на окружающие породы. Всплывая, гранитоидные массы как бы «расталкивают» их, образуя складчатые формы. При этом возникают ориентированные текстуры, структуры и все виды дифференциальных движений и скольжений в метаморфизируемых боковых породах.

Отмеченные условия образования складчатости фундамента, рассмотренные на примере Приднепровского мегаблока, относятся и к другим железорудным районам Украинского щита: Западно-Ингулецкому, Орехово-Павлоградскому, Белоцерковско-Одесскому и Приазовскому.

Для Западно-Ингулецкой полосы весьма характерны сравнительно малые (8—12 км в поперечнике) гранитоидные купола, если не считать двух весьма протяженных плагиигранитных валов — Ингулецкого и Омельнического, обусловивших вместе с Криворожско-Кременчугским разломом прямолинейность большей части Криворожско-Кременчугской зоны (см. рис. 15). Они протягиваются на многие десятки километров. Железисто-кремнистые формации в рассматриваемой зоне относительно маломощны (обычно измеряются десятками метров), как и все другие формации доорогенной стадии. На сравнительно хорошо изученных Артемовском, Моисеевском и некоторых других участках мощность железорудных чачек едва достигает нескольких десятков метров. Зато мощность послейверсионных толщ пород (биотитовых и графитовых гнейсов, доломитовых мраморов и кварцитов) составляет многие сотни метров. Упомянутые выше гранитоидные валы облекаются железисто-кремнистыми формациями. Последние не полностью окаймляют многие антиклинальные структуры — Зеленовский, Петровский, Марьяновский, Власовский гранито-гнейсовые купола и другие безымянные куполовидные формы. Во всех этих антиформах железистые породы падают в направлениях от купола, но в отличие от Криворожско-Кременчугской зоны, здесь нередко наблюдаются пологие (под углами 15—25°) падения с очень пологими положениями сместителей. Возможно, это вызвано наличием пологих надвигов. Местами породы залегают почти горизонтально, но вблизи гранитоидных ядер куполов залегания всюду крутые.

В отличие от структурно-исторических Криворожско-Кременчугской и Западно-Ингулецкой внешней и внутренней зон краевого прогиба на восточной окраине геосинклинальной системы Большого Кривого Рога имеется лишь внешняя зона — Орехово-Павлоградская. Исторически она представляет собой активную окраину Приазовского микроконтинента. В значительной мере она подобна Западно-Ингулецкой зоне — тоже бывшей активной окраине, развившейся на Кировоградском протоконтиненте. В них много общего: наличие малых структурных форм, подобные формационные ряды и разрезы формаций, в том числе железисто-кремнистых, аналогичные фации метаморфизма — в основном амфиболитовая и отчасти гранулитовая. Однако в Орехово-Павлоградской полосе доминируют линейно-вытянутые структуры и небольшие синклинали и моноклинали: Васиновская, Северо-Терсянская, Новопавловская и другие с относительно маломощными железисто-кремнистыми формациями. Их амфибол-магнетитовые кварциты переслаиваются с гнейсами и редко достигают мощности первых сотен метров. По-видимому, здесь они облекают овальные или полуовальные в плане формы гранитоидов, строение и структура которых недостаточно выявлены.

Складчатые структуры Белоцерковско-Одесского мегаблока достаточно полно освещались в литературе [48, 49, 83, 87, 111, 192, 272, 278 и др.]. Отметим характерные черты этих структур, вмещающих железисто-кремнистые формации, которые отличаются в данном районе высокими ступенями метаморфизма. В пределах мегаблока железистые породы сосредоточены в основном в двух районах — Володарском, представленном группой магнитных аномалий (юго-западная часть Белоцерковского синклинория), и Побужском (Среднем Побужье).

В Володарском районе выделяется ряд рудопроявлений в виде амфибол-пироксен-магнетитовых кварцитов, слагающих синклинальные складки, измеряемые величиной первых километров. Железистые кварциты залегают на крыльях и в замках фрагментарных складок. Таковы собственно Володарское рудопроявление, Рогознянское, Завадовское и др. Северозападнее находится Великолисовецкая синклиналь, в крыле которой среди пород росинско-тикичской серии залегают довольно мощные (до 150 м) и протяженные горизонты магнетитовых кварцитов. Расположенные южнее с. Володарка маломощные рудопроявления тоже приурочены к фрагментам синклинальных складок.

В Побужском районе встречены более крупные железорудные тела и месторождения. Вмещающие структурные складчатые формы следующие:

Голованевский и Бугско-Днестровский синклиории, Синицовский антиклинорий. Железистые пласты, нередко имеющие прерывистое строение, залегают в неполных, оборванных нарушениями синклинальных складках и в моноклиналях, на их крыльях или в ядрах согласно с метабазами, различными гнейсами, кальцифирами, чарнокитами и другими породами. Лучше изучены складки, входящие в состав Голованевского синклинория, где выявлены месторождения промышленного значения. В Бугско-Днестровском синклинории имеются крупные магнитные аномалии — Ананьевская, Фрунзовская и другие, в которых также вскрыты бурением мощные горизонты железистых кварцитов.

В Приазовском мегаблоке выделяется несколько железорудных районов: Западно-Приазовский, Гуляйпольский и Мангушский (Мариупольский). Западно-Приазовские фрагментарные складки и железистые породы в них аналогичны Орехово-Павлоградским. Они возникли в условиях сжатия в пределах активной континентальной окраины.

Гуляйпольская складка имеет синклинальную форму. Горизонты железистых кварцитов, содержащие также пирокластический материал [54], слагают крутые крылья этой складки. Она сравнительно хорошо сохранилась, и форма ее относительно простая. Однако строение замка и отношение ее к смежным антиформам в гранитоидах остается неясным.

Складки, вмещающие железистые кварциты в Мангушском синклинории, весьма напоминают среднепобужские фрагментарные складки. Железистые породы здесь тоже отличаются высокой степенью метаморфизма (в гранулитовой фации). Складчатые структуры этого района были довольно подробно охарактеризованы нами ранее [103]. Структурно-историческая позиция Мангушского синклинория остается во многом проблематичной. Скорее всего, это раннепротерозойская структура, наложенная на древнее протоконтинентальное основание, поскольку в разрезе фрагментарных складок Мариупольской группы железорудных месторождений участвуют характерные для нижнего протерозоя Украинского щита формационные типы — карбонатные породы и графитсодержащие гнейсы.

Основные фазы складчатости. В Большом Кривом Роге, охватывающем Приднепровский блок, в который входят Криворожско-Кременчугская зона и краевые зоны смежных блоков (Западно-Ингулецкая и Орехово-Павлоградская), выявлено несколько региональных эпох, или фаз складчатости. Они распознаются в основном по стратиграфическим и структурным несогласиям. Косвенно орогенические эпохи подтверждаются также наличием базальных конгломератов или груботерригенных толщ, отвечающих в разрезе возрастным уровням отмеченных несогласий.

Наиболее древнее, или первое, несогласие (первая фаза) выражено между новокриворожской свитой и нижней свитой криворожской серии. Это несогласие проявлено в том, что конгломераты, гравелиты и кварцито-песчаники нижней свиты местами (например, в южной части Саксаганской полосы) залегают непосредственно на саксаганских гранитах. Амфиболиты новокриворожской свиты выпадают здесь из разреза. Следовательно, отмеченный стратиграфический перерыв свидетельствует о том, что до отложения нижней скелеватской свиты криворожской серии предшествующие образования конкско-верховцевской серии (и новокриворожской свиты) были собраны в складки и на месте современного Среднего Приднепровья возникло складчатое нагорье. Можно утверждать, что оно образовалось после смены тектонического режима восточнее Криворожской зоны — в пределах внутренней зоны геосинклинальной системы Большого Кривого Рога. Скелеватская груботерригенная толща пород представляет собой продуктты размыва и денудации древнейших возвышенностей, возникших в пределах гранито-зеленокаменной области Приднепровского мегаблока.

Вторая фаза складчатости проявилась после образования скелеватской терригенной (K_1) и саксаганской железорудной (K_2) свит. Эти свиты были собраны в складки, что привело к наращиванию ранее созданной в Среднем Приднепровье возвышенной суши. Проявление этой фазы складчатости

обусловило стратиграфическое и структурное несогласия криворожской серии с вышележащей ингулецкой или фрунзенской серией пород. Первое несогласие заключается в том, что базальные конгломераты и кварцито-песчаники последующей фрунзенской серии в Саксаганском районе залегают на различных стратиграфических уровнях железорудной свиты. Например, базальные терригенные породы фрунзенской серии в районе рудников им. Ленина — «Большевик» залегают на седьмом железистом горизонте, а южнее — на пятом или шестом. Иногда выпадает из разреза и базальный горизонт (на руднике им. Фрунзе).

Структурное несогласие выражается в том, что общее простирание фрунзенской серии в северной части Криворожского бассейна образует острый угол с направлением складчатости железорудной свиты. Саксаганские антиклинали и синклиналь, образующие Криворожский синклиниорий, протягиваются по азимуту около 20° , Восточно-Анновская полоса — по азимуту 340° . Простирание пород фрунзенской серии $350\text{--}360^\circ$. Данные угловые несогласия выявлены при составлении геологической карты Саксаганского района. Но в отдельных выработках или в кернах скважин оно не может быть обнаружено. Следует также отметить, что фрунзенская серия, образовавшаяся в условиях предгорной впадины, приурочена к различным структурным элементам саксаганской железорудной зоны: Лихмановской синклинали, Демуринской антиклинали и крыльям других предшествующих складчатых форм.

Третья фаза складчатости охватила породы фрунзенской серии и еще более осложнила складчатые формы саксаганской железорудной свиты. Эта складчатость была весьма интенсивной. В Саксаганской полосе толщи кварцито-песчаников и конгломератов фрунзенской серии, представляющих древнейшие молассовые образования зоны подножий, имеют весьма крутое падение на запад, местами вертикальное падение. Поэтому между резко дислоцированной саксаганской железорудной свитой и фрунзенской серией, испытавших максимальное сжатие, вряд ли возможно обнаружить угловые несогласия, даже если таковые были на начальных этапах послеинверсионной складчатости.

Общие направления стрессов в обеих фазах складчатости, охвативших железорудную свиту, по-видимому, совпадали. Послеинверсионная фрунзенская серия, залегающая с перерывом и отчасти со структурным несогласием на саксаганской железорудной свите, все же повторяет основные простирание и падение пород в Криворожско-Кременчугской зоне. Следовательно, между двумя складкообразовательными эпохами не произошло сколько-нибудь коренных перестроек структурного плана в этой зоне.

Малые складчатые формы. На фоне главной складчатости в Криворожско-Кременчугской зоне наблюдаются многочисленные складчатые формы последующих рангов, вплоть до затейливой микроскопической складчатости и плейчатости. Особенно обращают на себя внимание поперечные складки и флексурные изгибы с крутостоящими и вертикальными шарнирами. Они наблюдаются на горизонтальных или близких к ним сечениях и срезах в уступах карьеров и в подземных выработках. Ими изобилуют керны скважин. Складчатые формы отражены на крупномасштабных картах и погоризонтальных планах. Подчеркнем, что лучше всего они развиты и проявлены в анизотропной среде железорудной саксаганской свиты. Наиболее крупные формы, образующие так называемые поперечные изгибы и открытые складки, в целом контролируют размещение и условия залегания богатых руд в Криворожском бассейне. Особенно характерны они для джеспилитов и железистых кварцитов пятого железистого горизонта. Большинство этих складок имеет сравнительно небольшие размеры — обычно первые метры или десятки метров. Но особый интерес вызывают изгибы и складки среднего размера — в сотни метров и первые километры. Именно с ними связывается пространственное положение железорудных залежей.

Региональная складчатость и малые складчатые формы. В некоторых работах [197] образование поперечной складчатости в Саксаганской железорудной свите

рудной зоне относится к самостоятельной фазе складчатости, якобы прошедшей после образования главной субмеридиональной складчатости Криворожско-Кременчугской полосы. Согласно таким взглядам, изгибы, повороты и другие поперечные складки, наблюдаемые в плане, формировались в результате смятия ранее созданных меридиональных складчатых форм в железисто-кремнистых породах Криворожского бассейна. Следовательно, допускается, что на меридионально простирающиеся структуры Криворожско-Кременчугской зоны, которые созданы движениями, направленными широтно, воздействовали новые сжимающие движения, направленные меридионально.

Принципиальные расхождения взглядов на условия формирования таких комбинированных узоров заключаются в том, что, по одним представлениям, разнонаправленная складчатость формируется, по крайней мере, на двух этапах или в две фазы складчатости, а по другим — в одну и ту же фазу складчатости [102].

Вопрос этот представляет немалый интерес и заслуживает того, чтобы его рассмотреть более подробно, поскольку речь идет о рудоконтролирующих структурах.

Локализация оруденения в складках второго и других порядков заключается в распределении режимов напряжений и условий возникновения трещин в таких поперечных складчатых формах. В них возникает расслоение на крыльях, происходят сжатие в замках складок, растяжение и образование трещин отрыва на сводовых изгибах. Все это создает повышенную проницаемость и локализацию в складках и изгибах богатых руд. Условия образования и детали строения этих складок довольно подробно освещены в многочисленной литературе [13, 46, 97, 196, 197, 202, 254].

Обычно формирование главной меридиональной складчатости связано с фазами складчатости, предшествующими образованию фрунзенской серии (верхней свиты криворожской серии по прежней стратиграфической номенклатуре), а формирование поперечной складчатости — с фазой, возникшей после отложения пород этой серии. Однако в некоторых работах [13, 197] меридиональная складчатость относится во времени к этапу, наступившему после образования пород верхней серии (свиты), но тогда речь идет об особой, более поздней, фазе, приведшей к формированию поперечных складок и изгибов, контролирующих залежи богатых руд. Иногда отрицается наличие фазы складчатости между средней железорудной свитой и верхней серией (свитой) на основании того, что между ними нет угловых и структурных несогласий [13]. Для доказательства одновременности главной меридиональной и поперечной складчатости малых форм обычно указывают на складки в валунах джеспилитов и в более поздних породах гданцевской свиты [97]. Действительно, это подтверждает многоэтапность формирования малых складчатых форм, но не отвергает представления о таком же многофазном формировании главной меридиональной складчатости в Криворожском бассейне.

Следует допустить, что складчатость различных направлений формировалась синхронно, при этом в каждую эпоху (фазу) ранее созданные складки могли «усиливаться». В структуре железорудной формации Криворожского бассейна нет сколько-нибудь убедительных доказательств пересекающейся складчатости, в которой различные простираения осей сформировались в разные фазы. Складчатость в железистых прослоях и разделяющих сланцах в Криворожском бассейне формировалась чрезвычайно медленно действующими силами, создавшими обстановку, которая имитировала условия пластичной среды. При этом происходили послынное течение материала, его сжатие или растяжение, а также нагнетание «пластического» материала, что можно видеть в замках складок в железистых породах. Сминаемый материал перемещался не только в направлениях стрессов, но и в направлениях, перпендикулярных к ним. В таких случаях на диаграммах тектонитов могут быть узоры, отвечающие скольжению эллипсоида деформаций по круговым сечениям. В итоге на фоне главной складчатости формировались малые складки с вертикально стоящими или круто наклоненными шарнирами.

Такие складки развивались на крыльях региональных структур. Шарниры же последних обычно залегают полого. В Криворожском синклинии шарнир наклонен в северном направлении, что определяет погружение или склонение синклинии в этом направлении. На сингенетичность с ним малых складчатых форм указывает то, что оси последних наклонены преимущественно в том же направлении. Если же допустить, что средние складки, изгибы, флексуры и малые складки образовались в другую фазу, то тогда ранее созданные структуры должны находиться в условиях пластической среды и при этом иметь другие тектонические «очаги», рождавшие по-иному направленные складкообразующие силы. Такой процесс вряд ли возможен.

Итак, вся совокупность складчатости в виде региональных крупных складчатых структур, форм средних размеров, в том числе контролирующей рудные залежи (например, в пятом железистом горизонте), и необыкновенно затейливая микроскладчатость могли формироваться одновременно на протяжении нескольких фаз складчатости.

Складчатость и типы руд. В пределах Большого Кривого Рога имеются различные генетические типы руд, по-разному связанные с процессами складкообразования:

1. Бедные обогащаемые руды — горизонты железистых пород среди железисто-кремнистых формаций. Они возникли на разных этапах архея — раннего протерозоя при седиментации в основном железистых и кремнистых осадков. Эти осадки испытали складкообразовательные движения и были метаморфизованы на рубеже между конкско-верховцевской и криворожской сериями, затем между криворожской и фрунзенской и, наконец, после образования последней.

2. Богатые наиболее древние метасоматические магнетитовые руды, развитые преимущественно на больших глубинах в Саксаганской полосе. Выше переходят в мартитовые руды.

3. Богатые эндогенные существенно магнетитовые руды, сопровождаемые явлениями щелочного метасоматоза. Они характерны для Первомайского и Желтореченского месторождений железных руд и всего Северного Криворожья (Нетесовское, Урсатьевское и отчасти Анновское месторождения). Они возникли после образования верхней (фрунзенской) серии в связи со складчатостью и метаморфизмом, охватившими всю серию. Некоторые данные позволяют предполагать, что эти руды образовались одновременно с рудами второго типа.

4. Богатые руды в низах верхней серии и руды на границе саксаганской свиты и этой серии в древней коре выветривания. Руды обогащены при метаморфизме в процессе складчатости, охватившей верхнюю серию. В значительной мере руды представляют собой метаморфизованную кору выветривания или руды кластогенного происхождения — продукты метаморфизма железистых осадков, накопившихся вследствие размыва пород джеспилитовой формации в Криворожско-Кременчугской зоне и, в частности, Саксаганской полосе.

5. Мартитовые руды, образовавшиеся в условиях линейной глубокой коры выветривания после отложения верхней серии и процессов складчатости и метаморфизма, по-видимому, еще в протерозое. К этой же группе следует отнести и так называемые красковые руды — гидрогётитовые, гётитовые и другие, тоже образовавшиеся и образующиеся ныне в зоне выветривания.

Следует выделить также пористые и полурыхлые породы — сыпучки и «шелестухи» — богатые мартитовые руды, образовавшиеся, вероятно, под воздействием вадозных вод. Вследствие усадки в таких породах возможно образование мелкой складчатости, однако не тектонической, а гравитационной.

Разрывные дислокации и их роль в размещении железисто-кремнистых формаций

Связь железисто-кремнистых формаций с разломами можно проследить на трех уровнях развития структуры Украинского щита: 1) деление щита линеаменами на главные структурно-исторические элементы — мегаблоки,

изначально отличающиеся «железородностью»; 2) палеотектонический контроль заложения структурно-формационных зон, или областей разного порядка, определивших развитие тех или иных железисто-кремнистых формаций или их рядов; 3) преобразование исходных (палеотектонических) соотношений разломами орогенных этапов развития щита, определивших итоговую структуру продуктивных зон, рудных полей и месторождений — их строение на уровне современного эрозионного среза.

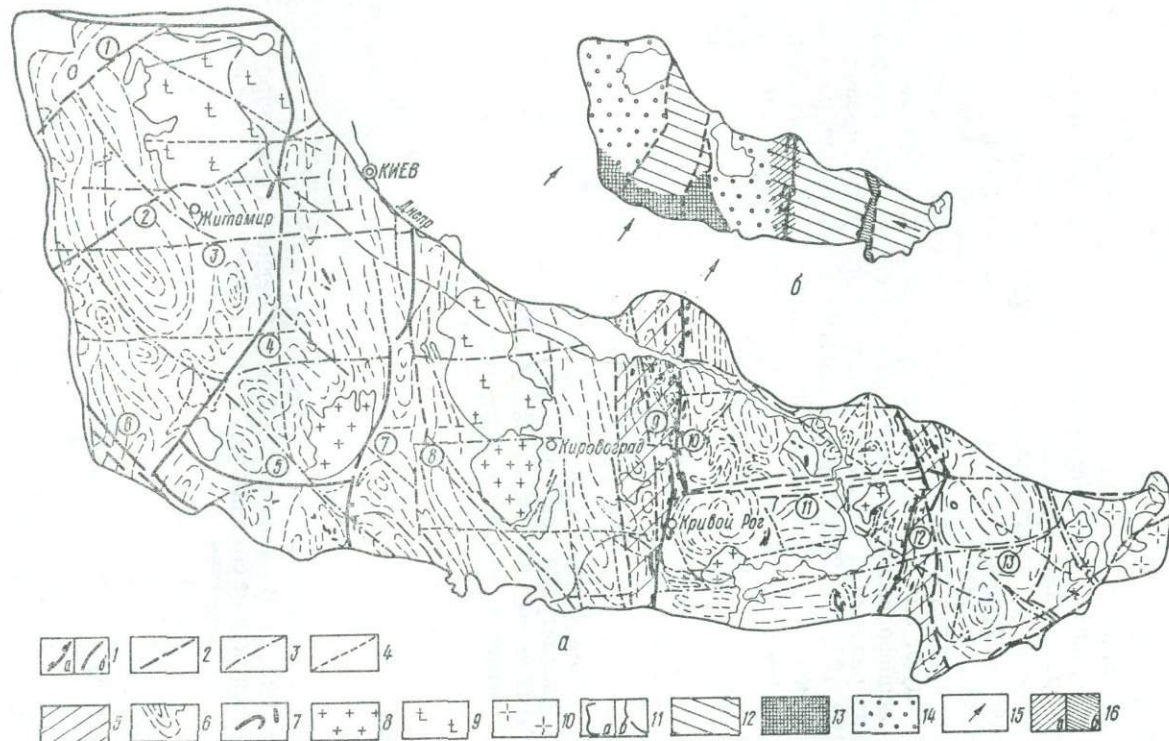
Отметим, что дизъюнктивные нарушения разного уровня контроля железисто-кремнистых формаций зачастую полностью или частично совпадают — наследуют или накладываются друг на друга. При этом наиболее отчетливо расшифровывается последний, орогенный, этап их формирования.

Анализ разломных структур Украинского щита проводился неоднократно [102, 105, 111, 232]. Ниже рассматриваются только разломы, контролирующие железисто-кремнистые формации. Методологическая основа их систематизации — концепция тектоники литосферных плит. На рис. 15 показана геодинамическая интерпретация разломной структуры щита с мобилистских позиций. Из рис. 3, 16 следует, что наиболее широко железисто-кремнистые формации представлены в восточной части щита, главным образом в эпиархейском Приднепровском мегаблоке — гранито-зеленокаменной области. Здесь, в чешуйчатых синклиналиях — фрагментах зеленокаменных поясов — представлены, как известно, осадочно-вулканогенные железисто-кремнистые формации двух типов. Палеотектоническая позиция их рассматривалась при характеристике тектонотипов А1—П (см. гл. 2). У этих формаций связь с разломами первых двух уровней гипотетична. Так, считается, что железисто-кремнистые формации, ассоциирующие с метабазитами, сформировались на архейской океанской коре в обстановке раскрывающегося рифта. По данным ГСЗ [210, 215] и на основе палеотектонических построений, осевая часть палеорифта реконструируется примерно по меридиану Сурской зеленокаменной структуры в центральной части Приднепровского мегаблока. Именно здесь отчетливо выражен подъем раздела М, относительно которого устанавливается дивергентная симметрия структуры зеленокаменных поясов, включающих железисто-кремнистые образования (см. рис. 3). В складчатой области Среднего Приднепровья этот рифт не сохранился, как не сохранились и гипотетические зоны поглощения океанской коры, с развитием которых связываются накопление кварц-кератофиновой (лептитовой) железисто-кремнистой формации и образование синхронных ей гранитондов купольных структур. Сейчас здесь отчетливо проявлены лишь разломы орогенного этапа. К ним относятся довольно крупные разрывы, определяющие чешуйчатое строение всех зеленокаменных структур Среднего Приднепровья и поперечные сбросы и сбросо-сдвиги обычно меньших амплитуд. Особенно характерны продольные надвиги, в результате смещений по которым срезаются и выклиниваются продуктивные горизонты или свиты. Например, Чертомлыкское железорудное месторождение локализовано только в одноименной чешуе юго-восточного крыла сложной Соленовской синклинали. Простираения надвигов, как правило, согласны или субсогласны с направлением складок и, вероятно, формировались одновременно со складчатостью. Наиболее интенсивно дизъюнктивы зеленокаменных поясов проявлены в восточной краевой части мегаблока — Белозерской, Конкской и Дерезоватской структурах. Так, сжатые однокрылые складки Белозерского синклинория сочленяются вдоль Малобелозерского, Западного, Центрального надвигов, амплитуды перемещения по которым оцениваются в несколько километров. Контактующие вдоль разломов части структуры включают железисто-кремнистые формации разных типов или неодинаковой продуктивности.

Таким образом, «аномальная железородность» Приднепровского мегаблока обусловлена формированием континентальной коры за счет океанской, изначально включающей железистые осадки в пределах ее первого слоя. Вероятно, они накапливались в зоне палеоспрединга на геохимических барьерах. Позднее железисто-кремнистые породы образовывались и в

Рис. 16. Разломные структуры фундамента Украинского щита (а) и гипотетические соотношения его главных палеотектонических элементов (б):

1 — глубинные разломы первого ранга, разделяющие геоблоки (а — главные, б — остальные); 2 — глубинные разломы второго ранга, определяющие блокировку внутри мегаблоков; 3 — сквозные разломы; 4 — разломы третьего и более высоких рангов; 5 — пограничные структурно-формационные зоны; 6 — структурные линии; 7 — главные железорудные формации; 8 — крупнейшие массивы; 9 — гранитоидов, 10 — рапакиви-габбро-лабрадоритов, 11 — контуры щита (а — по изолинии кровли кристаллического фундамента на глубинах 300 м, б — по выходам кристаллических пород); 12 — фрагменты окраин эпипротерозойского континента; фрагменты раннепротерозойского островодужного комплекса; 13 — тыловая часть вулканической дуги, 14 — заостроводужные бассейны, 15 — направление позднеархейско-протерозойской конвергенции; 16 — шовные зоны объединенного эпипротерозойского континента (а — островная дуга + континент или ороген кордильерного типа, б — континент + континент). Разломы или зоны разломов (цифры в кружках): 1 — Суцано-Пержанский, 2 — Тетеревский, 3 — Андрушевский, 4 — Немировский, 5 — Прибугский, 6 — Подольская, 7 — Гальновский, 8 — Первомайский, 9 — Ингулецкий, 10 — Криворожский, 11 — Девладовский, 12 — Орехово-Павлоградский, 13 — Конкский



островодужных обстановках. Сохранность специфических формаций архейской гранито-зеленокаменной области объясняется особенностями протерозойской геодинамики Приднепровского мегаблока, преобразованного только в краевых частях (см. рис. 16).

В пограничных зонах западной и восточной частей Приднепровского мегаблока, Западно-Ингулецко-Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской, наиболее отчетливо проявляется связь железисто-кремнистых формаций с разломами. Главными структурными элементами этих зон являются одноименные глубинные разломы. И пограничные зоны, и принадлежавшие им разломы определяют генеральную делимость щита (рис. 16) на три главных структурно-исторических элемента — Западную группу мегаблоков, Приднепровский и Приазовский мегаблоки. В пределах Западной группы мегаблоков (см. рис. 16) железисто-кремнистые формации распространены ограниченно главным образом в южной части. Этому есть объяснение. Палеогеодинамический и палеотектонический анализы строения данной части щита показывают [53, 111], что в пределах западной группы мегаблоков находится тыловая часть глубинного среза протерозойской (с архейским цоколем) вулканической дуги — гранулит-базит-чарнокитовый пояс (заштриховано на рис. 16). Он сложен породами офиолитовой и известково-щелочной ассоциаций, преобразованных в результате метаморфизма и ультраметаморфизма. Смежный на северо-востоке регион рассматривается как заостроводужный прогиб — область накопления флишоидов, в которой железисто-кремнистое осадконакопление подавлялось терригенным. Железисто-кремнистые формации Побужья, принадлежавшие базит-гранулитовым ассоциациям палеодуги, сформировались, как отмечалось при характеристике тектонотипа АIII (см. гл. 2), на океанской и переходной стадиях развития коры. Поэтому предполагается их генетическая связь с палеозонами спрединга и субдукции. Палеозона поглощения океанской коры, вероятно, располагается параллельно реконструированной дуге, к юго-западу от нее за пределами щита.

Субмеридиональные разломы первого ранга, определяющие общепризнанное деление этой части щита на мегаблоки, сформировались на орогенном этапе. Доорогенные структурные элементы были подчинены генеральной делимости северо-западного направления, которая отражала простое двухэлементное строение региона: вулканическая дуга — заостроводужный прогиб (см. рис. 16). Эту структурную делимость только частично наследуют системы разломов орогенного этапа, разделяющие структуры гранулит-базит-чарнокитового пояса и метафлишоидов Волыно-Подольского и Кировоградского мегаблоков.

Западно-Ингулецко-Криворожско-Кременчугская сутурная зона (область объединения Западной группы мегаблоков и Приднепровского мегаблока). С запада она ограничена Западно-Ингулецким разломом, а с востока — восточным контактом Криворожско-Кременчугской полосы. Каковы палеотектоническая позиция этой важнейшей металлогенической зоны и роль разломов в контроле железисто-кремнистых формаций? После завершения основной складчатости Среднее Приднепровье в позднем архее развивалось как перикратонный бессейн, соответствующий пассивной окраине фрагмента эпипархейского микроконтинента — западной части Приднепровского мегаблока. Как сутурная складчато-надвиговая зона эта область формировалась в протерозое. Какова же роль в этой зоне Криворожского разлома? По этому разлому иногда проводят западную границу Приднепровского мегаблока, что, по-видимому, спорно, так как архейские плагиогранитоиды днепровского комплекса установлены и западнее разлома в Западно-Ингулецкой полосе. В собственно Кировоградском геоблоке такие плагиограниты не известны. Поэтому Криворожский разлом можно считать элементом рассматриваемой пограничной зоны, разделяющим ее на внутреннюю собственно Криворожско-Кременчугскую и внешнюю Западно-Ингулецкую части. Разделение перикратонного палеобассейна на эти части, а возможно, и его расширение на восток за счет внутренней зоны, произошло на

ранних этапах конвергенции литосферных блоков. Видимо, заложение Криворожского разлома и одноименной зоны — реакция передовой части Приднепровского микроконтинента на подвиг океанской коры, завершившийся причленением с запада палеоостроводужной системы. Генеральное, северо-западное направление складчатости в структурах Западной группы мегаблоков указывает на то, что главные сжимающие усилия при конвергенции были направлены на северо-восток. Поэтому заложение Криворожского разлома в меридиональном направлении соответствует общеизвестному принципу эллипсоида деформаций и отвечает предлагаемой модели. Эта гипотеза тем более вероятна, так как, по данным ГСЗ [210], дизъюнктив приурочен к ослабленной зоне Приднепровского мегаблока — границе «толстой» и «тонкой» континентальной коры. Системы конседиментационных надвигов и взбросов, последовательно развившихся вдоль западного приподнятого крыла Криворожско-Кременчугского глубинного разлома, обусловили формирование внутри перикратонного бассейна цепи меридиональных поднятий (Ингулецкий вал и др.). Эти поднятия создали, вероятно, специфические условия защищенного бассейна типа лагуны, ограниченно сообщавшегося с микроокеаном, располагавшимся к западу. В этой внутренней части бассейна и накапливались уникальные продуктивные толщи железисто-кремнистых образований саксаганской свиты. Судя по смене фаций пород разных стратиграфических уровней вплоть до верхов разреза криворожской серии [203], глубинный разлом все это время развивался как конседиментационный.

В геодинамическом отношении рассматриваемая пограничная зона в протерозое, вероятно, развивалась как активная континентальная окраина. Однако проявлена эта геодинамическая обстановка не типично: зона протерозойского магматизма очень узка и не обнаруживает четкой магматической зональности. Магматиты разного состава и геохимической специализации (граниты, гранодиориты, диориты, монзониты), а также гидротермальные щелочные проявления здесь совмещены в одной зоне. Эта особенность активной окраины должна быть связана с аномальными параметрами зоны поглощения океанской коры. Вероятно, зона была очень крутой, что может быть объяснено косым (с юго-запада на северо-восток) по отношению к краю Приднепровского микроконтинента положением зоны субдукции. Поэтому в процессе подвига, видимо, появлялась латеральная составляющая конвергенции, и микроконтинент как бы «проскальзывал» вдоль зоны поглощения.

Возможна и альтернативная трактовка истории геологического развития рассматриваемой пограничной области. Согласно традиционным представлениям о геосинклинальной системе Большого Кривого Рога Криворожско-Кременчугскую и Западно-Ингулецкую зоны в совокупности можно рассматривать как передовой прогиб, причем первая из них — внутренняя, а вторая — внешняя его зоны. Соответственно и формировались они на субконтинентальном основании западной окраины Приднепровского и протоконтинентальном основании Кировоградского мегаблоков. Однако в этом случае архейские плагиигранитоиды, протянувшиеся по восточному краю Западно-Ингулецкой зоны вдоль Криворожско-Кременчугского глубинного разлома, должны относиться к бывшей активной окраине Кировоградского протоконтинента. Тогда эти гранитоиды не следует рассматривать в качестве синхронных и структурных аналогов плагиигранитоидов, разделяющих зеленокаменный пояса в Приднепровском мегаблоке. Поэтому плагииграниты Ингулецкого и Омельнического валов и смежных с ними куполов, возможно, не относятся к плагиигранитоидам днепровского комплекса, не являются его западным продолжением и не входят в гранито-зеленокаменную область Приднепровского мегаблока. Криворожско-Кременчугский глубинный разлом в виде гигантского регионального надвига унаследовал бывшую здесь зону субдукции, закрывшуюся в результате столкновения Приднепровского субконтинента с Кировоградским протоконтинентом. Дальнейший подвиг мог развиваться в итоге так называемой вторичной субдукции или в совокупности с последующим надвигом Кировоградского мегаблока на Приднепровский.

Любая из предложенных трактовок объясняет особенности железисто-кремнистых формаций Западно-Ингулецкой полосы — небольшие мощности, пестрый состав, сопряженность с надвигами и другие, рассмотренные в тектонотипе Б1 на основе моделей активной континентальной окраины и столкновения (см. гл. 2).

В протерозойском орогене западной окраины Приднепровского мегаблока Криворожско-Кременчугский разлом представлен системой продольных и диагональных по отношению к складкам одноименной полосы разрывов, среди которых самым крупным и хорошо изученным является Западный надвиг. Он ограничивает с запада цепь сложных однокрылых синклиналей с западными падениями осевых поверхностей. Надвиг и определяет прямолинейность Криворожско-Кременчугской зоны, а серия падающих на запад сбросов, соединяющихся с ним на глубине, разбивает зону на систему чешуй и клиньев. Характер движений вдоль его сместителей обычно определяют как правые взбросо-сдвиги. Разлом является западной границей распространения продуктивных горизонтов саксаганской свиты.

Орехово-Павлоградская сутурная зона. Представлена системой сжатых линейных складок, сопряженных с серией субпараллельных разломов, среди которых выделяется главный шов, ограничивающий зону с запада. Положение восточного ограничения зоны не достаточно ясно, поскольку супракрустальные образования собственно Орехово-Павлоградской полосы и Приазовского мегаблока вплоть до Корсакского разлома подобны. Как и в Орехово-Павлоградской полосе, в этой части Западного Приазовья субмеридиональные системы линейных складок группируются в сопряженные с разломами зоны второго порядка и отличаются, пожалуй, лишь меньшей степенью сжатия. И Орехово-Павлоградская зона, и ее главный шов состоят из серии ветвей, или звеньев, сочленяющихся под характерными для континентального рифтогенеза углами (около 120°), возможно, свидетельствующими о рифтогенной природе восточной границы Приднепровского мегаблока. Контурные смежного края Приазовского мегаблока, развивавшегося в протерозое как активная континентальная окраина андийского типа [111], подчинены конфигурации сутурного шва — области столкновения Приазовского и Приднепровского мегаблоков. Палеотектоническое значение области, ограниченной Орехово-Павлоградским и Корсакским разломами, состоит в том, что здесь на палеосклонах микроконтинентов (главным образом, Приазовского) среди шельфовых осадков накапливались железисто-кремнистые формации осадочного типа. Геодинамические особенности развития активной континентальной окраины андийского типа — подвиг океанской коры под Приазовский мегаблок и периодическое шарьирование континентальной коры — обусловили структурные и петрологические особенности формирования месторождений железистых кварцитов: сопряженность структур с разломами, среднюю степень метаморфизма и пр., рассмотренные при характеристике тектонотипа Б1 (см. гл. 2). Кроме того, приуроченность железисто-кремнистых формаций к области столкновения микроконтинентов обусловила здесь сочетание железисто-кремнистых формаций, образовавшихся и на континентальной и на океанской коре (Северо-Терсянское, Восточное Новоданиловское, Орловское и другие месторождения и рудопроявления). К востоку от Корсакского разлома, в реконструированном протерозойском вулканогенно-осадочном поясе [111], распространены только вулканогенно-осадочные железисто-кремнистые формации. Они хорошо изучены в Гуляйпольско-Сорокинской структурно-формационной зоне, развивавшейся как рифтогенная структура [54].

Формирование Мариупольских месторождений Центрального Приазовья, приуроченных к гранулит-базит-чарнокитовому комплексу, связывается, как и в Побужье, с проблематичной архейской зоной поглощения, развивавшейся на ранних доандийских этапах становления коры Приазовского мегаблока.

Структура погруженных склонов дорифейского фундамента и закономерности размещения на них железорудных формаций

Склоны Украинского щита рассматриваются как погруженные в сторону Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин поверхности дорифейского кристаллического фундамента [111].

Склоны Украинского щита изучены неравнозначно. Глубокозалегающие части склонов исследованы недостаточно. Имеющиеся сведения опираются в основном на материалы геофизических работ и результаты бурения единичных скважин. Итоги магнитометрических и гравиметрических исследований по северному склону обстоятельно изложены в опубликованных монографиях З. А. Крутиховской и ее соавторов [143, 144]. В приведенной характеристике участков магнитных аномалий использованы фактические данные из этих и других работ. Для освещения структурных связей и сопоставления с хорошо изученными в пределах щита тектонотипами железорудных формаций нами приводятся краткие характеристики отдельных участков, отвечающих магнитным аномалиям на склонах щита.

Границы Украинского щита проводятся по-разному. Одними исследователями за границы принимаются крайние выходы на дневную поверхность кристаллических пород фундамента, другими — различные условные контуры: граница распространения меловых отложений либо трехсотметровая глубина залегания кристаллических пород, либо нулевая изогипса поверхности дорифейского фундамента. Нами в качестве границы щита условно принята нулевая изогипса поверхности кристаллических пород дорифейского фундамента. Наблюдаются участки, где склоны отсутствуют, а щит ограничивается резким уступом фундамента с амплитудой сброса в сотни и тысячи метров. В этих местах граница щита проводится по кромке уступа, которая находится зачастую выше нулевой изогипсы (на участках контакта с Сущано-Пержанской зоной и Донбассом).

Обобщение результатов многочисленных разномасштабных геофизических исследований геологосъемочных и поисково-разведочных работ позволили З. А. Крутиховской [142, 143, 144], Г. И. Каляеву [102, 105, 108], И. А. Гаркаленко [37], А. В. Чекунову [253, 254, 255], В. Б. Соллогубу [210], Л. Г. Ткачуку [23], М. В. Чирвинской [259, 260] убедительно показать, что геологические структуры, выявленные на щите, продолжают на его склонах и за их пределами.

Погружение склонов фундамента мелкоступенчатое (мелкоблочное), происходило по системе разломов, перпендикулярных и субпараллельных по отношению к простиранию смежных впадин — Днепровско-Донецкой и Причерноморской. Большое значение при этом имели глубинные разломы, которые часто прослеживаются геофизическими методами и прямыми геологическими наблюдениями. По некоторым из них отмечены этапы активизации и в послерифейское время.

Северный склон — это часть дорифейского кристаллического фундамента, постепенно погружающаяся в сторону Днепровско-Донецкой впадины (рис. 17). Северная граница склона проходит по южному краевому уступу Днепровского грабена, где кристаллический фундамент опущен на глубину до 22 км и более [19]. Склон погружается в северо-восточном направлении вначале под углом 1—2°, затем до 3°, а вблизи краевых нарушений Днепровского грабена (авлакогена) достигает 5—6° [19]. Глубина залегания кристаллических пород фундамента в северной части склона 2000 м, а местами достигает 3000 м. В прямой зависимости от угла наклона поверхности фундамента находится ширина склона, которая изменяется от 140 км в северо-западной части до 50 в юго-восточной. Протяженность северного склона около 700 км. В рельефе фундамента склона фиксируются три крупных выступа — Брагинский, Кременчугский, Самарско-Волчанский [144, 260] и две депрессии — Дрбовская и Царычанская. Выделенные региональные

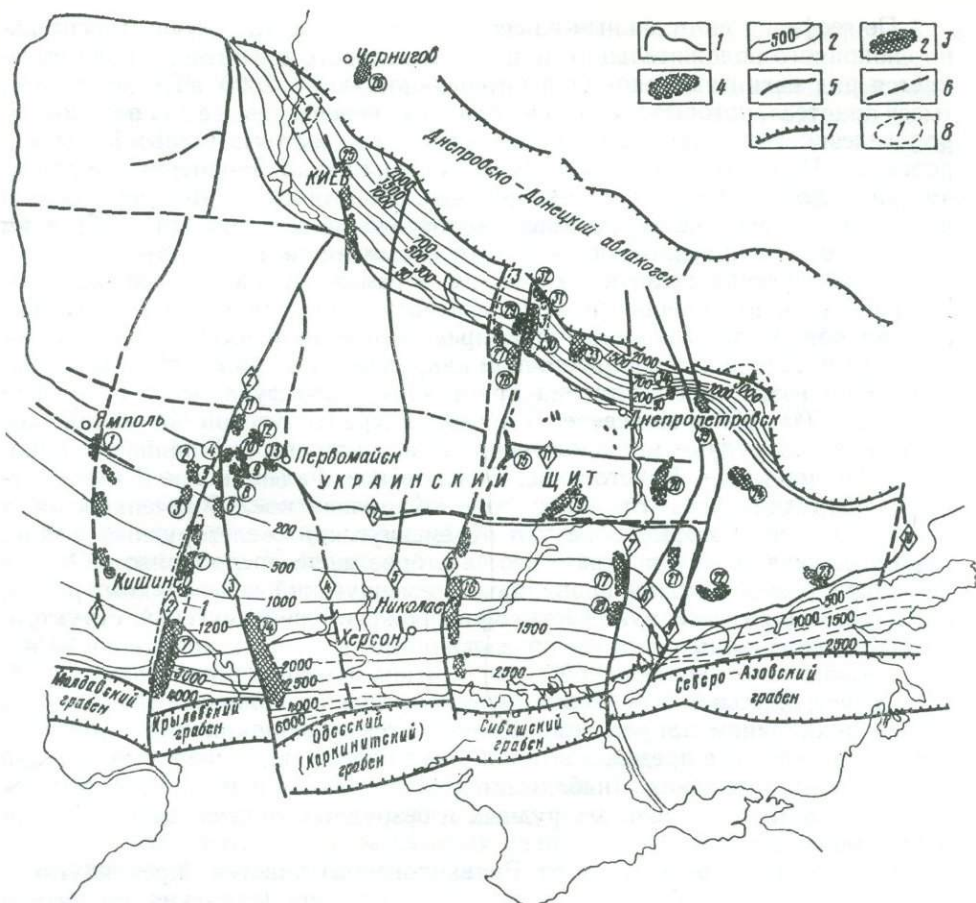


Рис. 17. Тектоническая схема южного и северного склонов Украинского щита:

1 — граница Украинского щита, проведенная по нулевой изогипсе поверхности кристаллического фундамента; 2 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента (в метрах); 3 — магнитные аномалии, вызванные породами фундамента, содержащими железистые кварциты; 4 — магнитные аномалии, вызванные преимущественно железистыми породами фундамента; 5 — глубинные разломы первого ранга; 6 — разломы последующих рангов; 7 — краевые разломы Днепро-Донецкого и Причерноморских грабен; 8 — выступы фундамента (1 — Фрунзовский, 2 — Брагинский, 3 — Кременчугский, 4 — Самарско-Волчанский); магнитные аномалии (цифры в кружках): 1 — Косицко-Воронковские, 2 — Балтские, 3 — Байталинские, 4 — Савранская, 5 — Аняньевские, 6 — Малобоярские и Южно-Аняньевские, 7 — Фрунзовские, 8 — Бакшинская и Гвоздавская, 9 — Любашевская, 10 — Бобриковские, 11 — Грушковская, 12 — Молдовская, 13 — Секретарская, 14 — Одесская, 15 — Криворожские, 16 — Херсонские, 17 — Белозерские, 18 — Веселовская, 19 — Чертомлыкские, 20 — Конкские, 21 — Таврические, 22 — Корсаковские, 23 — Мангушские, 24 — Гуляйпольская, 25 — Ядлово-Трактемировские, 26 — Черниговская, 27 — Кахновские, 28 — Успенская, 29 — Омельнико-Ламанская, 30 — Кременчугская, 31 — Хорольская, 32 — Толоко-Подянская, 33 — Кобелякская, 34 — Дерезноватская, 35 — Александровская; р а з л о м ы (цифры в ромбах): 1 — Воронково-Старшенский, 2 — Фрунзовско-Тальновский, 3 — Одесский, 4 — Первомайско-Вознесенский, 5 — Кировоградский, 6 — Криворожско-Кременчугский, 7 — Конкско-Белозерский, 8 — Орехово-Павлоградский, 9 — Корсаково-Феодосийский, 10 — Восточно-Приазовский, 11 — Девладовский, 12 — Конкский (Северо-Причерноморский)

элементы в структуре фундамента склона отвечают структурно-формационным зонам Украинского щита. Выступам соответствуют более устойчивые породы синклинорных зон, представленные метаморфическими образованиями (в том числе и железисто-кремнистой формацией), слагающими субмеридиональные складки. Впадинам соответствуют гранитоидные образования, которые при опускании фундамента, возможно, испытали более интенсивное растрескивание, а впоследствии и более интенсивное выветривание. Кроме рассмотренных крупных выступов и впадин выделяется ряд мелких локальных структур — Оболонская впадина, Ядлово-Трактемировский, Крачковский, Гнилицкий и Александровский горстообразные выступы.

На продолжении выступов в пределах Днепро-Донецкой впадины выделены седловины. Например, на продолжении Брагинского выступа фиксируется Брагинско-Лоевская седловина, а на продолжении Кременчугского — Псёлско-Ворсклянская [34].

По геофизическим данным на северном склоне щита на фоне относительно спокойного положительного или отрицательного магнитного поля выделяется ряд магнитных аномалий интенсивностью от 2000 нТл до многих тысяч нанотесл, которые рассматриваются как перспективные для поисков пород железисто-кремнистых формаций (с запада на восток): Ядлово-Трактемировская, Черниговская, Успенская, Омельникско-Ламанская, Кременчугская, Хорольская, Толоко-Подянская, Кобелякская, Дерезоватская и аномалии северной части Орехово-Павлоградской зоны (см. рис. 17); этим аномалиям, как правило, соответствуют аномалии силы тяжести.

Кременчугская магнитная аномалия — самая крупная по площади, интенсивности и насыщенности железистыми кварцитами в северном склоне Украинского щита. Аномалия простирается в виде полосы шириной 0,3—3,5 км от р. Днепр в северо-восточном направлении на 46 км. В этом же направлении возрастает и глубина кристаллического фундамента от 0—5 м на юге до 600—650 м на севере. В пределах Кременчугской аномалии разведаны железорудные месторождения (с юга на север): Горишнеплавнинское, Лавриковское, Еристовское, Белановское, Галещинское (Кременчугское), Заруднянское, Васильковское, Кармазинское, Харченковское и Броварковское, которые образуют Кременчугский железорудный район. Огромные запасы железа ставят его на второе место после Кривого Рога в Украинской железорудной провинции. Кременчугский железорудный район, представляющий северную часть Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны, сложен образованиями криворожской серии — новокриворожской, скелеватской, саксаганской и гданцевской свитами [85, 225]. В региональном плане слои перечисленных свит образуют вытянутую в северо-восточном направлении Кременчугскую моноклинал, круто падающую на запад, в пределах которой выявляются синклинальные складки более высоких порядков и наблюдается значительная изменчивость мощностей свит, а также отдельных рудных и безрудных горизонтов по простиранию моноклинали.

В 6 км к северо-востоку от Броварковского участка Кременчугской аномалии выявлена весьма перспективная Толоко-Подянская магнитная аномалия интенсивностью 11 000 нТл (см. рис. 17). Она вытянута в северо-западном направлении более чем на 7 км при ширине 3 км. Глубина залегания кристаллического фундамента предположительно 1200 м и более. Интерпретацией магнитного и гравитационного полей установлены два мощных (по 425 м) пласта магнетитовых железистых кварцитов [144], которые могут быть подобны железистым кварцитам Кременчугской структуры.

В 10—12 км западнее Кременчугской моноклинали отмечена значительной протяженности (до 30 км) субмеридиональная Омельникско-Ламанская синклинальная структура, окаймляющая с запада Омельникский вал [143, 144]. Абсолютные отметки залегания кристаллических пород изменяются от нулевых на юге до 450 м на севере. В пределах описываемой структуры выделяется ряд магнитных аномалий, среди которых наиболее перспективна Омельникско-Ламанская интенсивностью 16 000 нТл, соответствующая толще железослюдко-магнетитовых и куммингтонит-магнетитовых кварцитов мощностью соответственно 20 и 50 м. Толща сланцев и железистых кварцитов отнесена к ингулецкой серии [85].

Ядлово-Трактемировская субмеридиональная структура протяженностью до 40 км и мощностью до 7 км представляет собой северное продолжение, в пределах склона, Фрунзовско-Тальновского глубинного разлома. Эта структура сложена метаморфическими породами, представленными биотитавыми, биотит-двупироксеновыми, биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, вмещающими согласные тела (мощностью до 100 м) перидотитов (гарцбургитов), пироксенитов и горнблендитов [31]. Метаморфические породы условно отнесены к росинско-тикичской серии. С ними ассоциируют гранитоиды чарнокитовой серии (тела мощностью 5—30 м), в которых обнаружены почти все минеральные разновидности чарнокитов: собственно чарнокиты, плагиоچارнокиты, эн-

дербиты, диорит-эндербиты и диорит-чарнокиты. Наряду с гипперстеном в чарнокитах встречен диопсид.

Породы Ядловско-Трактемировской структуры по их взаимоотношениям и радиологическому возрасту идентичны хашевато-завальевской свите, развитой в Голованевском блоке Среднего Побужья. Поэтому они с уверенностью относятся нами к хашевато-завальевской свите бугской серии.

В пределах толщи метаморфических и ультраметаморфических пород Ядловско-Трактемировской структуры выделяется около тридцати магнитных аномалий интенсивностью до 2500 нТл. Магнитные аномалии объясняются наличием плагиогнейсов, содержащих до 8 % магнетита, и ультраосновных пород с магнетитом (до 4 %).

На северном продолжении Верховцевской складчатой структуры обнаружена самостоятельная синклиновая структура, состоящая из двух меридиональных складок, сложенных осадочно-вулканогенными породами. Последние обуславливают Кобелякские магнитные аномалии. Протяженность структуры 25 км, при максимальной ширине 18—20 км [51, 143, 144]. В северной части структура обрывается Днепровским грабеном. Мощность осадочного чехла изменяется от 350—400 м в южном замыкании до 1800—2000 м вблизи краевых разломов Днепровского грабена.

В южной части Кобелякской аномалии установлены железистые кварциты, залегающие в виде маломощных прослоев (до 10 м) среди гранат-биотит-кварцевых сланцев. Наряду с железистыми кварцитами встречаются сильно магнитные серпентиниты, которые сопоставимы с таковыми Верховцевской и Сурской структур.

В пределах северного склона породы конкско-верховцевской серии слагают синклинальную структуру северо-восточного простирания, картируемую Дерезоватской магнитной аномалией интенсивностью до 6000 нТл. Складка осложнена тектоническими нарушениями. Южную часть синклинали слагают кварц-сланцевые и хлоритовые сланцы и гнейсы, среди которых обнаружен пласт магнетит-тремолитовых сланцев, представляющих собой метаультрабазиты. В центральной и северной частях синклинория развиты преимущественно амфиболиты, обогащенные магнетитом. В описываемой синклинали обнаружены секущие дайки диабазов и габбро-диабазов.

Южный склон щита значительно шире северного. Его ширина изменяется от 300 (меридиан г. Кишинев) до 50 км (в Приазовье). Проводимая по нулевой изогипсе поверхности кристаллических пород южная граница щита совпадает с субширотной Конкской зоной разломов (см. рис. 17). Южная граница склона, представляющая одновременно и границу Восточно-Европейской платформы с эпигерцианской Скифской плитой, проходит по субширотному глубинному разлому [235]. В зоне этого разлома по геофизическим данным и бурением отмечается цепь узких (15—25 км) грабенообразных прогибов субширотного простирания — Молдавский (Преддобруджский), Крыловский, Одесский (Каркинитский), Сивашский и Северо-Азовский [37, 253, 255]. В грабенах кристаллический фундамент опускается на глубину до 6—8 км в Молдавском и до 8—12 км в Одесском и Сивашском прогибах. Прогибы разделяются поперечными выступами фундамента, приуроченными к зонам субмеридиональных глубинных разломов. Южный склон щита рассматривается А. В. Чекуновым [253] как северный борт Причерноморской впадины.

Южный склон представляет ступенчатое (мелкоблочное) погружение кристаллического фундамента в сторону Причерноморской впадины. Угол наклона возрастает с севера на юг. В склоне условно выделяются две подзоны — северная, с пологим погружением фундамента, и южная, с крутым погружением. В Приазовье склон на всем протяжении имеет крутое погружение. Предполагается, что по границе между подзонами проходит субширотный разлом, который недостаточно четко прослеживается.

Поверхность щита у северного борта грабенообразных прогибов достигает абсолютных отметок от —2500 до —3000 м [186]. Резкое погружение фундамента в осевой части прогибов сопровождалось образованием субши-

ротных разломов на прилегающей части северного борта, по которым внедрились интрузии основных и ультраосновных пород. Эти интрузии четко фиксируются в гравитационном и магнитном полях в пределах субширотных Скадовского и Чаплынского разломов.

Южный склон имеет ряд выступов фундамента, сложенных устойчивыми к эрозии осадочно-вулканогенными метаморфическими породами (Фрунзовский, Молчанский и др.). В осадочной толще отмечаются унаследованные структуры облекания.

На южном склоне щита фиксируются субмеридиональные, субширотные и другие направления разломов. Субмеридиональные разломы прослежены на Украинском щите, его склонах и за их пределами. Глубинные разломы на поверхности фундамента представлены широкими (20—30 км) зонами (рис. 17). По данным ГСЗ в этих зонах отмечаются перепады глубин залегания раздела Мохо — 10—15 км. Глубинные разломы и региональные последующих порядков фиксируются гравитационными ступенями и вытянутыми вдоль них магнитными аномалиями. Среди разломов субширотного простирания можно отметить Конкский и Кодымский. Кроме того, выделяется разлом северо-западного простирания.

В северо-западной части склона в зоне сочленения субмеридионального Воронково-Страшенского разлома с Подольской (Днестровской) зоной разломов выявлено Воронково-Косницкое железорудное месторождение, представленное пластами магнетит-двупироксеновых кварцитов и магнетитового габбро (20 % магнетита) мощностью 10—30 м и протяженностью до 1,5 км [92, 111].

Фрунзовско-Тальновский глубинный разлом прослеживается от Днепро-Донецкой впадины на севере до Причерноморской на юге и представляет собой широкую (20—30 км), разломную зону. От него в южном направлении отходят Вознесенско-Первомайский и Одесский глубинные разломы. Между двумя последними фиксируется Врадьевский и Гвоздавский разломы. В районе Северо-Фрунзовской магнитной аномалии Фрунзовско-Тальновский разлом пересекается Подольской зоной разломов. Заложение перечисленных разломов можно отнести к изначальной стадии существования раннепротерозойской геосинклинали. Развитие разломов продолжалось 500—600 млн лет — до инверсионной стадии (ранний протерозой — от 2600—2700 до 1800—2000 млн лет). Заключительный этап геосинклинального прогибания ознаменовался интенсивным основным и ультраосновным вулканизмом, сопровождавшимся излияниями и внедрением больших количеств магм. Импульсный и взрывной характер вулканизма доказывается расслоенностью толщ и переменяемостью пород явно магматического происхождения с типичными осадочными образованиями. О времени вулканизма, приходящегося на заключительный этап развития геосинклинали, можно судить по местоположению магматических пород в ядрах синклиналей и висячих боках моноклиналей [83, 84]. Развитие геосинклинали завершилось инверсионной складчатостью. На этом основной вулканизм прекратился.

Антиклинальные складчатые формы в районе рассматриваемых разломов сложены нижележащим более древним комплексом — чарнокитами с телами пироксеновых гнейсов, метаморфизованными в гранулитовой фации [83, 84].

Активизация разломов отмечалась на послеинверсионной стадии — на заключительном этапе раннепротерозойского тектоно-магматического цикла. Она выразилась в заложении тектоно-метасоматических зон: Приднестровской — в зоне Подольского глубинного разлома, Уманской и Мироновской — в зоне Фрунзовско-Тальновского разлома. Этот разлом и опережающие Одесский, Гвоздавский, Врадьевский разломы явились главными проводниками основных и ультраосновных магм, несущих рудную нагрузку [111]. О больших количествах высокожелезистых основных и ультраосновных магм, излившихся в данном регионе, можно судить по региональным магнитным и гравитационным аномалиям. Высокий магнитный и гравитационный фон Побужского региона объясняется высокой железистостью магм и взрыв-

ных выбросов. Подтверждением этого служат очень высокая железистость пироксенов и амфиболов как в железорудных пластах, так и в ассоциирующих с ними амфибол-пироксеновых сланцах и гнейсах, а также наличие в разрезе типично осадочных железистых кварцитов и магнетитовых кальцифиров.

К зоне сочленения Фрунзовско-Тальновского разлома с оперяющими Одесским, Гвоздавским и Врадьевским разломами приурочен Побужский железорудный район (около 30 месторождений и рудопроявлений железа). Побужский железорудный район расположен в пределах щита и на его южном склоне (см. рис. 17). В нем выделяются Голованевский и Бугско-Днестровский синклинории и Сеницовский антиклинорий.

Материалы детальных магнитных и гравиметрических съемок позволили проследить в структурном плане докембрия ряд субпараллельных синклинальных и моноклиальных складок северо-западного простирания, между которыми расположены вытянутые антиклинальные складки валообразной формы [111].

Железистые кварциты обнаружены в Тарнаватско-Секретарской, Молдовской, Новоселицкой, Грушковской, Богдановской, Чемирпольской, Голованевской и Лещевской синклинальных структурах (Голованевский синклинорий), где они располагаются на крыльях или в замковых частях. Они представлены гиперстен-магнетитовыми, реже салит-гиперстен-магнетитовыми кварцитами и магнетитовыми кальцифирами, которые залегают согласно с метабазами, метасульфидитами, амфибол-пироксеновыми, пироксен-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, кальцифирами, слагающими карбонатно-железородно-кварцито-гнейсовую формацию. Породы метаморфизованы в гранулитовой фации. Они залегают над образованиями кошаро-александровской свиты, а местами над породами чарнокитовой формации. Наряду с железорудными месторождениями в Голованевском синклинории отмечены месторождения силикатного никеля и хрома, генетически связанные с ультраосновными дифференциатами тех же магм. За пределами Голованевского синклинория общий структурный план сохраняется, однако значительно уменьшается количество метабазитов; ультрабазиты встречаются очень редко.

Бугско-Днестровский синклинорий, расположенный к западу от субмеридионального Сеницовского антиклинория, имеет также сложное складчатое строение. Простирание складок в основном субмеридиональное и северо-западное. Исключение составляет Хашчевато-Завальевско-Бандуровский район, соответствующий Хашчевато-Завальевскому синклинорию, выделенному А. Я. Древинным [87], где складки имеют субширотное простирание.

Железистые кварциты залегают на крыльях и в замковых частях синклинальных и моноклиальных складок. Они обнаружены в Савранской, Байбузовской, Бакшинско-Капустянской, Палянецкой, Вильшанской, Любашевской, Байталинской, Ананьевской, Фрунзовской, Бандуровской, Леснической и Воронковской синклинальных складках. Протяженность складчатых структур в Голованевском и Бугско-Днестровском синклинориях изменяется от первых до десятков километров. Мощность пластовых залежей кварцитов 10—150 м при протяженности 700—1200 м и более. Ассоциация пород карбонатно-железородно-кварцито-гнейсовой формации Бугско-Днестровского синклинория по составу и местоположению в разрезе докембрия идентична образованиям этой же формации Голованевского синклинория.

Дискордантно по отношению к план-рисунок магнитного и гравитационного полей располагается Фрунзовская гравимагнитная аномалия, вытянутая вдоль Фрунзовско-Тальновского разлома в северо-восточном направлении на 60 км. Она также вызвана железистыми кварцитами, слагающими моноклиальную складку, которая разбита на отдельные блоки поперечными разломами. Фрунзовская структура представляет собой горстообразный выступ, облекаемый послерифейскими осадочными образованиями.

Вознесенско-Первомайский разлом прослежен от Одесского грабена в северном направлении по восточной границе Голованевского синклинория

до Фрунзовско-Тальновского разлома на севере (см. рис. 17). Он ограничивает с востока Белоцерковско-Одесскую структурно-формационную зону и так называемый Побужский блок. Некоторые исследователи [37, 253] указанный разлом называют Ряснопольским, или Очаковским.

Кировоградско-Николаевский разлом пересекает в субмеридиональном направлении Украинский щит и его склоны. Методом ГСЗ он прослеживается [37, 253] через всю толщу земной коры и уходит в верхнюю мантию. В пределах южного склона описываемый разлом хорошо прослеживается по магнитным и гравитационным данным. К нему на щите приурочены тектоно-метасоматические зоны с интенсивным катаклизмом, дроблением и милонитизацией новоукраинских и кировоградских гранитов, гнейсов и мигматитов, в которых происходили интенсивные гидротермальные метасоматические процессы.

Криворожско-Кременчугский глубинный разлом [102, 142], получивший на южном склоне название Криворожско-Евпаторийско-Скадовского, трассируется по цепочкам интенсивных магнитных и гравитационных аномалий (см. рис. 17). К нему приурочены Херсонские магнитные аномалии, отвечающие железорудным формациям докембрия.

В зоне Конкско-Белозерского глубинного разлома расположен Белозерский железорудный район, вытянутый в субмеридиональном направлении на 65 км от Каховского водохранилища на севере до широты г. Мелитополь на юге. В геологическом строении Белозерского района участвуют метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы конкско-верховцевской серии, на которых несогласно залегают метаморфические образования белозерской серии. Они слагают Белозерскую геосинклиналь субмеридионального простирания, которая усложнена складками последующих порядков: Центральной синклинали, Западной и Северо-Белозерской антиклиналями и др. Падение пород восточное, крутое ($75-80^\circ$), складчатые формы усложнены разрывами. Вдоль Центральной синклинали проходит главный надвиг. К последней приурочена железорудная толща мощностью до 500 м, содержащая богатые руды. Железные руды встречаются и южнее Белозерского района — на площади Веселовских магнитных аномалий на глубине 600 м.

Орехово-Павлоградский глубинный разлом на южном склоне получил название Мелитопольско-Новоцарицынского, который, как и на щите, четко прослеживается по магнитным и гравитационным аномалиям. По результатам ГСЗ в районе разлома отмечаются аномальное сложное строение земной коры и нарушение раздела Мохо [253].

Корсакско-Феодосийский разлом является продолжением Азово-Павлоградского разлома, проходящего на щите по восточной окраине Орехово-Павлоградской зоны.

Кальмиус-Джигинский разлом, названный нами Восточно-Приазовским, разделяет Северо-Азовский и Ейский грабены [253]. В пределах Азовского моря к нему приурочены магнитные и гравитационные аномалии.

Глава 8

ВОРОНЕЖСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ МАССИВ

Общие черты строения земной коры

Железородная провинция КМА приурочена к выступу кристаллического основания Восточно-Европейской платформы. Часто его называют Воронежским кристаллическим массивом. Он представляет собой северо-восточный сегмент Сарматского палеошита платформы, обособленный от юго-западного ее сегмента (Украинского щита) в неогее вследствие развития Днепровско-Донецкого авлакогена. В северных направлениях Воронежский выступ ограничен также авлакогенами — Подмосковным и Пачелмским, а с северо-запада и юго-востока — впадинами соответственно Оршанской и Прикаспийской. В этих естественных ограничениях, проходящих по бортовым разломам авлакогенов и ступеням в фундаменте впадин, Воронежский кристаллический массив занимает площадь, сопоставимую с площадью Украинского щита. Однако вследствие свойственных Воронежскому массиву эпейрогенических движений он представляет собой не щит, а необнаженный выступающий фундамент платформы, охватывающий собственно антеклизу и отчасти склоны смежных синеклиз. В настоящее время изучен лишь фундамент наиболее приподнятой части Воронежского массива, где отмечаются железородные формации докембрия (рис. 18).

Сегмент литосферы, отвечающий Воронежскому кристаллическому массиву, имеет сложное слоисто-блоковое строение. По данным магнитотеллурического зондирования (МТЗ) до глубины 700 км здесь выделяются четыре слоя, различающихся геоэлектрическими параметрами [95]. Самый внешний из них характеризуется пониженной электропроводностью и мощностью 70—80 км. Он включает земную кору и самую верхнюю часть мантии.

По данным ГСЗ на межконтинентальном геотраверсе Черное море — Карское море в верхах мантии на глубинах 71—81 км выделяется преломляющая и отражающая граница M_2 со скоростью 8,8—8,9 км/с. Выше этой границы выделяется до 15 сейсмических разделов, обычно представленных короткими отражающими площадками, что придает им статистический характер. Наиболее четкий из них — преломляющий и отражающий раздел M_1 (Мохо) — залегает на глубинах 38—50 км и характеризуется граничной скоростью 8,0—8,6 км/с [248].

В слое верхней мантии между разделами M_1 и M_2 выделяется до четырех сейсмических горизонтов. Консолидированная кора Воронежского массива выше границы M_1 слабо дифференцирована по упругим свойствам [224]. Пластовые скорости нарастают в ней от горизонта к горизонту на 1—2 % и лишь на разделе M_1 возрастают на 10 %. На отрезке Купянск — Липецк указанного геотраверса наиболее уверенно выделяется отражающий раздел на глубинах 11,5—22,0 км, который может быть сопоставлен с разделом Конрада [248]. На глубинах 3,0—8,5 км здесь выделяется отражающий и преломляющий раздел — единственный в консолидированной коре выше границы M_1 . Геологическое истолкование его неоднозначно. Некоторые исследователи принимают его за раздел Конрада [57]. Б. М. Петров [176]

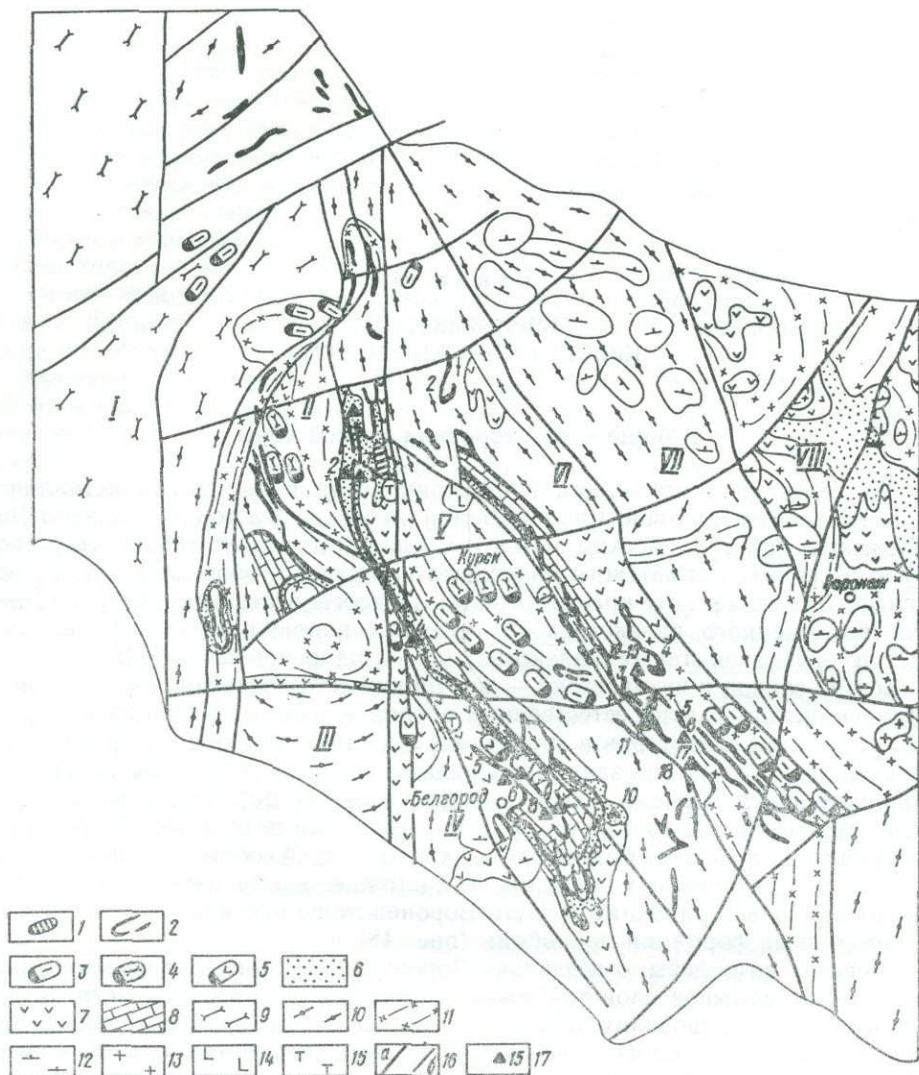


Рис. 18. Схема размещения железорудных и геологических формаций Воронежского кристаллического массива.

Типы железорудных формаций: 1 — железисто-кремнисто-кластогенный, 2 — железисто-кремнисто-сланцевый; 3 — железисто-кремнисто-гнейсовый, 4 — железисто-кремнисто-зулитовый (гранулитовый), 5 — железисто-кремнисто-метабазитовый; метаморфизованные литологические формации: 6 — конгломерато-песчаниковая и конгломерато-кварцитовая, 7 — существенно метабазитовая (михайловская серия и тимская свита оскольской серии), 8 — существенно карбонатная (оскольская серия); магматические и ультраметаморфические формации: 9 — нерасчлененные гранулитовой фации метаморфизма, 10 — нерасчлененные мигматитов амфиболитовой фации, 11 — полимигматитов, микроклиновых мигматитов, метасоматических гранитоидов, 12 — тоналит-плагиогранитоидная, 13 — существенно калиевых гранитов, 14 — габброидов (смородинский комплекс), 15 — базит-ультрабазитов сергеевского и мамонского комплексов, 16 — разрывные нарушения (а — региональные глубинные разломы, б — прочие); 17 — месторождения железных руд и их номера (1 — Новоаятинское, 2 — Михайловское, 3 — Курбакинское, 4 — Диснянско-Реутецкое, 5 — Яковлевское, 6 — Вислово-ское, 7 — Гостищевское, 8 — Разуменское, 9 — Мелихово-Шебекинское, 10 — Большетроицкое, 11 — Осколецкое, 12—15 — Лебединское рудное поле, 16 — Салтыковско-Александровское, 17 — Чернянское, 18 — Погремецкое; мегаблоки и структурные зоны, разделенные глубинными разломами: I — Диснянский антиклинорный блок, II — Дмитриев-Льговский антиклинорный блок, III — Сумский антиклинорный блок, IV — Белгород—Михайловская синкливиальная зона, V — Курский антиклинорный блок, VI — Алексеевско-Воронежская синкливиальная зона (Старооскольская), VII — Лосевско-Ливенская антиклинорная зона

сопоставляет его с разделом Ферча, выделяемым в гранитном слое на 3—14 км выше раздела Конрада в Центральной Европе [9], Центральном Казахстане [119] и других регионах. На Украинском щите ныне не принято выделять раздел Конрада (см. главу 6).

Часть гранитного слоя между разделами Ферча и Конрада может быть выделена также в качестве «диоритового» слоя с пластовой скоростью 6,15—

6,3 км/с [82, 176], так как по плотностным и магнитным свойствам он как бы «просвечивает» через толщи гнейсов и мигматитов нижнего докембрия и представлен, очевидно, высокометаморфизованными, мафитовыми породами. Часть консолидированной коры выше раздела Ферча имеет сиалический состав и сложена гнейсами, гранитами, мигматитами и другими метаморфическими интрузивными породами нижнего докембрия, разбитыми на блоки многочисленными разломами, т. е. является «гранито-гнейсовым» слоем. Железорудные формации докембрия приурочены именно к нему.

Следует заметить, что выделенные разделы, обнаруженные в земной коре Воронежского массива, трудно параллелизовать с принятыми в других регионах (например, на Украинском щите) разделами, установленными по данным ГСЗ (см. главу 6). Гнейсово-метаморфический слой, раздел Ферча и диоритовый слой, по-видимому, в целом коррелируются с верхним гранитовым слоем, а раздел Конрада, не исключено, отвечает выделяемому на Украинском щите разделу K_2 . Вместе с тем возможно, что часть слоя между разделами Ферча и Конрада с пластовой скоростью около 6,2—6,3 км/с отвечает составу промежуточного гранито-базитового слоя в земной коре Украинского щита. К сожалению, уровень накопившихся данных ГСЗ все еще не позволяет с полной уверенностью коррелировать сейсмогеологические разрезы земной коры различных регионов.

Поверхность гранито-гнейсового слоя («гранитового» слоя) по данным ГСЗ выявляется как наиболее четкий преломляющий горизонт в земной коре региона. Одновременно она является поверхностью консолидированной коры и нижнедокембрийских суперкрупных образований, выше которой в несогласии залегают осадочные неконсолидированные образования. Следовательно, она представляет собой сложную длительно развивавшуюся эрозионно-тектоническую поверхность бывшего рифейского пенеплена, деформированную в ходе заложения обрамляющих массив авлакогенов и наследующих их синеклиз и впадин. Данная поверхность осложнена поднятиями и впадинами более высоких порядков.

В настоящее время поверхность суперкрупных пород Воронежского массива представляет собой асимметричное поднятие, перекрытое осадочным рифей флишевым чехлом мощностью от 50—150 м на своде до 500—1000 м на склонах. Длинная ось поднятия ориентирована в северо-западном направлении (300 — 310°) и протягивается от г. Карачев на северо-западе до г. Богучар на юго-востоке. Суперкрупные породы образуют вдоль этой оси неравномерно поднятый гребень с положительными абсолютными отметками, иногда превышающими + 50 м. Расширения гребня образуют три выступа (с северо-запада на юго-восток): Дмитровский, Курский и Павловский. На Дмитровском выступе в районе с. Михайловка наблюдаются отдельные отметки выходов суперкрупных пород на поверхность (до + 178 м). Павловский выступ иногда ошибочно (так как г. Воронеж находится к северу от него) именуют Воронежским. На этом выступе в долине р. Дон имеется пять естественных обнажений суперкрупных пород. Именно здесь в бывшей Воронежской губернии началось изучение фундамента антеклизы, что и послужило основой собственного наименования как антеклизы, так и кристаллического массива — Воронежский. Употребление сдвоенного названия «Курско-Воронежский», иногда встречающееся в литературе, ничего нового не сообщает, географически неверно и поэтому должно считаться устаревшим.

Ясно выраженная вытянутость Воронежского кристаллического массива позволяет выделить в нем северо-восточный и юго-западный склоны, северо-западную и юго-восточную оконечности. Поверхность массива явно асимметрична, что связано с разностью во времени наиболее активного этапа и интенсивности развития ограничивающих авлакогенов — Пачелмского и Днепровско-Донецкого. Уклон северо-восточного склона составляет 2 м/км, юго-западного — 7. Юго-восточная оконечность массива представляет собой относительно пологую периклиналь. Его северо-западная оконечность (Брянская область) осложнена Клиновским позднепротерозойским

грабеном с относительной глубиной залегания до 400 м. Грабен получил свое наименование по населенному пункту г. Клинцы, где впервые на отметках ниже — 700 м было вскрыто скважинами дно грабена. Иногда в литературе его неудачно называют Унечской впадиной.

Северо-восточный склон массива (Липецкая область) изучен недостаточно. Небольшой (глубиной до 120 м и шириной первые сотни метров) рифейский грабен имеется непосредственно в северной части КМА в районе с. Шаблыкино (Орловская область). Он вскрыт лишь одной скважиной (№ 42).

В районе г. Курск рядом скважин вскрыт субизометричный Курский грабен, выполненный карбонowymi отложениями. Относительная глубина его около 150 м. Он представляет собой блок проседания, ограниченный разломами. По другим данным [153], допускается его метеоритно-ударное происхождение.

На остальной части Воронежского массива погребенная эрозионная поверхность кристаллических пород полого опускается к северо-востоку и более круто — к юго-западу. В пределах КМА это монотонное опускание осложняется лишь гребнями остаточных тяжелых продуктов рифей-фанерозойского выветривания железорудных кварцитов высотой до 50—100 м. Узкие гребни железных руд и продуктов их частичного переотложения прослеживаются на километры — первые десятки километров над широкими выходами железистых кварцитов курской серии. Рядом с ними на поверхности вмещающих сланцев нередко прослеживаются неглубокие рытвины.

Воронежский массив сложен двумя структурно-вещественными мегакомплексами — осадочным чехлом и сложноскладчатым кристаллическим раннедокембрийским фундаментом. Рассмотрим строение нижнего мегакомплекса, поскольку к нему приурочены железисто-кремнистые формации.

Особенности железисто-кремнистых формаций и их положение в геологическом разрезе

В нижнем докембрии КМА выделяется четыре железорудных формации [178]: железисто-кремнисто-метабазитовая (второй структурный этаж, михайловская серия); железисто-кремнисто-сланцевая (третий структурный этаж, курская серия); железисто-кремнисто-кластогенная (четвертый структурный ярус, оскольская серия); железисто-кремнисто-гнейсовая дискуссионного возраста (нижний архей — нижний протерозой).

Лишь одна из этих железорудных формаций — железисто-кремнисто-сланцевая коробковской свиты курской серии — является в разрезе нижнего докембрия полноправной геологической формацией (того же наименования). Масштабы проявления железисто-кремнисто-метабазитовой и железисто-кремнисто-кластогенной формаций невелики и колеблются от минералогической находки до спорадической литологической составляющей других, нежелезорудных геологических формаций. Железисто-кремнисто-гнейсовая формация имеет средние масштабы проявления. К участкам ее развития обычно относят Курско-Бесединский, Комаричский, Карачевский, Восточно-Орловский, Козинцовский, Устарьский, Шидловско-Шаталовский и другие участки. Все они изучены малочисленными и неглубокими скважинами редкой сети, что допускает многовариантность истолкования имеющихся данных.

Сторонники выделения железисто-кремнисто-гнейсовой формации в самостоятельный нижеархейский уровень придают решающее значение степени метаморфизма пород, особенно наличию в них интервалов, отвечающих по минеральным ассоциациям гранулитовой фации; литологические ассоциации рассматриваются как парагенные; допускается конвергентность разрезов различных стратиграфических уровней. По альтернативным представлениям рассматриваемые железонакпления являются фацией бассейна курского осадконакопления на участках с замедленным погружением или даже поднятием. Считается, что более высокотемпературный метаморфизм на этих участках является следствием интенсивного развития магматических процессов.

Важное значение придается залеганию железисто-кремнисто-гнейсовых образований на гнейсифицированных и гранитизированных метапесчаниках («лейкократовых гнейсах»), которые относятся к стойленской свите и рассматриваются в качестве литолого-стратиграфического репера. Сторонники раннеархейского возраста железисто-кремнисто-гнейсовой формации допускают существование песчаных толщ под железистыми осадками и в раннеархейскую эпоху (т. е. конвергентность разрезов с железонакоплениями) и акцентируют внимание на отсутствии в таких разрезах метапесчаников и на невысоком (до 76 %) содержании кремнезема в гнейсах. Здесь следует заметить, что метапесчаники являются спорадическим членом гранулометрического ряда метаобломочных пород стойленской свиты на хорошо изученных участках. Они не всегда встречаются в разрезе осевых зон курских прогибов, и их наличие в разрезах краевых зон совсем не обязательно. Метапесчаники стойленской свиты хорошо изученных участков имеют более высокое в среднем (90,98 % по 27 пробам) содержание кремнезема [177], однако на ряде участков оно падает до 85—75 %, т. е. до того же уровня. При анализе метаморфизма разрезов с железисто-кремнисто-гнейсовыми проявлениями следует отметить в них наряду с породами гранулитовой фации наличие пород эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Длительность и унаследованность развития поднятых блоков, к которым приурочены участки развития железисто-кремнисто-гнейсовой формации, признаются всеми участниками дискуссии. Они делают из этого вывод, что курская серия на таких участках была эродирована, вследствие чего вскрыты более древние стратиграфические уровни с железонакоплениями. Сторонники курского возраста железисто-кремнисто-гнейсовых образований, учитывая напряженную магматогенную складчатость региона, предполагают, что высокометаморфизованные реликты курской серии сохранились в виде мелких блоков среди реоморфизованного докурсского основания. Таким образом, имеющиеся данные не позволяют однозначно решить вопрос о возрасте железисто-кремнисто-гнейсовой формации КМА и о реальности существования раннеархейского уровня железонакопления.

Нередко устанавливается, что высокометаморфизованные железистые кварциты горст-антиклинорных зон КМА залегают на микроклинизированных безрудных кварцитах и гнейсах, которые сопоставляются с редуцированным разрезом стойленской свиты (Медвенский участок, скв. 2889; Шаталовский участок; Истобнянский участок, скв. 6-К и др.). Такие участки в центре Курско-Корочанского антиклинория могут быть приняты за тектонотип железисто-кремнисто-гнейсовой формации. Иногда на них и в переходных зонах к грабен-синклинориям отмечаются значительное уменьшение мощности пластов железистых кварцитов и их расщепление. Например, в переходной зоне от Алексеевско-Воронецкого грабен-синклинория к Курско-Корочанскому горст-антиклинорию вскрыт нетипичный для курской серии разрез: среди сланцев отмечено четыре пласта железистых кварцитов стволовой мощностью от 1,6 до 5,0 м; стволовая мощность всей пачки 42,4 м.

На основании изложенного можно предположить, что на участках горст-антиклинориев железисто-кремнистые образования курской серии изначально были представлены редуцированными разрезами с многочисленными, но маломощными пластами железистого осадка, несколько отличавшегося по вещественному составу от одновозрастных зон прогибов и залегавшего на редуцированной (иногда до полного исчезновения) стойленской свите. В результате интенсивного посткурсского магматизма (осколецкий, стойло-николаевский, смородинский и атаманский комплексы) железистые кварциты претерпели глубокий (участками до условий гранулитовой фации) метаморфизм, щелочной метасоматоз, отчасти скарнирование, изменение текстурно-структурных характеристик (увеличение зернистости, затушевывание полосчатости и т. д.). В результате они были превращены в пачки массивных магнетит-пироксен-кварцевых руд в ассоциации с гнейсами и составили железисто-кремнисто-гнейсовую формацию. В случае наложения диафтореза пироксен замещался амфиболом (с сохранением реликтов пироксена).

Таким образом, железисто-кремнисто-гнейсовая формация горст-антиклинорных зон КМА, как и в других регионах [110], возможно, является метаморфическим аналогом основной, курской, железисто-кремнисто-сланцевой формации. Ее железисто-кремнистые осадки накопились на курском стратиграфическом уровне, но подверглись усиленному метаморфизму позже, в конце раннего протерозоя, и как метаморфическая формация могут датироваться этим уровнем. Однако ряд исследователей [90, 178, 179] датируют эту формацию археем.

Наличие железнакопления железисто-кремнистой метабазитовой формации во втором, михайловском, структурном ярусе сейчас не оспаривается, однако о его размахе и принадлежности к этому уровню ряда конкретных участков единого мнения еще нет. Большинство исследователей относят к этому уровню, а именно к александровской свите, проявления железисто-кремнисто-метабазитовой формации на Южно-Коробковском (скв. 2159), Чумаковском (скв. 5418) участках, а также разрезом участков Малый Хутор, Усожский, Косиновский. Н. А. Плаксенко, И. Н. Щеголев и другие исследователи относят к михайловскому уровню железнакопления также железистые кварциты в ассоциации с метатерригенными породами на Истобнянско-Шатиловском, Медвенском и Копенковском участках и допускают принадлежность к нему железорудной толщи Приоскольского месторождения и Лев-Толстовского участка.

В качестве тектонотипа михайловских железорудных образований были описаны высокожелезистые породы Береговского участка Белгородского района [94, 178]. Здесь в ассоциации с серпентинитами, карбонатно-тальковыми, хлорит-тальковыми, тремолит-хлоритовыми, кварц-биотит-хлоритовыми, альбит-биотит-хлоритовыми, альбит-биотит-амфиболовыми сланцами, безрудными и сидеритовыми кварцитами по скв. 340 встречены маломощные прослои высокожелезистых пород. В интервале глубин 610,0—619,0 м в этой скважине встречена карбонат-магнетит-стильпномелан-кварцевая порода, в которой выделяются обогащенные магнетитом зонки мощностью от первых сантиметров до 1,5 м стволовой мощности. В таких зонках содержится 13,2 % магнетита, 26,4 стильпномелана и до 13 % красновато-бурого карбоната [94].

В районе Чернянского месторождения скв. 6637 среди амфиболитов вскрыто чередование тонких (до 1—2 см) прослоев гематит-магнетитового и амфибол-гематитового состава суммарной мощностью 2,6 м. Сходные образования встречены и на Южно-Коробковском участке. Существует мнение, что такие железорудные образования могут иметь гидротермальное происхождение.

Таким образом, железнакопления среди метабазитов михайловской серии верхнего архея представлены пакетами маломощных прослоев существенно магнетитовых пород. Такие железнакопления встречены на периферии участков с развитием железисто-кремнисто-сланцевой формации. Мощные пласты железистых кварцитов в ассоциации с метатерригенными породами, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях (Приоскольский, Чернянский, Лев-Толстовский участки) или содержащие единичные линзы амфиболитов (Чернянский участок), большинством исследователей относятся к курской серии.

В курское время (начало раннего протерозоя, «нижний протерозой I») в пределах Воронежского массива происходило наиболее интенсивное железнакопление, положившее начало обазованию железисто-кремнисто-сланцевой геологической и железорудной формаций. В это время накопились громадные толщи железисто-кремнистых осадков, преобразованных в ходе метаморфизма в железистые кварциты. По латерали курского бассейна железнакопления существовали заметные фациальные отличия, связанные с различной подвижностью отдельных участков этого бассейна и разным составом в областях сноса. Эти различия еще более осложнены наложенными метаморфизмом и метасоматозом железисто-кремнистых осадков. Латеральные особенности изучены еще весьма слабо, что и является основой

уже упоминавшейся дискуссии о возрастной принадлежности высокометаморфизованных железистых кварцитов железисто-кремнисто-сланцевой формации.

Типичными образованиями железисто-кремнисто-сланцевой формации, приуроченность которых к коробковской свите курской серии ни у кого не вызывает сомнения, являются железистые кварциты осевых зон в синклинорных прогибах КМА, в особенности Алексеевско-Воронежком, где расположен стратотип коробковской свиты. В качестве такового принимается разрез железисто-кремнисто-сланцевых образований Коробковской синклинали, осложняющей южное замыкание Тим-Ястребковской грабен-синклинали. На этом замыкании и в Коробковской синклинали, в частности, были установлены тектонотипические особенности залегания данной формации.

В разрезе Коробковской синклинали железисто-кремнисто-сланцевые образования залегают на конгломерато-кварцито-песчаниковой формации. Они представлены двукратно чередующимися железистыми кварцитами и кварц-слюдистыми сланцами (так называемое четырехчленное деление коробковской свиты). Каждый из членов разреза имеет мощность от нескольких десятков до первых сотен метров. Железорудная толща смята в крутые узкие, до изоклинальных, складки, осложненные складчатостью более высоких порядков. Наблюдается «перетекание» вещества сланцевых пластов в замки складок. Шарниры складок ундулируют. Отмечаются согласные и секущие разломы, а также отдельные брахисинклинальные складки со значительным погружением (до 2 км) шарнира (Чернянская, Погромецкая брахисинклинали). В ряде случаев шарниры складок погружаются очень глубоко (до 4 км, Салтыковская синклинали), что можно объяснить лишь с привлечением реоморфического механизма формирования изоклинальных синклиналей железисто-кремнисто-сланцевой формации. В эту же складчатость втянуты и подстилающие отложения конгломерато-кварцито-песчаниковой формации и предшествующая ей поверхность выравнивания.

Железисто-кремнисто-сланцевая формация КМА отличается почти полной амагматичностью. В ее составе обычно чередуются железисто-кремнистые хомогенные осадки (пегнитолиты) нижней железорудной подсвиты коробковской свиты, пелиты ее нижней сланцевой подсвиты, железисто-кремнистые пегнитолиты верхней железорудной подсвиты, пелиты верхней сланцевой подсвиты.

Состав нижней железорудной подсвиты магнетит-амфибол-кварцевый с реликтами пироксена. Нижняя сланцевая подсвита коробковской свиты состоит из кварц-слюдистых сланцев, иногда переходящих в гнейсы такого же состава. В Чернянской брахисинклинали в восточном ее крыле в составе нижней сланцевой подсвиты отмечается линза кварцевых конгломератов.

Верхние железорудная и сланцевая подсвиты имеют состав, подобный составу нижних подсвит. Верхние подсвиты нередко срезаны раннепротерозойской, очевидно предоскольской, эрозией. В таких случаях может создаваться иллюзия однопластового строения формации. Внутри формации разрывы отмечаются очень редко.

Показательно сравнение участков изолированного развития высокометаморфизованных железистых кварцитов с проявлением последних на северо-западном замыкании Волотовской грабен-синклинали. Здесь скв. 234-А вскрыла обычные тонкополосчатые железистые кварциты верхней железорудной подсвиты коробковской свиты, пересеченные довольно мощной жилой гранитов атаманского комплекса. По мере приближения к гранитам полосчатость железистых кварцитов постепенно «размывается», зерна магнетита и кварца укрупняются, появляются амфиболы, в которых наблюдаются реликты пироксена.

Мощности железисто-кремнисто-сланцевой формации и составляющих ее толщ в целом заметно уменьшаются от оси грабен-синклинориев в стороны разделяющих и обрамляющих антиклинорных поднятий. Мощности колеблются и по простиранию грабен-синклинориев, отражая устойчивые тенденции в движении блоков докурского основания.

Представляется, что отмеченные выше метаморфические и метасоматические преобразования происходили и в несравненно более крупных масштабах в поднятых блоках КМА. Длительность и унаследованность развития этих структурных единиц Воронежского массива признаются сейчас практически всеми исследователями. Обособление и развитие структурных элементов могут быть связаны с сопряженными процессами магматизма, метасоматоза, метаморфизма и реоморфизма. Нет сомнения, что эндогенный режим этих районов курского бассейна осадконакопления сказался на мощности и вещественном составе железисто-кремнистых осадков. Их разрезы здесь были изначально редуцированы, мощность курской серии обычно не превышает нескольких десятков метров. Иногда из разреза практически полностью выпадает стойленская свита, и железистые кварциты залегают непосредственно на породах архея. Так, на Мантуровском участке (скв. 3048) они залегают на амфиболитах михайловской серии и прорваны дайками актинолитов, что имитирует переслаивание железистых кварцитов с эффузивами (и может послужить основанием для ошибочного отнесения их к железисто-кремнисто-метабазитовой формации архея).

В оскольской серии характер железнакопления изменился, уменьшился его объем. Определяющее значение приобрело накопление кластогенных железных руд (железисто-кремнисто-кластогенной формации) в изолированных бассейнах. Слабое развитие предоскольской и оскольской кор выветривания обусловило лишь процессы мартитизации железистых кварцитов, их размыв и переотложение обломочного материала вблизи выходов железистых кварцитов коробковской свиты. Переотложенные высокожелезистые продукты представлены линзами железистых конгломератов в основании оскольской серии и железистых песчаников различной зернистости, тяготеющих к низам оскольской серии. Мощность таких линз — от первых метров до нескольких десятков, протяженность по простиранию прослеживается на несколько сотен метров. В качестве тектонотипа метаконгломератов с обломками железистых кварцитов рассматривается их линза в основании оскольской серии Роговского участка, а пропластков железистых песчаников — их проявления в Яковлевской синклинали (где имеются и железистые конгломераты).

Железистые конгломераты и железистые песчаники оскольской серии образуют кластогенную железорудную формацию, но размах ее проявлений не позволяет придать ей самостоятельное геологическое значение. Железистые кластогенные образования оскольской серии КМА являются составной частью карбонатно-терригенной углеродистой формации. Железистые конгломераты в целом распространены незначительно [124]. Это среднегалечные образования, средне- и плохоокатанные гальки которых представлены обычно мартитизированными разнополосчатыми железистыми кварцитами, материалом отдельных их прослоев, безрудными и малорудными кварцитами, редко сланцами, обломками кварцевых жил. В целом они относятся к верхам коробковской свиты, непосредственно подстилавших оскольскую серию на периферии бассейна осадконакопления. На недалекий перенос указывает и плохая окатанность литокласт. По степени сортировки они отвечают мезомиктовым конгломератам, хотя из-за чередования пород в области размыва и полосчатости железистых кварцитов литокласт они имеют пестрый («полимиктовый») облик.

Подобные образования встречены и в верхнеоскольской подсерии — курбакинской свите Михайловской грабен-синклинали КМА. Здесь широко развито переслаивание конгломератов и конглобрекчий железистых кварцитов с железистыми песчаниками и сланцами. Мощность железистых толщ до 500 м, их рудоносность обычно более 1—5 %. Литокласты конглобрекчий представлены преимущественно железистыми кварцитами в виде неокатанных и слегка окатанных обломков; цемент имеет кварц-хлорит-слюдистый состав, насыщен мелким обломочным железистым материалом. Конглобрекчий, как и конгломераты, тяготеют к низам терригенной толщи. Метапесчаники курбакинской свиты в отдельных прослоях обильно насыщены зерна-

ми мартита, иногда магнетита. Содержание железа в таких породах достигает 37 %, иногда более. Обычно они полосчатые. Мощность отдельных слоев полевошпат-кварцевого и полевошпат-мартит-кварцевого состава составляет 0,5—2,0 см. Внешне и те и другие иногда напоминают широкополосчатые железистые кварциты, однако это терригенно-обломочные, а не хемогенные образования.

Близкие по составу и облику железистые метапесчаники, а также алеврометапесчаники и сланцы встречаются в роговской и особенно в яковлевской свитах нижнеоскольской подсерии.

По представлениям Н. И. Голивкина с соавторами [56], в яковлевской и белгородской свитах оскольской серии имеются и прослои железистых кварцитов хемогенного происхождения. При этом для белгородской свиты предусматривается «четырёхчленное деление» (два пласта железистых кварцитов и два пласта кварцито-сланцев), поразительно напоминающее строение тектонотипа железисто-кремнисто-сланцевой формации. По всей видимости, эти железорудные образования в ядре Белгородской грабен-синклинали принадлежат к указанной формации и должны относиться к коробковской свите. Некоторые различия в вещественном составе (в частности, заметное развитие карбонатов и пониженная степень метаморфизма железорудных пород так называемой белгородской свиты) могут быть объяснены наличием латеральных неоднородностей. Недостаточная изученность тектоники Белгородской грабен-синклинали делает ошибку «удвоения разреза» вполне возможной. Не исключено, что белгородская свита вообще не должна выделяться. Вопрос требует дальнейшего исследования.

Таким образом, в докембрии КМА, как и в других регионах платформы [22], суть железнакопчений определяет одна классическая рудная формация, а именно железисто-кремнисто-сланцевая коробковской свиты курской серии нижнего протерозоя, являющаяся и геологической формацией. Железисто-кремнисто-метабазитовая формация архея имеет резко подчиненное значение. Железисто-кремнисто-гнейсовая формация вторична по отношению к железисто-кремнисто-сланцевой и представляет собой ее более высокометаморфизованный фрагмент. Также вторичной является железисто-кремнисто-кластогенная формация, возникшая в процессе размыва и переотложения «классических» железистых кварцитов и входящая как литологическая разновидность в терригенные отложения оскольской серии. Изложенные взгляды продолжают оставаться дискуссионными.

Структурно-тектоническая позиция железисто-кремнистых формаций

Структурно-тектоническая позиция железорудных формаций служит одним из важных факторов отнесения их к тому или иному типу. Она может быть определена по расположению формаций (как по вертикали, так и по латерали) относительно структур (и их элементов) различных порядков — от структур литосферы до элементов отдельных складок. Кроме того, может быть рассмотрено структурно-тектоническое положение железистых формаций относительно тел интрузивно-метасоматических образований. Ниже рассмотрено положение железистых формаций докембрия КМА относительно структур литосферы региона, складчато-блоковых структур I—III порядков и магматических тел.

Положение железорудных формаций относительно структур литосферы КМА. Отражающая и преломляющая границы на глубинах 70—40 км в верхах мантии, по геотраверсу Купянск — Липецк, монотонно опускаются в сторону Пачелмского авлакогена вне зависимости от расположения железорудных формаций в верхах консолидированной коры. Практически не отражается распределение железнакопчений и в структурах разделов Мохо и Конрада. Намечается связь положения раздела Ферча с распределением типов железнакопчений. Участки с более высоким положением этого раздела, т. е. с более тонким гнейсово-метаморфическим слоем, отвечают горст-ан-

тиклинорным поднятиям с развитой на них железисто-кремнисто-гнейсовой формацией. Региональные магнитные аномалии над такими подъемами раздела Ферча отвечают уменьшению глубины до высокомагнитных пород «диоритового» слоя — нижней части «гранитного» сейсмопетрографического слоя. Данных для геологического истолкования этого явления недостаточно. Возможно, уменьшение мощности верхнего слоя консолидированной коры является следствием ее глубокой эрозии на длительно развивавшихся поднятиях (что кажется предпочтительнее) или результатом ее «базификации» снизу. Возможно, раздел Ферча — чисто сейсмическое явление, не отражающееся в вещественном составе верхов коры, как это отмечалось для некоторых разделов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины. Как бы то ни было, по имеющемуся ограниченному материалу намечается корреляция крупных геологических поднятий в разрезе консолидированной коры с подъемами границы Ферча и приуроченность к таким сдвоенным поднятиям тел железисто-кремнисто-гнейсовой формации. Соответственно основная, или «классическая», железисто-кремнисто-сланцевая формация криворожско-курского типа приурочена к прогибам в этом разделе.

Положение железорудных формаций в слоисто-блоковой структуре гнейсово-метаморфического слоя КМА. Гнейсово-метаморфический слой земной коры КМА, т. е. верхний ее слой до раздела Ферча, имеет слоисто-блоковое строение. Его прослои отвечают описанным выше четырем структурно-тектоническим этажам, попарно группирующимся в два (архейский и раннепротерозойский) структурных яруса. Структурные этажи и ярусы индивидуализированы не только по сумме слагающих их геологических формаций, но и по приуроченным к ним типам железонакоплений.

Наиболее распространенная классическая железисто-кремнисто-сланцевая формация является и наиболее развитой геологической формацией третьего структурного этажа. Представления о наличии отдельных тел этой формации или ее варианта — железисто-кремнисто-сланцево-карбонатной формации в четвертом структурном ярусе, как отмечено выше, остаются дискуссионными. Такие тела выделяются лишь в ядрах двух грабен-синклиналей и составляют очень незначительную долю разреза по вертикали.

Характерной железорудной формацией четвертого структурного этажа КМА является железисто-кремнисто-кластогенная. В Калачско-Эртильском мегасинклинии и в других структурных ярусах КМА она совершенно не проявлена. В частности, в базальных отложениях нижнего протерозоя КМА кластогенные минералы железа являются редкостью, а литокласты железорудных пород вообще не встречены, что указывает на незначительное развитие железорудных образований в подстилающем архейском структурном ярусе.

К верхнему архейскому структурному этажу (т. е. второму) приурочены небольшие тела железисто-кремнисто-метабазитовой формации.

Структурное положение железисто-кремнисто-гнейсовой формации двойственно. По палеосоме это образование третьего структурного этажа, но как метаморфическое образование оно сформировалось в постоскольскую эпоху в связи с тектоно-магматической активизацией в конце раннего протерозоя.

Железорудные формации раннепротерозойского структурного яруса в составе слагающих его геологических формаций инкрустируют прогибы в плите архейского структурного яруса, который не несет крупных железонакоплений. Основное железонакопление приурочено к третьему структурному этажу, второстепенные по значению — к подстилающему и перекрывающему этажам. Железисто-кремнисто-гнейсовые образования, как отмечалось, возможно, представляют собой высокометаморфизованные фрагменты третьего структурного этажа.

Положение железорудных формаций относительно складчато-блоковых структур КМА. Складчато-блоковые структуры КМА разделяются на несколько порядков, при этом для выделения структур низших поряд-

ков распределение в пространстве образований различных структурных этажей играет важную роль.

Регион КМА выделяется как железорудная провинция вследствие существования крупнейшей неоднородности по латерали в третьем структурном этаже с приуроченной к нему основной (железисто-кремнисто-сланцевой) железорудной формацией. Ее скопление в виде многочисленных крупных, средних и малых железорудных тел имеет в плане овальную форму, вытянутую в северо-западном направлении, и обрамлено гнейсово-гранитными полями. На этих полях железорудные тела малочисленны и приурочены к останцам третьего структурного этажа, реоморфизованным и гранитизированным. В целом в региональном плане КМА наблюдается как бы «антагонизм» между железорудными и гранито-гнейсовыми образованиями. В областях интенсивного развития последних железистые породы представлены мелкими разобщенными телами железисто-кремнисто-гнейсовой формации.

В то же время данный «антагонизм» имеет и структурное выражение, так как гранито-гнейсовые поля представлены горст-антиклинорными структурами, а разделяющие их грабен-синклинии выделяются по развитию в них пород третьего структурного этажа с основной железорудной формацией. Группирование тел, составляющих эту формацию, в три полосы северо-западного простирания отвечает зарождению в докембрии трех грабен-синклинириев: Алексеевско-Воронецкого, Белгород-Михайловского и Крупецкого. К этим же синклиниориям приурочены и тела железисто-кремнисто-кластогенной формации, хотя образования четвертого структурного этажа, в литологическую ассоциацию которого она входит, иногда выходят и за пределы грабен-синклинириев. В таких внесинклинорных разрезах железисто-кремнисто-кластогенная формация достоверно не установлена.

Железисто-кремнисто-метабазитовая формация приурочена к более ранней системе отрицательных структур — зеленокаменным поясам КМА. Там, где грабен-синклинии наследуют простирание и положение ветвей этих поясов, в верхнеархейских образованиях встречаются проявления железисто-кремнисто-метабазитовой формации. В ненаследуемых ветвях этот тип железонакоплений либо совсем отсутствует (Сторожевская ветвь), либо предполагается по геофизическим данным (Ракитянская ветвь), но еще не изучен детально. Разбуривание таких аномалий может выявить там тела железисто-кремнисто-сланцевой формации.

Таким образом, в отрицательных структурах первого порядка — грабен-синклиниориях — помимо основной, железисто-кремнисто-сланцевой формации (включая ее железисто-кремнисто-карбонатный вариант), сосредоточены железисто-кремнисто-метабазитовая и железисто-кремнисто-кластогенная формации.

Железисто-кремнисто-гнейсовая формация приурочена в основном к горст-антиклинориям. В пределах грабен-синклинириев встречаются отдельные тела железисто-кремнисто-сланцевой формации, приближающиеся по степени метаморфизма к железисто-кремнисто-гнейсовым образованиям. В целом железорудные образования докембрия КМА отчетливо тяготеют к раннепротерозойским отрицательным структурам первого порядка.

В пределах отрицательных блоков первого порядка структурами второго порядка являются грабен-синклинали и относительно приподнятые блоки, а в пределах положительных блоков первого порядка (горст-антиклинориев) — жесткие массивы ранней консолидации и интенсивно переработанные относительно опущенные блоки.

Грабен-синклинали — наиболее погруженные и длительно (включая оскольскую эпоху) опускавшиеся блоки. К ним приурочены крупные тела железисто-кремнисто-сланцевой формации и все известные проявления железорудной кластогенной формации. Грабен-синклинали различаются по характеристикам своей рамы, в частности по степени развития в ней интрузивно-метасоматических образований салтыковского комплекса верхнего архея. Особенности рамы повлияли на осадконакопление железистых формаций в раннем протерозое и на степень их последующего метаморфизма.

В относительно приподнятых блоках грабен-синклинориев достаточно широко развита железисто-кремнисто-сланцевая формация. Степень метаморфизма в ней явно зависит от конкретных соотношений с интрузивно-метасоматическими образованиями. Железисто-кремнисто-кластогенная формация в таких приподнятых блоках отсутствует, но встречаются отдельные мелкие тела пород железисто-кремнисто-метабазитовой формации.

Интенсивно переработанные относительно опущенные блоки горст-антиклинориев близки по строению к приподнятым блокам грабен-синклинориев. В них также, хотя и менее интенсивно, развиты железорудные формации. Ведущими здесь являются железисто-кремнисто-гнейсовая формация и образования, по степени метаморфизма переходные к железисто-кремнисто-сланцевым. Железисто-кремнисто-метабазитовая формация предполагается здесь лишь в отдельных ненаследуемых ветвях архейских зеленокаменных поясов. На жестких массивах раннеархейской консолидации иногда наблюдаются единичные мелкие тела железисто-кремнисто-гнейсовой формации.

Структуры третьего порядка, т. е. мелкие блоки реоморфизованного архейского основания и складчатые структуры, в образовании которых разломы играли важную роль, гораздо больше изучены в грабен-синклинориях, чем в горст-антиклинориях. Рассмотрим приуроченность железистых формаций к таким структурам.

В пределах относительно поднятых блоков грабен-синклинориев железисто-кремнисто-сланцевая формация слагает надразломные и приразломные преимущественно изоклиналильные синклинали шовного типа. Ложе и борта таких синклиналей представлены не антиклиналями, а реоморфизованными образованиями второго и первого структурных этажей. В этих бортах среди приподнятых блоков второго этажа иногда встречаются тела железисто-кремнисто-метабазитовой формации.

В пределах опущенных блоков грабен-синклинориев, т. е. в грабен-синклиналях, в качестве блоков третьего порядка выделяются их крылья и ядра. К крыльям грабен-синклиналей и их периклиналям приурочена железисто-кремнисто-сланцевая формация. На периклиналях она образует синклинали высоких порядков и ядра антиклиналей среди пород четвертого структурного этажа. По-видимому, железисто-кремнисто-сланцевая формация выстилает и дно грабен-синклиналей. Это предопределяет возможность появления ее в отдельных поднятых блоках в ядрах грабен-синклиналей. Очевидно, такое строение имеет ядро Белгородской грабен-синклинали, где наблюдается блок железисто-кремнисто-карбонатных образований. Как отмечалось, их стратиграфическое и формационное положение остается дискуссионным [56].

К ядрам грабен-синклиналей четко приурочена железисто-кремнисто-кластогенная формация. Тела формации в целом тяготеют к тем участкам грабен-синклиналей, где в их раме отмечаются наиболее жесткие выступы архейского основания. Наличие выступов, очевидно, способствовало дифференцированности тектонических движений и накоплению линз грубокластогенных образований. Наиболее жесткими из пород докурского основания были, по-видимому, граниты салтыковского комплекса. Таким образом, и в этом случае устанавливаются тяготение железорудных формаций к отрицательным структурам и важная роль их соотношения с интрузивными образованиями.

На горст-антиклинориях железисто-кремнисто-гнейсовая формация также приурочена к отрицательным структурам третьего порядка — шовным синклиналям и, возможно, приразломным моноклиналям. О соотношении железисто-кремнисто-метабазитовой формации со структурами третьего порядка достоверных данных нет.

Структуры четвертого и более высоких порядков являются образованиями внутри тел железорудных формаций.

Положение железорудных формаций КМА относительно тел интрузивно-метасоматических образований. Выше при рассмотрении структурных

соотношений железорудных формаций была показана их связь с интрузивными и метасоматическими образованиями. Распределение очагов метасоматоза, который проявился в период докурского осадконакопления, обусловило относительное латеральное распределение железисто-кремнисто-сланцевой и железисто-кремнисто-гнейсовой формаций (за счет вероятного возникновения второй из первой при регионально-контактовом метасоматозе). Таким образом, участки современных горст-антиклинорий наместились уже в курское время [247]. Это, по-видимому, связано с длительным радиогенным разогревом литосферы КМА, достигшим максимума уже после основного этапа осадконакопления — в конце раннего протерозоя. В то же время прекращение осадконакопления было связано с интенсификацией этого процесса, вызывающей подъем легких гранитизированных блоков литосферы. Высказанное предположение подтверждается большей концентрацией радиоактивных элементов в одноименных фазах атаманского гранитоидного комплекса на горст-антиклинорных поднятиях по сравнению с содержанием их в тех же фазах гранитоидов грабен-синклинорий.

Связь реоморфизма с поднятиями привела к тому, что железорудные формации в целом (как по набору формаций, так и по размеру и количеству слагающих их тел) расположены в опущенных блоках. Лишь железисто-кремнисто-гнейсовая формация как продукт ультраметаморфизма и реоморфизма приурочена к горст-антиклинорным блокам. Такой антагонизм гранитоидных и железорудных формаций, тяготение последних к тяжелым, более мафическим блокам проявляются на всех трех уровнях блокового строения гнейсово-метаморфического слоя КМА, отражая факт происхождения железорудных формаций как продукта высокой степени дифференциации литосферы. Правда, в пределах наиболее опущенных блоков II порядка (грабен-синклиналей) ведущая железисто-кремнисто-сланцевая формация приурочена к поднятым блокам III порядка, но в опущенных блоках этого же порядка на смену ей появляется железисто-кремнисто-кластогенная формация.

Намечается также косвенная связь железорудных формаций с интрузивно-метасоматическими образованиями предшествующих тектоно-магматических циклов. Выше упоминалось, что грабен-синклинали, вмещающие железисто-кремнисто-сланцевую и железисто-кремнисто-кластогенную формации, различаются по интенсивности развития в их раме массивов плагиогранитов салтыковского комплекса верхнего архея. В данном случае массивы гранитоидов выступают как «ядра жесткости», стабилизовавшие динамический режим бассейна курского и оскольского осадконакопления, что вызвало появление карбонатных фаций (так называемый белгородский подтип железисто-кремнисто-сланцевой формации), уменьшило ступень их регионально-контактного метаморфизма (в Белгородской и Михайловской грабен-синклиналях по сравнению с Тим-Ястребовской) и способствовало контрастности движений в оскольское время. Это привело к формированию линз в породах железисто-кремнисто-кластогенной формации.

Глава 9

БЕЛОРУССКО-ПРИБАЛТИЙСКИЙ РЕГИОН

Границы региона и рельеф докембрийского фундамента

Площадь распространения железорудных объектов (381,7 тыс. км²), объединяющая территории Белоруссии, Литвы, Латвии и Эстонии, получила наименование «регион» [131, 132 и др.]. Термин «провинции» в данном случае менее корректен, так как контуры последней должны в этом случае совпадать с границами региональных геологических структур (щитов, мегаблоков) [18]. В данном случае объединены географически рядом расположенные две крупные региональные геологические структуры — Белорусский кристаллический массив (выступ, антеклиза) и южная часть Балтийского щита. Первую структуру можно назвать Белорусской железорудной провинцией, вторую, в соответствии с рекомендуемой номенклатурой, Балтийской железорудной подпровинцией, являющейся южной частью Карело-Кольской, или Балтийской, провинции. Контуры Балтийской подпровинции и Белорусской провинции проведены в основном по глубинам фундамента, несколько превышающим 1 км, что соответствует, по Г. И. Каляеву [111], контурам массивов и антеклиз. При таком ограничении в Белорусскую железорудную провинцию включены склоны Белорусского массива, находящиеся на территории Литвы, частично в Калининградской области и в соседних областях Польши. В пределах подпровинции и провинции выделены четыре железорудные области, сходные по геологическим и минералогическим особенностям железорудных проявлений, — Северо-Латвийско-Эстонская, Центральнoлатвийская, Литовская и Белорусская. В пределах областей на детальных картах выделено 10 железорудных и потенциально железорудных районов, в которых на наиболее разбуренных участках известны 12 рудных и потенциально рудных полей.

В докембрийском кристаллическом фундаменте региона, перекрытом осадочным чехлом различной мощности, к настоящему времени выявлено шесть железорудных объектов, близких по масштабам к месторождениям, а также большое количество проявлений магнетитовых, ильменит-магнетитовых, сульфидно-магнетитовых и гематитовых (мартитовых руд). В регионе на основе анализа геофизических съемок и специальных пересчетов магнитного поля [129] выделено также большое количество (около 1000) высокомагнитных тел, с которыми могут быть связаны железорудные месторождения. Для прогнозирования промышленных месторождений железных руд с позиций современных требований значение имеют лишь площади с глубиной залегания фундамента менее 1 км, т. е. из рассмотрения исключаются впадины Припятская, Оршанская, Балтийская и др.

При относительно неглубоком залегании фундамента в регионе главное значение приобретают прогнозирование и поиски месторождений богатых железных руд, а также достаточно крупных месторождений высококачественных легкообогатимых бедных магнетитовых руд, разработка которых на таких глубинах может быть рентабельной. В соответствии с существую-

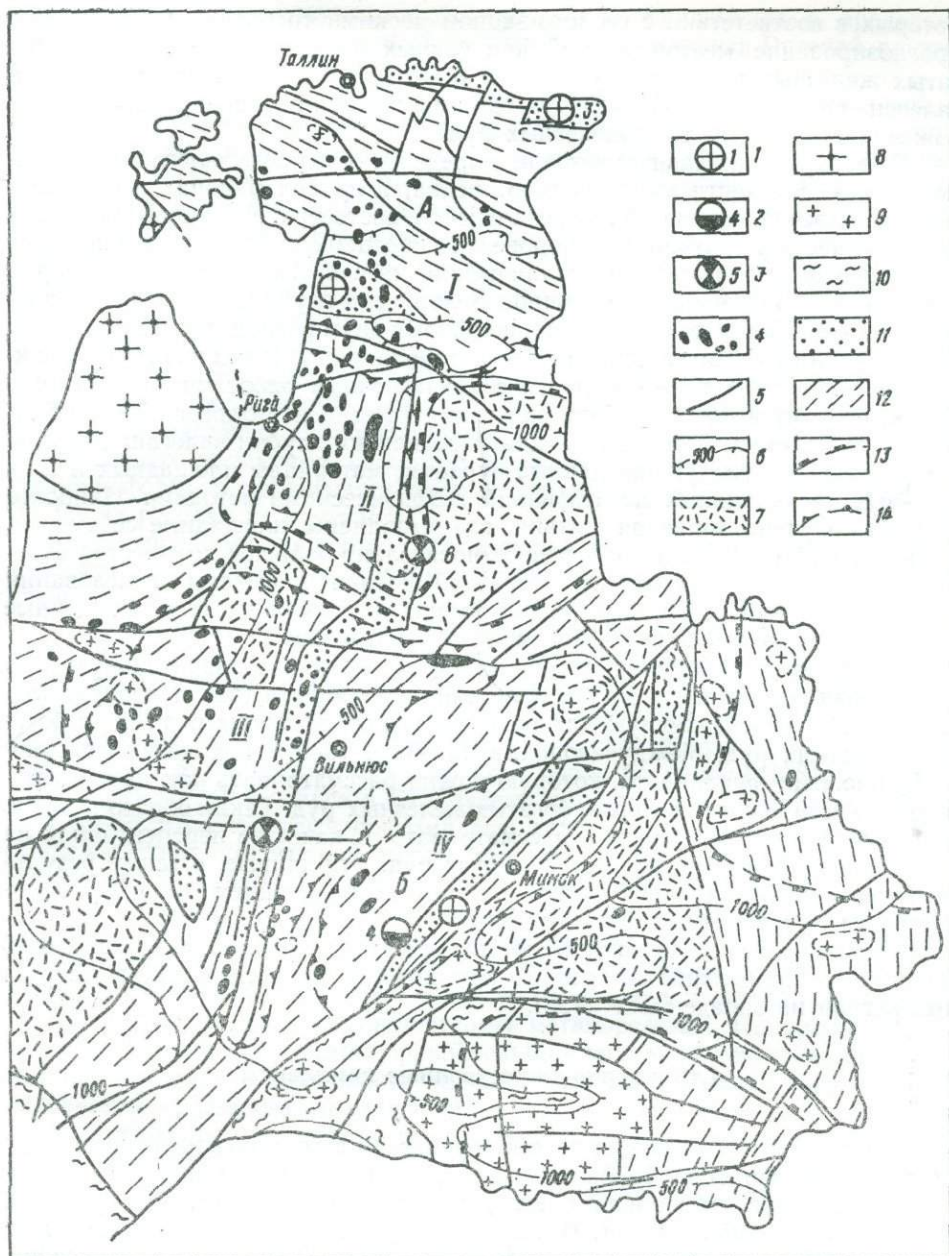


Рис. 19. Схема геологического строения фундамента Белорусско-Прибалтийского региона. Составил Н. А. Корнилов.

Месторождения: 1 — железистых кварцитов (1 — Околовское, 2 — Стайцельское, 3 — Рыхвское), 2 — ильменит-магнетитовых руд, Новоселковское, 3 — богатых магнетитовых руд (5 — Варенское, 6 — Гарсенское); 4 — наиболее крупные и интенсивные магнитные тела; 5 — разломы и разломные зоны; 6 — изопакиты; 7 — гранито-гнейсовые массивы; 8 — граниты рапакиви-подобные Рижского плутона; 9 — граниты плаггиомиоклиновые; 10 — породы карельского комплекса; 11 — породы лопского комплекса; 12 — породы беломорского комплекса (гранулит-базитового и амфиболито-гнейсового подкомплексов); 13 — контуры Балтийской железорудной провинции (А) и Белорусской железорудной провинции (В), 14 — контуры железорудных областей (I — Северо-Латвийско-Эстонской, II — Центральнотатвийской, III — Литовской, IV — Западно-Белорусской)

щими методическими указаниями [18, 29 и др.] прогнозирование железорудных месторождений богатых руд производится до глубины 1500 м, бедных легкообогатимых руд — до глубины 700 м. С учетом изложенного на прогнозно-металлогенических картах построены изопакиты 500 и 1000 м (рис. 19). Первая ограничивает возвышенные области фундамента, в пределах

которых в соответствии с геолого-экономическими требованиями возможно прогнозирование месторождений как бедных, легкообогатимых, так и богатых железных руд. Изопахита 1000 м ограничивает области с глубиной залегания фундамента 500—1000 м, где имеет смысл прогнозирование месторождений только богатых железных руд.

В Белоруссии главным методом определения глубин залегания фундамента в южной части была сейсморазведка, в других районах в основном электроразведка. Значительно детальнее и достовернее изучены южная и западная части республики, где проведены среднемасштабные геофизические съемки, и Белорусский кристаллический массив, где фундамент вскрыт скважинами. В северной и восточной Белоруссии глубина залегания фундамента определена не точно — лишь по одному-двум региональным профилям ВЭЗ и редким точкам зондирований. Восточная часть Литвы и Латвии и южная часть Эстонии также изучены геофизическими работами недостаточно полно, поэтому и здесь глубина залегания фундамента определена приближенно. Исходными материалами для определения глубин залегания фундамента в Латвии послужили данные бурения, материалы площадных и профильных региональных исследований геофизическими методами. Наиболее детально изучена Западная Латвия, где выполнены площадные сейсморазведочные работы МОВ и пробурено относительно большое количество скважин, вскрывших фундамент. В Восточной Латвии проведены исследования ТЗ КМПВ и МОВ по региональным профилям, а также электроразведочные работы, пробурено около 20 скважин до фундамента.

Изопахита 500 м ограничивает на картах довольно значительную площадь сравнительно неглубокого залегания фундамента (почти равную площади КМА), перспективную для поисков легкообогатимых бедных и богатых железных руд. Между изопахитами 500 и 1000 м находится еще около $\frac{1}{3}$ площади фундамента, которую можно рассматривать как перспективную на месторождения только богатых железных руд. Таким образом, около $\frac{2}{3}$ площади региона можно рассматривать в качестве перспективной на промышленные месторождения железных руд. Эти данные, а также результаты пересчетов и анализа магнитного поля с выделением большого количества высокомагнитных неразбуренных тел, с которыми могут быть связаны промышленные железорудные месторождения, позволили рассматривать Белорусско-Прибалтийский регион как новый перспективный железорудный регион на западе СССР [132].

Структурно-вещественные комплексы

Выяснение самых общих закономерностей размещения железных руд в пределах Белорусско-Прибалтийского региона связано с необходимостью предварительного обоснования его геологической истории, обусловившей процессы железнакопления. В настоящее время не имеется, к сожалению, единой и общепризнанной точки зрения о геологической истории региона, возрасте слагающих его главнейших комплексов пород и т. д., поэтому при практически полном отсутствии радиологических реперов обоснование геологической схемы строения фундамента региона сопряжено со значительными трудностями. В основу определения возрастных соотношений главнейших супракrustальных комплексов пород региона нами положены принцип аналогии и рекомендации Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР в 1977 г. в г. Уфа [118], на котором принята новая общая стратиграфическая шкала докембрия. При этом использованы разработки и представления (далеко не однозначные) по отдельным республикам: Белоруссии — Н. А. Корнилова, А. М. Папа, Г. Г. Доминиковского, И. В. Данкевича, М. И. Михненко, Н. В. Аксаментовой, И. В. Найденкова, Л. И. Матрунчика и др., Литве — В. А. Васильева, Г. Б. Мотузы и др., Латвии — А. П. Биркиса, В. В. Ветренникова и др., Эстонии — В. А. Пуура, Т. И. Куупсалу, Х. Я. Коппельмаа, В. Х. Петерсея и др. Попытки

корреляции глубокометаморфизированных толщ фундамента в пределах региона на фоне общих концепций о структуре фундамента Русской плиты предпринимались неоднократно [38, 81, 96, 104, 140 и др.].

Наиболее молодыми образованиями фундамента региона считаются слабометаморфизованные комплексы вулканогенно-осадочных и осадочно-вулканогенных пород, сопоставимые с нижнепротерозойским карельским комплексом [118]. Эти образования в пределах разбуренных площадей распространены незначительно (житковичская свита Белоруссии, адажский комплекс Латвии и др.) и с ними не связываются какие-либо проявления железных руд. Здесь развиты кремнисто-сланцевая, сланцево-липарит-дацит-андезитовая, слюдисто-сланцевая и липарит-базальтовая формации. Вопрос о развитии железорудных формаций карельского комплекса — аналогов криворожской и курской серий в пределах неразбуренных площадей региона остается открытым, однако, судя по характеру геофизических полей, нахождение таких формаций под осадочным чехлом маловероятно. Для железорудных формаций курско-криворожского типа характерно наличие высокоинтенсивных магнитных аномалий и совокупностей аномалий, имеющих линейную форму и протягивающихся на сотни километров, чего в магнитных полях региона не отмечается.

Более древними являются образования верхнеархейского лопского комплекса, к которому мы относим породы околоской серии Белоруссии, включающие осадочно-вулканогенную железисто-кремнистую формацию [125]. Породы подобных формаций широко развиты в виде относительно узких полос в пределах кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы (михайловская серия КМА, конкско-верховцевская Украинского щита, гимольская — Карелии и др.). Л. И. Салоп [193], учитывая специфические особенности этих серий, отнес их, как и околоскую серию, к верхнему архею, что соответствует лопскому комплексу, по данным [118]. Представителем лопского комплекса в Белоруссии является так называемый гнейсово-амфиболито-сланцевый подкомплекс, который сложен помимо железисто-кремнисто-вулканогенной также графит-сланцевой, серно-колчеданно-метадацитовой, карбонатной и другими формациями, входящими в состав околоской серии [217]. Границы этой серии с подстилающими более древними гнейсово-гранулитовыми толщами архейской щучинской серии [172] не установлены; в северном и южном направлениях, а также в других местах Белорусского массива эта серия выделяется с большой долей условности (главным образом, по пониженной степени метаморфизма). На западе Белоруссии к этой серии отнесены сравнительно слабо метаморфизованные породы так называемой спушанской толщи, слагающие условно выделяемую Скидельскую грабен-синклиналь [154].

Выяснение формационной принадлежности железорудных кварцитов Околоского месторождения производилось путем «снятия» метаморфизма и реконструкции первичной природы пород (гнейсов, амфиболитов) с использованием различных геологических и петрографических признаков, петрохимических и геохимических критериев и диаграмм [125]. Железистые кварциты месторождения залегают среди гнейсов преимущественно кислого и среднего состава и в меньшей степени амфиболитов, наблюдаются в виде тел, по-видимому, линзообразной формы, быстро выклинивающихся или расщепляющихся на множество мелких прослоев по простиранию и падению, что характерно для вулканогенных, а не осадочных железисто-кремнистых формаций. Во вмещающих гнейсах в ряде мест наблюдаются бластопорфиры, вероятно, апоэффузивные структуры (состав бластопорфиров — кварц и плагиоклаз). На петрохимических диаграммах Р. Гаррелса и Ф. Маккензи, Н. П. Семененко, П. Ниггли, Н. А. Доморацкого, Де ля Роша, А. Симонена, А. А. Предовского и Б. Лика фигуративные точки большинства гнейсов и амфиболитов (использовано более 150 анализов) попадают в поля изверженных пород. Ряд геохимических признаков также подтверждает отнесение большинства рудовмещающих пород Околоского месторождения к ортопородам: отношение $Ti/V = 19-44$, $Sr/Ba < 1$ и

$\text{Ca/Mg} > 1$ (что более характерно для вулканогенных железисто-кремнистых формаций).

В амфиболитах отмечено относительно высокое среднее содержание хрома (0,0167 %), повышенное отношение Sr/Ni (4,9) и довольно низкое «число Ниггли» (0,20), что типично для ортопород. Фигуративные точки рассматриваемых пород попадают на соответствующих петрохимических и геохимических диаграммах в поля вулканогенных базальтовой (в том числе коматит-базальтовой), дацит-андезитовой и дацит-липаритовой формаций. Совокупность этих данных определяет формацию Околовского месторождения как вулканогенно-осадочную метабазит-лептитовую алгомского типа [241], отвечающую при снятии метаморфизма железисто-кремнисто-толент-дацитовой формации. Вулканогенный характер формации подтвержден также исследованием изотопного состава кислорода, серы и углерода [134], на основе чего и по аналогии с вулканогенно-железистой архейской формацией Мичипикотен (Канадский щит) высказано предположение о наличии в составе околовской железорудной серии трех первичных железистых фаций — окисной, сульфидной и карбонатной.

Возраст железистых кварцитов железисто-кремнистых формаций Латвии и Эстонии (Стайцельского и Йыхвиского месторождений) не ясен — одни авторы относят их к архею [140, 188 и др.], другие — к раннему протерозою. Считается, что в пользу архейского возраста формаций свидетельствуют их приуроченность к существенно гнейсовым толщам складчатых систем и высокая степень метаморфизма (в гранулитовой фации), раннепротерозойский возраст обосновывается повышенным содержанием марганца (до 2—3 %).

Железистые кварциты Стайцельского месторождения Латвии по структуре и текстуре вмещающих гнейсов и амфиболитов (бластопорфировые структуры и др.) также предварительно отнесены к железисто-кремнисто-вулканогенной формации (существенно лептитовой с подчиненным количеством амфиболитов). Здесь, как и в Околовском месторождении, имеются, по-видимому, прослой парапород, например безрудных кварцитов.

Железистые кварциты Йыхвиского месторождения Эстонии залегают среди метаморфических пород, которые по составу макро- и микрокомпонентов относятся к метавулканитам от кислого до основного состава. На диаграмме А. Симонена они отвечают полю метавулканитов. Железистые кварциты Эстонии, по мнению эстонских геологов, также принадлежат железисто-кремнисто-метабазитовой формации.

Приуроченность железистых кварцитов Белоруссии, Латвии и Эстонии к вулканогенно-осадочным железисто-кремнистым формациям (с тем или иным соотношением кислых и основных вулканитов) подтверждается следующим: а) умеренными масштабами развития руд и относительно быстрым выклиниванием рудных пластов; б) пониженным средним содержанием общего железа в железистых кварцитах по сравнению с содержанием его в железистых кварцитах нижнепротерозойских осадочных формаций (28—33 против 34—35 %); в) геохимическими и петрохимическими особенностями рудовмещающих пород и железистых кварцитов.

Метаморфизм железистых кварцитов протекал в условиях амфиболитовой (Околовское месторождение) и гранулитовой (Стайцельское и Йыхвиское месторождения) фаций [133, 188].

По тектонической классификации Г. С. Момджи [159], отмеченные месторождения железистых кварцитов относятся к орогенному (эпизэвгеосинклинальному), или балтийскому, формационному типу.

Выделение околовской серии, включающей вулканогенно-железистую формацию [217], явилось крупным вкладом в познание геологии фундамента региона. Эта серия, включенная в общесоюзные сводки [193], явилась своеобразным репером лопийского комплекса, позволяющим хотя бы в первом приближении отделять комплексы древнейших и более молодых пород фундамента. На западе Белоруссии породы, отнесенные к околовской серии, продолжают в Литву, где к лопийскому комплексу предварительно отне-

сены первичные породы варенского комплекса, вмещающие богатые магнетитовые руды.

Породы лопия в хорошо изученных районах (КМА и др.) приурочены к узким шовным синклиналям, грабен-синклиналям и локальным участкам, как бы «вставленным» в более древние породы гнейсово-мигматитового и гранулитового комплексов нижнего архея [81]. Наиболее полный и изученный разрез архейской складчатой системы (названной нами Западно-Белорусско-Польской) представлен на сравнительно небольших глубинах в сводовой части Белорусского кристаллического массива. В результате проведенного здесь глубинного геологического картирования и глубинного сейсмического изучения МОВ по профилю Гродно — Старобин [77] показано, что главнейшими мегаструктурами линейных зон являются не складки, как считалось ранее, а блоки размером 15—35 км в поперечнике, ограниченные крутопадающими глубинными разломами. В настоящее время время нет единого мнения относительно возраста пород гранулит-базитового (гранулитового) и гнейсово-мигматитового подкомплексов, слагающих различные блоки. По мнению одних авторов [154, 172 и др.], породы гранулит-базитового подкомплекса слагают ядра эродированных синклиналей, по мнению других, эти породы образуют корневые части выдвинутых блоков, горст-антиклинали [77, 128]. Некоторые авторы в последнее время отождествляют кислые породы гнейсово-мигматитового подкомплекса в БССР с бластомилонитами.

Породы гнейсово-мигматитового подкомплекса слагают как мелкие вытянутые блоки линейных систем, так и крупные, более или менее изометричные массивы или блоки, характеризующиеся как области мозаичного магнитного поля (Минско-Полоцкий, Латгальский, Мазовецкий в Польше и др.). Гнейсовые и гранитно-гнейсовые толщи этих массивов рассматриваются [154, 172 и др.], как более или менее одновозрастные, с такими же толщами линейных складчатых зон. Существуют и другие мнения. Некоторыми авторами отмеченные в Белоруссии кислые толщи складчатых зон относятся к амфиболито-гнейсовому подкомплексу или к единому вместе с гранулитовым подкомплексом комплексу, в котором, в свою очередь, выделяются основные и кислые члены [4]. Среди гнейсово-мигматитового (или амфиболито-гнейсового) подкомплекса, образованного различными гнейсами с подчиненным количеством амфиболитов, выделяются следующие метаморфические и первичные (последние предположительно) формации: гнейсовая (граувакко-песчаниковая), амфиболит-гнейсовая (метатолит-граувакковая), слюдяных и высокоглиноземистых гнейсов (граувакко-песчанико-аргиллитовая), железисто-кремнисто-вулканогенная, колчеданная и др. Среди гранулитового подкомплекса, в котором выделяются верхняя, более кислая, и нижняя часть основного состава выделены формации: гнейсовая (граувакко-песчаниковая), слюдяных и высокоглиноземистых гнейсов (граувакко-песчанико-аргиллитовая), амфиболит-гнейсовая, возможно, железисто-кремнисто-гнейсовая. В нижней части (в блоках основного состава) устанавливаются формации пироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитов (метаандезит-толеитовая), амфиболит-гнейсовая (метатолит-граувакковая) и др.

Описанные железорудные формации связаны с супракрустальными (стратифицированными) комплексами пород фундамента. На основании изложенного можно полагать, что, по классификации [118], в геологическом строении фундамента региона участвуют разнообразные, в том числе, вероятно, и железорудные, формации преимущественно беломорского комплекса (с возрастом древнее 3,5 млрд. лет), слагающие как протяженные складчатые системы, так и крупные изометрические гранитно-гнейсовые блоки, затем формации, в том числе вулканогенные железисто-кремнистые, лопского комплекса (с возрастом 3,5—2,6 млрд. лет) и, наконец, вулканогенно-осадочные формации карельского комплекса (2,6—1,65 млрд. лет). В настоящее время имеются различные представления о масштабах развития железорудных формаций карельского комплекса. Так, некоторые эстонские

геологи (В. Х. Петерсель) относят к этому комплексу (свекофеннокарелидам) высокомарганцовистые железистые кварциты севера региона и гнейсовые толщи севера Эстонии. В Латвии некоторыми геологами (В. В. Ветренников и др.) к данному комплексу относятся гнейсовые толщи, включающие Гарсенское месторождение богатых и бедных железных руд, а также крупное Аннасское магнитное тело; ранее всю мощную толщу гнейсов субмеридионального простирания относили к свекофеннокарелидам в пределах Инчукалнской складчатой зоны. В то же время региональный анализ позволяет отнести указанные гнейсовые толщи к беломорскому комплексу [81, 140 и др.].

В регионе развиты также железорудные формации, связанные с магматизмом или ультраметаморфизмом. К первым относятся ильменит-магнетитовые руды одноименной рудной формации, приуроченные к габбровой формации ранних этапов развития подвижных зон [166]. Представителями этой формации являются Новоселковское ильменит-магнетитовое месторождение (Белоруссия), а также другие ильменит-магнетитовые проявления региона (в Эстонии и Белоруссии). Рассматриваемые руды отнесены к магматогенно-метаморфогенной ильменит-магнетитовой рудной формации, характерной для многих районов мира [88, 127 и др.].

Особый интерес в условиях неглубокого залегания фундамента представляют формации богатых железных руд варенского и гарсенского типов, развитые в одноименных месторождениях. Богатые и бедные магнетитовые и серпентин-магнетитовые руды варенского типа, выявленные в значительных количествах в Варенском месторождении и в ряде крупных проявлений Варенского рудного поля Литвы, предварительно относятся к образованиям скарново-рудной формации, причем к самостоятельной формационной группе региональных скарнов — базификатам. Такие руды, вероятно, являются продуктом так называемого фронта базификации [259] и связаны с процессами гранитизации и регрессивного метаморфизма. Рассматриваемые железорудные объекты до некоторой степени сходны с месторождениями скарново-рудной формации Центральноалданской флогопитоносной и железорудной провинции [259]. В пользу этого свидетельствует следующее: приуроченность магнетитового оруденения (особенно в проявлениях Стегалес и Шаркишкес Литвы и Шнипки Белоруссии) к контактовой зоне основных супракрустальных пород и более молодых гранитоидов, прорывающих последние, а также к разломным зонам; парагенезисы минералов, сходные с таковыми месторождений скарново-рудной формации алданского типа (магнетит, флогопит, апатит, сульфиды железа); геохимические особенности руд (низкое содержание титана и др.), отличающие их от месторождений титано-железородной формации, связанной с габброидами. С более общих позиций оруденение данного типа можно отнести к подклассу ультраметаморфических [15]. Не исключается, однако, возможность и магматического происхождения руд Варенского месторождения, близости их, например, к рудам ковдорского типа. В пользу магматического генезиса свидетельствует наличие сидеронитовых структур и железистого оливина, характерного для изверженных пород. Редким аналогом месторождений чисто магнетитовых богатых руд, связанных с гипербазитами, является месторождение Ликони в Италии [131].

Богатые магнетитовые руды гарсенского типа, по классификации Я. Н. Белевцева [15], отнесены к метаморфическим остаточным (автохтонным), возникающим за счет железистых кварцитов при их сжатии и метаморфогенном выщелачивании кварцевых прослоев.

Ниже приводится краткий обзор структурно-вещественных комплексов и геологических формаций по прибалтийским республикам.

В кристаллическом фундаменте платформы в Литве выделяются два главных тектонических элемента — Западно-Литовский гранулитовый массив и Восточно-Литовская складчатая область. Эти элементы различаются по вещественному составу, внутренней структуре и истории развития. Кроме того, судя по геофизическим данным, с северо-запада в пределах Литвы

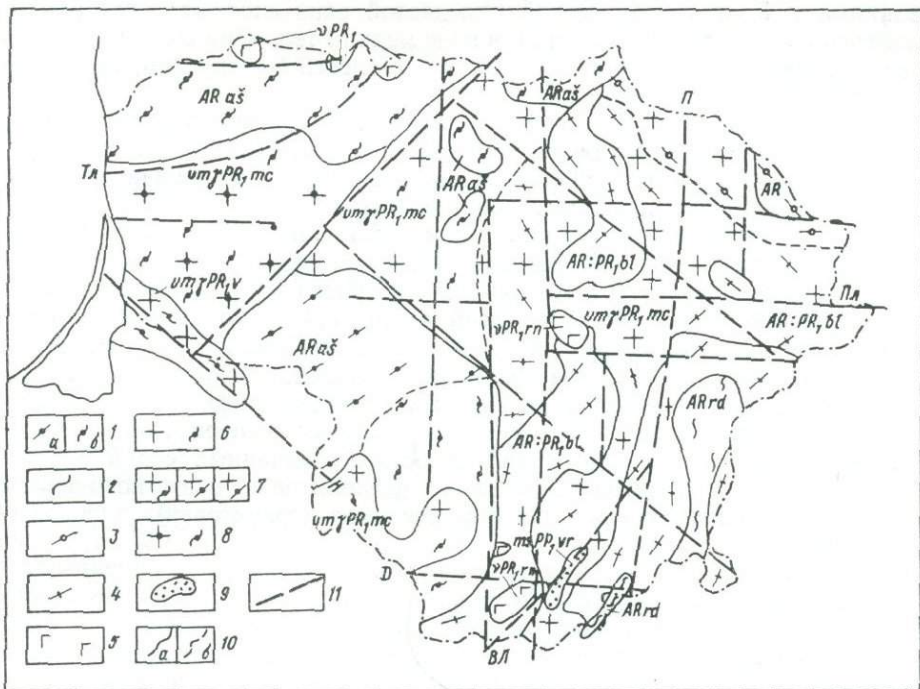


Рис. 20. Схема геологического строения кристаллического фундамента Литвы.

Суперкрупные образования: 1 — ашвакский комплекс (а — преимущественно высокоглиноземистые, б — преимущественно основные кристаллосланцы), 2 — родукская серия, основные кристаллосланцы, 3 — гранито-гнейсовые комплексы Латгальского массива; 4 — бальнинкайский комплекс, амфиболиты и плагиогнейсы; интрузивные образования; 5 — базиты рандомского комплекса (vPRrn) и Рижского массива (vPR); ультраметавенные образования; 6 — шонарский комплекс (umPRašp), мигматиты и гранитоиды чарнокитового и эндербитового состава по породам ашвакского комплекса; 7 — марцинковский комплекс (umPR,mc), плагиомикроклиновые мигматиты и гранитоиды по породам ашвакского (а) и внутри комплексов (б) и Латгальского массива (в), 8 — плагиомикроклиновые гранитоиды по породам ашвакского комплекса (umPR,σ), 9 — метасоматиты варенского комплекса (msPR,σ), скарноиды и щелочные метасоматиты; 10 — геологические границы между комплексами (а) и внутри комплексов (б); 11 — тектонические разломы (ВЛ — Восточно-Литовский, Д — Даукский, П — Прибалтийская зона, ПЛ — Полоцкий, Н — Нямунский, Та — Тяльшайский)

находится часть Рижского плутона, а северо-востока — Латгальский гранито-гнейсовый массив (рис. 20). В Западно-Литовском гранулитовом массиве выделен ашвакский комплекс, образованный породами, метаморфизованными в основном в условиях гранулитовой фации — высокоглиноземистыми и основными кристаллическими сланцами и др.

Древнейшими суперкрупными породами в Восточно-Литовской складчатой области являются основные кристаллические сланцы и глиноземистые гнейсы, метаморфизованные в гранулитовой фации. Они объединены в родукскую серию, которая предположительно коррелируется со щукинской серией Белоруссии (или гранулит-базитовым подкомплексом нижнего архея). Выше залегают породы бальнинкайского комплекса, представленные амфиболитами и биотитовыми плагиогнейсами. Эти породы следует, по-видимому, коррелировать с амфиболито-гнейсовым подкомплексом, или гнейсо-мигматитовыми толщами Западно-Белорусско-Польской складчатой системы, относящимися к верхней части нижнего архея (беломорского комплекса, по [118]). Возможно, что среди указанных пород развиты в какой-то степени и породы лопского комплекса. Отнесение амфиболито-гнейсовых толщ бальнинкайского комплекса к архею, а не к протерозою, как это считалось ранее, доказывается в известной мере тем, что возраст гнейсов этого комплекса, определенный методом термоионной эмиссии по цирконам, оказался древнее 2,6 млрд. лет. Архейский возраст комплекса подтверждается и тем, что его породы прорваны плагиогнейсами субартонского комплекса и более молодыми нижнепротерозойскими плагиомикроклиновыми гранитами марцинковского комплекса. Древнейшими интрузивными обра-

зованиями в Восточно-Литовской складчатой зоне считаются габброиды, залегающие среди родукской серии в виде мелких тел. Они сопоставляются с архейскими габброидами кореличского комплекса Белоруссии, несущими ильменит-магнетитовое оруденение.

Варенская железорудная зона находится в краевой части крупного Марцинконского массива нижнепротерозойских гранитоидов; железные руды тесно ассоциируют с разнообразными метасоматитами варенского комплекса, относящимися к нижнему протерозою (см. рис. 20).

Метаморфические образования фундамента платформы в Латвии, согласно представлениям В. В. Ветренникова, разделяются на четыре структурно-вещественных комплекса: саамский, возраст более 3,5 млрд лет, лопский — 3,5—2,6 млрд лет, карельский — 2,6—1,8 и выборгский — 1,8—1,6 млрд лет. Саамский комплекс представлен стренческой и ашваской сериями супракrustальных пород, метаморфизованных в основном в гранулитовой фации, — двупироксеновых кристаллосланцев, амфиболитов, двупироксеновых, биотит-гранат-гиперстеновых и других гнейсов и др., а также ультраметаморфических образований. В составе отмеченных серий выделены формации: двупироксен-базитовая (офиолитовая известково-щелочная), двупироксен-гнейсовая диафторированная (толеитовая), эндербитовая и др.

Лопский комплекс (нижняя часть) сложен породами, объединенными в алуксненскую метаморфическую серию. Это амфиболиты, амфибол-гиперстеновые, силлиманит-гранат-биотитовые и другие кристаллосланцы и гнейсы, сопряженные с ними граниты, мигматит-чарнокиты. Выделяются амфиболит-кристаллосланцевая (офиолитовая) и гнейсово-гранитовая формации. Верхняя часть комплекса представлена стайцельской и инчукалнской сериями. Первая образована гранат-биотитовыми, биотит-гиперстеновыми, гиперстен-роговообманковыми и другими микрогнейсами, среди которых залегают гранат-магнетитовые, гранат-амфибол-магнетитовые и другие железистые кварциты (Стайцельское месторождение). Инчукалнская серия сложена амфиболитами, гранат-биотит-гиперстеновыми и другими кристаллосланцами с прослоями гранат-амфибол-магнетитовых железистых кварцитов. Выделяются железозносная гнейсовая, железозносная амфиболитовая и мигматит-гранитовая формации.

К карельскому комплексу (нижней части) относятся серии: гарсенская — разнообразные (биотитовые и др.) гнейсы, амфиболиты, магнетитовые кварциты, богатые магнетитовые руды, ультрабазиты и развитые по ним мигматит-плагнограниты; пуйкульская — магнетит-биотитовые, гиперстен-биотитовые, местами с гранатом плагногнейсы и мигматит-плагнограниты. Выделяются железозносная плагногнейсовая (флишондная), гнейсовая и мигматит-плагногранитовая формации. Верхняя часть этого комплекса представлена адажской толщей, состоящей из метаандезитов, двуслюдяных и других сланцев. Они относятся к метаандезит-сланцевой формации.

Выборгский комплекс сложен эпиметаморфическими плутоническими и вулканическими образованиями, с которыми железорудные формации не связаны.

По представлениям В. Х. Петерсея, кристаллический фундамент платформы в Эстонии относится к двум структурно-фациальным областям свекофенно-карельской (свекофеннской) геосинклинали — Таллин-Новгородской и Эстонско-Латвийской (рис. 21). Первая из них охватывает северную и северо-восточную части Эстонии, прослеживается в Ленинградскую и Псковскую области, где она сливается с обширным Новгородским массивом, а через Финский залив прослеживается в Южную Финляндию. Эстонско-Латвийская область находится юго-западнее. Сейсмическими исследованиями, проведенными под руководством А. С. Садова, установлено, что глубина залегания раздела М составляет 40—42 км. В пределах Эстонско-Новгородской области этот раздел залегает на 2—5 км выше, чем в пределах Эстонско-Латвийской области. По составу, генезису и степени метаморфизма

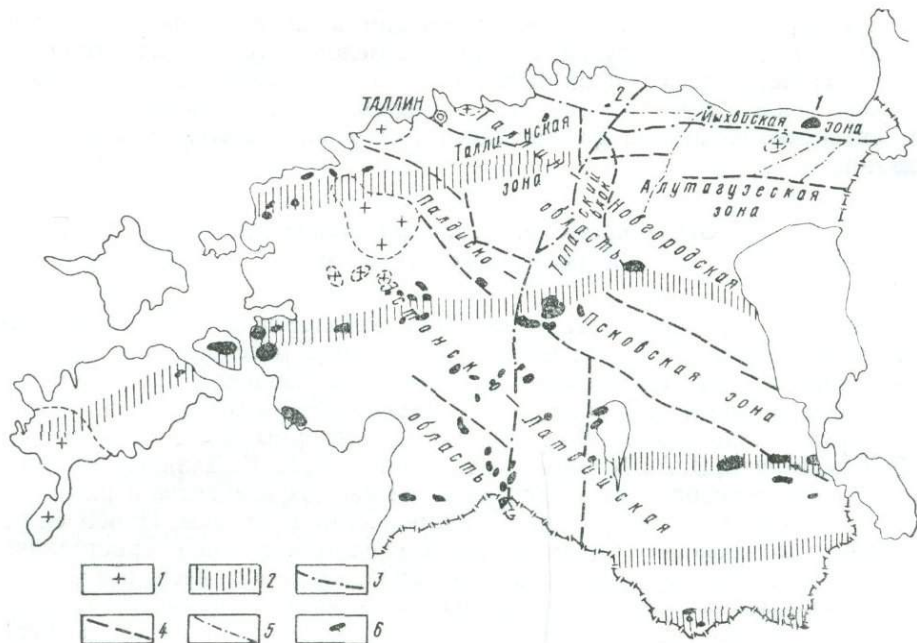


Рис. 21. Схема районирования кристаллического фундамента Эстонии.

1 — гранитоиды формации рапакиви; зоны глубинных нарушений; 2 — пересекающие поверхность М; 3 — неустановленной глубины; 4 — пересекающие поверхность К; 5 — зоны платформенных тектонических нарушений; 6 — магнитные аномалии (1 — Йыхвиская, 2 — Сакусарская)

рассматриваемые области неоднородны, они разбиты на блоки и зоны, контуры которых часто совпадают с зонами тектонических нарушений. В Таллин-Новгородской области фиксируются Йыхвиская, Алутагузеская и Таллинская субширотные зоны. Две последние окаймляют субмеридионально вытянутый Тапаский блок. В Эстонско-Латвийской области вдоль ее контакта с Таллин-Новгородской прослеживаются Палдиско-Псковская зона полосовидных магнитных аномалий.

По мнению В. Х. Петерсея, в фундаменте Эстонии можно рассматривать три комплекса, относимые условно к архейскому фундаменту свекофеннид, нижнепротерозойским свекофеннскому и хогландскому субплатформенному комплексам. О возрасте выделенных комплексов в литературе единого мнения нет. К условно архейскому фундаменту свекофеннид отнесены метаморфизованные в условиях гранулитовой фации гиперстенсодержащие гнейсы кислого и среднего состава, чарнокит-мигматиты и другие образования на юге Эстонии и в Тапаском блоке. Супракрустальные породы свекофеннского (по мнению В. Х. Петерсея) возраста представлены вулканогенными, осадочно-вулканогенными и осадочными формациями. На западе и юго-западе Эстонии, Палдиско-Псковской зоне, Таллинской и Алутагузеской зонах развиты кварц-полевошпатовые, биотит-амфиболовые, иногда глиноземистые и графитсодержащие гнейсы с редкими прослоями карбонатных пород, кварцитов, иногда обогащенных пирит-пирротинном и графитом «черных гнейсов», редко магнетитсодержащих кварцитов. Породы метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фациях.

Породы Йыхвиской зоны, включающей железистые кварциты одноименного месторождения, объединены в вайвараскую толщу, сложенную биотит-амфиболовыми, биотит-амфибол-пироксеновыми и другими плагиогнейсами с подчиненным количеством кварц-полевошпатовых, глиноземистых и биотит-пироксеновых гнейсов, а также железистых кварцитов. Необходимо отметить, что гнейсовые толщи, развитые на севере Эстонии (среди которых находятся и редкие прослои амфиболитов, а также тела габброидов с ильменит-магнетитовой минерализацией) весьма близки по веществен-

ному составу к толщам Белоруссии, входящим в состав щучинской и ооловской серий и образующим Западно-Белорусскую складчатую систему. Некоторой спецификой гнейсовых толщ Эстонии является обогащенность заключенных в них железисто-кремнистых образований марганцем, что можно объяснять фашиальными различиями бассейнов железонакопления.

Особенности региональных складчатых и разрывных структур

Главными структурными элементами кристаллического фундамента региона являются более или менее изометричные массивы, или блоки, и обтекающие их складчатые зоны большой протяженности. Эти элементы выделялись многими исследователями с самого начала геофизического изучения фундамента Восточно-Европейской платформы (Р. Г. Гафаровым, Б. В. Бондаренко, В. А. Дедеевым, Г. И. Каляевым, И. В. Данкевичем и др.), хотя трактовка возрастных соотношений названных элементов и их происхождения до настоящего времени окончательно не выяснены. Наиболее популярными до последнего времени были взгляды о наличии в кристаллическом фундаменте древних, архейских, массивов-кратонов, ядер, обтекаемых линейными зонами раннепротерозойской свекофенно-карельской складчатости. В последние годы представлению о раннепротерозойском возрасте супракрустальных комплексов пород линейных зон противоречит фактический материал, согласно которому здесь широко развиты породы, типичные для архея (двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы и др.)³, частью или значительно омоложенные позднейшими процессами метаморфизма и магматизма. Такие выводы можно встретить в ряде работ [81, 140, 172, 187 и др.].

Отнесение ооловской железорудной серии Белорусского массива к лопию, а более древней щучинской серии, слагающей складчатые системы фундамента, к археидам [172] не позволяет квалифицировать линейные зоны массива как свекофенно-карелиды, что делалось ранее. Вероятно, складчатые системы сформировались в основном на рубеже беломорья и лопия, и их следует отнести к саамидам. К такому же выводу пришли авторы работы [140], предложившие называть рассматриваемые складчатые системы и блоки соответственно «межами» и «полями». Следует подчеркнуть, что при весьма значительной протяженности, измеряемой сотнями и тысячами километров, в строении складчатых систем участвуют различные комплексы пород, в том числе и нижнепротерозойские — карелиды. Как отметил Г. И. Каляев [104], нет сомнений в геологическом родстве рудных провинций Воронежского массива и Украинского щита, тектонических образований карелид и саксаганид Балтийского и Украинского щитов, а также кристаллического основания докембрия Белоруссии и Украины. По его мнению, Белорусская складчатая зона является одной из ветвей раннепротерозойской складчатости, сопрягающейся с другими подобными ветвями к юго-западу от Москвы. Здесь, в центральном узле докембрийского складчатого пояса Восточно-Европейской платформы, предположительно сходятся (или пересекаются) древнейшие глубинные разломы. Оригинальную трактовку этого узла дал О. И. Слензак [205], рассматривающий его как центр огромной планетарной вихревой системы складчатых зон, «закрученных» по часовой стрелке. Главной причиной возникновения таких систем, широко развитых в докембрии всех континентов, О. И. Слензак считает действие сил, обусловленных вращением Земли в системе окружающих ее гравитационных полей.

В соответствии с мнением ряда исследователей [154, 172 и др.], мы счи-

³ Критерий степени метаморфизма для оценки возраста толщ сомнителен.— *Прим. отв. ред.*

таем, что формирование складчатых систем и гранито-гнейсовых массивов раннего архея происходило более или менее одновременно. Контуры гранито-гнейсовых массивов, как и их названия, не одинаковы у различных авторов, особенно для Белоруссии, где складчатая зона, или система, наиболее полно представлена и изучена в западной части. На востоке эта зона граничит с Минским, или Минско-Полоцким, гранито-гнейсовым массивом [225]. Этот массив разделяет Западно-Белорусскую складчатую систему, приуроченную к сводовой части Белорусской антеклизы, и Восточно-Белорусскую систему. Последняя глубоко погружена под платформенными образованиями. Западно-Белорусская система прослеживается на севере Литвы и Латвии, а также на юго-западе и западе — в Польше, где получила название Подлясской складчатой зоны. Учитывая геологическое единство системы и наличие различных местных наименований ее частей, в целом ее следовало бы назвать Западно-Белорусско-Прибалтийской складчатой системой, или зоной. Система имеет складчато-блоковое строение, и к ней приурочены практически все месторождения и проявления железных руд, а также магнитоактивные тела. На западе Белоруссии эта система сложена основными и кислыми породами нижнеархейской щучинской серии [172], аналогом которой в пределах Литвы являются породы родукской серии, также метаморфизованные в гранулитовой фации, и, по-видимому, образования бальнинкайского комплекса. Этот комплекс состоит из амфиболитов и плагингнейсов (и, вероятно, является аналогом нижнеархейского гнейсово-мигматитового или амфиболито-гнейсового подкомплекса).

Преобразованные ультраметаморфизмом породы бальнинкайского комплекса Литвы, как видно на рис. 20, простираются в субмеридиональном направлении в Латвии, где они входят в состав раннепротерозойской Инчукалнской складчатой зоны. Породы этой зоны, объединяемые В. В. Ветренниковым в гарсенскую и пуйкульскую серии, подобны кислым членам находящихся южнее бальнинкайского комплекса Литвы и щучинской серии Белоруссии, которые относятся к архейским образованиям. Поэтому нет, по-видимому, достаточных оснований для отнесения гнейсовых толщ отмеченных подразделений Латвии к нижнему протерозою. Скорее всего, они являются археидами, представителями беломорского комплекса [118], хотя среди них, как и в Белоруссии, не исключено наличие лопийских, в том числе и железорудных, образований. На севере Латвии рассматриваемая система как бы «обрезается» складчатой системой северо-западного простирания гнейсово-гранулитового состава, занимающей север Латвии и всю Эстонию. Эта система прослеживается из Эстонии на юго-восток и юг, проходя через Псков и соединяясь с Западно- и Восточно-Белорусской системами.

Через центр «тектонического узла», по Г. И. Каляеву, все отмеченные системы прослеживаются в район КМА, где в качестве аналогов железных руд гнейсовых толщ данного региона можно рассматривать руды железисто-кремнисто-гнейсовой и железисто-кремнисто-вулканогенной формаций обо-янской и михайловской серий КМА.

Как уже отмечалось, раннедокембрийские складчатые системы региона образованы перемежающимися блоками существенно кислого (гнейсового и гранито-гнейсового) и основного (гранулит-базитового) состава шириной 15—35 км и более. В некоторых местах региона гранулит-базитовые блоки значительно увеличиваются в поперечных размерах (запад Литвы, север Латвии и юг Эстонии, восток Белоруссии), и здесь их можно рассматривать в качестве гранулитовых поясов [4]. Однако и в этом случае они являются членами (структурно-формационными зонами) складчатых систем, а не «гранулитовыми массивами», как их иногда называют. Границами складчатых систем являются их контакты с гранито-гнейсовыми массивами.

Принципиально новые выводы о генезисе раннедокембрийских складчато-блоковых систем получены при детальном геолого-геофизическом изучении Западно-Белорусской системы на профиле Гродно-Старобин [77, 128]. Этот профиль глубинного сейсмического изучения МОВ пройден вкост

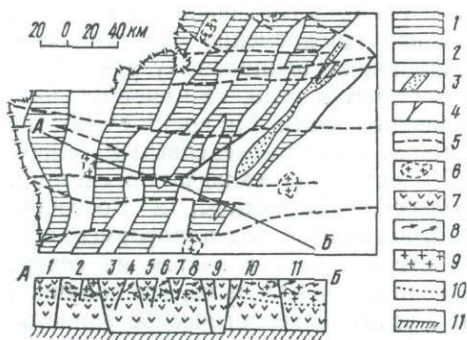


Рис. 22. Схема геологического строения линейных зон архейд Белорусского кристаллического массива:

1 — зоны, в которых развиты породы гранулит-базитового подкомплекса; 2 — зоны, образованные породами гнейсово-мигматитового подкомплекса; 3 — область развития пород ооловской серии (лопукский комплекс); 4 — главные разломные зоны; 5 — второстепенные, более поздние разломы; 6 — крупные тела гранитов; 7 — основные породы гранулит-базитового подкомплекса и базальтового слоя; 8 — гнейсы и мигматиты; 9 — граниты; 10 — условная сейсмическая граница, отождествляемая с границей Конрада; 11 — вычисленное приближенное положение границы Мохо; б л о к и (цифры на разрезе): 1 — Свиелочко-Озерский (Шарский), 5 — Слонимско-Ивьевский, 6 — Дятловский, 7 — Новогрудский, 8 — Ивацевичский, 9 — Барановичский, 10 — Клецкий, 11 — Припятский

тового состава в результате сжатия и выдвигания отдельных блоков-пластин, ограниченных на глубине сходящимися разломами, по принципу «выходящего клина» [128]. Подобный механизм подробно обоснован О. Б. Гинтовым на примере Украинского щита [50]. Образование гранитного слоя на глубине объясняется возникновением вторичных гранитов в зоне амфиболитовой фации и «разъеданием» ими корневых частей выдвинутых блоков.

Принципиально новым в данной концепции является то, что поступление основных глубинных пород на поверхность связывается не с зонами растяжения, как считалось ранее [140 и др.], а с боковым сжатием, обусловившим сокращение поперечных размеров складчатых зон на 20—30 % и более. В горизонтальном плане блоки этих пород представляют собой вид кулисообразно заходящих один за другой клиньев, а также серпообразных, прямоугольных и другой формы структур (см. рис. 22), возникших, по-видимому, в результате интенсивных и захвативших огромные площади сбросо-сдвиговых движений, происходивших на фоне общего сжатия. Со сжатием связаны, вероятно, крутое падение пород, широкое развитие складчатости различных порядков вплоть до микроплойчатости, наличие структур микро- и макробудинажа, бластомилонитов и зон смятия. «Протовещество» амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев, слагающих блоки основного состава, видимо, представляют собой наиболее ранние, несколько измененные базальтовые выплавки из мантии [2]. Не исключено также, как считают некоторые авторы, что этим веществом является разуплотненный и гранитизированный субстрат выдвинутого базальтового слоя или основных глубинных пород гранулитовой зоны. Большинство исследователей породы гранулит-базитового подкомплекса, широко развитые во всех областях развития раннего докембрия, рассматриваются в качестве глубоко эродированных зон древних глубинных пород.

По представлениям литовских геологов (Г. Б. Мотузы и др.), в фундаменте Литвы развиты складки шириной 25—30 км и длиной в десятки и сотни километров. При этом предполагается, что в ядрах антиклинорных складок обнажаются породы родукской серии (главным образом аналоги описанного выше гранулит-базитового подкомплекса Белоруссии), а в синклиналь-

1 простираения системы (рис. 22). Анализ геофизических данных показал, что зоны, образованные породами гранулит-базитового подкомплекса, ограничены сходящимися на глубине под углом 70—80° разломами и имеют форму клиньев, тогда как блоки существенно кислого состава в промежутках имеют форму клиньев, сужающихся по направлению вверх. Согласно геофизическим расчетам [77], средневзвешенная плотность отдельных блоков близка к плотности основных пород (Барановичский блок), и здесь можно предполагать непрерывный переход пород блока в «базальтовый» слой. В большинстве блоков, сложенных породами гранулит-базитового подкомплекса, средневзвешенная плотность значительно ниже веса основных пород, вследствие чего на глубине предполагается наличие гранитно-метаморфического слоя, находящегося между «базальтовым» слоем и породами гранулит-базитового подкомплекса. Приведенные данные позволяют объяснить формирование блоков гранулит-базитового состава в результате сжатия и выдвигания отдельных блоков-пластин, ограниченных на глубине сходящимися разломами, по принципу «выходящего клина» [128]. Подобный механизм подробно обоснован О. Б. Гинтовым на примере Украинского щита [50]. Образование гранитного слоя на глубине объясняется возникновением вторичных гранитов в зоне амфиболитовой фации и «разъеданием» ими корневых частей выдвинутых блоков.

ных — породы бальнинкайского комплекса. Ширина выходов родукской серии увеличивается с запада на восток и с севера на юг, что свидетельствует об увеличении эрозионного среза к центру Белорусской антеклизы. На территории Литвы выделены две полосы выходов родукской серии, предположительно указывающих на положение осевых частей антиклинорных складок, — Беньконская и Эйшишкская с расстоянием между ними 25—30 км. Ось следующего к западу антиклинория проходит на 8—10 км северо-западнее г. Варена, через Рандамонский интрузив габброидов.

Разломы в Восточно-Литовской складчатой зоне группируются в две основные системы: северо-восточную — северо-западную (диагональные) и меридионально-широтную (ортогональные). Диагональная система, как и в Белоруссии, является более древней по сравнению с ортогональной, которой, в частности, контролируется развитие плагииомикроклиновой гранитизации. В пределах Белорусского массива, кроме того, по первой системе документированы субширотные сдвиги (см. рис. 22). Разломы второй системы образуют частую сеть, которая в основном определяет характер блокового строения поверхности фундамента и его рельеф. Выделяются разломные зоны и более высокого порядка — Восточно-Литовская северо-восточного направления, широтные — Дзукийская, Полоцкая, а также Прибалтийская зона меридионального направления. Считается, что эти разломы влияли на размещение руд.

Пространственное положение железорудных образований Латвии определяется, по представлениям В. В. Ветренникова, блоковым строением фундамента, которое обусловлено наличием древнейших глубинных разломов, разделяющих фундамент на мегаблоки и блоки последующих порядков. Выделяются протоплатформенный, Курземский, мегаблок с характерным пониженным магнитным (менее 500 нТл) и гравитационными полями и протогеосинклинальный, Восточно-Латвийский, с повышенными значениями интенсивности магнитного поля. Протогеосинклинальный мегаблок имеет более сложное строение и представляет собой систему блоков (структурно-формационных зон): II порядка — Гулбенская эвгеосинклинальная и Рижская геоантиклинальная зоны, Гарсенский шовный прогиб; III — Даугавпилский, Валмиерский и Апе-Вырусский срединные массивы, Рунена-Огрский протовулканический пояс и Лимбажский внутренний прогиб; IV — гнейсовые складчатые овалы и купольно-кольцевые структуры. На границе каждого из выделенных блоков достаточно четко выражены несогласия между ними. Вдоль зон глубинных разломов, разделяющих мегаблоки и блоки последующих порядков, наблюдается дисконформность стыкующихся структур. Структурные линии в каждом блоке образуют свой автономный рисунок, что отчетливо видно, например, при сравнении внутренних структур (срединных массивов) Гулбенского и смежного с ним Гарсенского блоков.

Для протогеосинклинального мегаблока характерны супракрустальные формации — амфиболит-кристаллосланцевая (Гулбенский блок), железоносная амфиболит-гнейсовая (Рижский блок), железоносная плагииогнейсовая (Гарсенский блок). Они метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях и реконструируются как формации, отражающие последовательность геосинклинального процесса: офиолитовая (собственно геосинклинальный этап), железисто-кремнистые и вулканогенные (орогенный этап), вулканогенно-терригенная и железисто-кремнистая (этап активизации).

В протоплатформенном мегаблоке руководящее значение приобретают сравнительно поздние нижнепротерозойские эпиметаморфические формации — габбро-анортозитовая и рапакивигранитная, а также локально развитая порфировая. В этом мегаблоке, а также в срединных массивах большие площади заняты формациями мигматитов калиевого и калинатрового профилей — чарнокитами, мигматит-гранитами, субщелочными калиевыми гранитами с подчиненным развитием древних эндербитов и двупироксеновых кристаллосланцев. Последние более широко развиты в Вальмиерском и

Апе-Выруском массивах. Они реставрируются как основные вулканы — по-видимому, реликты древнейшей океанской коры. Выделенным блокам отвечает свой тип складчатости. Гулбенский блок представлен чередующимися между собой крупными линейными структурами-синформами (Мадонской, Карсавской, Вилякской) и антиформами (Лубанской, Балвской). Протяженность их 120—150 км, ширина 5—25 км. В Гарсенском блоке структуры более узкие (ширина 3—10 км) и менее протяженные (60—120 км). Иной характер складчатости в смежном Рижском блоке. Здесь выделяются крупные гнейсовые складчатые овалы поперечником до 60 км и небольшие по размерам (до 10 км) купольно-кольцевые структуры. Они имеют мигматит-гранитовые ядра, которые окаймляются гнейсовыми дугообразными и кольцевыми синформами. У этих структур подразумевается вулканотектоническая природа. В отличие от гранитно-гнейсовых куполов, они сложены более молодыми, по отношению к раме, породами с преобладающей сидерофильной, а не литофильной, как у куполов, металлогенической специализацией.

Разломы, определяющие блоковое строение фундамента, классифицируются, в зависимости от порядка разделяемых ими блоков, на разломы первого, второго и третьего рангов [111], мантийного и корового заложения. К разломам первого ранга относятся Рижский и Бауский глубинные разломы, разделяющие Курземский и Восточно-Латвийский мегаблоки. Глубинные разломы второго ранга — Субатский и Нерета-Руменский являются границами реконструированных структурно-формационных зон (блоков II порядка). Разломы третьего ранга определяют границы блоков III и IV порядков, либо секут блоки II порядка, а также ограничивают ядерные и периферические зоны куполовидных структур.

В Эстонии, по представлениям В. Х. Петерселя, структурные зоны и блоки разделены тектоническими нарушениями, часть из которых является глубинными, неоднократно обновляющимися. Нарушение вдоль границы Таллин-Новгородской и Эстонско-Латвийской складчатых областей картируется проявлениями основного магматизма, при этом по данным ГСЗ оно затухает в базальтовом слое до границы М. Субширотная Волховская зона нарушений отделяет Алутагузескую зону от Йыхвиской и охватывает Ульястеские и Хальялские дислокации. Ее западное продолжение прослеживается по широте Аэгвиду — Кохила — Вормси в район Кярдлаской кольцевой структуры [188]. В пределах зоны нередко наблюдаются тела основных и ультраосновных пород. Субпараллельно с ней на широте Муствез — Виртсу наблюдается Центральноэстонская зона тектонических нарушений, которая характеризуется гравитационным минимумом и контрастными магнитными аномалиями. Субширотные зоны нарушений прослеживаются также вдоль северного и южного склонов Вальмиера-Мынисте-Локновского выступа фундамента. Они также картируются цепочкой магнитных аномалий и выделяются на космофотоснимках. Наиболее крупная субмеридиональная зона тектонических нарушений разделяет Таллинскую зону от Алутагузеской и от Тапаского блока. Зона прослеживается далеко на юг, пересекая весь южный склон Балтийского щита. Нередко она фиксируется уступом в кристаллическом фундаменте и картируется контрастными магнитными аномалиями, часть из которых обусловлена интрузиями основного состава с ильменит-магнетит-апатитовой минерализацией.

Структурно-тектоническая позиция железорудных формаций

Вследствие большой мощности осадочного чехла Белорусско-Прибалтийского региона, слабой изученности его фундамента и связанной с этим недостаточной надежности геологической основы выявление структурно-тектонической позиции железорудных формаций сопряжено со значительными трудностями. В регионе наряду с широко известными типами железорудных формаций обнаружены и слабоизученные генетические типы. Это

ильменит-магнетитовые руды, ассоциирующие с интрузиями габбро (Новоселковское месторождение), богатые магнетитовые руды Варенского месторождения.

Ныне нет однозначного мнения об условиях их образования, поэтому ниже высказаны различные взгляды на их генезис и тектонические позиции. Некоторые из них противоречат приведенному выше материалу. Читатель сам может составить мнение о приемлемости тех или иных представлений.

По-видимому, главная структурная закономерность размещения железорудных формаций — приуроченность всех железорудных месторождений и проявлений, а также практически всех наиболее магнитных тел к складчатым системам или зонам при почти полном отсутствии их на больших площадях, занимаемых гранито-гнейсовыми массивами или блоками. Внутри складчатых систем или поясов, имеющих ширину до 200—250 км, резко преобладающее количество локальных магнитных аномалий (и магнитных тел) тяготеет к полосам или блокам гранулит-базитового подкомплекса, в той или иной степени переработанных позднейшими метаморфическими процессами, а иногда — к глубинным разломам, разделяющим эти блоки.

По данным статистического анализа количественного взаимоотношения магнитных и гравитационных аномалий, проведенного И. В. Данкевичем [78], больше половины локальных положительных и отрицательных магнитных аномалий Белорусского массива накладываются на зоны градиентов гравитационного поля, фиксирующих разломы. Это указывает на приуроченность значительной части наиболее интенсивных аномалий не только к блокам гранулит-базитового подкомплекса, но и к краевым их частям, где проходят разломы. Эта связь в ряде случаев очень хорошо видна на картах (Щучинская и южная часть Слонимской зоны в Белоруссии, Палдиско-Псковская зона в Эстонии, один из протяженных субширотных разломов Литвы, Белоруссии и Польши и др.). Важно отметить, что почти во всех отмеченных примерах аномалии, фиксирующие предполагаемые рудные объекты, как правило, вытянуты вдоль разломов, что подчеркивает тесную генетическую связь железоруднения со структурно-формационными зонами. Последние ограничены разломами.

На основании установленной для Балтийского щита зависимости между типом коры и локализацией тех или иных рудных месторождений [58] применительно к региону и особенно к Белоруссии сделана попытка выделения таких крупных блоков [79]. Блоки отличаются друг от друга региональным уровнем и структурой гравитационного и магнитного полей, средневзвешенными параметрами физических свойств пород и предполагаемой мощностью земной коры. Для железорудных месторождений наиболее достоверным геофизическим критерием является наличие интенсивных локальных магнитных аномалий в центральных или краевых частях слабоинтенсивных региональных аномалий. В гравитационном поле железорудные месторождения большей частью также тяготеют к центральным, реже — краевым частям положительных региональных аномалий с умеренно высокими значениями локальных аномалий. Изометричные аномалии относительно больших размеров и положительного знака, как правило, обусловлены блоками земной коры, сложенными породами с преобладанием базитовых ассоциаций. С ними связывается и наличие железорудных месторождений [79]. К такому типу блоков можно, вероятно, отнести Ивьевский блок на Белорусском массиве, Инчукалнский юго-восточнее г. Рига (где наблюдается наибольшая концентрация крупных интенсивных аномалий), Калининградский блок и др.

Выделение блоков фемического типа сопряжено, однако, со значительными трудностями из-за отсутствия в регионе профилей ГСЗ. Одним из геофизических критериев их выделения является наличие региональных гравитационных и магнитных максимумов, определяемых на основе устойчивой связи между магнитным и гравитационными полями при трансформации их в верхнее полупространство. На основе таких пересчетов в

качестве перспективной выделена Свислочская зона аномалий на западе Белоруссии, которая на прогнозных картах коррелируется с Варенской железорудной площадью Литвы. Здесь И. В. Данкевичем выделяется блок с корой фемического типа, включающий обе упомянутые площади. Значение указанных геофизических критериев структурной локализации железных руд не следует преувеличивать, так как они базируются на не совсем достоверных предпосылках и имеют слишком общий характер из-за недостаточной геофизической изученности глубинного строения региона.

Чем объясняется почти исключительная приуроченность железорудных объектов, разбуренных и предполагаемых по высокой магнитности, к линейным зонам складчато-блокового строения, а не к гранито-гнейсовым блокам? Возможно, причиной насыщенности складчатых систем железорудными концентрациями является большая проницаемость здесь земной коры, нарушенной многочисленными крутопадающими глубинными разломами. Определяющим рудогенерирующим процессом было метаморфогенное рудообразование. Характерна приуроченность высокомагнитных тел и железорудных проявлений (Стегалес, Шаркишес, Шнипки и др.) к основным породам гранулит-базитового подкомплекса на контакте с прорывающими их крупными массивами гранитоидов. Эти гранитоиды (мостовского, марцинконского и других комплексов) по ряду признаков аналогичны нижепротерозойским субплатформенным гранитоидам коростенского комплекса Украинского щита [126]. Воздействие гранитоидов на основные породы вызывает не только интенсивные ультраметаморфические преобразования последних и формирование в них концентраций железных руд, но и обогащенность самих гранитоидов рассеянными рудными оксидами железа, вызывающими повышение их магнитных свойств (Мостовский массив). Подобные руды, относящиеся к подклассу ультраметаморфических [15], в регионе, по-видимому, значительно развиты. Поэтому на них следует обращать внимание при оценке перспектив рудоносности, тем более что в отдельных местах такие руды являются богатыми и дают крупные концентрации (Варенская железорудная площадь).

В последние годы в размещении железных руд и магнитных тел выявлена региональная металлогеническая зональность [127, 130], которая в известной мере отражает структурные факторы локализации руд. В поперечном сечении Западно-Белорусско-Польской складчатой системы, наиболее полно развитой и изученной в пределах Белорусского кристаллического массива, наблюдается приуроченность железных руд к краевым частям системы, граничащим на востоке с Минским гранито-гнейсовым массивом, а на западе, в Польше, — с Мазовецким. Месторождения и проявления титано-железных руд (их более десятка) тяготеют к центральной части системы. Железные руды на востоке складчатой системы представлены железистыми кварцитами Околовского месторождения и примыкающих к нему проявлений (Аталес, Рубежевичи, Рудьма и др.), на западе — куммингтонит-магнетитовыми кварцитами, вскрытыми скв. Соколка-1 в Польше [131]. Титано-железное оруденение приурочено к месторождениям и проявлениям ильменит-магнетитовых руд, связанных с метагабброидами. В соответствии с гипотезой развития геосинклиналей Ж. Обуэна [168] и взглядами Г. С. Момджи [159], титаножелезородную формацию центральной части складчатой системы можно рассматривать как эвгеосинклиналию, связанную с фациями начального симатического магматизма, кремнисто-железистую — как краевую геосинклиналию кремнисто-спилит-диабазовых (а по нашим данным, и лептитовых) формаций. Таким образом, титаножелезное оруденение локализовалось в габброидах центральной части эвгеосинклинали, а железисто-кремнистые осадки концентрировались в краевых частях эвгеосинклинали. По схеме Ж. Обуэна [168], рудообразование происходило в области интернидов, при этом эвгеоантиклинальное поднятие с характерным базальтоидным вулканизмом располагалось в центральной области эвгеосинклинали. Вероятно, отсюда же распространялись эксгаляции, обеспечивавшие материал железисто-кремнистых образований краевых частей

эвгеосинклинали; роль форландов (жестких упоров) выполняли при этом жесткие гранито-гнейсовые массивы.

Изложенная концепция находит определенные подтверждения в минерало-геохимических данных. Так, весьма характерной типоморфной геохимической особенностью как железных, так и титаножелезных руд рассматриваемой системы является повышенное содержание в них повсеместно P_2O_5 (0,5—1,5; в среднем около 1 %) и пониженное — MnO (в среднем около 0,12 %). Повышенная фосфористость — свидетельство широкого развития процессов палеовулканизма, минералогически выражена в наличии прослоев апатита и обогащенных апатитом участков (до 30 %) как в железистых кварцитах, так и в ильменит-магнетитовых рудах [127]. Эти данные указывают на общность источника рудных компонентов как для железных, так и титаножелезных руд складчатой системы.

Приуроченность железных руд Варенского и Шнипкинских участков к западной части Западно-Белорусско-Польской складчатой системы, а также общие их геохимические и структурные особенности могут указывать на формирование руд в процессе ультраметаморфизма за счет образований типа железистых кварцитов. Хотя по предварительным данным все руды западного крыла эвгеосинклинали (Варенского рудного поля, Шнипок) рассматриваются как эпигенетические (ультраметаморфические, скарновые и др.), можно допустить, что первичный источник железа связан здесь с развитием эвгеосинклинали; затем эти первичные концентрации железа подверглись переотложению с сохранением металлогенической и геохимической унаследованности, как это имеет место в других районах [206]. Интересно отметить, что богатые магнетитовые руды Варенского месторождения характеризуются, как и руды Околовского и Новоселковского месторождений, повышенной фосфористостью и пониженной марганцовистостью.

По данным Г. Б. Мотузы, в районе г. Варена выявлено более 20 интенсивных магнитных аномалий, в восьми из них бурением вскрыты железные, в том числе богатые, руды. Варенская железорудная зона (или поле) вытянута в северо-восточном направлении на 35 км при ширине 15—20 км. В современном тектоническом плане она находится на северном склоне Белорусского массива, где кристаллический фундамент находится на глубинах 250—450 м и погружается на северо-запад. Предполагается, что зона приурочена к восточному крылу крупной антиклинальной складки, ближе к ее антиклинорной части. Варенская железорудная площадь в основном расположена в пределах Восточно-Литовского разлома северо-восточного простираения у его пересечения с широтным Дзукийским разломом. Кроме того, отдельные рудные скопления контролируются меридиональными разломами, которые, возможно, являются краевыми меридиональной Прибалтийской зоны разломов [7]. Эти разломы четко влияют на положение и форму как всей зоны, так и отдельных групп рудных тел (месторождений и рудных полей), которым соответствуют отдельные магнитные аномалии. Варенская железорудная зона расположена в краевой части Марцинконского массива гранитоидов — области его контакта с породами бальнинкайского возраста. Характерной особенностью этой области является широкое развитие в ней метасоматитов варенского комплекса — субщелочных и скарноподобных, образующих в ней отдельные участки. Железные руды всегда пространственно связаны со скарноподобными породами и, по-видимому, представляют собой метасоматиты, образовавшиеся на определенной стадии их формирования. Железные руды и скарноподобные породы залегают среди амфиболитов и плагиогнейсов бальнинкайского возраста, частью гранитизированных, относящихся предварительно к лопскому комплексу.

Согласно взглядам В. В. Ветренникова, главной особенностью, определяющей структурно-тектоническую позицию железных руд в пределах Латвии, является приуроченность их к протогеосинклинальному мегаблоку — Восточно-Латвийской складчатой системе, в пределах которой нет жестких массивов. Здесь железорудные формации сосредоточены в погра-

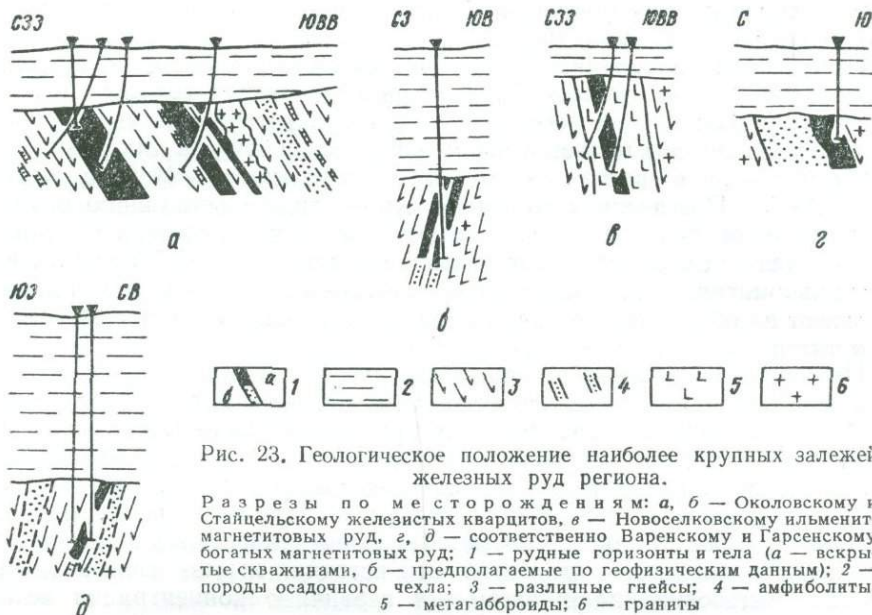


Рис. 23. Геологическое положение наиболее крупных залежей железных руд региона.

Разрезы по месторождениям: а, б — Околовскому и Стайцельскому железистых кварцитов, в — Новоселковскому ильменит-магнетитовых руд, г, д — соответственно Варенскому и Гарсенскому богатым магнетитовых руд; 1 — рудные горизонты и тела (а — вскрытые скважинами, б — предполагаемые по геофизическим данным); 2 — породы осадочного чехла; 3 — различные гнейсы; 4 — амфиболиты; 5 — метагабброиды; 6 — граниты

ничной зоне, примыкающей к протоплатформенному мегаблоку (как в пределах Западно-Белорусско-Польской складчатой системы, см. выше). Эта зона включает в себя Рижское поднятие и Гарсенский прогиб, в которых отражена тектоническая обстановка формирования железных руд: орогенная (Рижский блок) и тектоно-метаморфическая активизация (Гарсенский блок). Руды Рижского блока ассоциируют с вулканогенными образованиями среднего и кислого, в меньшей степени основного состава. Они сформировались при воздымании региона и участвуют в строении своеобразных куполовидных структур, которые интерпретируются как древние вулканические сооружения. Руды Гарсенского блока ассоциируют с метаморфитами, которые реставрируются как вулканогенно-терригенные образования. Они слагают шовный прогиб, формировавшийся в тектоническом режиме с преобладанием нисходящих движений.

По представлениям В. Х. Петерселя, главной закономерностью распространения железистых кварцитов и других железных руд в Эстонии является связь их с зонами глубинных нарушений и площадями развития пород лептит-метабазитовой осадочно-вулканогенной формации. Анализ геологических материалов по региону позволяет высказать предположение, что в пределах Эстонии и северной части Латвии мы имеем дело с проявлением региональной металлогенической зональности, сходной с рассмотренной выше зональностью в пределах Западно-Белорусско-Польской складчатой системы. В пределах Эстонии отмечается такая же складчатая система, образованная полосами гранулит-базитового и гнейсово-мигматитового состава, несколько осложненная позднейшей тектоникой. К южной зоне системы (контакту с Латгальским гранито-гнейсовым массивом) приурочена вулканогенная железисто-кремнистая формация Стайцельского месторождения, к северной зоне — Йыхвиского месторождения и Сакусареского проявления. Эти концентрации железных руд тяготеют, возможно, к контакту с гранито-гнейсовым массивом, скрытым под водами Финского залива. К центральной части складчатой системы, как и в Белоруссии, приурочены проявления ильменит-магнетитового с апатитом оруденения, связанного с телами габброидов. Специфическая региональная геохимическая особенность этой складчатой системы — повышенное содержание марганца в железистых кварцитах как южной, так и северной краевых частей системы при низком его содержании в ильменит-магнетитовых рудах габброидов. Последнее можно объяснить региональной обогащенностью

марганцем бассейна железнакопления, наличием соответствующих источников сноса и т. д. Характерно, что в Стайцельском и Йыхвиском месторождениях распределение марганца в железистых кварцитах крайне неравномерно (вплоть до нормальных, незначительных его содержаний), что может указывать на весьма неравномерное поступление этого элемента в бассейн осадконакопления.

Общие структурные особенности шести, наиболее значительных железорудных объектов, вскрытых скважинами, иллюстрируются рис. 23. Для них характерны крутое падение рудных залежей, как правило, многопластовое строение. В Йыхвиском месторождении выделяются три участка с отдельными фрагментами пластов железистых кварцитов, которые подверглись тектоническому «скупиванию» под влиянием интенсивных тектонических тангенциальных подвижек. Ильменит-магнетитовые руды Новоселковского месторождения (Белоруссия) — наиболее важного представителя руд этого типа в регионе, связаны с телом метагабброидов и имеют также многопластовое строение при крайней неравномерности распределения интенсивности оруденения. Варенское месторождение необычайно богаты магнетитовых руд, по предварительным данным, имеет форму слабонаклоненной к югу трубки или ряда сближенных серпообразных залежей со значительными запасами. В Гарсенском месторождении бедных и богатых железных руд за пределами вскрытой скважиной рудной залежи по данным каротажа предполагаются еще две субпараллельных залежи. На основании единичных скважин нельзя судить о вероятной форме рудных залежей — образуют они синклинали, антиклинали, серии складок, рудные столбы и пр. Их форма может быть уточнена только после проведения разведочных работ.

Глава 10

КАРЕЛЬСКИЙ РЕГИОН

Региональные структурные элементы, геологические формации и положение среди них железисто-кремнистых формаций

Карельский регион расположен в крайней юго-восточной части Балтийского щита, представляющего собой наиболее крупный выступ докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. С севера вдоль Мурманского побережья Балтийский щит ограничен ступенчатой системой разломов, с северо-запада и запада — системой каледонид, а на юге и востоке поверхность щита плавно погружается под рифей-палеозойские отложения осадочного чехла Восточно-Европейской платформы. С севера, северо-запада и запада кристаллические породы щита также перекрыты рифей-фанерозойскими образованиями.

Карельский регион, занимающий площадь 172 тыс. км², с востока ограничен акваторией Белого моря, с запада — государственной границей с Финляндией.

Лопийские супракрустальные вулканогенно-осадочные толщи, включающие железисто-кремнистые формации Карелии, большинство исследователей [32, 139, 161, 193, 242, 244, 246] относят к древнейшим протогеосинклинальным образованиям, слагающим геосинклинальные трюги, «подвижные области». В эти определения вкладываются понятия, близкие к понятию геосинклинальных систем фанерозоя. При этом учитываются специфические черты развития докембрийских структур, своеобразие слагающих их формаций, приуроченность их к крупным разломам и т. д. В современном эрозионном срезе лопийские образования Карелии сохранились в виде реликтовых структур, образующих сложную сеть среди гнейсово-гранитных полей. Эти структуры выделяются исследователями как сопряженная система зеленокаменных поясов, имеющая общую историю развития [32, 191]. Иногда [44, 59, 244, 280 и др.] своеобразные структуры, сложенные реоморфизованными гранитными блоками и окаймляющими их вулканогенными поясами, рассматриваются как гранит-зеленокаменные области или кратоны.

На основании геофизических исследований глубинного строения земной коры и верхней части мантии для Карельского региона [74, 99, 222, 226 и др.] была разработана схема блокового строения земной коры, основанная на представлении о ведущей роли разломно-блоковой тектоники в структуре земной коры, где границами геоструктурных элементов в схеме являются зоны глубинных разломов.

К наиболее крупным структурно-тектоническим элементам в Карельском регионе, охватывающим всю земную кору и характеризующимся специфическими чертами внутреннего строения, относятся Беломорский, Карельский и Ладожский мегаблоки.

Анализ последовательности магматических и структурно-геологических процессов в пределах мегаблоков Карельского региона показал, что структура Карельского мегаблока сформировалась в результате геологического развития в основном позднеархейской протогеосинклинали, стабилизировавшейся 2,7—2,8 млрд лет назад, тогда как структура Ладожского мегаблока

была сформирована в результате геологического развития раннепротерозойской геосинклинали и завершилась стабилизацией (возраст 1,8—1,9 млрд лет). Наиболее ранней структурой в Карельском регионе исследователи [139, 263 и др.] рассматривали Беломорский мегаблок. В последнее время появляются данные, свидетельствующие, что в Беломорском мегаблоке, имеющем гетерогенное строение, наряду с древними беломорскими гранулитовыми комплексами широко развиты интенсивно мигматизированные и гранитизированные лопийские (верхнеархейские) образования. Каждый из мегаблоков, в свою очередь, разбит серией глубинных разломов на блоки более высокого порядка, образующих сложную систему (рис. 24).

В пределах Карельского мегаблока, охватывающего значительную часть Карелии, широко развиты верхнеархейские (лопийские) и нижнепротерозойские (карельские) вулканогенно-осадочные образования. Мегаблок характеризуется значительной мощностью земной коры [74, 99 и др.], достигающей 37—39 км, и отчетливо выделяется в гравитационном поле региональной отрицательной аномалией. Его естественные границы устанавливаются по зонам высоких горизонтальных градиентов силы тяжести гравитационной ступени, что отвечает зонам глубинных разломов мантийного заложения. С северо-востока Карельский мегаблок через зону глубинного разлома мантийного заложения с субвертикальными границами раздела граничит с Беломорским мегаблоком, а с юго-запада — с Ладожским.

Карельский мегаблок характеризуется четырехслои́м строением земной коры [74, 99 и др.]. Гетерогенное строение верхней части разреза земной коры отражает неоднородность глубинной структуры. В пределах мегаблока выделяются Западно-Карельский и Восточно-Карельский блоки, разделенные Хаутаваарско-Выгозерской мобильно-проницаемой зоной. Ряд мобильно-проницаемых зон в пределах Карельского мегаблока примыкает к межгеоблоковому глубинному разлому мантийного заложения на границе с Беломорским мегаблоком. Эти зоны характеризуются интенсивной тектонической активностью и проницаемостью для глубинных магматических расплавов на всех этапах развития земной коры. Хаутаваарско-Выгозерская мобильно-проницаемая зона, которая отмечается относительным гравитационным максимумом, отделяется от Западно-Карельского и Восточно-Карельского блоков субмеридиональными зонами глубинных разломов мантийного заложения.

Структурный план глубинных разломов, контролирующих развитие лопийской гранит-зеленокаменной области Карелии и имеющих преимущественно северо-западное и реже северо-восточное и субмеридиональное направления, обусловлен, вероятно, взаимодействием внутренних и внешних сил в земной коре. Как показали экспериментальные исследования [249], движения земной коры, вызванные глубинными процессами (гравитационной дифференциацией, фазовыми превращениями глубинного вещества, глубинными конвекционными потоками, магматизмом, метаморфизмом и т. д.), при разрядке напряжений в маломощной архейской земной коре происходили по системе готовых или потенциально возможных трещин, созданных ротационными силами вращения Земли. Внешние и внутренние факторы обусловлены раскалыванием земной коры глубинными разломами на блоки различных порядков.

В пределах Карельского мегаблока можно выделить ряд структурно-формационных зон — Западно-Карельскую, Северо-Карельскую, Восточно-Карельскую и Восточно-Финляндскую (рис. 25), каждая из которых отличается от соседних зон своеобразием осадконакопления, структурного плана, магматизма, обусловленного специфическим для данной зоны в течение времени ее формирования тектоническим режимом, а также рядом физико-географических факторов [32, 139, 256 и др.].

Западно-Карельская структурно-формационная зона в виде широкой полосы субмеридионального простирания охватывает значительную часть Западной Карелии. На юго-западе эта зона по глубинным разломам ограничена Ладожским блоком, на юго-востоке — Хаутаваарско-Выгозерской

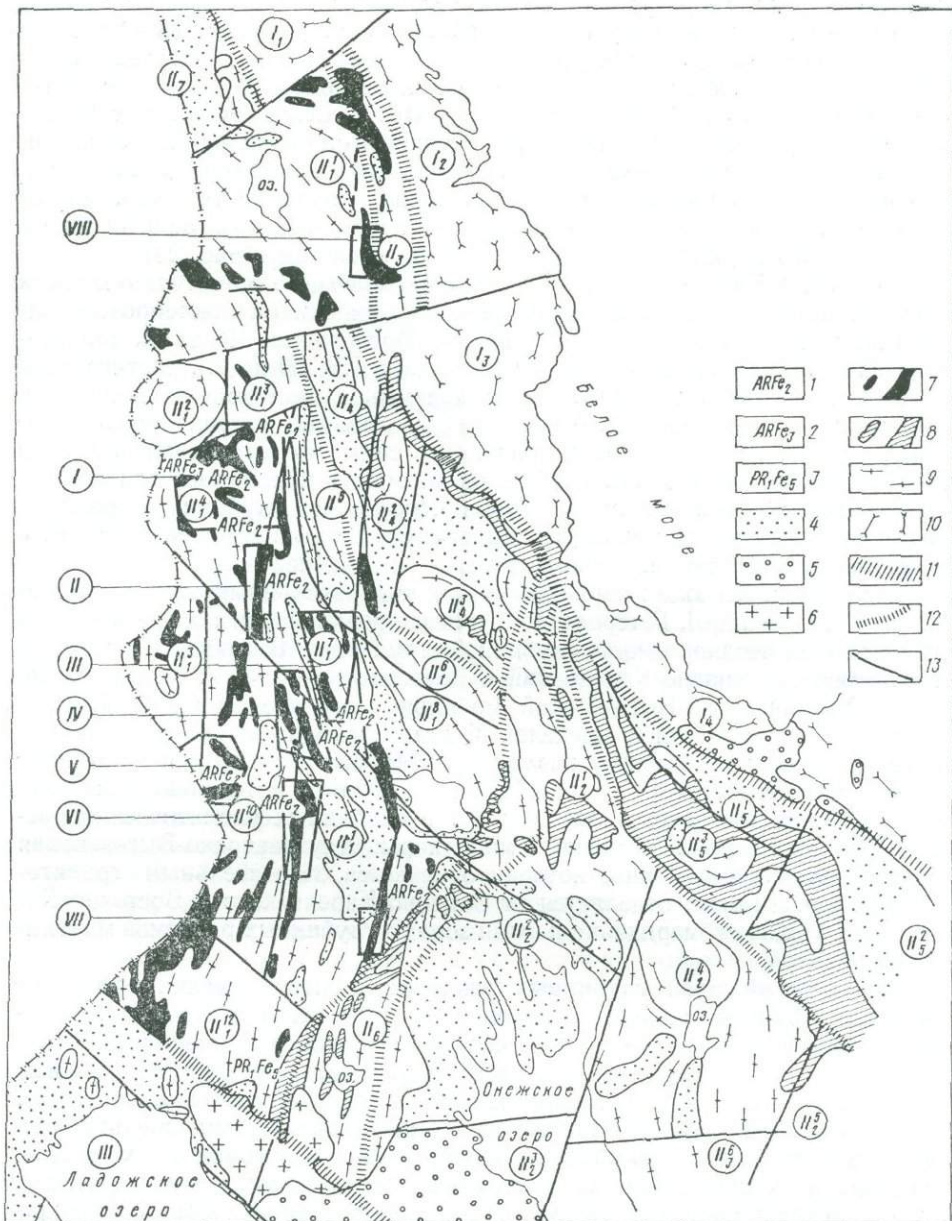


Рис. 24. Структурно-тектоническое положение железорудных формаций докембрия Карелии. Составил В. Я. Горьковец с привлечением других данных [222, 274].

Железорудные формации: 1 — терригенная (флишевая) железисто-кремнистая (лопий), 2 — риолит-дацитовая (лептитовая) железисто-кремнистая (лопий), 3 — кластогенная железисто-песчаниковая (карелий); структурно-формационные комплексы: 4 — карельский, 5 — верхнекарельский и верхнепротерозойский, 6 — граниты рапакиви, 7 — лопийский, 8 — содержащий железисто-кремнистые формации, 9 — лопийский без железисто-кремнистых формаций, 10 — гнейсо-граниты и мигматиты с реликтами лопийских образований, 11 — саамский комплекс; зоны глубинных разломов мантийного заложения: 12 — межгеоблоковые, 13 — межблоковые, 14 — внутриблоковые; железорудные районы и узлы (римские цифры в кружках): I — Костомукшский, II — Хедозеро-Большезерский, III — Волосский, IV — Тумбаречский, V — оз. Мотко, VI — Гимольский, VII — Совдозерский, VIII — Нотозерско-Хозоваарский. Блоки различного ранга (цифры в кружках). Мегаблоки: I — Беломорский, II — Карельский, III — Ладожский; блоки второго порядка: I₁ — Енский, I₂ — Чупинский, I₃ — Кемский, I₄ — Меленгский, II₁ — Западно-Карельский блок-антиклинорий; II₂ — Восточно-Карельский блок-антиклинорий; мобильно-проницаемые зоны второго порядка: II₃ — Тихозерско-Хизоваарская, II₄ — Выгозерско-Шомбозерская, II₅ — Суомзерско-Кентозерская, II₆ — Хаутоваарско-Выгозерская, II₇ — Пано-Куслочрвинская; блоки последующих порядков: II₁¹ — Пяозерский, II₁² — Вокнаволоцкий, II₁³ — Калевальский, II₁⁴ — Костомукшский, II₁⁵ — Юшкозерский, II₁⁶ — Тунгудский, II₁⁷ — Ньюкозерский, II₁⁸ — Ондозерский, II₁⁹ — Тулосский, II₁¹⁰ — Лексозерский, II₁¹¹ — Пороссозерский, II₁¹² — Суояр-

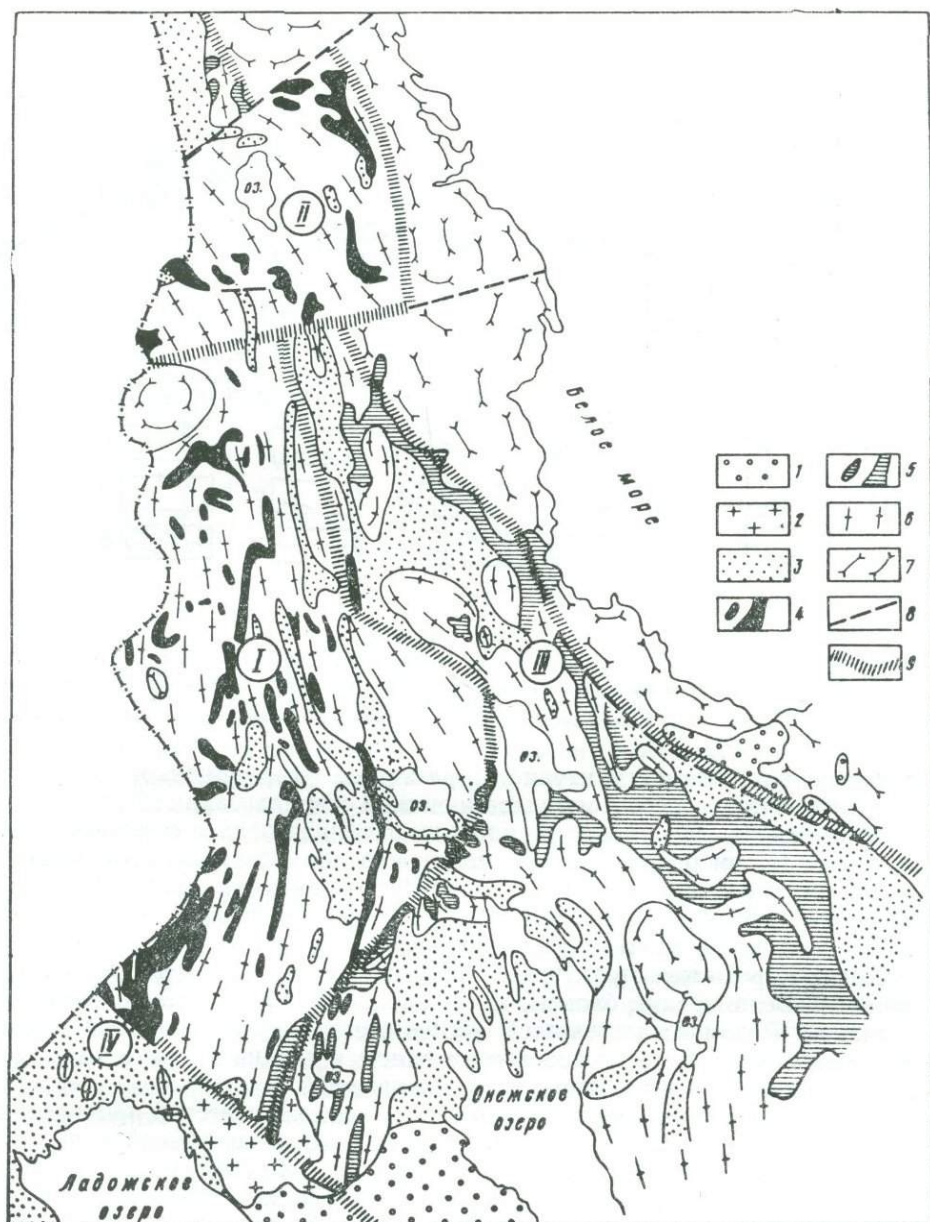


Рис. 25. Схема структурно-формационного районирования архея Карельского региона:

1 — верхнепротерозойские отложения (рифей, венд); 2 — граниты рапакиви; 3 — карельский (нижнепротерозойский) комплекс; лопийские супракрустальные толщи; 4 — содержащие железисто-кремнистые формации, 5 — не содержащие железисто-кремнистых формаций; 6 — гнейсо-граниты, граниты, мигматиты; 7 — саамский комплекс; 8 — разломные зоны; 9 — границы структурно-формационных зон; структурно-формационные зоны (римские цифры): I — Западно-Карельская, II — Северо-Карельская, III — Восточно-Карельская

структурой (северо-восточного простирания). Северо-восточная граница зоны определяется линией распространения нижнепротерозойских (карельских) образований Лехтинской структуры. На севере зона прослеживается в районе системы озер Куйто, а на западе уходит в пределы Финляндии.

Западно-Карельская зона характеризуется значительными мощностями земной коры и повышенным значением регионального магнитного поля,

вский, II_2^1 — Северо-Онежский, II_2^2 — Центральноенежский, II_2^3 — Южно-Онежский, II_2^4 — Водлозерский, II_2^5 — Кенозерский, II_6^6 — Белозерский, II_4^1 — Шомбозерский, II_4^2 — Панозерский, II_4^3 — Шуезерский, II_5^1 — Ветреного пояса, II_5^2 — Кожозерский, II_5^3 — Воимозерский

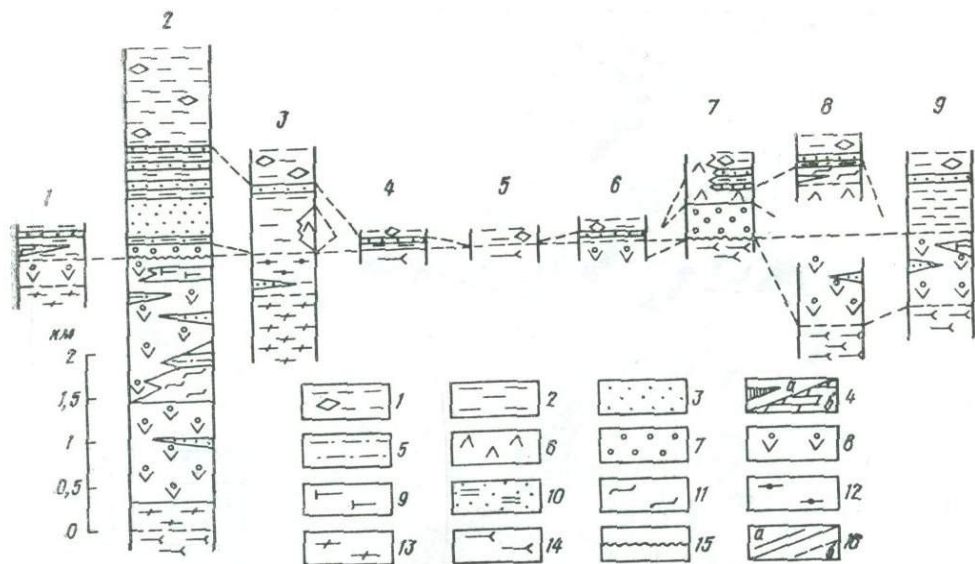


Рис. 26. Опорные разрезы лопийского

1 — ритмичнослоистые кварц-биотитовые и полевошпат-биотит-кварцевые сланцы и гнейсо-сланцы (6); 5 — углеродсодержащие сланцы; 6 — метаандезит-дациты; 7 — конгломераты; 8 — метабазиты; мигматизированные; 14 — плагиогнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты фундамента; 15 — ко

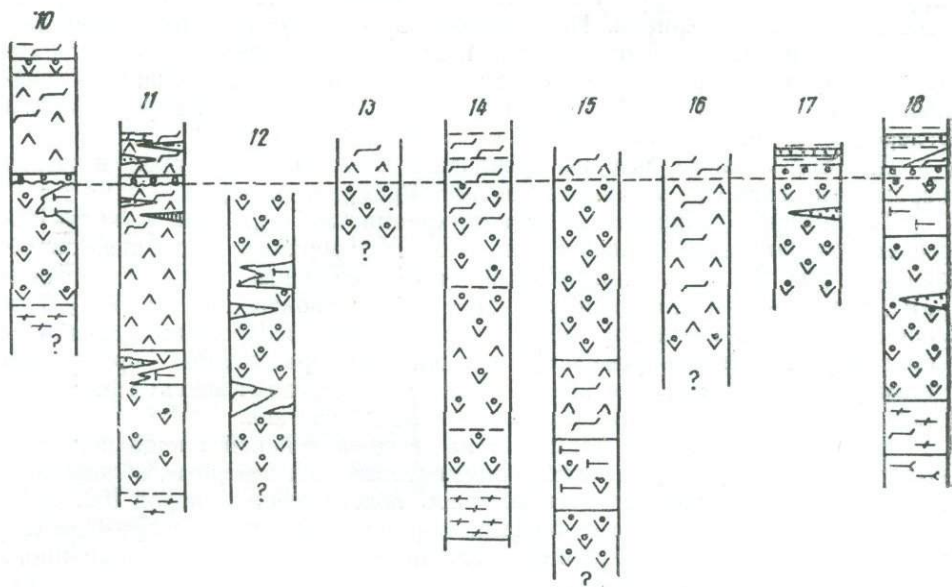
своеобразием геолого-структурного развития, формационного состава слагающих ее комплексов и металлогенической специализации [62, 256].

Восточно-Карельская структурно-формационная зона с северо-востока ограничена Беломорским блоком, прослеживаясь вдоль него от южной части оз. Топозеро на юго-восток в район Ветреного пояса. На юге зона погружается под верхнепротерозойские и фанерозойские образования Русской плиты, а с северо-запада и запада ограничена Западно-Карельской зоной.

Северо-Карельская структурно-формационная зона с севера и востока ограничена Беломорским блоком, а на западе уходит в пределы Северной Финляндии. Рядом исследователей [156] в составе структурно-формационных зон выделяются структурно-металлогенические зоны с характерной для каждой из них металлогенической специализацией.

Во всех структурно-формационных зонах региона известны проявления железистых кварцитов. Но лишь в пределах Западно-Карельской зоны располагаются все железорудные районы Карелии — Костомукшский, Хедозерско-Большезерский, Гумбареченский, Воломский, Гимольский, Совдозерский, в которых известны железорудные месторождения с промышленными запасами руд — Костомукшское, Корпангское и ряд более мелких месторождений — Межозерское, Гимольское, Заозерское, Таловейс, Рувинваара и т. д. В Беломорском и Ладожском мегаблоках железных руд, связанных с железисто-кремнистыми формациями, исследователями не отмечалось.

Среди верхнеархейских (лопийских) супракрустальных образований Западно-Карельской структурно-формационной зоны в зависимости от соотношений в них главных членов ассоциирующих пород выделен эволюционный ряд геологических формаций. При определении их названий применена кайнотипная терминология. Причем, при определении стратифицированных геологических формаций нами проведена градация по объему железисто-кремнистых пород в составе формаций, что отражено в их названии. Так, при наличии 10—30 % железисто-кремнистых образований в составе формаций в ее название вводилось слово «железисто-кремнистая». При содержании в объеме формаций менее 5 % железисто-кремнистых образований исключая-



структурно-формационного комплекса:

цы; 2 — то же, с гранатом; 3 — магнетитовые кварциты; 4 — силициты (а), карбонатные породы
9 — коматииты; 10 — магнетитовые сланцы и кварциты; 11 — риодациты; 12 — гнейсы; 13 — то же,
ра химического выветривания; 16 — контакты пород (а — достоверные, б — предполагаемые)

лось название «железисто-кремнистая». В связи с этим выделяются следующие геологические формации (снизу вверх): нижняя терригенная (аркозовая), коматиит-базальтовая, дацит-риолитовая (лептитовая) железисто-кремнистая, терригенная (флишевая) железисто-кремнистая. С нижнепротерозойскими (ятулийскими) толщами связана молассовая карбонатно-песчаниковая железорудная формация.

Нижняя терригенная (аркозовая) формация представлена отложениями нюкозерской серии (гнейсовой толщи). Базальная терригенная формация слагает нижние части разреза лопийских структур ряда железорудных районов Карелии (рис. 26) [221]. Главными членами формации являются биотитовые, гранат-биотитовые, мусковитовые, ставролит-гранат-биотитовые тонкополосчатые гнейсы, представляющие собой глинисто-песчанистые (аркозовые и граувакковые) осадки и песчаники [62], переработанные процессами метаморфизма. Эти базальные лопийские образования слагают довольно мощные (первые сотни метров) линзовидные тела, характерной особенностью которых является отсутствие обломочного микроклина, и представляют собой продукты выветривания пород фундамента.

Коматиит-базальтовая формация развита в Западно-Карельской зоне (см. рис. 25). Она объединяет основные (метабазиты) и ультраосновные (коматииты) эффузивы, превращенные процессами метаморфизма в амфиболиты, амфиболовые, серпентин-хлоритовые, тремолитовые и другие сланцы, а также ассоциирующие с ними, но занимающие незначительный объем (0,2—0,4 %) вулканогенно-осадочные и хемогенно-осадочные образования, представленные углеродсодержащими сланцами, магнетитсодержащими и силикатными кварцитами. Мощность формации изменяется от сотен метров до 2500 м.

Дациит-риолитовая (лептитовая) железисто-кремнистая формация развита в Костомукшском железорудном районе и по объему соответствует отложениям шурловаарской свиты, мощность которой достигает 600 м. В состав формации объединены кислые вулканы и ассоциирующие с ними железисто-кремнистые породы и углеродсодержащие сланцы. Кислые вулканы представлены метаморфизованными продуктами пирокластической

фации — агломератовыми, лапиллиевыми и тонкими метатупфами, менее широко развиты метатупфиты с примесью кремнистого, глинистого, реже известковистого материала. По химическому составу вулканы отвечают риолитам, риодацитам и относятся к известково-щелочной серии. Метаосадочные породы представлены магнетитовыми кварцитами и сланцами мощностью от 1,5—20 м до 60, составляющими 15—20 % объема формации, и углеродсодержащими сланцами (до 2 % объема формации).

Для формации характерны преобладание кислых эффузивов и тесная парагенетическая связь с ними железисто-кремнистых пород.

Терригенная (флишевая) железисто-кремнистая формация развита повсеместно в Западно-Карельской зоне и слагает верхнюю часть разреза лопия (см. рис. 26). Формация объединяет метаосадочные породы (конгломераты, слоистые и ритмично-слоистые биотит-полевошпат-кварцевые и кварц-биотитовые сланцы и гнейсо-сланцы, углеродсодержащие сланцы) и хемогенные железисто-кремнистые осадки, преобразованные процессами метаморфизма в железистые кварциты. Локально среди отложений формации отмечаются метавулканы кислого — среднего состава.

В основании разреза формации на позднеархейской площадной коре выветривания [63] располагаются полимиктовые конгломераты, обломочный материал которых определяется составом подстилающих пород [62, 256].

Наиболее характерными членами формации являются кварц-биотитовые и биотит-полевошпат-кварцевые сланцы со слоистостью градационного типа и реликтами бластосаммитовой структуры. Анализ литологических, петрохимических и геохимических особенностей показал, что сланцы обладают многими признаками пород флишевого типа, но имеют специфические черты [60, 61].

Магнетитовые кварциты среди пород терригенной (флишевой) железисто-кремнистой формации распространены широко и составляют до 20—35 % объема формации. Среди них, в соответствии с классификацией Семеновко Н. П. [198], могут быть выделены рудные окисно-закисные, малорудные окисно-закисные и нерудные закисно-силикатные типы. Эти разновидности различаются по текстуре, парагенезису минералов и содержанию магнетита, что предопределено составом первичного осадка и степенью последующего метаморфизма. Наибольшие мощности и протяженность пластов магнетитовых кварцитов наблюдаются на Костомукшском месторождении, где общая мощность железорудного горизонта достигает сотен метров, а протяженность — первые десятки километров. С отложениями формации связаны основные запасы железных руд в Карелии. Верхняя часть разреза формации представлена метатерригенными песчано-глинистыми осадками флишевого типа вплоть до высокодифференцированных, содержащими высокоглиноземистые минералы и псевдоморфозы по ним (гранат, ставролит, андалузит). Локально среди этих образований отмечаются песчаники, кварцевые конгломераты и гравелиты. Общая мощность отложений формации от первых сотен метров до 2500 м.

Иной тип разреза, а также, соответственно, и набор стратифицированных геологических формаций, отмечен для лопия Восточно-Карельской структурно-формационной зоны (см. рис. 25, 26). Базальная терригенная формация в этой зоне имеет локальное развитие и представлена граувакковыми и аркозовыми песчаниками [32].

Вверх по разрезу в этой зоне гнейсы сменяются амфиболовыми сланцами, амфиболитами, отвечающими толще вулканитов базальтового и андезит-базальтового состава [184, 185], или вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами базальтового, андезит-базальтового, коматитового и дацитового состава [32, 60]. Эти образования отнесены [32] к дацит-андезитовой и базальтовой формациям, но ранее [190] были выделены под названием последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. Мощность этой части разреза 3000—4000 м.

Верхнюю часть разреза верхнеархейских лопийских образований слагают преимущественно вулканогенные и вулканогенно-осадочные образова-

ния андезит-дацитового и риолит-дацитового состава с конгломератами в основании, содержащими обломочный материал подстилающих пород. Реже в составе верхней части разреза появляются метабазалты и метатерригенные осадки аркозового и грауваккового типа. Мощность разреза от первых сотен метров до 100—1200 м. Для отдельных структур этой зоны характерна колчеданная специализация или колчеданная с полиметаллической минерализацией.

Для Северо-Карельской структурно-формационной зоны, наименее изученной (см. рис. 26), характерны черты как Западно-Карельской, так и Восточно-Карельской зон [139]. В нижней части разреза лопийских образований Северо-Карельской зоны располагается базальная терригенная формация, сложенная разнообразными гнейсами с высокоглиноземистыми минералами, реконструируемые как грубые терригенные осадки аркозового и грауваккового типов. Вверх по разрезу гнейсы сменяются полосчатыми и массивными амфиболитами и амфиболовыми сланцами, представляющими толщу толеитовых метабазалтов. В верхах разреза этой зоны обычно преобладают высокометаморфизованные терригенные образования с прослоями железистых кварцитов или толщи вулканитов среднего и основного состава. Меньший объем занимают риодацитовые вулканогенные породы. Мощность лопийских образований достигает 2000—2500 м. Метаморфизм их соответствует амфиболитовой фации.

Протерозойское железонакопление Карельского региона развито крайне незначительно и практически ограничено среднетулульской песчанико-карбонатной гематитсодержащей молассовой формацией, развитой в Западно-Карельской структурно-формационной зоне. Туломозерская и Суоярвская структуры, расположенные в южной части этой зоны, представлены брахиформными синклинальными складками овально вытянутой формы с пологими углами падения крыльев [207, 209]. Маломощные пласты гематитовых руд (до 2 м) приурочены к прослоям песчаников, а также доломитовым песчаникам и протягиваются на расстояние до первых сотен метров [91].

Железисто-кремнистые образования Карелии, согласно классификации [54а], могут быть определены тектонотипами железисто-кремнистых докембрийских формаций (тектонотип ЖФД), которые в обобщенном виде отражают палеотектонические условия и структурные формы, контролирующие размещение железорудных месторождений.

Стратифицированные геологические железисто-кремнистые формации Карелии могут быть объединены в тектонотип, характеризующий ассоциацию железисто-кремнистых образований с древнейшими протогеосинклинальными комплексами (табл. 2). Причем, железистые кварциты рифтогенной стадии развития ассоциируют с метабазалтами и метариодацитами. В составе коматит-базальтовой формации Карелии железистые кварциты образуют маломощные (до 1—2 м) быстровыклинивающиеся линзовидные тела протяженностью десятки — первые сотни метров, ассоциирующие с метабазалтами. Железисто-кремнистые породы представлены амфибол-магнетитовыми, гранат-амфибол-магнетитовыми разновидностями железистых кварцитов и характерны для западной части Костомукшского синклинория, Совдозерского, Гимольского железорудных районов, а также ряда структур Восточно-Карельской структурно-формационной зоны [32]. Вмещающие породы и железистые кварциты в рассматриваемой формации отвечают амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма.

Железистые кварциты и сланцы риолит-дацитовой железисто-кремнистой формации ассоциируют преимущественно с кислыми вулканитами и в меньшей степени с осадочными породами. Железисто-кремнистые породы довольно мощные (до 60 м) и выражены протяженными (первые километры) пластами; характерны лишь для западной части Костомукшского синклинория. Данной формации присущи мелкие месторождения — Подгорное, Рувинваара, Таловейс, Юго-Западное и ряд рудопроявлений. Эту железорудную формацию Карелии можно сопоставить с железорудной лептитовой формацией, выделенной в работе [111] как тектонотип.

Таблица 2. Схема тектонического развития, железорудные месторождения

Развитие протоеосянклинали		Тектонический режим, тектонические структуры	Геологические			
Стадия	Этап		Вулканогенно-осадочные формации	Типы пород	Магматические формации	
Инверсионная	Заключительный	Подновление глубинных разломов, система дайковых комплексов. Общие восходящие движения. Складчатость. Региональный метаморфизм от фации зеленых сланцев до амфиболитовой. Внедрение гранитов нормального ряда и гранитизация. На конечном этапе — щелочные гранитные массивы в межблоковых швах	—	—	Мигматит-гранитная Гипербазитовая Риолитовая	
		Протоорогенный	Терригенная флишевая	Слюдистые сланцы с высокоглиноземистыми минералами, кварцевые песчаники, гравелиты	—	
					Выравнивание объемов опускающих и поднятий. Накопление песчано-глинистых осадков флишевого типа и хемогенных железисто-кремнистых осадков. Локальное развитие андезит-дацитового и дацит-риолитового вулканизма в пределах срединного массива	Терригенная флишевая железисто-кремнистая
Рифтогенная	Ранний	Заложение глубинных разломов и дифференциальные движения по этим разломам северо-западного и северо-восточного простираний. Преобладание опускающих над поднятиями	Растяжение земной палеокоры. Инициальный бимодальный магматизм. Система дайковых комплексов. Хемогенные железисто-кремнистые осадки. Ранняя фаза складчатости и метаморфизма	Дациит-риолитовая железисто-кремнистая	Лавы, туфы, туфиты риодацитового состава, железистые кварциты и сланцы	—
						Начальный
	Нижняя терригенная (аркозовая)	Гнейсы, метапесчаники	—			

и рудопроявления Западно-Карельской и Северо-Карельской структурно-формационных зон

Формации		Рудные проявления			
Петрографические разновидности пород	Радиологический возраст, млн лет	Генетические ряды	Рудные формации	Рудные (минеральные) типы	Месторождения: крупные (к), средние (с), мелкие (м), рудопроявления (р)
Плаггиоклаз-микроклиновые, микроклин-плаггиоклазовые и микроклиновые граниты Перидотиты, тальк-хлоритовые, тремолитовые и другие сланцы Геллефлинты, альбитофиры, лептиты	2700±100	—	—	—	—
	2750±100				
—	—	—	—	—	Тумбареченское (р), Воломское (р), Хедозеро-Большезерское (р)
—	2830±50	Стратиформный вулканогенно-осадочный метаморфизованный	Железородная железисто-кварцитовая (осадочная)	Магнетит-кварцитовый	Гимольское (р), Костомукшское (к), Корпангское (с), Межозерское (м), Северо-Костомукшское (м), Южно-Костомукшское (м), Матарвинское (м), Петровинское (м), Совлозерское (р) и др.
—	>3200		Железородная железисто-кварцитовая (вулканогенно-осадочная)	Магнетит-кварцитовый и магнетит-сланцевый	Подгорное (м), Рувинваара (м), Юго-Западное (м), Таловейс (м)
—	—		Железородная железисто-кварцитовая (вулканогенно-осадочная)	Магнетит-кварцитовый	Ниemi-Ярви (р), Совдозеро (р), Маньга (р), Киндасово (р), Хаутаваара (р)
—	—		—	—	—

Терригенная (флишевая) железисто-кремнистая формация, выделенная в Карельском регионе [62], также характерна для позднеархейских гранит-зеленокаменных областей и структурно представлена «амебовидными» в плане межкупольными синклиналиями. Эта формация включает магнетитовые кварциты мощностью сотни метров и протяженностью десятки километров и ассоциирующие с ними метатерригенные, флишевые сероцветные толщи. Крайне незначительно развиты вулканиты кислого — среднего состава. Метаморфизм образований формаций сложный, зональный и отвечает зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям. С этой формацией связаны крупные, средние и мелкие месторождения — Костомукшское, Корпангское, Межозерское и др.

Породы этой формации приближаются к тектонотипу, выделенному в работе [111] как железорудная альбитофировая (лептитовая) формация зеленокаменных поясов, характеризующая ассоциацией железистых кварцитов с кислыми вулканитами. Вместе с тем данная формация несколько отличается от тектонотипа, выделенного [111] в виде железорудной осадочной формации краевых прогибов. Формация Карельского региона различается по наличию в ней в небольшом объеме вулканитов кислого — среднего состава, отсутствию джеспилитов и несравнимо меньшим масштабом железонакопления. Рассматриваемая терригенная (флишевая) железисто-кремнистая формация Карелии представляет собой специфическую разновидность этих двух тектонотипов. Возможно, ее следует выделить в качестве особой железорудной терригенной (флишевой) формации зеленокаменных поясов, сформированной на этапе начальной инверсии протогесинклинали.

Протерозойская молассовая карбонатно-песчаниковая формация, содержащая гематитовые рудопроявления Тулаозерской и Суоярвской структур Карельского региона и сформировавшаяся на карельском субплатформенном этапе, может быть охарактеризована тектонотипом, выделенным в качестве железорудной кластогенной формации [111].

Основные складчатые формы, разломы и этапы тектонического развития

В пределах Западно-Карельской зоны установлен ряд синклинорных структур — Костомукшская, Ньюозеро-Хедозеро-Большезерская, Гимольско-Суккозерская, Воломская, Тумбареченская, Совдозерская и др. Они представлены крупными синклинальными складками, достигающими в длину до 50 км при ширине до 10 км. Складки изоклиналильные, часто асимметричные или с опрокинутыми осевыми поверхностями и крутыми углами падения пластов. Крылья более крупных складок осложнены складками более высоких порядков, вплоть до микроплойчатости. Складки имеют сжатый, часто изоклиналильный характер, а осевые плоскости их в основном параллельны простиранию и падению пород.

Элементы залегания гранито-гнейсов в купольных структурах и облекающих их лопийских супракрустальных толщ согласны друг с другом и обычно имеют крутые залегания (60—90°). Пласты железорудно-сланцевых толщ, обрамляющие купольно-блоковые структуры, представляют собой синклиналильные складки в основном с крутопадающими осевыми плоскостями. Структурные наблюдения [139, 148, 208, 276 и др.] свидетельствуют о неоднократных и интенсивных тектонических деформациях лопийских супракрустальных толщ и сопровождавших их метаморфических превращениях.

Наиболее ранний период тектонических движений по основным нижне-лопийским супракрустальным образованиям (до формирования верхней терригенной (флишевой) части разреза лопия), отмеченный рядом исследователей [44, 275 и др.] в позднем архее, был выделен как лоухский [208, 219]. Особенность складчатых деформаций этого периода заключается в их неравномерном проявлении и формировании складчатых структур субширотного простирания с пологими (до 20°) шарнирами. Структурные исследова-

ния [120, 148] нижнелопийских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований железорудных районов Карелии не выявили в них ранних до-ребольских деформаций. Проявление дорепольских внутрислопийских складчатых деформаций и связанного с этим периода раннего метаморфизма подтверждается наличием крупного перерыва между нижней вулканогенной и верхней, существенно терригенно-хемогенной частями лопия. Перерыв фиксируется площадной корой выветривания [63] и базальными полимиктовыми конгломератами, содержащими все подстилающие гимольскую серию супра-крупные толщи и плагиогранитоиды. В галечном материале наблюдаются складки и первичная сланцеватость. Региональный метаморфизм автономно проявился в нижней части разреза лопия; он однороден и отвечает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям в отличие от зонального метаморфизма в верхней части разреза лопия.

После формирования терригенных, хемогенно-осадочных и, в меньшей мере, вулканогенно-осадочных толщ верхней части разреза лопийские комплексы были подвержены многократным интенсивным тектоническим деформациям, известным как ребольский период тектогенеза [139, 148, 208, 276]. В ходе этих фаз складчатости, которые сопровождались образованием складок различных порядков со своими плоскостными и линейными структурными элементами, была сформирована система субмеридиональных, северо-восточных и северо-западных складчатых структур.

Фазы складчатости, имевшие различную интенсивность, обусловили формирование изоклиналиных складок нескольких порядков вплоть до микроплотчатости с меняющимся простиранием осевых плоскостей и различными направлениями опрокидывания. На ранние складки наложился деформации поздних фаз складчатости, которые привели к их усложнению. Складчатые деформации в ходе ребольского периода проявились неравномерно и обусловили четкий зональный метаморфизм.

В центральных частях лопийских структур в породах гимольской серии преимущественно развиты зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации, сменяющиеся в зонах выклинивания и на периферии амфиболитовой. Для периферийных частей структур характерна гранитизация вулканогенно-осадочных образований и древних гранитоидных комплексов. Состав этих гранитов нормальный, известково-щелочной. На заключительном этапе развития региона в центральных частях синклиналиных структур внедрялись реоморфизованные граниты с повышенным содержанием щелочей [62].

Процессы складчатых деформаций метаморфизма и гранитизации лопийских толщ были связаны во времени, пространстве и генетически, что подтверждается конформностью тектонических структур блок-антиклиналей и лопийских пород, мигматизацией лопийских толщ и т. д. Формирование гранито-гнейсовых куполов в позднем архее и последующие подвижки купольно-блоковых структур создали основной структурный план Западно-Карельской зоны.

Помимо ранних складчатых деформаций в зоне широко развиты многочисленные дизъюнктивные нарушения, выразившиеся в создании систем разрывных дислокаций, жил и даек разного состава, зон милонитизации, катаклаза и диафореза. Установлена временная последовательность заложения и развития систем зон разломов. К наиболее ранним тектоническим структурам в пределах данной зоны отнесены дизъюнктивные нарушения, ориентированные преимущественно в субмеридиональном направлении [181, 276]. Эти зоны контролировали поступление продуктов вулканизма и формирование лопийских вулканогенно-осадочных толщ. По субмеридиональным разломам, относимым к продольным, намечаются сбросо-(взбросо-)сдвиги и сдвиги. С этими субмеридиональными разломами связано появление в центральной части железорудных структур высококальциевых гранитов.

Последующей тектонической фазой обусловлен этап хрупкой деформации — тектонические подвижки преобладающего северо-западного ($305-335^\circ$) и северо-восточного ($45-65^\circ$) простираний. Тектониты в пределах этих зон метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

Тектонические нарушения северо-западного и северо-восточного простираний представлены в основном диагональными сдвигами, сбросами и взбросами с большими амплитудами смещений. Оперяющими разрывами являлись трещинные зоны субмеридионального направления, которые в этот период испытывали подновление. В них локализовались многочисленные протерозойские дайки габбро-диабазов.

С наиболее поздним этапом развития территории связана система нарушений субширотного направления, представленная поперечными вертикальными сбросами, часто расположенными кулисообразно.

Для лопийских структур Западно-Карельской структурно-формационной зоны отмечается своеобразное развитие синклиналиных структур субмеридионального простирания. Для них характерно асимметричное строение — полное развитие западных крыльев и резкое редуцирование восточных. В то же время в субширотных синклиналиных структурах крылья имеют симметричное строение.

Такое специфическое развитие архейских структур отражает палеотектонические условия формирования лопийских супракрустальных образований с довольно быстрой сменой их мощностей, что зависело прежде всего от геоморфологических особенностей раздробленного раннеархейского основания и неравномерных вертикальных тектонических движений его глыб. Максимальное накопление вулканогенно-осадочных толщ происходило в межблоковых прогибах, примыкающих к стабилизированным участкам земной коры, и на их склонах. Наблюдается резкое сокращение мощности вулканогенно-осадочных образований в Костомукшском синклинории в северо-западном направлении. Отмечаются значительные объемы грубого аркозового терригенного материала в составе нижнелопийских толщ в западной части Костомукшского синклинория. Грубый терригенный (галечный) материал, имеющийся в основании гимольской серии, тоже поступал с северо-запада. Все это свидетельствует о длительной истории существования Вокнаволоцкого блока как стабильного участка земной коры с тенденцией к воздыманию в течение всего позднеархейского периода.

Вместе с тем постепенное, плавное изменение мощностей терригенных и вулканогенных образований в Костомукшском синклинории в юго-восточном направлении указывает на длительное на протяжении всего позднего архея (лопия) существование массива кристаллического фундамента в центральной части Западно-Карельской структурно-формационной зоны. Он имел черты срединного массива. Неравномерное развитие региона привело к формированию лопийской протогеосинклинали в тектонически активной зоне. В ней сочетались срединный массив и краевой прогиб. В этой зоне проявился андезит-дацитовый и риодацитовый вулканизм.

В строении лопийских комплексов Карельского региона можно выделить два основных типа структур, характер размещения которых, а также набор формаций, наличие (или отсутствие) в их составе железисто-кремнистых образований обусловлены, вероятно, их тектоническим положением.

Первый тип структур, который характерен для Восточно-Карельской зоны, не содержащей железисто-кремнистых формаций, представлен протяженными линейно вытянутыми структурами длиной в первые сотни километров при ширине, варьирующей от нескольких до первых десятков километров. На ранних этапах развития этих структур проявился основной, ультраосновной и срединный магматизм, сменившийся на заключительной стадии средним и кислым, и подавившим практически терригенную седиментацию. По составу и мощности отложений описываемые структуры представляют собой высокоподвижные зоны и соответствуют, как трактует ряд исследователей [222], мобильно-проницаемым зонам. К структурам такого типа относятся зоны Хаутоваарско-Выгозерская, Парандовская и Ветреного пояса.

Второй тип структур, характерный для Западно-Карельской, а также Северо-Карельской структурно-формационных зон [59, 62], представлен мозаикой изометричных или овально вытянутых купольно-блоковых структур

различных порядков, сложенных тоналито-гнейсами фундамента, и окаймляющих их сопряженных, часто разорванных синклинальных структур, сложенных лопийскими вулканогенно-осадочными супракрустальными толщами (рис. 28, 29). Структурный план лопийских структур в значительной мере затушеван интенсивными процессами мигматизации, денудации, экранированием лопийских толщ карельскими образованиями и многоэтапными тектоническими подвижками.

Северо-западное простирание Западно-Карельской структурно-формационной зоны соответствует генерализованному простиранию лопийских структур (рис. 27). В пределах этой зоны лопийские структуры оконтуривают в целом Вокнаволоцкий и Тулосский массивы, представляющие собой блоки нижнеархейских гранулитовых ассоциаций [149, 195]. По-видимому, формирование этого типа лопийских структур происходило в пределах крупного массива раннеархейского фундамента, располагавшегося в центральной части Западно-Карельской структурно-формационной зоны. Этот фундамент был неравномерно раздроблен, испытывал неоднородные и неоднократные вертикальные перемещения и на начальной стадии позднеархейского развития служил источником терригенного материала.

В дальнейшем в связи с сокращением по площади и эрозией блоков фундамента произошло смещение бассейна седиментации, в котором неравномерно накапливался маломощный осадочный материал — терригенный, хемогенный железисто-кремнистый и вулканогенный. В межблоковых бассейнах в это же время на начальной стадии развития происходило накопление грубых терригенных аркозовых и граувакковых формаций за счет разрушения блоков фундамента, сменившееся формированием мощных толщ основного и реже ультраосновного и кислого состава. Нарастающая стабилизация этой зоны и частичный подъем (инверсия) в межблоковых зонах фиксируются сменой формационного состава (накопление терригенных флишевых и хемогенно-осадочных железисто-кремнистых осадков). Отмечаются значительные перерывы (площадные коры выветривания, конгломераты) и несогласные залегания вышележащих стратиграфических подразделений. Стадии инверсии, вероятно, предшествовала ранняя фаза складчатости и метаморфизма.

Наряду с описанными верхнеархейскими структурами, сложенными лопийскими супракрустальными образованиями, в пределах Карельского региона существовали разрозненные блоки раннеархейского фундамента, представленные гранулитами и тоналито-гнейсами, которые сохранили стабильное высокое положение на всем протяжении раннего архея и служили областями размыва.

Так как в настоящей работе рассматриваются специфические вопросы, связанные с железонаносложениями в докембрии Карельского региона, здесь соответственно отражены только палеотектонические условия формирования геологических формаций в позднем архее, которые привели к образо-

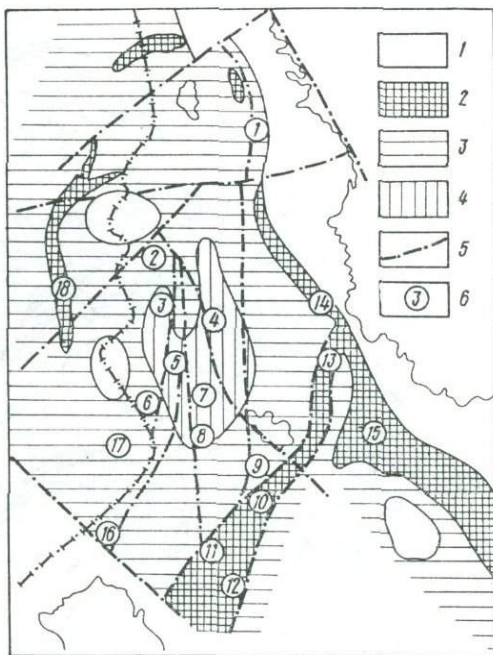


Рис. 27. Палеотектоническая схема размещения разрезов лопийского ряда протогейсинклинальных формаций.

Типы разрезов: 1 — стабильных преимущественно устойчивых поднятий; 2 — мощный, преимущественно вулканогенный; 3 — мощный, вулканогенно-терригенный; 4 — маломощный, преимущественно терригенный; 5 — разновозрастные разрывные нарушения; 6 — положение опорных разрезов



Рис. 28. Структурный план лопийских протогеосинклинальных образований Западно-Карельской; структурно-формационной зоны на примере Костомукшского района [62]: 1 — нерасчлененные верхнеархейские метаморфизованные осадочно-вулканогенные комплексы; 2 — архейские плагиигранитоиды; 3 — тектонические нарушения

ванию или отсутствию железистых кварцитов в лопийских супракрустальных комплексах.

Сравнение стратиграфических разрезов и структурного плана верхнеархейских (лопийских) супракрустальных толщ Западно-Карельской, Северо-Карельской и Восточно-Карельской структурно-формационных зон [32, 62, 190, 221] свидетельствует о различных истории их развития и геотектонической позиции, что отразилось в вещественном составе слагающих их формаций, фациальных условиях образования комплексов и металлогенической специализации (рис. 28, 29).

Согласно палеотектонической схеме позднеархейского этапа, относящегося к протогеосинклинальному режиму, в пределах Карельского региона был унаследован Беломорский срединный массив. Соответственно можно говорить, что лопийская эвгеосинклираль имела Центральный срединный массив (см. рис. 27). Следовательно, Беломорская эвгеосинклираль [93] к началу заложения лопийской протогеосинклинальной системы завершила свое развитие и кратонизацию [218, 220]. Однако в течение позднего архея протекавшие здесь тектонические процессы носили двойственный характер: Беломорский блок выступал как стабильный массив, испытавший тенденцию к поднятию, но в то же время обладал элементами подвижной области, в которой накапливались лопийские терригенные и вулканогенные образования. Вероятно, в строении блока отражены специфические черты начальных этапов становления и развития первичной маломощной земной коры в раннем архее. Альтернативно можно предположить, что Беломорский блок продолжал свое развитие как эвгеосинклираль в течение позднего архея.

Основная часть Карелии в этот период, видимо, представляла собой область стабильного опускания, сопоставимую с эвгеосинклиналями. Северо-восточная граница этой эвгеосинклинали соответствует, примерно, границе Карельского и Беломорского мегаблоков. Юго-западная граница не вполне ясна, так как срезана Ладожским мегаблоком с широко развитыми

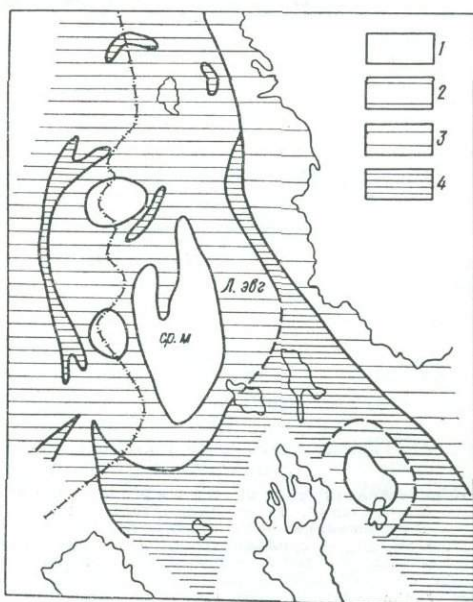


Рис. 29. Структурный план лопийских образований в Северо-Карельской структурно-формационной зоне [62]:

1 — гранито-гнейсы; 2 — чарнокиты; 3 — кварцевые диориты; 4 — супракрупальные лопийские толщи; 5 — сланцеватость в гранитоидах

Рис. 30. Палеотектоническая схема позднерифтового периода (протогеосинклиналь, рифтогенная стадия):

1 — районы, сохранившие стабильное состояние (преимущественно приподнятые); 2 — стабильные районы, испытавшие переменные движения; 3 — умеренно подвижные зоны; 4 — высокоподвижные зоны; геотектонические элементы: Л. звг — лопийская звгеосинклиналь, ср. м — Центральный срединный массив



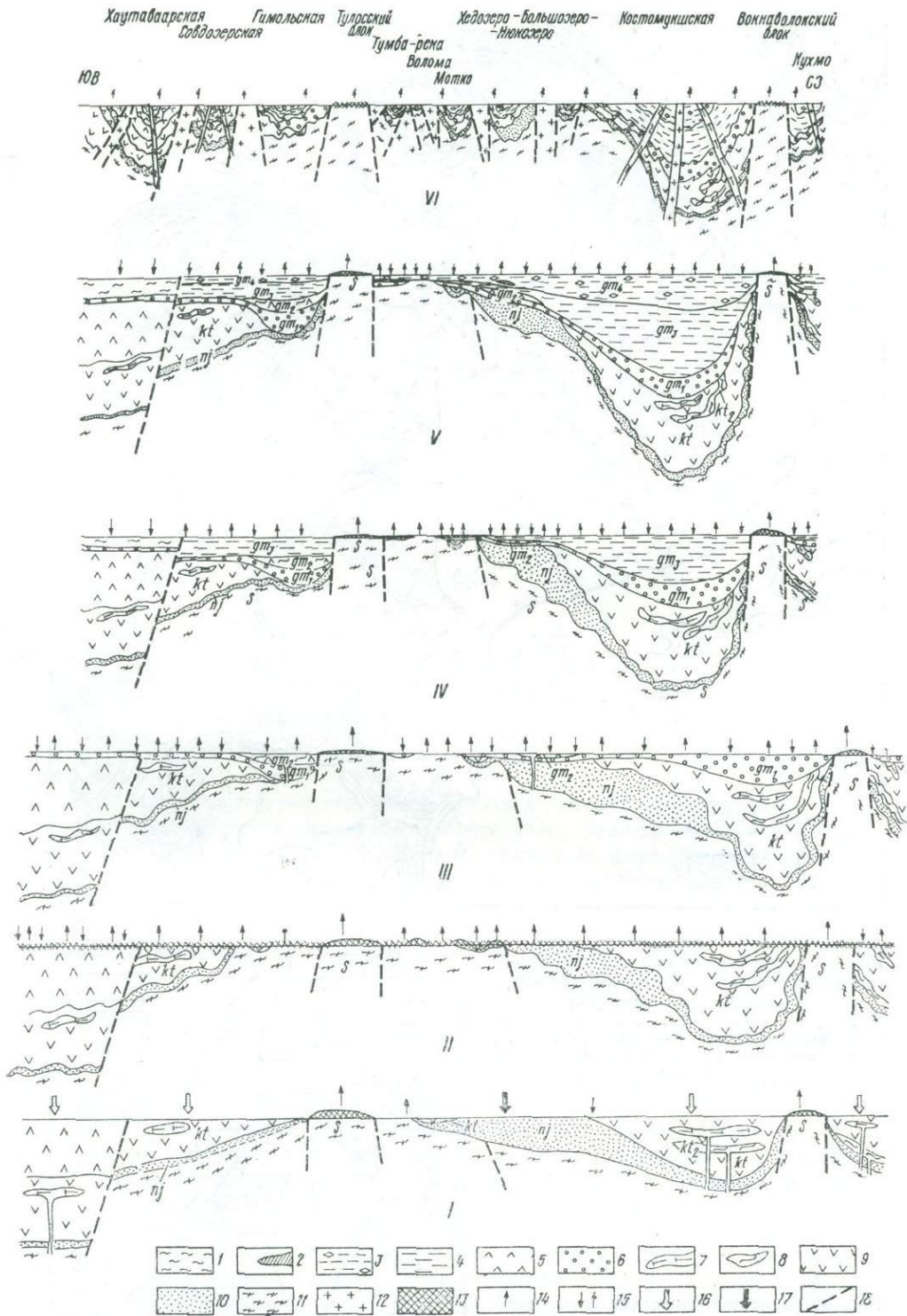


Рис. 31. Последовательность тектонических процессов в Карельском мегаблоке в течение лопийского периода (палеотектонические профили):

I — рифтогенная стадия; инверсионная стадия, этапы: II—IV — протоорогенный, V — поздний, VI — заключительный; s — саамский комплекс; с е р и: nj — нюкозерская, kt — контокская, gm — гимольская (gm₁ — суккозерская свита, gm₂ — межозерская, gm₃ — костомукшская, gm₄ — сурлампиская); 1 — туфы и туффиты андезито-дацитов и риодацитов, силициты, карбонатные породы; 2 — кварцевые песчаники и гравелиты; 3 — глинистый и песчано-глинистый флиш; 4 — железисто-терригенный флиш; 5 — андезито-дациты; 6 — грубообломочные терригенные осадки (конгломераты, гравелиты, песчаники); 7 — коматиты; 8 — риодациты; 9 — базальты;

в его пределах протерозойскими образованиями. К западу и северо-западу эвгеосинклинальные образования прослеживаются за пределами Карельского региона — в восточной и северной Финляндии.

Древнейший фундамент в пределах лопийской эвгеосинклинали был раздроблен, испытывал неравномерные вертикальные перемещения. Он представлен приподнятыми глыбами кристаллического фундамента и межглыбовыми шовными зонами. Такими приподнятыми блоками фундамента являются Вокнаволоцкий, Тулосский и Водлозерский, а также глыба кристаллического фундамента в центральной части лопийской протогеосинклинали в районах Хедозеро—Большозеро, Ондозеро, Волома, Суккозеро, Гимолы, несущая черты интрагеоантиклинали и выделенная как Центральный внутригеосинклинальный срединный массив (рис. 30, 31). Выделенные приподнятые блоки раннеархейского фундамента на всем протяжении позднеархейской геосинклинали представляли собой области размыва.

Отложение грубых аркозовидных терригенных осадков начального этапа развития лопийской протогеосинклинали протекало преимущественно в межблоковых шовных зонах, примыкавших к блокам раннеархейского фундамента. Вероятно, процессы седиментации контролировались рельефом долопийского фундамента. Неоднородные вертикальные перемещения глыб фундамента повлекли за собой накопление мощных толщ терригенных глинисто-песчаных и песчаных аркозового типа осадков за счет разрушения и переотложения нижнего комплекса саамских супракратальных образований и древнейших тоналитов, рассматриваемых авторами [139, 220, 246] в качестве фундамента лопия. Накопление грубых осадков происходило, вероятно, в мелководных условиях (см. рис. 30).

На последующей рифтогенной стадии регион характеризовался резкими контрастными вертикальными тектоническими подвижками, большой проницаемостью земной коры, способствовавшими инициальному базальтовому и коматиит-базальтовому вулканизму.

Формирование гранит-зеленокаменной области Карелии, возможно, происходило над конвективными диапирами — мантийными струями [244], что привело к растяжению земной коры на этом участке в процессе рифтогенеза и появлению разломных зон, служивших путями подъема магматических масс. В итоге были сформированы вулканогенные комплексы.

С базальтовым вулканизмом рифтогенной стадии связано образование лишь маломощных быстро выклинивающихся линзовидных пластов силикатно-магнетитовых кварцитов, тогда как известно [98], что вулканогенный процесс в результате гидротермальной и фумарольной деятельности выносит из земных недр пересыщенные растворы кремния, железа, алюминия,

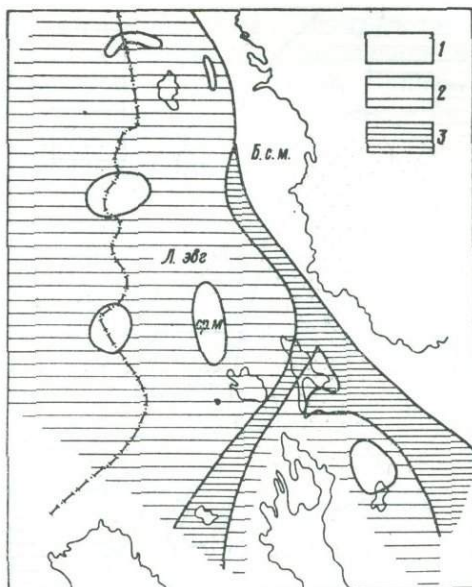


Рис. 32. Палеотектоническая схема позднеархейского периода (орогенный режим, инверсионная стадия).

Районы: 1 — имеющие стабильное состояние и преимущественно приподнятые; 2 — умеренно подвижные с тенденцией к замедленному опусканию; 3 — высокоподвижные с тенденцией к опусканию; геотектонические элементы: Л. эвг. — лопийская эвгеосинклинали, Б. с. м. — Беломорский срединный массив, ср. м. — срединный массив

10 — существенно аркозовые толщ; 11 — гранитизированный фундамент; 12 — микроклиновые граниты и мигматиты; 13 — области размыва; 14 — преобладающие восходящие движения; 15 — взаимно компенсированные поднятия и нисходящие движения; 16 — преобладающие нисходящие движения; 17 — компенсированное прогибание; 18 — разломные зоны

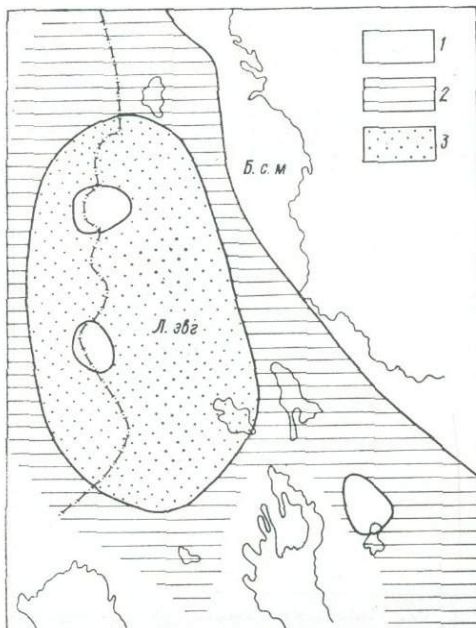


Рис. 33. Палеотектоническая схема позднерархейского периода (орогенный режим, поздняя инверсионная стадия).

Р а й о н ы: 1 — сохранившие стабильное состояние, преимущественно приподнятые, 2 — сохранившие тенденцию к опусканию, 3 — испытывавшие переменные движения с тенденцией к замедленному спусканию. Остальные условные обозначения те же, что и к рис. 32

нального срединного массива и возникавших островодужных поднятий (см. рис. 31, 32).

На этом этапе постепенно сокращается площадь срединного массива в лопийской геосинклинали, который служил основным источником терригенного и хемогенного материала, питавшего терригенную формацию. С позднерархейским этапом развития земной коры, предшествовавшим глобальному накоплению железа в раннем протерозое, связано формирование довольно мощных железисто-кремнистых осадков, что свидетельствует о сочетании многих благоприятных факторов для химического осаждения железа и кремнезема.

Постепенная смена среднего протоорогенного этапа поздним, пенепленизация территории, формирование кор выветривания на конечном этапе протогеосинклинального режима привели к формированию зрелых терригенных осадков практически без признаков железнакопления (см. рис. 31, 33).

Палеотектонический и фациальный анализы совместно с данными о физико-химической эволюции земной коры позволили восстановить последовательность и объем экзогенных процессов в лопии Карельского региона (см. табл. 2). Выявленное субодновременное, но не синхронное формирование железисто-кремнистых осадков в позднем лопии зависело прежде всего от тектонических блоковых движений внутри геосинклинальной системы, существенно изменявших расположение зон размыва и смещение зон седиментации. Так, в Костомукшском районе фиксируется полный цикл протогеосинклинального развития, тогда как в Гимольском и Хедозеро-Большезерском районах, располагавшихся на склонах срединного внутригеосинклинального массива, в разрезе отсутствуют формации рифтогенной стадии развития, но отмечается развитие железистых кварцитов с преобладанием высокоглиноземистых пород. А участки Тумбареченский и Воломский, располагающиеся в пределах срединного массива, характе-

марганца и много других химических элементов.

В позднем лопии неравномерное развитие тектонических процессов земной коры привело к дивергенции тектонических режимов. В ряде линейных структур Восточно-Карельской структурно-формационной зоны после кратковременного этапа инверсии вновь произошло подновление старых и заложение новых коровых и мантийных тектонических разломных зон, сопровождаемое накоплением вулканогенного материала средне-кислого и основного состава (см. рис. 31).

В Западно-Карельской структурно-формационной зоне рифтогенная стадия сменилась инверсионной, знаменующей перестройку палеотектонического режима. Формирование терригенных флишевых толщ совместно с железисто-кремнистыми осадками на протоорогенном этапе инверсионной стадии происходило в обширном морском бассейне с неравномерным и несинхронным осадкообразованием. Отложение осадков происходило за счет деструкции внутригеосинкли-

ризуются незначительным развитием железистых кварцитов. Но здесь широко распространены высокоглиноземистые метаосадки, формировавшиеся на позднем этапе седиментации лонийской протогеосинклинали. Причем, осадки этого типа литологически устойчивы по латерали в Карельском регионе (см. рис. 31, 32).

Заключительный этап протогеосинклинали (см. табл. 2) знаменует внедрение гранитов нормального ряда, гранитизацию и региональный метаморфизм, отвечающие главным фазам ребольского периода складчатости. На последнем этапе по межблоковым швам внедрялись граниты с повышенным содержанием щелочей. Региональный метаморфизм, внедрение гранитов и гранитизация приводили к залечиванию ранее существовавших глубинных разломов, стабилизации и кратонизации региона и к формированию зрелой континентальной коры.

Глава 11

КОЛЬСКИЙ РЕГИОН

Границы, их природа; общая характеристика

Железные руды докембрия Кольского полуострова представлены главным образом железистыми кварцитами «примитивного» состава: крайне простым геохимическим спектром, прежде всего, отсутствием марганца. Среди вмещающих гнейсов нет карбонатных и других пород, которые могли бы прямо свидетельствовать об осадочной дифференциации. Подчиненную роль играют железные руды кремнистого типа с марганцем; они встречаются в виде незначительных тел среди карельских образований или тесно связанных с ними свекокарельских гнейсов и территориально разобщены с основными районами развития железорудных формаций.

Ареал развития железорудных формаций главного типа имеет контрастные границы (рис. 34). С запада он ограничен базитами Главного хребта: габбро-анортозитами, габбро-амфиболитами, пироксенитами, амфиболитами, причем анортозиты выполняют здесь роль пород, наложенных на базиты, — «мигматизируют» их, формируют ряд промежуточных разновидностей, а на запад, в сторону гнейсо-мигматитового беломорского комплекса их место постепенно занимают плагиогнейсы. Северо-восточная граница ареала также подчеркнута гипербазито-базитами: на юго-востоке это зона Колмозеро-Воронья, на северо-западе — Титовско-Урагубская зона. По существу структурно-вещественные комплексы этих зон обрамления могут рассматриваться в качестве докембрийских гомологов офиолитовых серий [68, 167]. Наиболее контрастна юго-восточная граница ареала: она подчеркнута зонами субщелочной гранитизации метасоматоза; в палеозое здесь также проявился щелочной магматизм (Хибинский и Ловозерский массивы).

Ареал развития железорудных комплексов раннего докембрия, получивший название Кольско-Норвежский мегаблок, включает в себя более 400 рудопроявлений и месторождений железистых кварцитов. Среди них Оленегорское, Кировоградское, Комсомольское — в юго-западной части ареала (Приимандровский район), Сюдварангер — на северо-западе, в Полярной Норвегии. Кольско-Норвежский мегаблок в рамках указанных границ обладает контуром, сужающимся на северо-запад. Далее в этом направлении выявляется несколько тектонических отторженцев линзовидной формы. Они располагаются кулисообразно на утоняющемся продолжении мегаблока. Таким образом, контур мегаблока несколько асимметричен и напоминает каплю: утолщенная юго-восточная часть и сходящая на нет северо-западная, где от основного «тела» мегаблока отторгнуто несколько линзовидных тел. В промежутках между телами линз-отторженцев развиты амфиболиты с подчиненным количеством других пород.

Взаимоотношение смежных структур — Беломорского и Мурманского мегаблоков — с Кольско-Норвежским определяется тем, что структурно-вещественные комплексы названных мегаблоков соответственно перемещены в сторону Кольско-Норвежского. Об этом свидетельствуют упоминавшиеся выше протоофиолитовые шовные зоны.

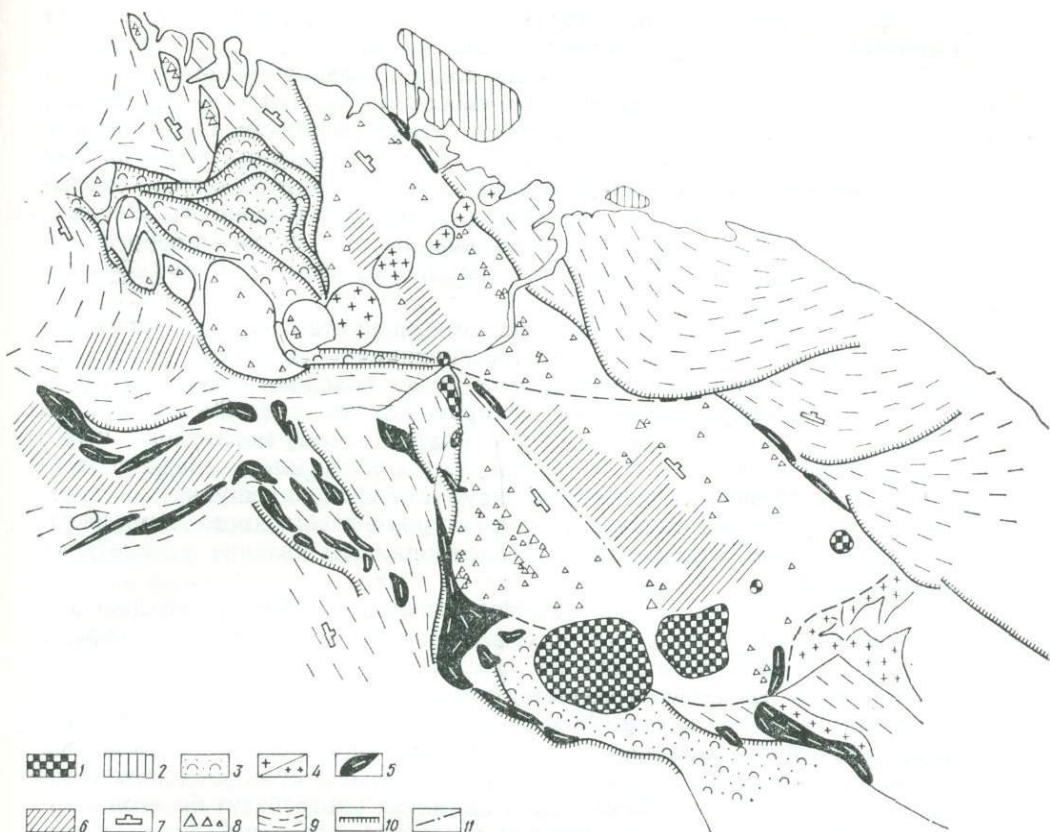


Рис. 34. Кольско-Норвежский мегаблок, его месторождения и рудопроявления железистых кварцитов:

1 — щелочные магматические комплексы палеозоя и протерозоя; 2 — верхнепротерозойские формации; 3 — вулканиты и осадки карелид; 4 — протерозойские рапакивиоподобные и щелочные граниты; 5 — ультрабазит-базитовые комплексы и их метаморфические аналоги; 6 — площади преимущественного развития гранулитовых ассоциаций; 7 — направление падения линзовидно-чешуйчатых серий; 8 — месторождения и рудопроявления железистых кварцитов; 9 — простирание структурной гнейсовидности пород смежных блоков; 10 — тектонические поверхности надвигов; 11 — средняя линия или ось конвергенции

Структурно-тектонические соотношения гнейсово-железорудных формаций выявляются путем сравнения супракrustальных комплексов, содержащих железные руды и не содержащих их. «Безрудные» комплексы беломорокарелид обрамляют ареал железорудной провинции — Кольско-Норвежского мегаблока. На основе анализа сходства и различий в стиле тектоники и в составе структурно-вещественных комплексов можно говорить об этих двух типах комплексов как о разностильных. Первый тип — это структурно-вещественные комплексы Кольско-Норвежского мегаблока (так называемая кольская серия), второй, по существу, — все остальные образования: гранитоиды Мурманского и Беломорского мегаблоков и подчиненные им супракrustальные образования лапландских гранулитов, гнейсов и сланцев свекокарелид — тундровой, кейвской, имандра-варгужской и печенегской серий.

В пределах ареала гнейсово-железорудной формации (Кольско-Норвежского мегаблока) супракrustальные образования представлены метаморфическими комплексами, в составе которых значительную роль играют зеленокаменные породы, в различной степени гранитизированные. Амфиболиты и основные кристаллические сланцы сгруппированы в зоны, разделяющие овально-линзовидные блоки серых гнейсов (или тоналитов-гранодиоритов). Размер этих блоков 500—1000 км². Если в процессе дифференциальных движений овальность блоков утрачивается, то вся гранито-зеленокаменная область приобретает четкий линейный облик, как в полосе Ревда —

Чудзъявр — Мурманск. Нигде тела железистых кварцитов не пересекаются с контурами линзовидных сиалических блоков; они строго соподчинены.

Состав конформных железорудных толщ иногда изменяется в связи с существенной заменой метабазитов «кислыми» породами — лептитами, глиноземистыми гнейсами. В ряде случаев, прежде всего там, где удавалось провести детальные структурно-геологические наблюдения, среди кислых гнейсов устанавливались реликты основных пород, лептиты и гранато-слюдяные разновидности. Как выясняется [67], распространенность «кислых» гнейсов, ассоциирующих с железистыми кварцитами, является основанием для выделения двух типов железисто-кремнистых формаций: амфиболитового и лептитового.

Вещественные комплексы с железистыми кварцитами формируют структуры с характерным региональным простиранием — 300—320°. Зоны, которые вмещают железистые кварциты, не имеют сплошного линейного распределения. Это прерывистые участки протяженностью до 20—25 км, но чаще 3—5 км и меньше. Судя по довольно характерному магнитному полю, зоны с железистыми кварцитами формируют линзовидные, чечевицеобразные узлы, в свою очередь подчеркивающие линзовидно-чешуйчатое строение всего гнейсово-железорудного структурно-вещественного комплекса. Ниже, на примере Приимандровского района, это явление рассмотрено более подробно.

Самая широкая часть Кольско-Норвежского мегаблока обладает подобием симметрии, ось которой находится в полосе, где развиты породы гранулитовой фации метаморфизма (пос. Ревда, Чудзъявр) — эндербиты Веже-тундры, а также ультраметаморфические граниты-мигматиты. Зона «симметрии» имеет ширину до 20 км, но, строго говоря, она лишь на юго-востоке, в самой широкой части мегаблока, занимает срединное положение. В районе Веже-тундры она «скользит» по юго-западному обрамлению мегаблока и сливается с ним, что сближает комплекс ультрабазит-базитов и эндербитов Веже-тундры с породами юго-западного шва мегаблока — протофиолитовым комплексом Монче-Волчьих тундр.

Относительно этой «срединной» зоны тектонические поверхности наклонены в противоположные стороны. Так, все структуры Приимандровского района (т. е. к юго-западу от «срединной» зоны) наклонены на юго-запад, а полосы Колмозеро — Воронья, г. Половинной, Пинкельявр, Чудзъявр — на северо-восток. Таким образом, эту зону можно считать осью тектонической конвергенции.

В настоящее время пока сохраняется стремление считать гнейсово-ультраметаморфическую ассоциацию с железистыми кварцитами стратигенным комплексом, так называемой кольской серией. На основе этого традиционного стратиграфического подхода уже в 1974 г. был сделан вывод о неоднородности данного комплекса. Его значительный объем, как оказалось, обособлен от остальной части разреза. Линзовидно-овальные и лентовидные структуры плагиогранитоидов (тоналитов, трондьемитов, серых гнейсов, частично эндербитов) составляли как бы своеобразную основу, контрастирующую с гнейсо-метабазитовыми породами, с железистыми кварцитами [67]. Считалось, что эта неоднородность всего структурно-вещественного комплекса относится к его структурной разновозрастности: серые гнейсы составляли объем «древнего фундамента» раннеархейского возраста, а дифференцированный гнейсовый комплекс с железистыми кварцитами — его позднеархейский чехол. К сожалению, никаких новых данных в пользу этой точки зрения за прошедшие 10—12 лет получено не было. Не получено и других данных, которые могли бы подтвердить и противоположную точку зрения о том, что железистые кварциты с вмещающим гнейсовым комплексом составляют супраструктуру, а серые гнейсы — инфраструктуру, иными словами, прорывают или диапирруют первые.

Как уже отмечалось, с железистыми кварцитами, как правило, ассоциирует некоторая часть кислых пород: биотитовые гнейсы и их разновидности — лептитовые, гнейсы с глиноземистыми минералами (гранатом, силлиманитом, ставролитом, кианитом). Было замечено, что в зависимости от объемной доли этих пород в ассоциации меняется и облик рудной формации [67]. Чем больше этих пород (а значит, чем меньше амфиболитов и амфиболовых гнейсов), тем значительнее роль железистых кварцитов как основных концентратов железа всей породной ассоциации. Ранее эти кислые породы рассматривались исключительно как продукты метаморфизма кислых вулканитов [66]. Доказательством служили единичные находки структур, идентифицированных с порфировыми структурами излившихся пород. К этому добавлялись представления, основанные на пересчетах химических анализов пород, фигуративные точки составов которых совпадали с таковыми для пород заведомо глубинных.

В рамках существовавших воззрений структурно-вещественный комплекс, относимый к вулканогенно-осадочной ассоциации (как представляется теперь, в большой степени условно), формировал следующую «стратиграфическую» последовательность: а) «фундамент» — серогнейсово-тоналитовые блоки (ранний архей); б) дифференцированный (гнейсово-амфиболитовый) комплекс с железистыми кварцитами (верхний архей); в) слабо дифференцированный комплекс слюдяных гнейсов без железистых кварцитов (верхний архей).

Пока не получено каких-либо новых данных, которые подтверждали бы эту схему. В последние годы появляются все более многочисленные материалы об отсутствии исходно пластовых форм железистых кварцитов и вмещающих пород и, наоборот, о наличии таких структурных мотивов построения разрезов, которые лишь весьма отдаленно напоминают осадочные образования, и о существовании форм, совершенно непохожих на свойственные стратифицированным осадочным комплексам. Поэтому указанная выше стратиграфическая последовательность в настоящее время вряд ли может представляться реальной. Прежде всего, это относится к взаимоотношениям фундамента и железорудного комплекса, в меньшей степени — к комплексу глиноземистых гнейсов. Все попытки на основе такого «стратиграфического» подхода модифицировать или улучшить схемы стратиграфии 1972—1976 гг. [67] и разработать воспроизводимый стратиграфический аппарат идентификации и корреляции разрезов (особенно внутрирегиональных) не дали положительного результата.

В соответствии с тектонической моделью региона, структурно-вещественный комплекс Кольско-Норвежского мегаблока (железисто-кремнистая формация) представляет собой структуру самой ранней континентальной аккреции [68, 73]. Отсюда возраст гнейсово-мигматитовых комплексов, развитых в структурах, смежных с Кольско-Норвежским мегаблоком (железисто-кремнистой формацией), должен соответствовать следующему дискретному рубежу континентального структурообразования, определяющемуся цифрой 2,8—3,0 млрд лет. Породы железисто-кремнистой формации с типоморфными тектоническими структурами древнее, а породы структурно-вещественных комплексов Мурманского и Беломорского мегаблоков — моложе. Геохронологи [189] указывают на возможность обнаружения пород древнее 2,8—3,0 млрд лет в пределах Кольского полуострова. Ю. Д. Пушкарев в числе наиболее перспективных называет район, в основном совпадающий с контурами Кольско-Норвежского мегаблока.

В интервале 2,8—2,0 млрд лет закончился континентальный процесс. В этот период структурно-вещественные комплексы коры океанского типа, обновленной после (или в процессе) аккреции ранних континентальных плит типа Кольско-Норвежской, развивались стадийно и претерпели эволюцию от ранней, или незрелой, стадии (беломоро-мурманиды) к промежуточной (свекофенниды) или к зрелой (карелиды) стадии. Важно, что все эти

комплексы, смежные с железорудными, принадлежат к одной и той же тектоно-энергетической системе, которая эволюционировала по мере постепенного преобразования формаций океанского типа. Относительный возраст пород внутри структурно-вещественного комплекса с железными рудами определяется возрастом самой ранней породной ассоциации (2,8 млрд лет), состоящей из амфиболитов и гнейсов более кислого состава, включая лептиты. Эта ассоциация, рассматриваемая ранее как безусловная стратигенная система, обладает большой неоднородностью. Попытки рассматривать данную неоднородность как стратиграфическую зональность [67] увенчались лишь созданием более или менее единой основы для систематики большого массива фактического материала. В настоящее время принадлежность ее к стратиграфической последовательности — к дометаморфическому напластованию серии осадков или покровных эффузивов сомнительна. Часть лептитов совершенно комплементарна границам, явно относящимся к поверхностям неосадочного происхождения, например, к границам линз каплеобразной формы (см. ниже). Обычны реликты и резисторы более основных пород среди лейкократовых гнейсов-лептитов — теньевые зоны, иногда с сохранившейся роговой обманкой.

Наличие некоего более основного субстрата, наименее сохранившегося в центральной части симметричного разреза, а также полная согласованность границ такого дифференцированного супракрустального комплекса с линзово-чешуйчатыми структурами ставит возможное объяснение данной структурно-вещественной ассоциации в определенные рамки. Ограничение распространяется на использование всех тех моделей, которые предусматривают предварительное образование структурно-фациальных зон и последующее выполнение их дифференцированным комплексом с железистыми кварцитами. Дифференциация вещества рудных ассоциаций и своеобразное структурирование (и метаморфизм) произошли согласованно, т. е. близко-одновременно. Таким образом, самыми ранними породными группами в железисто-кремнистой формации являются существенно натровые породы: роговообманковые и биотитовые гнейсы, амфиболиты, а также лептиты, разрезы которых включают тела железистых кварцитов. К этой же структурно-временной группе образований принадлежат и серогнейсовые овалы, более древний возраст которых относительно ассоциации пород железисто-кремнистой формации ставится под сомнение в связи с новыми данными по тектонике Приимандровского района.

Второе поколение породных ассоциаций представлено образованиями, появление которых обусловлено возрастанием химического потенциала калия. Так, по базитам (амфиболитам) вследствие этого возникают скарноидные породы (тремолит-эпидот-кальцитовые кристаллосланцы с биотитом, сфеном, микроклином и реликтами роговой обманки). В дальнейшем (имеются в виду все промежуточные разновидности) они превращаются в мезо- и меланократовые биотитовые гнейсы с агматито-брекчиевой или линзовидно-брекчиевой текстурами с резисторами базитов (темные пятна с расплывчатыми, «тающими» краями со сфеном, эпидотом и роговой обманкой). Наконец, формируются мезократовые биотитовые гнейсы, полевой шпат которых представлен исключительно микроклином. С этой стадией связано, по всей видимости, и появление калиевых лептитов, части нодулярных гнейсов и гнейсов с мусковитом.

Третье поколение — различные кислые дайки: микроклиновые пегматиты, альбит-микроклиновые аплиты и другие разновидности пород этого семейства. Пегматиты нередко используют те же поверхности, что и более «согласные» лептиты.

И, наконец, к четвертому поколению следует относить дайки базитов, имеющих состав от базальта до андезита и представленных стекловатыми тахиллитоподобными породами, порфиридами, долеритами, габбро-диабазами, но чаще всего амфиболлизированными меланократовыми диафорритами. Возраст одной из таких разновидностей на Оленегорском месторождении составляет 2,0—2,2 млрд лет (рубидий-стронциевый метод). Предположение

об их палеозойском возрасте, высказываемое вплоть до недавнего времени [182, 245], следует признать ошибочным еще и потому, что развитие даек четко вписывается в общий структурный докембрийский план. Можно считать, что формированием этих даек завершился процесс оформления этого плана, начатый по крайней мере 2,8 млрд лет назад. В геодинамическом отношении всю названную последовательность следует связывать с реализацией тектонической энергии и все большей консолидацией геологической среды, постепенно теряющей способность к пластическим деформациям, но в целом относящейся к одному тектоническому мегациклу (2,8—2,0 млрд лет).

Основные рудные узлы

Главный рудный узел — Примандровский район. Основной структурный план железорудной формации обусловлен сочетанием линейного и линейно-линзовидного узоров. Первый преобладает в Центральнокольской и Затуломской зонах, второй — в Южно-Печенгской и особенно в Примандровской. В последней зоне можно проследить несколько типов сочетаний и взаимных переходов этих основных структурных узоров, что свидетельствует о наличии латеральности в формировании структурного ансамбля.

Структурно-вещественные комплексы Примандровского района вследствие высокой контрастности разреза (в нем отмечаются многочисленные тела магнетитовых кварцитов) обладают очень надежными «маркирующими» элементами. Они выражены серией характерных овально линзовидных или линейно-линзовидных структур, сопряженных в единый структурный ансамбль. Самой интересной является Главная Примандровская структура — крупное овальное тело размером по длинной оси около 20 км, по короткой — 8—10 км (рис. 35). К северо-западу от нее намечается серия более мелких и более вытянутых линз. Контрастность контуров, обусловивших линзовидное строение всей ассоциации пород, различна. Кроме самых контрастных контуров, или «линий», выраженных телами железистых кварцитов, их сближенных групп, имеются «линии», в которых тела железистых кварцитов крайне невелики (едва ли достигают первых метров).

Внутренний объем линзовидных тел состоит из серых роговообманково-биотитовых плагиогнейсов (синонимы: гнейсогранодиориты, тоналиты, трондьемиты) очень однородного состава. В немикроклинизированных разностях при довольно постоянном содержании кремнезема (62—65 %) отмечается переменное соотношение калия и натрия при постоянной их сумме и довольно низком содержании калия (0,3—0,5 %), приближающемся к таковому в базальтах и ультрабазитах. Более редкий случай линзовидных ансамблей — это линзовидные «кучки» разобщенных тел железистых кварцитов среди серых гнейсов. Такими линзами, насыщенными железистыми кварцитами, являются месторождения Айвар (в 7 км к северо-западу от Оленегорского) и Безымянное (внутри серогнейсового овала Главной структуры). Крупные линзы расчленяются на ряд более мелких, а упомянутые линзовидные скопления сравнительно мелких тел железистых кварцитов, находящиеся внутри крупных серогнейсовых линз, составляют единый структурный ансамбль с линзами более мелкого масштаба.

Границы между мелкими линзами (1,0—0,5 км) серых гнейсов довольно резкие, представлены биотитизированными амфиболитами и меланократовыми биотитовыми гнейсами. Промежуток между линзами, выполненный этими породами, сравнительно мал: от 20 м до 1 и менее. Граничная зона между самой крупной линзой — Главной Примандровской структурой — и смежными с ней серогнейсовыми линзами того же размера выполнена породами, которые и составляют объем железисто-кремнистой формации района. Граница между гнейсами и породами железисто-кремнистой формации, т. е. между внешней границей самой крупной серогнейсовой линзы и ее обрамлением, резкая, интенсивно тектонизированная [70]. На расстоянии



Рис. 35. Структурная геолого-геофизическая схема Примандровского железорудного района:

1 — железистые кварциты; 2 — оси слабых магнитных аномалий, вызванных включениями меланократовых пород в гнейсах ферралитового состава и в других немагнитных породах; 3 — намечаемая группировка мелких линзовидных тел в более крупные линзовые агрегаты

10—50 м от контакта наблюдаются многочисленные мелкие линзы серых гнейсов с меланократовым бластомилонитизированным цементом. По мере удаления от контакта размеры линз становятся крупнее, а промежутки меланократовых пород — реже и маломощнее. В «экзоконтакте» линзы серые гнейсы исчезают совсем. Можно предполагать, что их роль в железорудной толще играют кислые гнейсы центральной части разреза — лейкократовые биотитовые гнейсы, а также лептиты. Железистые кварциты почти всегда

располагаются в «кислой» части разреза и крайне редко залегают в амфиболит. х. Между железистыми кварцитами и амфиболитами всегда залегают «кислые» гнейсы.

Ширина выхода железорудной толщи достигает 1,0—1,5 км при очень выдержанном крутом падении на юго-запад (60°).

Таким образом, железорудный комплекс формирует частично или полностью замкнутые пояса, проявляющие ячеисто-линзовидную структуру региона. Никаких протяженных структур, подобных трогам, здесь не устанавливается. В работах 30- и 50-х годов основой структурной характеристики железорудных районов было лишь простираие пород, выдержанное во всей провинции в северо-западных румбах. Железорудные районы группировались в полосы: Северную (Пинкельявр), Среднюю (Чудзьявр) и Южную (Приимандровский район). В последнем (рис. 36) основой структурного расчленения были юго-западная полоса (месторождения им. XV годовщины Октября, им. Баумана, Кировогорское) и северо-восточная (Оленегорское, Айварское, Комсомольское, Печегубское месторождения) [162, 262]. Методологической основой анализа тектоники района служил уже упоминавшийся стратиграфический подход, согласно которому все породы группировались в серию последовательно залегающих образований, а железистые кварциты в них занимали самую верхнюю часть. При этом все железорудные зоны в Приимандровском (и в других частях Кольско-Норвежского мегаблока) рассматривались как сохранившиеся ядра сжатых синклиналей. Принималось, что идея изоклиальной складчатости, при которой сильно сжатые знакопеременные складки чередуются друг с другом [182, 245], достаточна для понимания строения железорудного района и даже отдельных месторождений. До недавнего времени, например, структура Оленегорского месторождения рассматривались А. Н. Ивановым и его коллегами как синклиналь. Начиная с середины 60-х годов стала утверждаться моноклиальная модель, согласно которой железорудная толща представляет собой моноклиаль чешуйчатого строения [64, 67]. Поэтому возникла и разрабатывалась идея автономных шовных поясов, конформных серогнейсовым овалам. Последние предполагалось относить к зародышевым континентальным структурам, которые обозначали границы самых ранних структурно-фациальных зон с преобладающим вулканогенно-осадочным типом литогенеза. Это согласовалось с успешно развиваемыми представлениями о вулканогенно-осадочном генезисе железистых кварцитов, а кроме того, вполне удовлетворяло задачам систематики накопленного материала по разведке месторождений железистых кварцитов.

В отмеченные представления о тектонике железисто-кремнистой формации, ее отдельных рудных узлов, а также о генезисе всего комплекса были внесены существенные коррективы в связи с изучением структуры прежде всего Кировогорского месторождения и отчасти Оленегорского.

Кировогорское месторождение. В отличие от однопластовых рудных тел месторождений Приимандровского района рудное тело Кировогорского месторождения состоит из нескольких пластов. До сих пор трактовка «многослойных» разрезов опиралась на представление о стратигенной природе всей ассоциации элементов разреза.

Кировогорское месторождение (как и Айварское) находится в зоне Колозерско-Кировогорского разлома (см. рис. 36), который является секущим по отношению к региональному северо-западному простираию, но субсогласным к линии тектонического ограничения Кольско-Норвежского мегаблока по протоофиолитовому шву вдоль Главного хребта. Разлом фиксирует направление, с которым связаны парагенезисы высоких давлений (кианит — силлиманит) с возрастом около 2,8 млрд лет. И позднее в его пределах реализовывались энергоемкие процессы, например формировались пегматиты, диабазы, метасоматиты.

Вопрос о трактовке структуры Кировогорского месторождения решался на морфометрической, а не на генетико-геодинамической основе. Так, Д. В. Шифрин полагал, что на месторождении имеется пять нормально

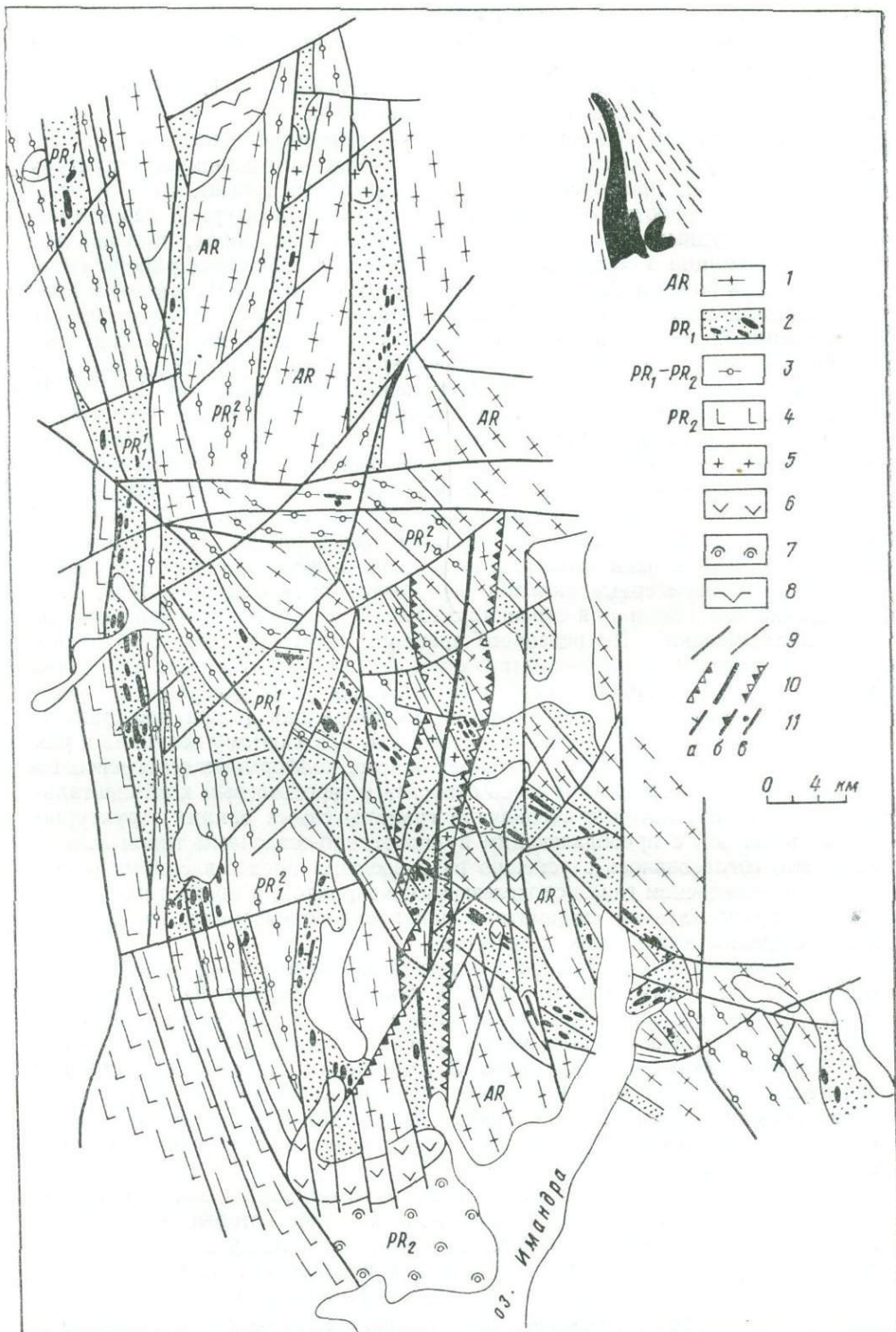


Рис. 36. Структурно-тектоническая схема Примандровского района.

1 — серые гнейсы тоналитового состава (так называемый фундамент — структурные овалы, окаймленные дифференцированным гнейсовым комплексом с железистыми кварцитами); 2 — дифференцированная толща гнейсов железисто-кремнистой формации; 3 — гнейсы с глиноземистыми минералами (волчьезерская толща); 4 — метабазиты Главного хребта (амфиболиты, габбро, авортониты, сетчатые дайки базитов и тахилитов); 5 — плаггионокриклиновые граниты; 6 — массивы везикулярных, порогенных габбро-пироксенитов; 7 — вулканиты и осадки имандраварзугского комплекса; 8 — щелочно-ультраосновной комплекс протерозоя Гремяха — Вырмес; 9 — разломы; 10 — Козловско-Кировогорский разлом; 11 — падение структур (а — 60—80°, б — 50—60°, в — 0—40°)

осадочных рудных тел, изолированных одно от другого в разрезе [262]. Е. А. Гедовиус [42], напротив, увидел в расположении этих тел складчатый рисунок, а его идея изоклиально-складчатого разреза стала организующей для разведочных работ. Эта идея привлекла внимание Л. Я. Харитонова, который придал Кировогорскому месторождению значение тектонотипа всей кольской серии [245].

Отказ от идеи синклинального строения рудных залежей, основанный на всестороннем изучении признаков первичного залегания, в том числе зональности тел железистых кварцитов [67], заставил пересмотреть на этой теоретической основе и структуру Кировогорского месторождения [72]. Структура месторождения, как оказалось, представляет собой изначально монопласт, расчлененный в процессе деструктивной тектоники. О широчайшем развитии явлений последней, как предполагалось, свидетельствовали многочисленные тектонические нарушения, прежде всего дизъюнктивные, наблюдавшиеся в отдельных обнажениях и в керне скважин. Расположение тел железистых кварцитов отличается здесь столь сложным, неупорядоченным характером с точки зрения общепринятого представления о пласте, что делало процедуру увязки отдельных подсечений необыкновенно сложной. Для придания разрезам хоть сколько-нибудь правдоподобного вида «требовалось» определенное количество разломов. Они додумывались еще и на том основании, что обычно на верхних горизонтах Оленегорского и ряда других месторождений к разломам, имеющим заметную амплитуду смещения (например, до 150 м на профиле 16 Оленегорского месторождения), бывают приурочены дайки диабазов. По этой логике любые тела диабазов должны маркировать разломы с тектоническими перемещениями вдоль их поверхностей.

Таким образом, возникшее представление о структуре Кировогорского месторождения как о тектонически разрушенной рудной моноклинали является синтезом двух идей: об изначально пластовом характере железистых кварцитов и о наличии многочисленной, разветвленной сети дизъюнктивов, маркируемых диабазами (рис. 37).

После проведения детальных работ по картированию Кировогорского месторождения пришлось решительно отклонить и эту моноклиально-блоковую

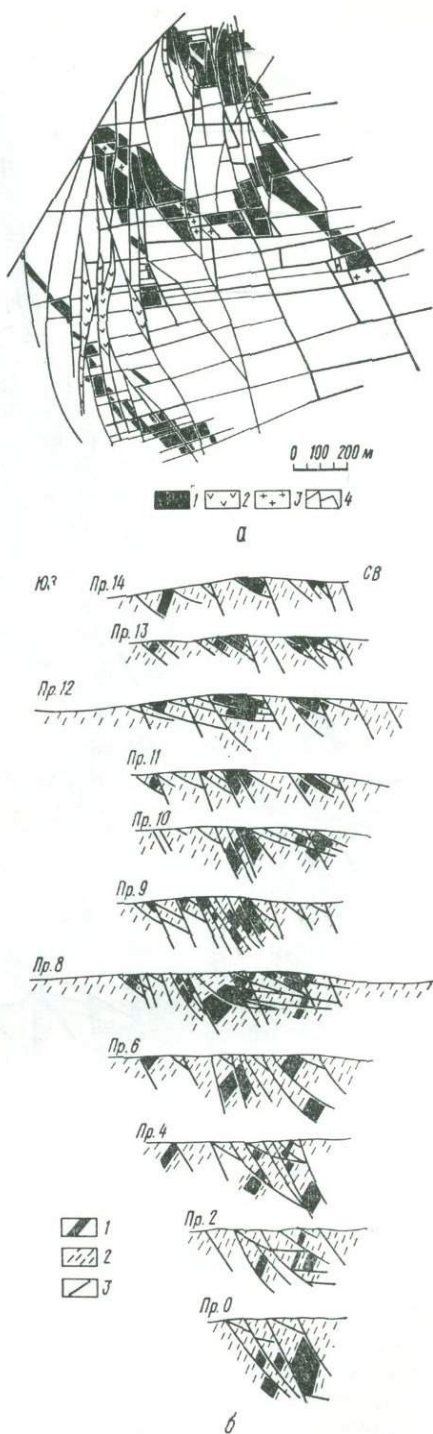


Рис. 37. Использование идеи тектонической деструкции изначального пласта железистых кварцитов для интерпретации строения Кировогорского месторождения:

a — план; 1 — железистые кварциты; 2 — диабазы; 3 — пегматиты; 4 — разломы (выделены наиболее амплитудные в соответствии с предполагаемой структурой); *b* — разрезы; 1 — железистые кварциты; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — разломы

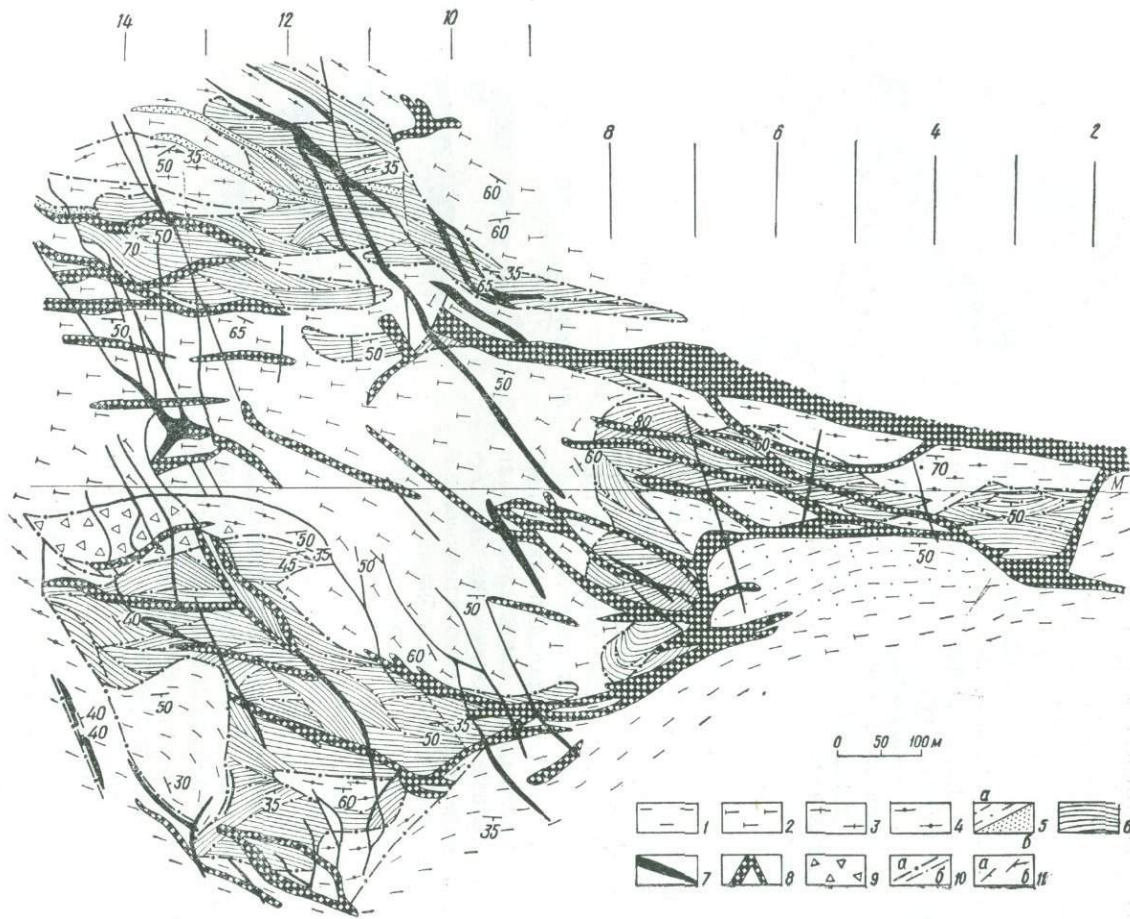


Рис. 38. Геологическая карта Кировогорского месторождения. Составлена П. М. Горяиновым, И. В. Никитиным, А. П. Николаевым, Н. Н. Голиковым, Ф. В. Пестеревым, О. Э. Извековым:
 1 — биотитовые гнейсы лейкократовые; 2 — биотитовые гнейсы мезократовые с реликтами и резисторами роговообманковых пород (амфиболитов, амфиболитовых гнейсов); 3 — двуслюдяные гнейсы; 4 — фибролит-слюдяные нодулярные гнейсы; 5 — лептиниты (а — часть мощного разреза, б — маломощные межлинзовые тела, зоны раздела сближенных линз); 6 — железистые кварциты; 7 — диабазы; 8 — пегматиты; 9 — гнейсы с агматито-брекчиевой и ливзовидно-брекчиевой текстурой; 10 — разломы (а — крупные, б — мелкие); 11 — текстурные элементы (а — гнейсовидности, б — линейности)

модель. Оказалось, что муаровая сетка разломов, контролирующая расположение отдельных мелких блоков в рудном теле, ограничивает свое влияние на рудные контуры лишь их «эндоконтактом». Но сами рудные контуры, вмещающие породы, не обнаруживают существенного влияния разломов. Границы рудных тел очень плавные, а не угловатые, как ожидалось. Безупречно картируются по непрерывному прослеживанию в карьере закругления, плавные изгибы и переходы. Лишь очень ограниченная часть диабазовых даек фиксирует разломы со смещениями, столь необходимыми для отрисовки разрезов в моноклинально-блоковом варианте. Диабазы, как и пегматиты, формируют линейно-штокверковую сетку с линзовидно-призматической формой отдельных ячеек. Только на закруглении, расположенном в самой верхней (гипсометрически) части отдельных тел железистых кварцитов, диабазы и пегматиты активно участвуют в формировании рудного контура (рис. 38). Все остальные диабазовые дайки обозначают определенную тектоническую делимость субстрата на одном из последующих этапов развития структуры.

В таком случае идея тектонической деструкции, активно привлекаемая для объяснения структуры Кировогорского и ряда других месторождений района [69, 72], оказывается полностью несостоятельной.

Кировогорское месторождение состоит из четырех участков, имеющих линейно-линзовидный или неправильно-линзовидный контур. Причем, рудные тела Северного и Южного, в меньшей степени Центрального участков представляют собой группировку («гломеру») плотно упакованных или несколько разобщенных линз более мелкого размера. Все рудные «гломеры» изолированы друг от друга, но в промежутках между ними встречаются мелкие рассеянные линзы, как бы объединяющие эти гломеры в единый, линзовый рисунок. Лишь западный участок представляет собой серию линз, вытянутых в полосу. Таким образом, наиболее устойчивым и воспроизводимым элементом строения месторождения является контур рудных линз, который на всех этапах, а их не менее 10, если ориентироваться на наблюдаемую последовательность развития породных и минеральных парагенезисов, стремится к сохранению плоскости, ограничивающей блоки линзового типа. Отсюда версия о возможной приуроченности генерации линз к одному из последующих этапов развития (относительно того основного этапа, который якобы обеспечивает «типичную» пластовую форму) безосновательна.

Рудные гломеры и отчлененные от них мелкие линзы расположены между телами «кислых» гнейсов: биотитовых, двуслюдяно-фибrolитовых (нодулярных), эпидот-биотитовых. Причем, рудные тела расположены в «узлах» между гнейсовыми линзами, как бы фиксируя характер их плотнейшей упаковки. Именно это обстоятельство и создает видимость того, что рудные тела объединены в синклинальную складку (рис. 39). В плане рудные гломеры асимметричны — их северо-западные фланги утолщены. Они как бы выдавлены из толщи гнейсов, сохраняя повсюду согласное положение с последними. В поперечных сечениях рудные тела обладают, как и на планах, характерным асимметричным каплеобразным сечением. В этом отношении разрезы линз значительно информативнее их планов. Обычно линзы обладают крутой верхней частью и выполаживающейся нижней (рис. 40), при этом «висячий» контакт линз более крутой, чем лежащий. Такое изменение угла падения ранее ошибочно трактовалось с точки зрения принадлежности линз к разным крыльям синклинали. Данной особенностью обладают не только крупные линзы железистых кварцитов, т. е. главные рудные тела, но и отчлененные от них мелкие, а также линзы, которые входят составной частью в более крупные.

Эти особенности — утонение, довольно резкое выполаживание с глубиной и взаимная непараллельность ограничений — делают линзы похожими на капли или на волны с запрокидывающимся гребнем. Аналогия обусловлена наличием в утолщенной части линзы пологих надвигов, «касабельных» к поверхности линзы и направленных навстречу падению. Отрицательные углы падения в этой части линз отмечаются не только вблизи



Рис. 39. Сравнение синклинального варианта с линзовидно-чешуйчатым. Кажущийся складчатый рисунок — результат сочетания безрудных (гнейсовых) линз с рудными (разрез по профилю 8):

а — по Е. А. Гедовиусу, б — наш вариант

надвигов или в их пределах. Они характерны для значительного объема руд, образующих головную часть линз. Своеобразное завихрение запечатлено не только в строении рудных линз: вмещающие гнейсы также отражают сходные особенности строения. Таким образом, оказывается, что надвиги — это неотъемлемая часть всей структурной композиции, а не производные наложенного деструктивного этапа, как ошибочно предполагалось [69, 72].

Надвиги тесно связаны с формированием самих линз; они располагаются в строго определенных частях их, а не произвольно, поэтому их трудно отнести к событиям, индифферентным к уже созданным структурным ансамблям. Надвиги не связаны с тектонической транспортировкой хрупких блоков с северо-востока; их северо-восточное падение является реакцией наиболее неравновесной, верхней, части структуры на резкое изменение условий структурирования. Эта неравновесность в верхней части вязкого потока связана с разрядкой напряжений. На наличие таких условий указывают многочисленные тела пегматитов и диабазов, как бы обрамляющих линзы в их головных частях, а также развитие нескольких поколений брекчий, начиная с агматовых. Приуроченность пегматитов и диабазов к одному и тем же структурам при их относительной разновременности свидетельствует о сохранении на длительном отрезке времени тех геодинамических параметров системы, которые определяли тектоническое разлинзование толщи. Любопытно, что ориентировка пегматитов и диабазов относительно гнейсов и друг друга характеризуется последовательным разворотом по часовой стрелке. Пегматиты повернуты относительно простиранья гнейсов на 10° , а диабазы относительно пегматитов — на 30° . Так как пегматиты и диабазы являются последовательно разновозрастными образованиями, их нельзя отрывать от формирования структурного ансамбля с железистыми кварцитами, в котором прослеживается единый линзовый — линзово-штокверковый стиль. Кроме того, диабазы и пегматиты теснейшим образом связаны с железистыми кварцитами. Из всей массы жил их основной объем (70—90 %) тяготеет непосредственно к породам железисто-кремнистой формации. За пределами железорудных «швов», в гнейсово-тоналитовых овалах, пегматитов очень мало, а диабазы практически отсутствуют. Остается допустить, что появление пегматитов и диабазов связано с последовательной структурно-вещественной эволюцией железорудного комплекса.

Отметим важное обстоятельство: ни пегматиты, ни диабазы не имеют «корней». Известны жилки базитов мощностью в несколько миллиметров,

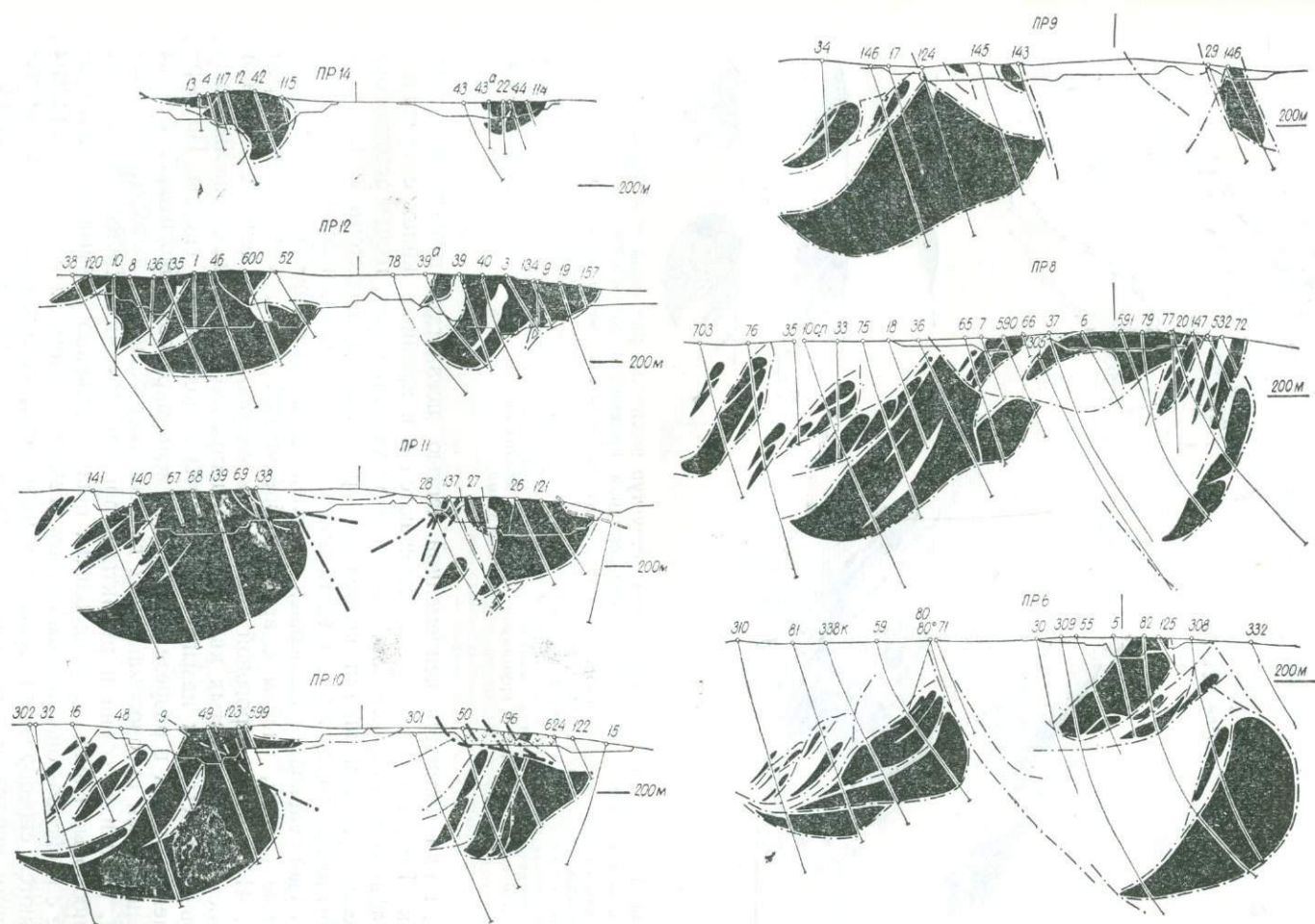


Рис. 40. Геологические разрезы Кировогорского месторождения. Составлены П. М. Горяиновым и Н. Н. Голиковым (штрих-пунктир — различные тектонические поверхности)

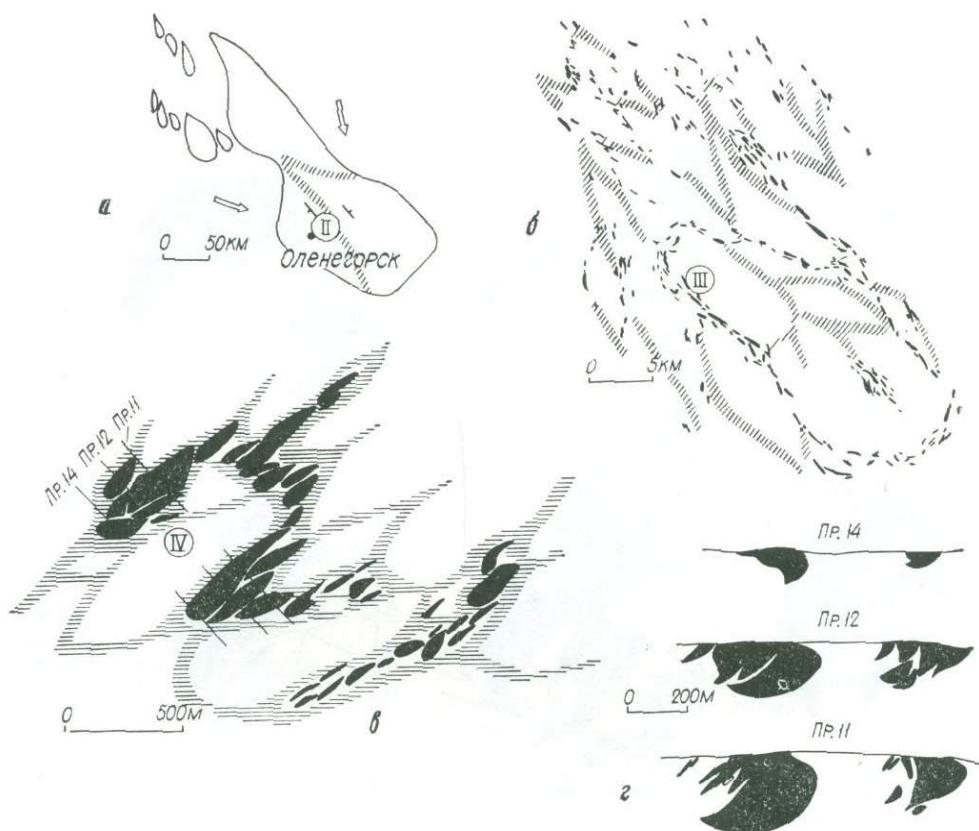


Рис. 41. Пример линзово-чешуйчатых структур различных рангов (*a* — регионального, *б, в* — локальных) в пределах железорудной провинции Кольского полуострова: *a* — Кольско-Норвежский мегаблок с линзовидными тектоническими отторженцами-чешуями; *б* — Примандровский железорудный район, линзово-чешуйчатое строение подчеркнуто цепочкой тел железистых кварцитов и осями магнитных аномалий; *в* — Кировогорское месторождение, тела железистых кварцитов развиты в промежутках между линзами гнейсов, частично содержащих резисторы более основных пород (контуры линз показаны штриховкой по данным магнитометрической съемки); *г* — линзовидные гломерации — группировки из более мелких линз в разрезах Кировогорского месторождения

иногда они являются непременной частью псевдотрахилитовых сетчатых зон. Тахилитовые участки встречаются и в крупных жилах с офитовой или афанитовой структурой. Бескорневой характер жил, тесная ассоциация с железорудными швами позволяют предполагать автохтонную природу гранитно-базитовых жил, представляющих собой анатектические выплавки.

Рудовмещающий гнейсовый комплекс довольно однообразен: это биотитовые гнейсы, гнейсы с агматито-брекчиевой и нодулярной текстурой (рис. 41), гнейсы с роговой обманкой и амфиболиты. В непосредственной близости от железистых кварцитов существенно преобладают кислые биотитовые гнейсы, так называемые лептиты и нодулярные гнейсы. По мере удаления от них в разрезе появляются меланократовые биотитовые гнейсы с резисторами роговообманковых гнейсов (метабазитов): выделениями эпидота, диоксида, сфена и реликтами роговой обманки. Далее появляются амфиболовые гнейсы и амфиболиты, непосредственно примыкающие к границе с гнейсово-тоналитовым овалом. Таким образом, железистые кварциты являются своеобразным центром зональности, устанавливаемой по постепенному увеличению меланократовых пород от центра к краям разреза. Подобная картина отмечалась и ранее [67], но она интерпретировалась как стратиграфическая последовательность (рис. 42).

В менее диспергированных рудных ансамблях, таких, например, как Оленегорское месторождение, в разрезе участвует значительно больше амфиболитов и амфиболовых гнейсов и соответственно меньше кислых гнейсов,

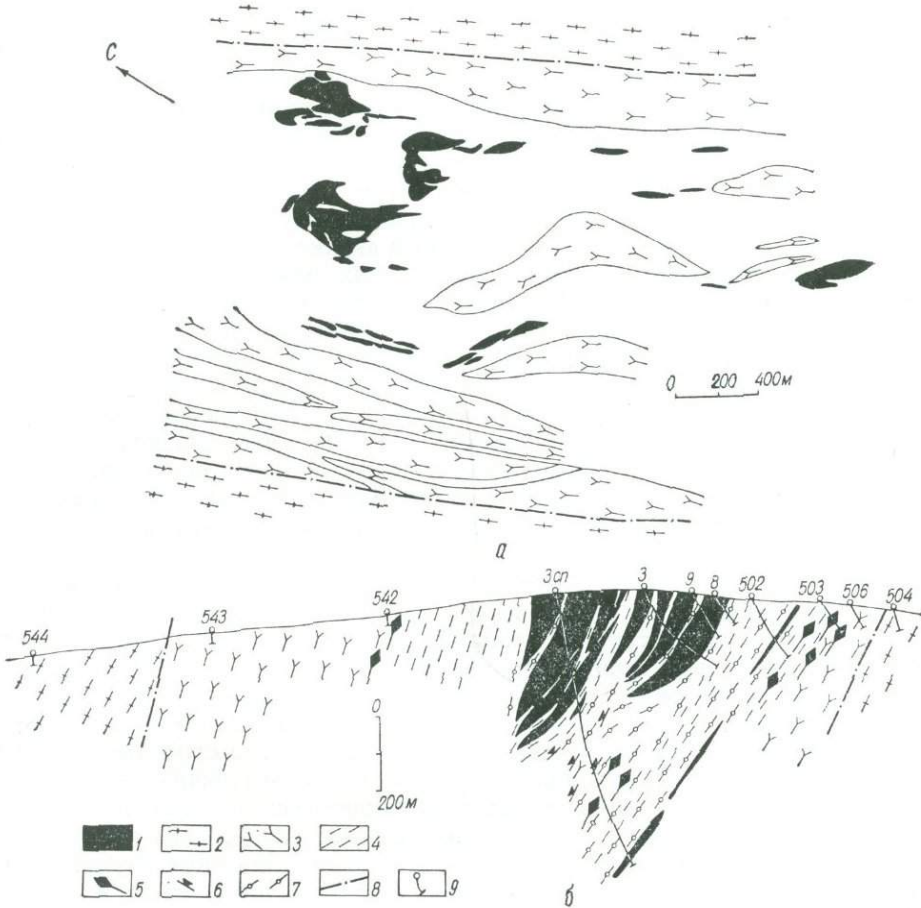


Рис. 42. Характер зональности рудовмещающей толщи и разреза железисто-кремнистой формации:

a — схема района Кировогорского месторождения; *b* — разрез формации на Октябрьском месторождении; 1 — железистые кварциты; 2 — тоналитовые серые гнейсы; 3 — роговообманковые амфиболиты и гнейсы; 4 — биотитовые гнейсы, лептиниты; 5 — жедрититы; 6 — кальцитсодержащие породы — зоны метасоматоза; 7 — глиноземистые вольвулярные гнейсы; 8 — тектоническое ограниченные формации; 9 — скважина и ее номер

хотя и здесь отмечается тенденция к более дифференцированному составу в средней части разреза. Рудные гломеры, отдельные линзы и ранняя минеральная линейность имеют юго-восточное падение под углом $30-40^\circ$, причем «головная» часть каплеобразных структур обращена вверх, по восстанию линейности, а хвостовая — по линейности.

Рассмотренный выше пример Кировогорского месторождения показал, во-первых, что роль дизъюнктивных процессов в формировании наблюдаемых рудных ансамблей была ранее сильно преувеличена, во-вторых, чем ярче проявлено чешуйчато-линзовидное строение в структуре рудных тел, тем отчетливее выражена дифференцированность разреза. Таким образом, если считать, что наблюдаемые линзы и их ансамбли возникли вследствие последующей тектонической деструкции, то неоднородность наблюдаемого разреза, как некая стратиграфическая последовательность, должна приобрести искаженный вид и утратить некогда присущую ей упорядоченность. Но произошло обратное. Чем меньше рудные ансамбли напоминают пласт, тем упорядоченнее рудовмещающий разрез. Отсюда следует вывод: структурная организация и дифференцированность (зональность) вмещающего комплекса согласованы и, скорее всего, с разных сторон характеризуют один и тот же процесс структурно-вещественной дифференциации. Этот процесс включает в себя и отделение рудного вещества и метаморфизм.

Но метасоматические процессы, образующие довольно широкую гамму наложенных ассоциаций, не создают, а лишь осложняют состав и облик руд.

Возникновение своеобразных чешуйчато-линзовых рудных ансамблей, подчеркнутое универсальностью подобной организации независимо от масштаба, — следствие не деструкции изначально «спокойной» системы параллельных пластов, а реакции еще недифференцированной системы, оказавшейся в энергетически возбужденном, пересыщенном состоянии. Такое состояние характерно для швов, границ разделов, границ структурной делимости, которые могли представлять собой вязкие тектонические «потоки». Об этом свидетельствуют и формы рудных линз, разрезы которых в разных плоскостях, особенно вертикальных, являются выгодными подвижно-динамическими сечениями. Изогнутость каплеобразных линз на высоких приповерхностных уровнях, возникновение встречных, «отрицательных», падений, своеобразное «вибрирование» в этой части линзовых гломер соответствует природе штормовой волны, имеющей встречный, запрокидывающийся гребень. Возникновение режима стационарной неустойчивости, приведшей к всесторонней структурно-вещественной самоорганизации изначально недифференцированной системы, как это вытекает из характерных черт подобной структуры, связано с трансформацией ламинарного потока в турбулентный.

Пример подобной организации железорудных структурно-вещественных комплексов вряд ли следует относить к уникальным явлениям, хотя он и не известен в литературе по геологии железорудных провинций и месторождений. Наш опыт многолетних исследований, в том числе и горький опыт работы с ошибочными моделями и представлениями, показывает, что подобная «уникальность» — явление кажущееся, обусловленное парадигмой общепринятой теории железорудного процесса, где существование изначального пласта — априорная основа всех последующих построений. Стиль организации рудовмещающих структурно-вещественных комплексов, гомологичных описанному выше на примере Кировогорского месторождения, тектонотипичен для Кольского полуострова. Линзовую форму имеет Кольско-Норвежский мегаблок — ареал железисто-кремнистой формации; мотив субординированных линз — характерный стиль строения Приимандровского района (см. рис. 35); крупной линзой является овал Главной Приимандровской структуры с окаймляющими ее крупными скоплениями железистых кварцитов; и, наконец, сами месторождения представляют собой линзы или их скопления — гломеры, состоящие из серии линз меньших размеров. Выдержанность стиля организации рудоносных комплексов — от региональных до локальных, включая фрагменты отдельных рудных тел (см. рис. 41), — свидетельствует о тектонотипичности чешуйчато-линзовых моноклиналей.

Структурно-тектоническая позиция железорудных формаций

В тектоническом отношении ареал развития железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова представляет собой континентальную структуру самой ранней консолидации [68]. Гранитно-гнейсовые комплексы Беломорского и Мурманского блоков принадлежат к формации более молодой океанской коры, превращенной в континентальную в процессе аккреции вокруг древнейшего кратона — Кольско-Норвежского мегаблока. Процесс последовательной аккреции разуплотняющегося вещества — возможный геодинамический механизм, объясняющий структурно-металлогенетическую зональность Балтийского щита. Проиллюстрируем ее на примере железорудных формаций.

На территории Балтийского щита выделяется четыре формационных типа железорудных комплексов. Первый — это комплекс, в котором развиты железистые кварциты примитивного состава с ничтожным содержанием каких-либо примесей. К ним относятся месторождения Кольского полуострова и Западной Карелии. В составе разрезов, кроме того, отсут-

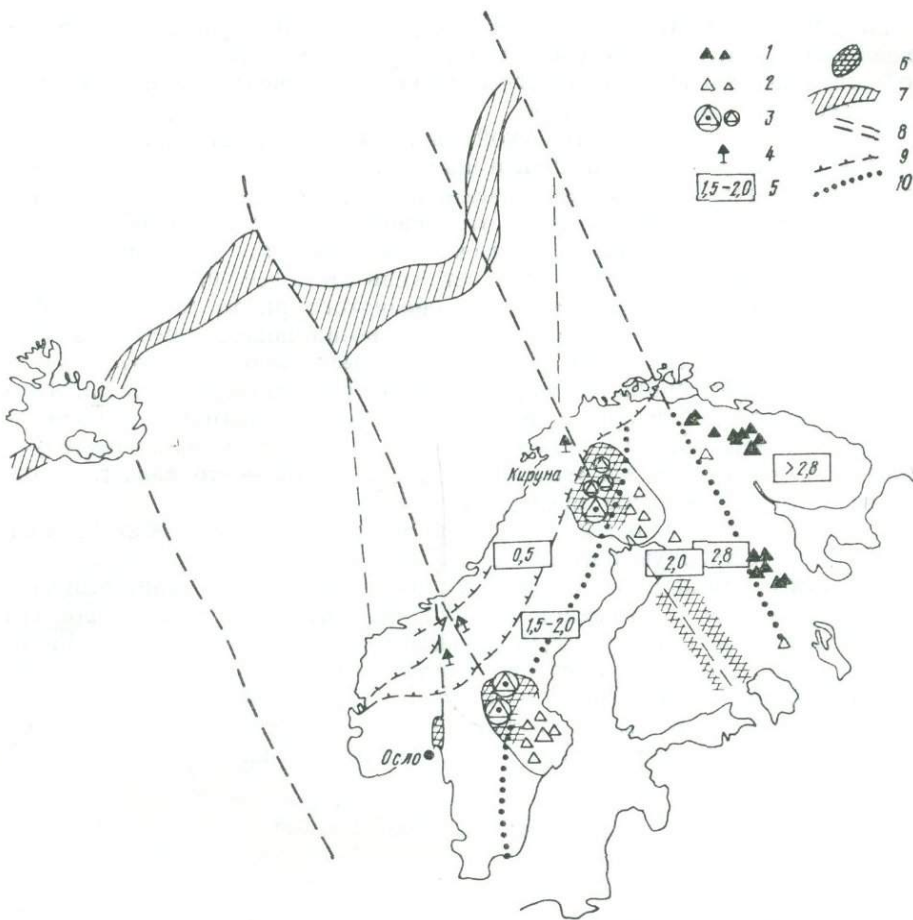


Рис. 43. Схема структурно-металлогенической зональности Балтийского щита:

1 — железисто-кремнистые формации (Кольский полуостров и Западная Карелия); 2 — железорудные формации (карбонатно-кремнистые с марганцем и другими примесями); 3 — апатит-магнетитовые (гематитовые) руды типа Кируны Гренгесберга (Швеция); 4 — комплексные железо-полиметаллические руды каледонид Норвегии; 5 — возраст, млрд лет; 6 — наиболее характерные металлогенические зоны (Северо-Шведская, Центральнoшведская, Ладожско-Ботническая); 7 — контур Срединно-Атлантического хребта; 8 — трансформные разломы; 9 — зона каледонского надвига; 10 — условная граница структурно-металлогенических зон

ствуют карбонатные породы или другие продукты химической дифференциации. Возраст пород более 2,8—3,1 млрд лет.

Второй тип представлен железистыми кварцитами с марганцем и довольно разнообразным спектром малых элементов; заметный объем в разрезе формаций занимают карбонатные породы и основные вулканиты. В зеленосланцевых ассоциациях они представлены в финских месторождениях Порконен-Пахтоваара, в гнейсовых — гранулитовых — в Центральной Швеции и Северной Финляндии. Возраст 2,8—2,0 млрд лет.

Третий тип представлен апатит-магнетитовыми (гематитовыми) рудами с пестрым геохимическим спектром. Он известен на месторождениях типа Кируна в Северной Швеции (дифференцированный комплекс базиты — субщелочные кислые породы) и Гренгесберга в Центральной Швеции (дифференцированная базито-лептитовая серия пород в гнейсовом эквиваленте). Возраст 1,9—1,6 млрд лет.

Четвертый тип представлен железополиметаллическими рудами каледонид Норвегии. Возраст 0,6—0,3 млрд лет.

Таким образом, Балтийский щит обнаруживает не только структурную (возрастную), но и металлогеническую зональность (рис. 43). Своеобразным центром зональности являются древние ядра, кратоны типа Кольско-Норвежского. Ядра представляют собой участки с конвергентным типом

строения, т. е. зоны тектонической интеграции, или скучивания. Возникающая вследствие этого энергетическая неравновесность и является причиной стационарной неустойчивости и структурно-вещественной дифференциации вещества базитовой коры.

Элементы тектоно-энергетической системы разных этапов, например ранних, — оси скучивания и дивергенции, трансформные им сдвиги — сохраняют свое геодинамическое значение и во всех последующих структурно-тектонических эпизодах [73]. Об этом свидетельствует и то обстоятельство, что структурно-металлогенетическая зональность континентальных структур щита, начиная с 3,0 млрд лет, если не более, привязывается к трансформным разломам современного океанского рифта (см. рис. 43). Это означает, что геодинамической основой возникновения режимов стационарной неустойчивости как физического смысла процессов структурно-вещественной дифференциации является непрекращающаяся аккреция глубинного вещества Земли при постоянной селекции элементов тектоно-энергетической системы. Отбор и «выживание» их соответствуют изменяющемуся эндогенному режиму, и все «выживающие» элементы — это следствие отбора структур и элементов предыдущего этапа.

Таким образом, главной геодинамической доктриной, объясняющей структурно-вещественную организацию и прогностические признаки железорудных формаций на щите, является горизонтальная интеграция вещества при сохранении на протяжении всего континентообразующего процесса важнейших элементов и структур, доращивания их, но не трансляции во времени. Отсюда концепция тектоники плит неадекватно отражает известные закономерности. Причина и источник горизонтального скучивания вещества — суть необратимые конвективные процессы, прежде всего процессы разуплотнения, наиболее активные в раннем докембрии ⁴.

⁴ Это утверждение не следует из приведенного автором материала. Представление о ведущем значении процессов разуплотнения также требует дополнительного обоснования. — Прим. отв. ред.

Глава 12

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Рассматривая структурно-тектоническую позицию и распространенность железорудных формаций докембрия в фундаменте Русской плиты, необходимо иметь в виду некоторые особенности его состава и строения, которые наиболее ярко проявлены и хорошо изучены в восточной части Восточно-Европейской платформы, в пределах ее Волго-Уральского сегмента. Здесь по данным бурения нескольких тысяч скважин, в том числе прошедших по фундаменту 1—3 км, проведено комплексное геолого-геофизическое картирование фундамента, залегающего под осадочным чехлом мощностью от 1,5 до 6 км и более.

Волго-Уральскому сегменту по рельефу и структуре осадочного чехла соответствует Восточно-Русская впадина. Она отличается залеганием фундамента на глубинах более 1,5 км, сложным рисунком его рельефа, особенно в приграничных районах Восточно-Европейской платформы, разноориентированным положением составляющих ее структурных элементов. Естественными ограничениями Восточно-Русской впадины являются Среднерусский (Крестовско-Солигаличский) и Пачелмский (Рязано-Саратовский) авлакогены, заполненные мощными толщами рифея и венда.

Волго-Уральское поднятие (антеклизы), занимающее большую часть впадины, по изогипсе —2,5 км выглядит в плане как неправильный многоугольник. Его юго-восточная и восточная стороны совпадают с внешней границей Урала и границей Прикаспийской впадины, северо-восточная — с Предтима́нским прогибом Мезенской впадины. Северо-западная граница поднятия открыта в Московскую впадину, а юго-западная проходит по северо-восточной границе Рязано-Саратовского авлакогена. Наиболее простой рельеф в виде пологих плоских поднятий характерен для приподнятой внутренней части антеклизы (Токмовский, Сысольский, Котельнический, частично Татарский своды). Жигулевско-Пугачевский, Пермско-Башкирский, Коми-Пермяцкий своды, располагающиеся вблизи Тимана, Урала и Прикаспийской впадины, отличаются резким погружением всей поверхности фундамента антеклизы и высокой степенью расчлененности рельефа с перепадами глубины залегания фундамента от 100 м и менее до нескольких километров. Прогибы поверхности фундамента совпадают с зонами разломов, часто проявляющихся и в осадочном чехле. Ряд протяженных грабе-нообразных прогибов (Вятский, Серноводско-Абдуллинский, Калтасинский) и более мелких заполнены средне-верхнерифейскими отложениями. Эти отложения и, возможно, более древние нижнерифейские и даже нижнепротерозойские (?) перекрывают все структурные элементы Волго-Уральской антеклизы вблизи ее восточных границ с Тиманом и Уралом.

По геофизическим данным Волго-Уральский сегмент литосферы выделяется уменьшенной до 30—45 км мощностью земной коры, повышенной плотностью и уменьшенной мощностью «надбазальтовой» верхней части земной коры, ее «гранитного» слоя. Своеобразие сегмента проявляется и в

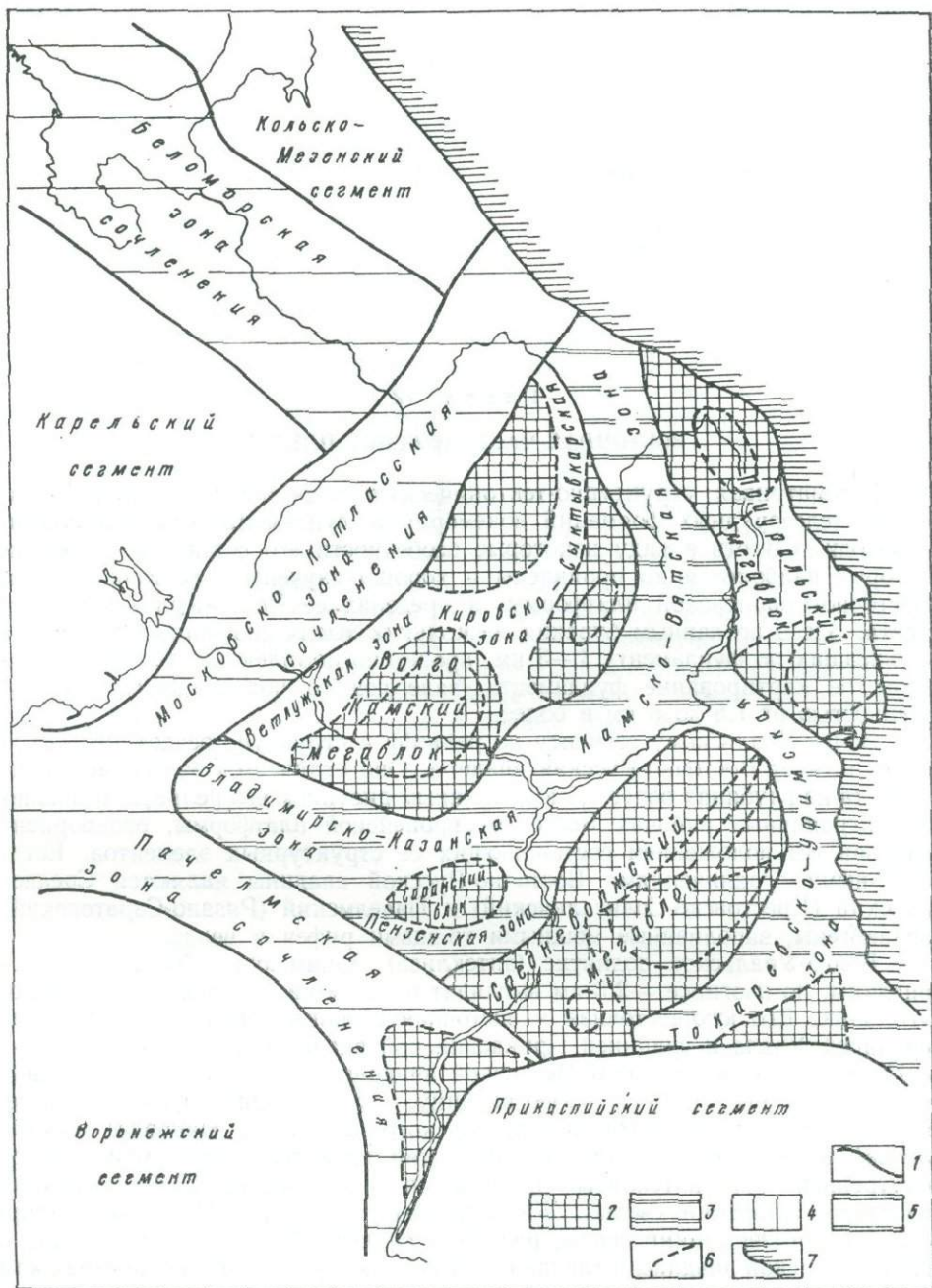


Рис. 44. Схема геолого-геофизического районирования Волго-Уральского сегмента земной коры [24]:

1 — границы мегаблоков; 2 — мегаблоки и блоки с концентрической внутренней структурой; 3 — главные зоны («зоны свекофеннокарелид»); 4 — первого порядка, разделяющие мегаблоки, 4 — внутренние второго порядка, разделяющие блоки; 5 — зоны сочленения сегментов литосферы; 6 — внутренние границы концентрических мегаблоков и блоков; 7 — граница Урало-Тиманской складчатой системы

характеристиках аномального магнитного поля как области повышенной интенсивности поля при высокой степени его дифференцированности (высокой дисперсии). В целом наблюдается довольно большая однородность геофизической структуры Волго-Уральского сегмента. Здесь сосуществуют два типа структур: блоки с мозаичным типом аномального магнитного поля, которые отождествлялись с архейскими срединными массивами, и зоны

разделяющих эти блоки линейных аномалий — предполагаемых зон среко-феннокарелид [40]. Для всех изученных мозаичных блоков методами корреляционного анализа установлены концентрически кольцевые внутренние структуры. Для них характерны уменьшенная мощность земной коры, ее многослойность, отсутствие корреляции плотностных неоднородностей верхних и нижних горизонтов коры. Линейные зоны, разделяющие такие концентрически кольцевые блоки, характеризуются устойчивой высокой корреляцией плотностных характеристик нижней и верхней коры, указывающей на сохранность глубинной структуры позднего архея или на незначительное ее преобразование [24].

Геологический анализ строения мозаичных геофизических структур («архейских массивов») фундамента обнаружил концентрически кольцевую раннепротерозойскую метаморфическую зональность — наличие систем кольцевых и радиальных разломов, расчленяющих эти структуры, приуроченность к этой наложенной системе разломов, резко секущих архейский план, осадочно-вулканогенных и магматических комплексов раннего протерозоя. В строении структур четко выделяется гранулитовое ядро, в котором сохранились все элементы позднеархейской структуры — обрамляющий ядро кольцевой гнейсово-сланцевый или гранито-гнейсовый пояс, в свою очередь окаймленный поясом слабопереработанного архея. Во внутреннем гнейсово-сланцевом поясе локализуются гранито-гнейсовые купола различных размеров от 20 до 200 км в поперечнике. Сами же гранулитогнейсовые овоиды достигают в поперечнике 500 км. Строение этих гигантских структур земной коры и последовательность их формирования позволяют классифицировать их как разновидность внутрикоровых термальных куполов. В процессе их роста в течение почти 600 млн лет были обеспечены всплывание блоков (слоев) глубинных уровней земной коры и широкое распространение гранулитовых комплексов на эрозивной поверхности фундамента.

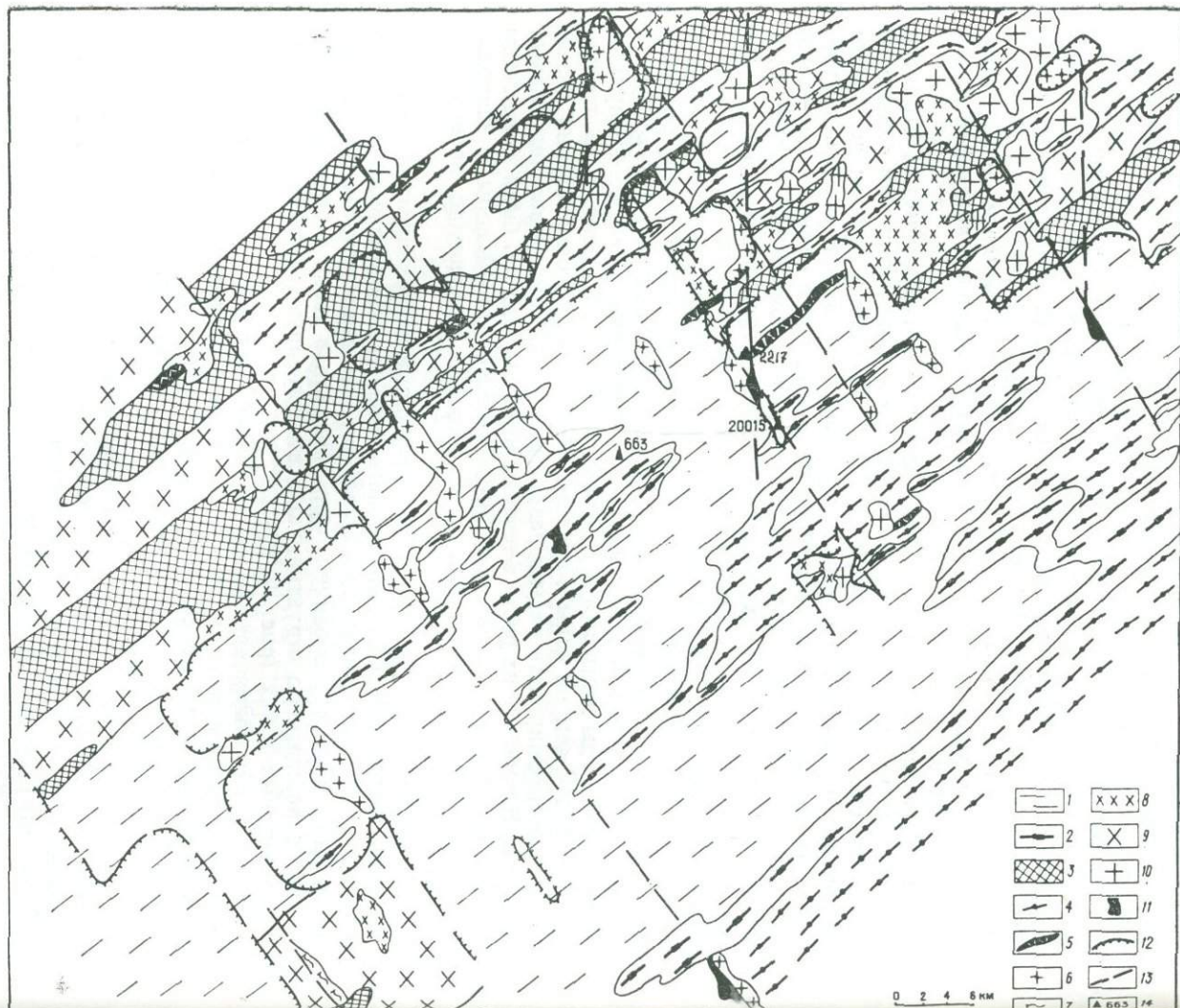
Линейные зоны, ранее интерпретированные как складчатые зоны свекофеннокарелид ортогеосинклинального типа, на самом деле являются остаточными пространствами архейской коры, не захваченными раннепротерозойским куполообразованием. Они испытали в связи с этим процессом только ограниченную структурную и вещественную переработку в узких приразломных зонах (рис. 44).

Необычайно широкое распространение архейских гранулитов, тип строения земной коры, характер тектонической структуры и специфический состав супракрустальных серий позволяют сравнивать фундамент восточной части Русской плиты с типичными гранулитогнейсовыми областями Балтийского и Украинского щитов.

В разрезе нижнего докембрия Волго-Уральского сегмента ниже палеозойских, неметаморфизованных грубообломочных рифейских и, возможно, нижнепротерозойских отложений (в пределах авлакогенов) четко выделяются два структурных этажа, разделенных резкими структурными и метаморфическими несогласиями (рис. 45). Архейский этаж образован осадочно-вулканогенными комплексами отраденской и большечеремшанской серий, метаморфизованными в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации, а также интрузиями метагабброидов, метаанортозитов, гранитоидов. Все архейские комплексы подчинены единой линейноскладчатой структуре северо-северо-восточного, на юге — субширотного простирания. Существенным отличием разреза архея линейных зон первого порядка является преимущественное распространение нижней отраденской серии, в основном сложной гиперстен-плагноклазовыми гнейсами (эндербито-гнейсами), двупироксен-плагноклазовыми кристаллосланцами, метагабброидами, реже метаультрабазиитами. Соотношения этих типов пород различны, характерна повышенная насыщенность метабазиитами тех структур, где широко развита верхняя, большечеремшанская, серия. Эта серия весьма разнообразна по составу и, судя по трехкилометровому разрезу скв. 20 000-Миннибаево [55], состоит из двух комплексов, пространственно тесно связанных. Нижний

Рис. 45. Схематическая геологическая карта фундамента одного из участков центральной части Средневолжского мегаблока.

Комплексы архейских серий: 1 — нурлатский отряднейской серии преимущественно гиперстеновых плагиогнейсов, 2 — отряднейская и большечеремшанская серии нерасчлененные — двупироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы и гнейсы, 3 — то же, амфиболиты, 4 — большечеремшанская серия, высокоглиноземистые и глиноземистые кристаллосланцы и гнейсы, 5 — то же, вулзиты, магнетитсодержащие гнейсы, кварциты, 6 — чарнокиты; ниже протерозойские комплексы: 7 — амфиболитовые сланцы сармановской серии, 8 — диориты, 9 — плагиограниты; 10 — граниты, микроклиновые граниты; 11 — габбро-диабазы рифея — нижнего протерозоя; 12 — граница распространения диафорированных гранулитов аркея (бергштрихи направлены в сторону гиперстенсодержащих пород); 13 — разломы; 14 — опорно-параметрические и глубокие скважины и их номера



(сулеевский) содержит железисто-кремнистые породы — зулизиты, магнетит-содержащие гнейсы, кварциты, которые чередуются с основными кристаллосланцами, обогащенными магнетитом, изредка с высокоглиноземистыми гнейсами. Железисто-кремнистые породы встречаются и в верхнем (миннибаевском) комплексе серии, но определяющими типами пород комплекса являются разнообразные по минеральному составу высокоглиноземистые биотит-гранат-кордиерит-силлимитовые, биотит-гранатовые и другие кристаллосланцы и гнейсы. Реконструкция первичного состава большечеремшанской серии показывает, что породы обоих комплексов образуют единый литогенетический ряд от базальтоидов, основных пирокластов, граувакк до высокоглиноземистых пелитов. Это свидетельствует о близких условиях осадконакопления и вулканизма, неразрывно связанных в течение всего времени формирования серии.

Раннепротерозойский этаж образован как продуктами диафорической переработки архейских комплексов, так и новообразованными осадочно-вулканогенными и гранитоидными комплексами нижнего протерозоя, совместно участвующими в сложении раннепротерозойских структур, резко наложенных на структурный план архея. Сразу отметим, что осадочно-вулканогенные комплексы нижнего протерозоя распространены крайне ограниченно, в узких приразломных структурах, тогда как продукты раннепротерозойской переработки архейского гранулитового субстрата и новообразованные гранитоиды занимают до 30—40 % площади мегаблоков.

Характерной особенностью строения мегаблоков и блоков Волго-Уральского сегмента, как отмечалось, являются системы кольцевых и радиальных разломов раннепротерозойского заложения. Они в основном секут, хотя частично и наследуют, дизъюнктивы архейского возраста. Последние часто разобщены на фрагменты разломами, связанными с заложением и развитием рифейских авлакогенов, наследуются и более поздними регматическими сетками разломов диагонального и ортогонального направлений. Система раннепротерозойских разломов контролирует зоны метаморфогенной переработки архейских гранулитов, влияя и на локализацию железорудных проявлений.

Из всего разнообразия железорудных формаций докембрия Восточно-Европейской платформы в пределах Волго-Уральского сегмента в связи со спецификой состава дорифейского фундамента могут быть выделены две формации: рудных магнетитсодержащих метагабброидов и метальтрабазитов и железисто-кремнисто-гнейсовая. Эти формации практически не освещались в литературе. Учитывая, что они не рассматриваются в последующих книгах данной серии, посвященной железисто-кремнистым формациям, ниже приводится характеристика их вещественного состава.

Первая формация тесно связана с отрадненской серией, хотя не исключено, что большая часть рудных метагабброидов комагматична основным метавулканикам большечеремшанской серии. Вторая слагает часть осадочно-вулканогенного разреза большечеремшанской серии, изменяясь по составу в зависимости от степени метаморфической переработки от зулизитов до пироксен-гранат-магнетитовых, амфибол-гранат-магнетитовых гнейсов и кварцитов.

Тектоническая позиция и состав формации магнетитсодержащих метагабброидов и метальтрабазитов

Породы данной формации приурочены к архейским екатериновскому и чубовскому комплексам и развиты в основном в южной части Средне-волжского мегаблока (районы Куйбышевской области и юго-восточной части Татарской АССР). В разрезах отрадненской и большечеремшанской серий к породам екатериновского комплекса близки по составу и геохимической специализации основные амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, чередующиеся с эндербито-гнейсами. Отдельные массивы габброидов,

Таблица 3. Химический состав (%) пород железорудных формаций фундамента Волго-Уральской области

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	24,44	49,81	50,92	61,40	65,41	51,06	37,02	60,04	55,63	40,40
TiO ₂	0,16	1,57	3,80	0,63	0,58	0,36	2,17	0,58	Следы	0,01
Al ₂ O ₃	—	12,09	13,15	10,75	10,39	11,69	13,81	9,78	—	4,03
Fe ₂ O ₃	35,18	18,95	8,25	3,58	1,98	1,72	13,58	3,14	28,65	20,70
FeO	29,82	0,42	7,76	17,29	13,78	27,92	23,31	21,84	10,75	11,50
MnO	0,80	0,00	0,18	0,22	0,09	0,32	0,12	0,12	0,06	0,00
MgO	2,02	4,50	2,95	2,02	2,43	3,77	1,01	1,42	1,13	3,20
CaO	5,52	8,51	8,49	1,97	2,25	1,43	3,09	1,97	1,72	10,00
Na ₂ O	0,6	2,50	2,36	0,15	1,77	0,03	0,73	0,13	0,31	0,20
K ₂ O	—	0,40	0,56	0,23	0,62	0,04	3,54	0,07	0,21	0,01
P ₂ O ₅	0,09	0,01	0,05	0,16	0,27	0,00	1,46	0,22	0,19	0,23
П. п. п.	2,81	0,90	1,09	0,93	0,33	0,43	0,18	0,37	1,14	9,86
Сумма	100,34	99,88	99,56	99,33	99,90	98,78	100,02	99,88	100,05	100,04

Примечания. *Формация рудных метагабброидов и метабазитов*: 1 — перидотит, Ясневская площадь, скв. 50, 2 — амфиболовый габбро-норит с магнетитом, скв. 401-Муханово, 3 — то же, скв. 21-Кирюшкино; *формация железисто-кремнисто-гнейсовая*: 4, 5 — магнетит-биотит-гранат-пироксен-плагноклазовый гнейс, скв. 20 000-Миннибаево, 6 — эулизит, Несмеяновская площадь, скв. 31, 7, 8 — пироксен-магнетитовый кварцит, скв. 20 000-Миннибаево, 9 — то же, Сулеевская площадь, скв. 572, 10 — пироксен-магнетитовый кварцит измененный, Елабужская площадь, скв. 113.

имеющие протяженность до 20 км, обычно подчинены общей линейно-складчатой структуре северо-восточного простирания и осложнены наложенными системами разломов. В пределах северной части Средневожского мегаблока и Камско-Вятской линейной зоны проявления рудной минерализации этого типа также связаны с отдельными структурами преимущественно северо-восточного простирания, наиболее типичной из которых является зона Прикамского регионального разлома. Вместе с тем намечаются зоны, контролируемые разломами северо-западного, широтного и меридионального простирания. Это может быть связано либо с приуроченностью магматических тел к таким зонам, либо с воздействием на рудное минералообразование в рассматриваемой формации наложенных тектоно-метаморфических процессов.

Магнетитсодержащие метагабброиды макроскопически представляют собой темные, почти черные породы, средне- или мелкокристаллические, в общем массивные, но довольно часто несущие на себе следы разгнейсования. Структура их в целом относится к гилидиоморфнозернистой или габбровой с переменным идиоморфизмом породообразующих минералов. Минеральный состав, %: ромбический и моноклинный пироксены 25—60, основной плагиоклаз 20—25, железистый амфибол 15—30, магнетит до 15—25; акцессорные — циркон, апатит, ильменит. В отдельных образцах амфиболовых габбро-норитов содержится пирротин, количество которого достигает иногда 5—7 %. Соотношения магнетита с породообразующими компонентами различны и позволяют выделять, по крайней мере, три стадии его формирования, проявленные в различной степени в породах из разных скважин. В амфиболовом габбро-норите (скв. 401-Муханова Куйбышевская обл.) магнетит равномерно выполняет интерстиции между зернами других породообразующих минералов. Судя по химическому анализу породы (табл. 3), минерал в значительной степени окислен. В метабазитах, подвергшихся чарнокитизации, количество магнетита, как правило, повышается и появляются его прожилковидные выделения, наблюдается частичное замещение им зерен других компонентов. Наконец, в ряде случаев наблюдалось обогащение пород магнетитом и продуктами его окисления, связанное с наложением гидротермальной деятельности (скв. 21-Кирюшкино, Оренбургская область), что привело к формированию рудных прожилков мощностью 1—1,5 см, выполненных кальцитом, халцедоном и гематитизированным магнетитом.

Рудные ультрабазиты чубовского комплекса обнаружены в Куйбышевском Заволжье. Пироксениты и перидотиты здесь содержат в отдельных



Рис. 46. Рудные метаультрабазиты. Куйбышевская область, Ясневская площадь, скв. 50. Ник. +, увел. 18,5

участках до 35 % рудных минералов (магнетит, пирротин). Породы темно-зеленые до черных, среднезернистые, массивные, обладают панксеморфнозернистой структурой, сложены преимущественно моноклинным пироксеном (55—90 %), гиперстеном (до 30 %), оливином-фаялитом (до 20 %). В зонах, обогащенных рудными компонентами, магнетит и пирротин образуют крупные обособленные зерна и небольшие скопления (рис. 46). Мощность таких зон не превышает нескольких десятков сантиметров. В рудных метабазитах довольно часто отмечаются повышенные содержания элементов группы железа — никеля, кобальта, хрома и марганца (в 3—5 раз).

Геохимические особенности и распределение рудных минералов, иногда согласующееся с заметной первично магматической дифференциацией тел метагабброидов и метаультрабазитов, указывают на магматический генезис рудопроявлений. Большое значение для локализации рудного вещества в этих случаях имели и наложенные метаморфогенные процессы, приводящие иногда к появлению зон вторичной повышенной концентрации рудных минералов, особенно магнетита [151].

Тектоническая позиция и состав железисто-кремнисто-гнейсовой формации

Магнетитсодержащие породы железисто-кремнисто-гнейсовой формации фундамента восточной части Русской плиты наиболее распространены. Они вскрыты отдельными скважинами в пределах Средневожского мегаблока (Несмеяновское, Черемшанское, Миннибаевское, Урсаевское, Северо-Татарское рудопроявления) и Камско-Вятской линейной зоны (Алатурское рудопроявление). В северной части Средневожского мегаблока эти породы развиты в субширотной полосе протяженностью около 120 км, пересекающей Южно-Татарский свод на широте г. Альметьевск и в северо-восточной

краевой части мегаблока — в Прикамском районе; кроме того, они известны в локальном участке Камско-Вятской зоны севернее г. Казань. Вскрытие рассматриваемых образований имеет фрагментарный характер — они редко обнаруживаются несколькими рядом расположенными скважинами. Мощность рудоносных прослоев в керне обычно не превышает нескольких десятков сантиметров, что в целом свидетельствует о наличии небольших по площади и мощности рудных тел.

Вместе с тем рудоносная железисто-кремнисто-гнейсовая формация, очевидно, слагает значительную часть разреза фундамента, поскольку зоны ее развития находят отражение в региональном магнитном поле в виде резко выраженных локальных положительных аномалий высокой интенсивности. Субширотная цепочка таких аномалий отвечает полосе развития магнетитовых кварцитов в северной части Средневожского мегаблока — Приволжские аномалии (рис. 48). Породы, обладающие высокой магнитной восприимчивостью, вскрыты в районе Азевно-Салаушской площади (скв. 195, Северо-Татарское рудопоявление). Аналогичные породы слагают разрезы скв. 530, 572 Сулеевской площади, расположенных в краевой части Акташской магнитной аномалии — крупнейшей в пределах мегаблока (Миннибаевское рудопоявление).

В скв. 20 000-Миннибаево по данным магнитного скважинного зондирования толща, включающая магнетитсодержащие гнейсы, кварциты, эулиты, имеет мощность не менее 100 м [55].

К рудоносным породам формации помимо собственно магнетитовых кварцитов относятся разнообразные, часто полиминеральные магнетитсодержащие пироксеновые, гранат-, амфибол-пироксеновые кварциты и гнейсы.

Наиболее детально изучены железистые образования Сулеевской площади, где они вскрыты двумя скважинами. Внешне это темно-серые тонкополосчатые породы, сильно окварцованные. Плоскость разгнейсования проходит под углом около 45° к оси керна. В зонах, богатых магнетитом, состав гнейсов следующий (%): кислый андезит 30—45, гиперстен 20—30, клинопироксены 5—10, магнетит 15—30, кварц 5—25, пирит 3—5. Магнетит тесно ассоциирует с гиперстеном, образуя включения в его кристаллах или давая сростки с ними. В существенно кварцевых зонах эти сростки часто сохраняются, но наряду с ними появляются мелкие неправильные или удлиненные зерна магнетита, окаймленные кварцем.

Отчетливо обособляются субпараллельные прожилки мощностью 0,5—1,5 см, сложенные розовым микроклином и кварцем с мелкими реликтами вмещающих магнетит-пироксеновых пород. Пироксены в этих случаях, как правило, кальцитизированы, магнетит корродирован по краям, кварц, образующий струйчатые скопления, явно испытал значительное перемещение и перекристаллизацию. Суммарное содержание оксидов железа в этих породах достигает 40 % (см. табл. 3).

Близкие по структуре и составу породы образуют несколько горизонтов в разрезе скв. 20 000-Миннибаево. Как и на Сулеевской площади, их состав варьирует от магнетит-гранат-пироксеновых гнейсов до пироксен-магнетитовых кварцитов.

Макроскопически это темные плотные породы различной зернистости с четкой полосчатостью, различимой благодаря изменению содержания темно-красного граната, темно-зеленых пироксенов, магнетита и кварца в разных слоях мощностью 2—3 мм — 0,5 см. В интервале глубин 4566,6—4568,6 м наблюдается отчетливый контакт со светлоокрашенным крупнокристаллическим гранитоидом. В шлифах наблюдаются частичное замещение гиперстена амфиболом, новообразования биотита, хлорита. Полевые шпаты представлены микропертитом и встречаются спорадически.

Содержание магнетита в различных образцах и даже слоях значительно изменяется от 10—15 до 25—30 %. Общее содержание оксидов железа достигает 35—40 % (см. табл. 3).

Достаточно разнообразны по составу железистые породы, вскрытые западнее Сулеевской и Миннибаевской площадей: гранат-пироксен-магне-

титовые и грюнерит-роговообманково-гранат-магнетитовые кварциты, диоксид-магнетитовые и биотит-амфибол-пироксен-гранат-магнетитовые плагиогнейсы.

В Прикамском районе вскрыты переслаивающиеся магнетит-гранат-пироксеновые гнейсы и магнетит-пироксен-гранатовые кварциты. Состав более темных слоев (%): гиперстен 30—40, клинопироксен 10—15, магнетит 15—30, гранат 15—20, кварц 5—10, а также апатит, пирит. Породы изменены. Пироксены частично замещены голубовато-зеленым амфиболом и биотитом. Зерна плагиоклазов (5—15 %) нацело замещены каолинит-серицитовыми псевдоморфозами. На Азеве-Салаушской площади магнетитовые породы содержат кроме рудных компонентов гранат, гиперстен, клинопироксен, голубоватый амфибол, биотит, кварц.

Выявление пироксен-гранат-магнетитовых кварцитов в Приказанском районе Камско-Вятской линейной зоны, аналогичных развитием в пределах Средневожжского мегаблока, позволило связать с ними окисленные железистые породы, вскрытые восточнее (скв. 2-Кудаш, с. Янги-Аул) и считавшиеся ранее нижнепротерозойскими образованиями типа железистых кварцитов КМА и Кривого Рога [238]. Видимо, более правильно рассматривать их как уплотненную окисленную кору выветривания пород железисто-кремнисто-гнейсовой формации.

Наиболее полно соотношения пород железисто-кремнисто-гнейсовой формации с вмещающими комплексами устанавливаются в разрезе Ульяновской площади (скв. 2217), где фундамент вскрыт на глубину около 600 м (рис. 47). В разрезе выделяются три части: верхняя, сложенная преимущественно гранитоидами эндербит-чарнокитовой серии, средняя — преобладают основные кристаллические сланцы, нижняя, состоящая из эндербитов. Железорудные проявления приурочены к средней части разреза. Здесь по ядерным данным выделяется два уровня развития полосчатых пород, обогащенных магнетитом мощностью до нескольких десятков сантиметров. Они представлены магнетит-гиперстеновыми и магнетит-гиперстен-клинопироксеновыми плагиогнейсами и кварцитами, а также практически биминеральными магнетитовыми кварцитами. Минеральный состав пород очень неоднороден. Содержание магнетита в отдельных прослоях достигает 30 %, местами встречаются биотит, гранат, грюнерит. Встречаются и менее типичные для формации магнетитовые амфиболиты. Наибольшая неоднородность состава присуща разностям, непосредственно переслаивающимся с основными кристаллическими сланцами. Для них характерна пестрая окраска, тонкая полосчатость и зональное распределение породообразующих минералов (рис. 48). Более однородны серые магнетит-гиперстеновые кварциты, связанные с эндербитами.

Почти во всех разностях устанавливаются сложные неравновесные минеральные ассоциации, возникшие в результате многоэтапного формирования пород. Образованию рудных парагенезисов предшествовали два этапа архейского гранулитового метаморфизма, с первым из которых связана

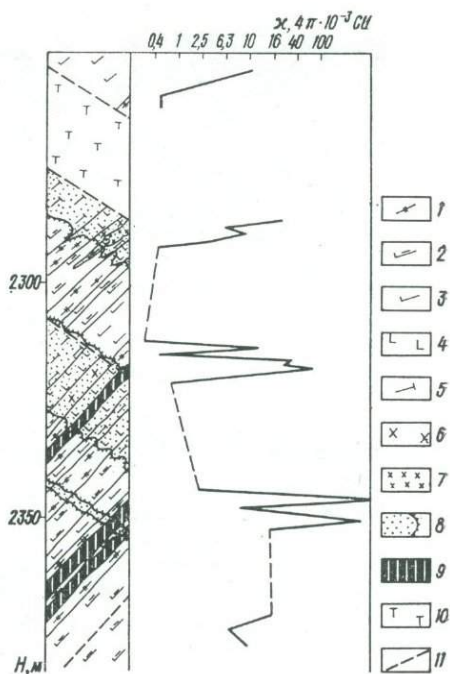


Рис. 47. Положение железорудных пород в разрезе архея. Татария, Ульяновская площадь:

1 — основные кристаллосланцы; 2 — эндербиты; 3 — чарнокиты; 4 — амфиболиты; 5 — биотит-амфиболовые гнейсы; 6 — плагиограниты; 7 — диориты; 8 — зоны диафторической переработки архейских гранулитов; 9 — магнетитосодержащие породы; 10 — диабазы рифея; 11 — разломы



Рис. 8. Тонкополосчатое чередование биминеральных магнетитовых кварцитов и магнетит-анатит-пироксеновых гнейсов. Татария, Ульяновская площадь, скв. 2217. Увел. 13



Рис. 49. Прожилковидные обособления магнетита в частично окварцованном эндрбите. Татария, Ульяновская площадь, скв. 2217. Увел. 13

мигматизация толщи основных пород крупнозернистыми малоокварцевыми эндрбитами, со вторым — рассланцевание и гранулитизация основных и кислых пород. Рудные парагенезисы имеют наложенный, метасоматический характер. По-видимому, первоначальное обособление рудного вещества не сопровождалось существенным окварцеванием. Ранние выделения магнетита имеют вид секущих прожилков и скоплений отдельных зерен в исходных породах, причем иногда среди них отмечаются реликты титаномагнетита, отвечающего первичному гранулитовому минеральному парагенезису. В дальнейшем при существенном окварцевании структура пород основного состава полностью преобразуется, фрагменты эндрбитов встречаются

в виде линзовидных обособлений даже среди магнетитовых кварцитов (рис. 49).

Рудная минерализация в разрезе обнаруживает связь с процессами диафторической переработки гранулитового комплекса. Трех уровням наиболее интенсивного проявления диафтореза в средней части разреза соответствуют три уровня повышенной магнитной восприимчивости пород и магнетитовое оруденение. Вместе с тем собственно диафторические образования — гранат-амфиболовые гнейсы, диориты, плагиограниты не содержат существенных количеств магнетита, за исключением единичных прослоев магнетитовых амфиболитов.

Связь образования железисто-кремнисто-гнейсовой формации с процессами переработки гранулитового субстрата отчетливо проявляется в разрезах, вскрытых большей частью скважин; относящиеся к ней породы находятся в ассоциации с высокотемпературными диафторитами — пироксеновыми и гранатовыми амфиболитами и гнейсами, а также с нижнепротерозойскими гранитоидами, в частности с микроклин-микроперитовыми гранитами. Возможная метасоматическая природа рудоносных пород формации подтверждается частыми находками реликтов вмещающих пород и разностей, переходных по составу и структуре. Соотношения железистых кварцитов и эндербитов, аналогичные установленным на Ульяновской площади, отмечаются также и на Черемшанской площади. На Азеве-Салаушской площади наложенное магнетитовое оруденение отмечается в биотит-гранатовых гнейсах со шпинелью, переслаивающихся с высокоглиноземистыми разностями. О проявлении метасоматических процессов свидетельствуют также тонко зонально-полосчатое распределение породообразующих минералов и неравновесность минеральных ассоциаций.

Метаморфогенно-метасоматическая природа рассматриваемых пород формации тесно связана с их структурно-тектонической позицией. В региональном плане они приурочены к весьма неоднородной северной периферической части гранулитового ядра Средневожского мегаблока, где отмечены проявления ранних, наиболее высокотемпературных диафторических преобразований в условиях фации альмандиновых амфиболитов. В Прикамском районе эти породы развиты в тектонически сложной области, в пределах которой сочетаются небольшие по площади гранулитовые блоки, разделенные сравнительно узкими, зональными полосами диафторической переработки.

В южной части мегаблока рудных проявлений железисто-кремнисто-гнейсовой формации не отмечается, что, вероятно, связано со значительно меньшей интенсивностью диафторической переработки гранулитового основания и с почти полным отсутствием диафторитов фации альмандиновых амфиболитов. Это подтверждается отсутствием здесь достаточно интенсивных положительных магнитных аномалий.

Локализация железисто-кремнисто-гнейсовой формации в приконтактной части разреза двух стратиграфических компонентов архея, на границе разновозрастных метаморфических комплексов в условиях активного флюидного режима, указывает на существование зон длительно развивающихся региональных разломов. Крупный разлом северо-западного простирания трассируется в пределах Ульяновской площади; в зоне пересечения субмеридионального и северо-западного разломов расположена скв. 20 000-Миннибаево, к региональному Прикамскому разлому северо-восточного простирания приурочены железистые породы Азеве-Салаушской и Елабужской площадей. В ряде разрезов скважин устанавливаются зоны бласткатаклаза, катаклаза, гидротермальные преобразования, дайки рифейских диабазов.

Близкие по типу железистые образования известны в ряде регионов Восточно-Европейской платформы (Белоруссия, Прибалтика, Воронежский кристаллический массив, Украинский щит [25, 267]). Довольно детально изучены магнетитсодержащие породы Тараташского массива на Урале (см. гл. 13), где в разрезе нижнедокембрийского тараташского комплекса выделяется несколько свит, содержащих обогащенные магнетитом породы.

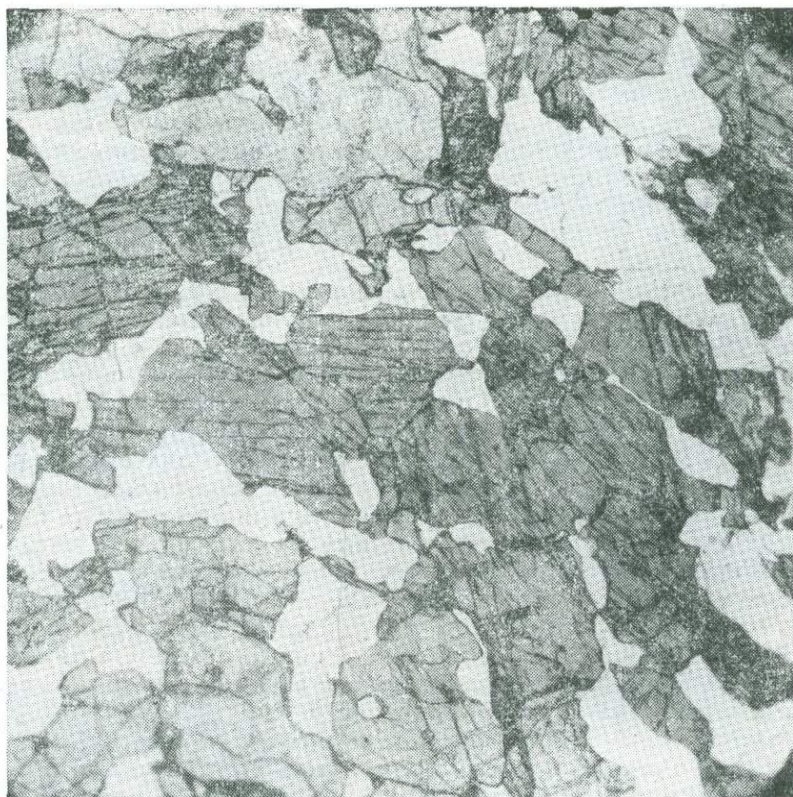


Рис. 50. Развитие эулита по гранату с кварцем в эулизите. Куйбышевская обл., Несмеяновская площадь, скв. 31. Увел. 18,5

В участках минимальной переработки архейского гранулитового субстрата железисто-кремнисто-гнейсовая формация представлена эулизитами и близкими к ним породами, которые обнаружены рядом скважин в Куйбышевской области и Татарской АССР. Наименее измененные вторичными процессами породы изучены в разрезе Несмеяновской площади (Несмеяновское рудопоявление). По минеральному составу это альмандин-ортоферросилит-фаялитовые и эулизит-фаялит-альмандиновые кварциты, тонко переслаивающиеся друг с другом и подстилающиеся биотит-гранат-ортоклазовыми гнейсами, обычными для большечеремшанской серии. Переслаивание пород подчеркивается тонкими, почти белыми кварцитовыми жилками с незначительным содержанием темноцветных минералов либо, напротив, черными ортопироксеновыми зонками. Полосчатость эта имеет различный порядок и, по-видимому, различную природу. В одном образце зерна длиной около 10—12 см наблюдается смена двух, трех, иногда четырех полос разного состава. Наряду с этим имеет место и более грубая полосчатость — в интервале 2—4 м перемежаются субпараллельные зоны мощностью до 0,5 м, различающиеся преобладанием той или иной разновидности эулизитов. Наконец, в шлифах отчетливо различается микрополосчатость, выраженная чередованием минералогически индивидуализированных полос мощностью до 5 мм (рис. 50).

Минеральный состав пород следующий (%): альмандин-ортоферросилит-фаялитовые эулизиты — кварц (34—61), фаялит (31—60), ортоферросилит и эулит (1—35), альмандин (0—3), пирротин (около 1); эулит-фаялит-альмандиновые эулизиты — кварц (29—67), альмандин (23—43), ортоферросилит и эулит (1—27), фаялит (1—9), пирротин — (около 1).

Близкие по текстурным особенностям и составу породы вскрыты скв. I Новоурсаевской площади в интервале глубин 1795—1800 м (Урсаевское ру-

допроявление). Керн представлен чередующимися более светлыми полосами, обогащенными кварцем, и темно-зеленоватыми или розоватыми, обогащенными гранатом, мощностью от 1—3 мм до 2 см. Размеры зерен граната колеблются от 0,1—3 до 20 мм. В обогащенных темноцветными компонентами прослоях минеральный состав следующий (%): фаялит (20—25), куммингтонит (25—30), эулит (20—25), кварц (15—20), гранат (5—25), зеленовато-голубой амфибол, биотит, апатит. Куммингтонит образует пленки вокруг зерен эулита и фаялита, к обогащенным кварцем прослоям тяготеют крупные зерна граната, новообразования биотита и светло-зеленого амфибола.

Наконец, в нижней части разреза скв. 20 000 Миннибаевской площади среди пачек пироксен-гранат-магнетитовых гнейсов обнаружены полосчатые породы с высокожелезистым ортопироксеном ($F = 73\%$), отнесенные нами также к группе эулизитов [55].

Текстурные особенности пород наряду с их специфическим химическим составом (см. табл. 3) позволяют предположить вулканогенно-осадочный метаморфический генезис и ритмично-слоистый характер разреза, что согласуется в общих чертах с типом строения вмещающей большечеремшанской серии. Однако вследствие неоднородного и, вероятно, неоднократного метаморфизма в условиях гранулитовой фации полосчатость пород не может рассматриваться целиком как прямое отражение их первичной слоистости. Ортопироксеновые полосы имеют, возможно, наложенный характер, и не исключено, что своим формированием они обязаны метаморфическому процессу изохимической перекристаллизации при смене $P - T$ условий. При этом более ранний парагенезис фаялита ($F = 94\%$) с кварцем и альмандином замещается ортопироксеном ($F = 77-93\%$).

Железисто-силикатные породы типа эулизитов были рассмотрены в главе 2. Все породы этой группы характеризуются изначально высокой железистостью. Вместе с тем содержание свободного магнетита в них может быть очень небольшим (5—10%). Их рудный потенциал, вероятно, реализуется в тех случаях, когда они подвергаются метаморфической переработке в условиях диафтореза амфиболитовой фации. Например, в разрезе скв. 20 000-Миннибаево магнетитсодержащие эулизиты и магнетит-двупироксен-гранатовые гнейсы располагаются в зонах отчетливо проявленной гранитизации.

Глава 13

УРАЛЬСКИЙ РЕГИОН

Докембрийские образования Урала распространены в пределах двух зон, представляющих собой крупнейшие региональные положительные структуры: западную — Центральноуральское поднятие, и восточную, в которой выделяются Восточно-Уральское и Зауральское поднятия. Указанные зоны разделены Тагильско-Магнитогорским прогибом — региональной структурой, в пределах которой докембрий отсутствует на поверхности и, вероятно (по крайней мере, в автохтонном залегании), на глубине. Предполагается, что здесь, под комплексом палеозойских вулканогенных и осадочных пород, находится гипербазит-базитовое основание эвгеосинклинали, пронизанное разнообразными интрузиями среднепалеозойского возраста.

Рассматриваемые железорудные формации располагаются в Центральноуральском поднятии, на западном склоне Урала. Для Центральноуральского поднятия, как и для других крупных региональных структур Урала, характерно общее субмеридиональное простирание. На западе поднятие граничит с Западно-Уральской внешней зоной складчатости, в пределах которой преобладают существенно карбонатные формации девона и карбона. Границы этих структур, как и поверхности региональных несогласий, почти повсеместно осложнены протяженными разрывными нарушениями сдвигонадвигового характера.

Весь разрез докембрия здесь может быть разделен на два структурных этажа: дорифейский (карельский), образованный гнейсами, и позднпротерозойский, или рифейско-вендский (байкальский), сложенный осадочными, реже вулканогенными, относительно слабометаморфизованными (до зеленосланцевой ступени) породами. Эти структурные этажи, образованные резко различными комплексами пород, разделены региональным структурным несогласием и характеризуются каждый индивидуальным структурным планом.

Рельеф раннедокембрийского фундамента может быть обрисован только в довольно общей форме, поскольку большая часть его скрыта под отложениями рифея — венда и палеозоя. По результатам глубинных геофизических исследований, включая ГСЗ, раннедокембрийский кристаллический фундамент устанавливается и прослеживается на глубинах 5—15 км под всей Уральской геосинклинальной системой и образует крупные блоки, ограниченные разломами глубокого заложения. На современной эрозионной поверхности породы кристаллического фундамента выступают в двух главных тектонических формах: как выдвинутые блоки древнего кристаллического основания, граничащие с породами более высоких структурных уровней по разрывам; в виде антиклинорных, обычно куполообразных структур в псевдоконформном обрамлении рифейских и палеозойских толщ [115]. Учитывая фрагментарность развития этих комплексов, целесообразно рассмотреть их после характеристики верхнего (байкальского) структурного этажа, породы которого распространены регионально.

Анализ внутреннего строения и соотношения осадочных (терригенно-карбонатных) серий рифейско-вендского структурного этажа (байкалид) позволяет определить главные фазы тектонических движений и особенности структурообразования. Одно из наиболее выразительных свойств разреза древних отложений — ритмичность строения. Устанавливаются ритмы разных порядков, среди которых главная роль принадлежит самым крупным, выступающим в ранге стратиграфических серий. Особенно устойчивыми по составу и выдержанными на обширной площади являются выделенные и описанные М. И. Гаранем [35, 36] три нижние серии — бурзянская, юрматинская и каратауская, составляющие вместе с криволукской [35, 36] и басегской [158] рифейскую часть разреза. Каждая серия, отделенная от других перерывами и угловыми несогласиями [113], начинается кварцитами или конгломератами, в средней части имеет глинисто-сланцевый состав и завершается карбонатными отложениями. Суммарная мощность всех трех серий на Южном Урале, где они представлены наиболее полно и почти равны между собой по объему, составляет 8—10 км.

По Б. М. Келлеру [117], обломочные толщи начала среднего рифея (зигальгинская свита) и верхнего рифея (зильмердакская свита) относятся к особым, фалаховым, формациям, обнаруживающим связи с платформенными авлакогенами. Считается, что толщи, подобные рифейским сериям Башкирского мегантиклинория, характерны для современных пассивных континентальных окраин, и наличие таких протяженных шельфовых областей предполагает существование сопряженных с ними обширных океанических бассейнов [169].

Ритмичность следующего, четвертого, члена разреза, вендского по времени образования, менее выразительна, так как в нем нет строгого разделения на три элемента ритма, хотя в основании его обычно располагаются маломощные кварциты, а в верхах местами залегают пачки известняков. К описываемому интервалу относятся породы серебрянской серии [158]. В составе этого сложного, но единого ритма осадконакопления преобладают различные сланцы (глинистые и песчано-глинистые, кварц-хлоритовые), встречаются пачки кварцито-песчаников, и очень характерно наличие вулканитов — диабазов (спилитов), порфиритов и их туфов. Мощность этой части разреза 2—3 км. Разрез завершается ашинской [158] серией, которая, согласно представлениям многих исследователей, относится к орогенной формации байкальского тектоно-магматического цикла [10, 36, 260]. В составе серии преобладают мелкообломочные породы, глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, реже наблюдаются конгломераты. В обломочном материале находятся породы из подстилающих толщ рифейского возраста, развитых в Центральноруальской зоне и в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Имеющиеся данные позволяют относить рассматриваемую серию к венду [11, 113]. Не касаясь деталей, можно сказать, что ашинская моласса отражает завершение целой эпохи в истории тектонических движений на Урале. Слагающие ее типичные осадки маркируют верхнюю границу распространения рифейско-вендских структур, отделяя их от собственно палеозойских образований.

В Центральноруальском поднятии породы рифея и венда слагают линейные структуры протяженностью до 1000 км и более. Они характеризуются многообразными структурными формами: складками изгиба, складками течения, системами регионального кливажа течения и кливажа разлома, которые обрываются на границе с несогласно перекрывающимися их базальными конгломератами ордовика. Дислоцированные породы нижележащих комплексов находятся в гальках базальных конгломератов уже в переотложенном положении. Складки изгиба представлены здесь весьма интенсивными, узкими, в общем небольшими линейными структурами с угловатыми замками. По величине эти формы совершенно не сопоставимы с палеозойскими синклиналями (Тирлянкой и Юрюзанской). Последние на порядок больше их.

В связи с развитием кливажа течения породы рифея и венда претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой ступени, интенсивное

последующее расщепление и перекристаллизацию. Возраст этого метаморфизма по радиологическим определениям 600 млн лет, т. е. конец венда — начало кембрия, что соответствует концу байкальского орогенеза.

На систему складок изгиба, складок течения и регионального кливажа течения наложены дислокации регионального веерообразного кливажа разлома также доордовикского возраста, которые особенно хорошо прослеживаются на Среднем Урале [180].

Значительно меньше имеется данных о разрывных дислокациях докембрийского возраста. О формах их проявлений большей частью можно говорить лишь предположительно. В частности, складки изгиба в Златоустовском и Ритлянском районах в форме типичные принадвиговые. Однако проследить надвиги, синхронные этим складкам, не удается из-за наложенных на них более поздних дислокаций.

По данным геофизики в пределах западного склона Урала, включая и Центральноуральское поднятие, выделяется ряд крупных разрывных нарушений северо-западного простирания, прослеживающихся и в сторону платформы.

Выразительным отражением особенностей режима тектонических движений рифейской эпохи, а также характера разрывных структур, являются интрузивные образования.

В рассматриваемой западной зоне Урала докембрийскими интрузиями особенно насыщены Саткинский и Златоустовский районы. Здесь выделяются два ряда хорошо обособленных по составу магматических образований: гранит-сиенитовый и габбро-диабазовый. Типичными представителями первого ряда являются Бердяушский и Рябиновский массивы гранитоидов, а габбро-диабазы широко представлены в Кусинско-Копанской группе интрузий. На всем протяжении Западного Урала исключительно широко развиты дайки и силлы диабазов, для которых определяется несколько стадий формирования в рифее — венде и палеозое. Наиболее древние образования представлены производными толеитовой магмы.

Как можно видеть, вещественный состав докембрийских интрузий Урала имеет специфические особенности. С этой эпохой практически не связаны интрузии гипербазитов, нет крупных габбровых массивов и очень ограниченно развиты породы среднего состава. Вместе с тем в комплексе кислых пород развиты щелочные образования — сиениты, нефелиновые сиениты, а также граниты рапакиви, свойственные докембрийским формациям. Состав упомянутых интрузий и особенно формы их локализации в виде даек и штоков типичны для структур с жестким платформенным характером строения земной коры. Крутые падения даек и закономерные их простирания (субмеридиональное и северо-восточное) свидетельствуют о том, что в рифее существенная роль принадлежала крутопадающим разрывным нарушениям — сбросам и сбросо-сдвигам. Надвиги же формировались во время завершения байкальских движений.

Дорифейский структурный этаж в пределах рассматриваемой части Урала представлен следующими блоками метаморфических пород: Марун-Кеуским, Харбейским, Малообским, Хобейским (Няргинским), Уфалейским и в Башкирском мегантиклинории — Тараташским, занимающим обособленное геологическое положение.

Из перечисленных блоков только Тараташский представляет собой структуру с достаточно сохранившимся древним планом строения. Остальные же комплексы располагаются в ядрах антиклинальных структур, развивающихся в кембрийскую и позднелпалеозойскую орогенические эпохи [116, 180]. Древние супракрустальные образования в указанные эпохи претерпели в большинстве случаев глубокую тектоно-метаморфическую ремобилизацию, что привело к формированию мигматитов и, в ряде случаев, крупных массивов автохтонных и параавтохтонных гранитоидов, преобладающая часть которых сформировалась в позднелпалеозойскую эпоху [114]. Большие массы поздних гранитоидов и резко подчеркнутые ими палеозойские структуры скрывают более древний структурный рисунок. Поэтому

элементы докембрийской тектоники определенно реставрируются лишь на участках со слабыми проявлениями процессов вторичной мобилизации вещества.

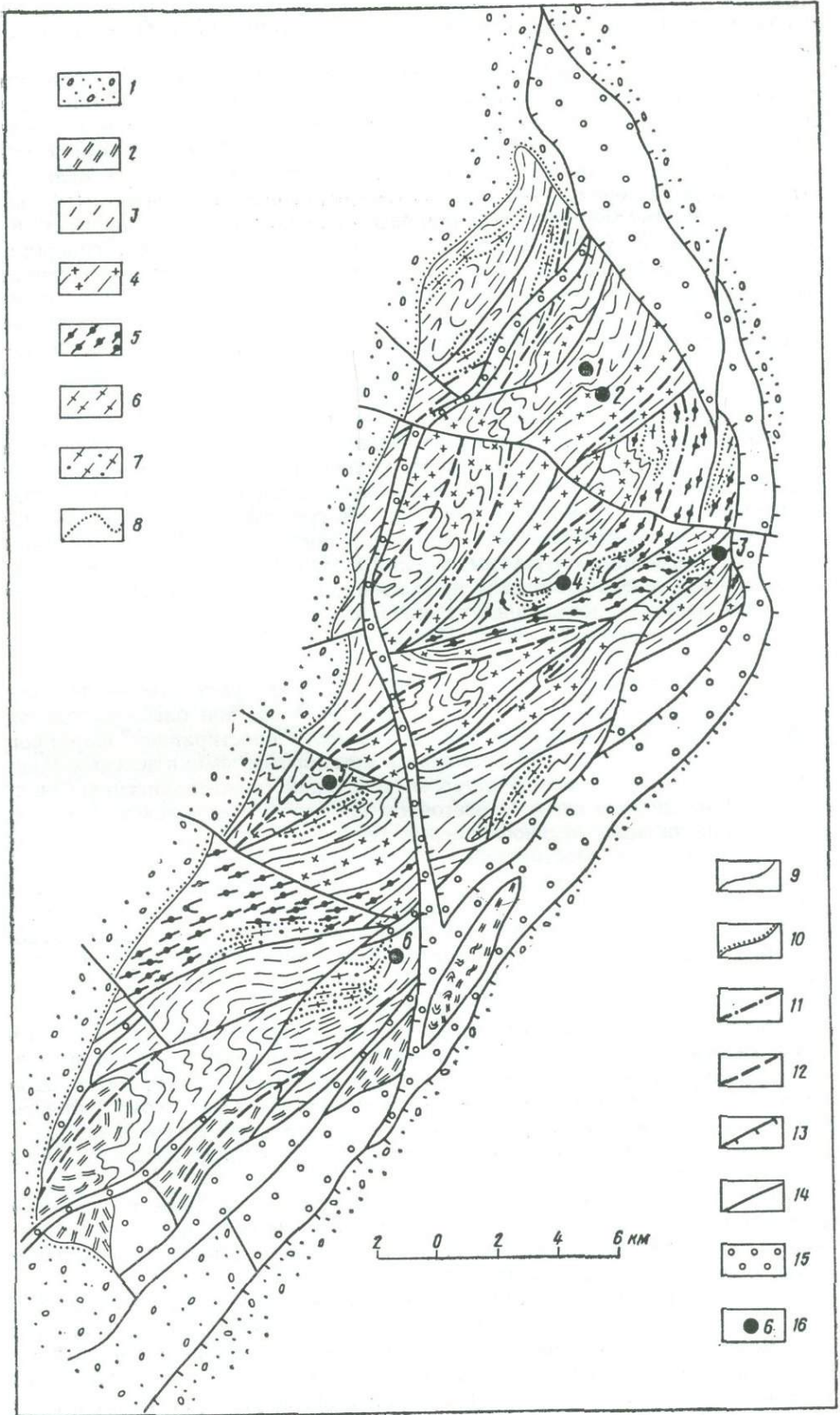
Благоприятным объектом для изучения раннепротерозойских структур является Тараташский блок древнего кристаллического основания (рис. 51). Совокупность пород, слагающих его, образует тараташский комплекс, впервые выделенный и описанный в 1938 г. М. И. Гаранем. В составе комплекса, имеющего мощность около 5000 м [152], преобладают метаморфизованные магматические породы: гиперстеновые плагиогнейсы (эндербиты) по эффузивам дацитового состава, двупироксеновые кристаллосланцы и амфиболиты, соответствующие примитивным толеитовым базальтам, гиперстеновые габбро-диориты и диориты, петрохимически относящиеся к непрерывно дифференцированной известково-щелочной серии (пластовые интрузии или вулканиты?); бронзит-паргаситовые метакоматиты. Метаосадочные породы представлены гнейсами (с биотитом, гранатом, кордиеритом, силиманитом, графитом), кварцитами, графитовыми кварцитами и пластовыми телами магнетитсодержащих пород. В составе этих тел мощностью от 2 до 40 м участвуют магнетит-гиперстеновые кварциты, магнетит-гиперстеновые породы, эулизиты. На поздних стадиях гранулитового метаморфизма на субстрате двупироксеновых кристаллосланцев и диорито-гнейсов образовались жилы метасоматических эндербитов и чернокитов. Возраст гранулитового метаморфизма 2700 млн лет. На гранулитовые ассоциации наложен диафорез амфиболитовой фации и гранитизации (возраст 1800 млн лет). Эти наложенные структуры карелид, образующие в комплексе складчатые зоны с северо-восточным простиранием ($60-70^\circ$), характеризуются широким развитием нормальных гранитов и пониженной средневзвешенной плотностью, равной $2,75 \text{ г/см}^3$. Реликтовые гранулитовые блоки имеют плотность $2,83-2,90 \text{ г/см}^3$.

Метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации (возраст 1100—1200 млн лет) проявился в образовании мощных (до 3—4 км) зон бластомилонитов с преимущественно северо-восточным ($40-50^\circ$) простиранием шарниров складок и сланцеватости. Прогрессивный метаморфизм фации зеленых сланцев (400—600 млн лет назад) наложен на вулканогенно-терригенную нижнерифейскую айскую свиту в восточном обрамлении комплекса. На этом этапе возникли зоны зеленосланцевых бластомилонитов и метасоматитов субмеридиональных простираний, фиксирующие поверхность поддвига по западному контакту комплекса, а также сдвига-надвиги и надвиги внутри комплекса и по его восточному контакту. Рифейские магматические породы в тараташском комплексе образуют дайки и дифференцированные тела габбро-диабазов, силлы и дайки пикритов. По данным калий-аргонового метода выделяются нижнерифейская, среднерифейская и верхнерифейско-вендская группа габбро-диабазов с возрастными соответственно 1650, 1300—1200, 780—800 и 650 млн лет. Возраст пикритов не установлен, часть из них подвергалась метаморфизму в зонах эпидот-амфиболитовых бластомилонитов.

Упомянутые выше блоки дорифейского фундамента образуют ядра крупных антиклинориев, которые по отношению к Уральскому складчатому поясу можно рассматривать в качестве структур третьего порядка. Площади, занимаемые гнейсовыми ядрами антиклинориев, составляют от 2 до 4 тыс. км².

В сложении гнейсовых комплексов Центральноуральского поднятия ведущая роль принадлежит плагиоклазовым амфиболитам, подчиненное значение имеют прослои биотитовых плагиогнейсов и связанные с ними постепенными переходами гранитогнейсы.

Судя по составу, условиям залегания и соотношению разновидностей пород, субстрат этих комплексов представлял первоначально контрастные, так называемые бимодальные, вулканогенные серии. Мощность видимой части этих толщ превышает 4000 м. Интрузивные образования представлены телами метагабброидов и дайками метадиабазов. Характерно почти полное отсутствие гипербазитов.



Породы субстрата мигматитовых комплексов претерпели сложный неоднократный метаморфизм [116], который на ранних стадиях, судя по составу реликтовых парагенезисов, включающих моноклинный и очень редко ромбический пироксен, существенно пироповый гранат и высокотитанистую роговую обманку, достигал уровня гранулитовой фации. Метаморфизм поздних этапов, обнаруживающий связь с гранитизацией, протекал на уровне амфиболитовой фации. Наряду с метасоматическими гранитогнейсами весьма широко развиты дайки гранитов, имеющих анатектическое происхождение.

Главной особенностью строения комплексов рассматриваемого типа в современном их виде, окончательно оформившемся на позднепалеозойской орогенической стадии, является широкое развитие куполовидных антиклиналей, которые составляют структурную основу гнейсовых ядер, облекаемых менее метаморфизованными породами рифейских осадочных серий.

Купола, имеющие обычно эллипсоидную конфигурацию, близко соизмеримы по своим масштабам. Размеры их чаще всего составляют 30—40 км по длинной оси и 15—20 км — по короткой. Ориентированы они преимущественно субмеридионально, согласно общему направлению главных уральских поднятий, в пределах которых они располагаются.

Синклинальные зоны, разделяющие отдельные купола, характеризуются крутым залеганием кристаллизационной сланцеватости с увеличением углов падений по направлению к оси зоны. Осевые поверхности синклиналей огибают мигматитовые купола, образуя в плане кольцевые и полукольцевые структуры.

Типоморфными структурами высшего порядка служат изоклинальные складки течения, осевые поверхности которых, как и параллельная им кристаллизационная сланцеватость, обычно наклонены в сторону от сводов куполовидных структур.

Весьма существенно, что в зонах сочленения гнейсовых ядер со сланцевым обрамлением элементы стратификации (слоистость, сланцеватость, полосчатость) обнаруживают взаимную конформность. Однако планы внутренней структуры ядра и обрамления существенно различны и между ними обычно устанавливаются резкое несогласие в ориентировке осей складок течения, отличие форм и пространственного положения линейности, характера будинаж-структур и т. д.

Рудные образования железисто-кремнистой формации располагаются в докембрийских комплексах Урала на разных структурных уровнях в различной тектонической обстановке.

Магнетитовые кварциты тараташского комплекса, залегающие среди пород гранулитовой фации и ассоциирующие с эулизитами, обнаруживают приуроченность к определенным частям разреза, которые обогащены metabазитами. По классификации Е. Б. Глевасского и Г. И. Каляева, они относятся к тектонотипу А, подтипу А III.

Гематит-магнетитовые кварциты уфалейского и харбейского гнейсово-мигматитовых комплексов располагаются в их периферической части и не обнаруживают связи с какими-либо стратиграфическими элементами как в гнейсовых ядрах, образованных породами нижнего докембрия, так и в рифейских осадочных толщах. Главным структурным фактором, контролирующим их размещение, является приуроченность к границе упомянутых геологических комплексов, имеющей характер разрыва. Последний возникает при межформационном проскальзывании, сопровождающем диапироидное формирование гнейсовых куполов. Метаморфизм в этих зонах

Рис. 51. Геологическая схема тараташского комплекса с элементами тектоники. Составила Г. А. Глушкова по материалам В. И. Ленных, Ю. Д. Панкова и В. И. Петрова. С в и т ы: 1 — айская, позднедокембрийско-кембрийский структурный этаж, 2 — тагайская, 3 — радашная, 4 — шигирская, 5 — куватальская; зоны гранитизации: 6 — мигматиты, 7 — эндербиты; границы: 8 — литологических разновидностей, 9 — нормальные стратиграфические, 10 — стратиграфических несогласий; 11 — антиклинали; 12 — синклинали; главные разрывные нарушения: 13 — надвига, 14 — взбросы и сбросы; 15 — зоны бластомилолитов, милолитов и диафторитов по породам тараташского комплекса; 16 — месторождения магнетитовых кварцитов и магнетитовых пироксенитов (1 — Ближний рудник, 2 — Дальний рудник, 3 — Куватальское, 4 — Западно-Лысогорское, 5 — Магнитный Ключ, 6 — Радостное)

соответствует низам амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. В принятой классификационной системе они ближе всего к тектонотипу Б, подтипу Б1.

И, наконец, среди терригенных пород венда — кембрия в моноклинальных структурах залегают относительно маломощные прослои гематитовых кварцитов, тяготеющие к зонам интенсивной тектонической проработки. По некоторым соотношениям они близки к подтипу Б III.

Наибольшее значение могут иметь рудные образования, приуроченные к дорифейским комплексам, которые представлены аловулканогенными метабазитовыми формациями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Геологическая изученность Восточно-Европейской платформы неравномерна. Это объясняется тем, что значительные площади докембрийского основания находятся на малодоступных глубинах, и здесь строение его почти неизвестно. Таковы прежде всего крупные регионы, где фундамент наиболее глубоко погружен: Прикаспийская, Галицко-Волынская и Печорская впадины. Сведения об их фундаменте опираются только на геофизические данные. Лишь единичные скважины вскрывают его в Подмосковной и Причерноморской синеклизах, в Днепровско-Донецком авлакогене и других структурах.

Представления о геологическом строении кристаллического фундамента практически сложились в итоге изучения обнаженного докембрия Балтийского и Украинского щитов и отчасти необнаженных выступов фундамента: Воронежского, Белорусско-Литовского и Волго-Уральского. При этом большая часть геологической информации была получена в связи с поисками и изучением здесь железорудных формаций и поисково-разведочными работами в газонефтеносных районах.

Железисто-кремнистые формации образовались в раннем докембрии. Следовательно, они присущи лишь дорифейскому фундаменту, подчинены его складчатой внутренней структуре. Его современный рельеф начал формироваться значительно позднее, в основном в рифее и палеозое. Все основные выступы и впадины фундамента не проявляют определенной связи с его складчатыми структурами. Вместе с тем рельеф фундамента играет важнейшую роль в геолого-экономической оценке тех или иных площадей развития железисто-кремнистых формаций. Практически доступны и представляют интерес те из них, которые проявлены на поверхности неглубоко залегающего фундамента — прежде всего на глубинах менее 500 м. Поэтому первоочередными площадями являются Украинский и Балтийский щиты, их склоны, а также Воронежский и Белорусско-Литовский выступы.

Железисто-кремнистые формации, несмотря на все их многообразие, строго подчинены определенным структурно-тектоническим элементам дорифейского фундамента.

Выделяется ряд зон и крупных блоков, рассмотренных в главе 1. К ним приурочены определенные литологические и возрастные типы железисто-кремнистых формаций. Отметим наиболее важные зоны и блоки, отражающие общие закономерности в размещении железорудных формаций докембрия:

1. Раннепротерозойские линейно вытянутые зоны, вмещающие крупнейшие железорудные бассейны нашей страны — Криворожский и Курский. К отмеченным зонам примыкают Западно-Ингулецкая и Орехово-Павлоградская зоны, которые вмещают железисто-кремнистые формации, отличающиеся более высокой степенью метаморфизма.

2. Архей-раннепротерозойские мегаблоки со зрелой континентальной корой, занимающие довольно крупные площади. К ним относятся Централь-

нобелорусский, Приазовский, Таллинско-Тартуский и другие, где железисто-кремнистые формации и ассоциирующие с ними формации представлены обычно в гранулитовой фации.

Важными критериями для установления палеотектонических условий образования и размещения железисто-кремнистых формаций являются их тектонотипы. Впервые классификация их на методологической основе тектоники литосферных плит разработана и предложена Е. Б. Глевасским и Г. И. Каляевым.

Термин «тектонотип» отражает геодинамические обстановки образования различных типов железисто-кремнистых формаций. Поскольку в данном случае последним придается генетическое (именно тектоническое) значение, термины «тектонотип» и «формация» имеют почти идентичное значение и могут выступать как синонимы⁵.

Соответственно определяются закономерности размещения железисто-кремнистых формаций. По крайней мере, выделяются две крупные генетические группы формаций, возникшие на океанской и континентальной коре. В первой железистые породы ассоциируют с вулканическими породами, входящими в состав офиолитовых серий — океанской земной коры геологического прошлого. Во второй группе существенная роль принадлежит породам, образовавшимся в бассейнах на континентальной коре.

Первая группа железисто-кремнистых формаций размещается в архейских зеленокаменных поясах. В нижней части геологического разреза последних, отвечающего рифтогенной стадии, залегает малопродуктивный железисто-кремнисто-метабазитовый тип. Области его распространения: Среднее Приднепровье Украинского щита, Белгород-Михайловская и Староскольская зоны КМА (михайловская серия), архейские метабазиты Западной Карелии и Затуломской зоны Кольского полуострова. В этих же зеленокаменных поясах образовался и другой тип (лептитовый, или кератофиновый), только на стадии сжатия бывших рифтогенных зон. Он приурочен к верхней части разрезов зеленокаменных поясов. Возраст этой части стратиграфической колонки большинство исследователей считают архейским, однако пока нет однозначного решения. Возможно, что какая-то часть рассматриваемого разреза относится к раннему протерозою. Лептитовый тип представлен весьма продуктивными железисто-кремнистыми формациями Белозерского и Костомукшского районов соответственно Украинского и Балтийского щитов.

К первой группе формаций относится и железисто-кремнисто-эулизитовый тип базит-гранулитовых зон, весьма распространенных в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Сюда следует отнести Мариупольские и Побужские месторождения Украинского щита, многие месторождения Прибалтики и железорудные проявления Русской плиты. К этому же тектонотипу относятся железисто-кремнистые породы Белорусского гранулитового пояса и тараташского комплекса Урала (см. рис. 2). Палеотектонические условия образования таких высокометаморфизованных железисто-кремнистых формаций пока полностью не выяснены. Предположительно, они отвечают глубинным срезам островных дуг, их меланократовому фундаменту, сложенному в существенной мере реликтовыми образованиями океанской коры.

Железисто-кремнистые формации второй группы более продуктивны. Прежде всего отметим железисто-кремнисто-сланцевый (криворожско-курский) тектонотип, представленный гигантскими железорудными бассейнами, образовавшимися во внешних прогибах на доорогенной стадии. Типичны Криворожско-Кременчугский и Белгород-Михайловский краевые прогибы, окаймляющие Приднепровский и Курский мегантиклинории. Палеогеографически последние представляли собой растущие горные поднятия, тогда

⁵ Помимо тектонической классификации формаций, возможны классификации, построенные на литологическом принципе, по типам вмещающих месторождений и другие, в зависимости от целевых назначений данной классификации. — *Прим. отв. ред.*

как передовые прогибы, о которых идет речь, по всей вероятности, только зарождались. Полное развитие они получили после образования железисто-кремнистой формации на стадии формирования послейинверсионных моласоподобных толщ кварцито-песчаников и конгломератов, обозначивших бывший здесь передовой прогиб.

В таких передовых прогибах на орогенной стадии образовались также железисто-кремнистые формации фрунзенско-ятулийского кластогенного тектонотипа. Он представлен небольшими месторождениями на юге Саксаганской полосы Украинского щита, известен в Михайловской зоне Воронежского выступа и в Ладожском прогибе Балтийского щита. Железисто-кремнистые породы этого тектонотипа по существу представляют собой метаморфизованные продукты размыва предшествовавших железисто-кремнистых формаций, поэтому они всегда залегают в верхах нижнего протерозоя, хотя фациальный облик ассоциирующих пород может значительно варьировать.

Особый интерес привлекает железисто-кремнисто-гнейсовый тектонотип (орехово-павлоградский). Ныне достаточно определенно выясняется, что он был сформирован на шельфовых зонах активных континентальных окраин, главным образом в раннем протерозое. Этот тектонотип известен на активных окраинах Приазовского и Кировоградского мегаблоков, соответственно в Орехово-Павлоградской и Западно-Ингулецкой зонах. К этому же типу относятся западноприазовские железорудные формации, а также Гарсенский и Валмиерский рудные районы в Латвии.

Выявление определенных тектонотипов железисто-кремнистых формаций в пределах глубоко погруженных склонов щитов и фундамента впадин могло бы способствовать палеотектоническим реконструкциям — обнаружению новых гранито-зеленокаменных областей, ископаемой океанской коры, протоконтинентов и их активных окраин архей-раннепротерозойского этапа формирования.

Общие закономерности размещения железисто-кремнистых формаций отчетливо подтверждаются и геофизическими данными о строении верхней и нижней частей земной коры. Особенно хорошо проявляют себя в магнитном поле железисто-кремнисто-эулизитовый и железисто-кремнисто-гнейсовый тектонотипы, связанные с фемическими блоками, которые характеризуются максимальными величинами намагниченности земной коры и проявляются в виде региональных аномалий. Вместе с тем железисто-кремнисто-метабазитовый тектонотип, свойственный Приднепровскому мегаблоку, тяготеет к пониженному фону регионального магнитного поля. Эти данные представляются важными для прогнозирования типов железисто-кремнистых формаций в районах с глубоким залеганием дорифейского фундамента в пределах Русской плиты. Они подтверждают отнесение Приволжских аномалий к побужско-мариупольскому тектонотипу, тогда как Окские железисто-кремнистые аномалии скорее вызваны железисто-кремнистыми формациями метабазитового типа.

Надо заметить, что большинство железисто-кремнистых формаций явно группируются в определенные возрастные комплексы. Это позволяет говорить, по крайней мере, о трех этапах их формирования: раннеархейском, когда образовался железисто-кремнисто-метабазитовый тектонотип в пределах древнейших гранито-зеленокаменных областей; позднеархейском, когда начали формироваться белозерский и побужско-мариупольский лептитовый и эулизитовый тектонотипы; раннепротерозойском, на протяжении которого образовались гигантские месторождения криворожской и курской серий с железисто-кремнисто-сланцевым и железисто-кремнисто-кластогенным тектонотипами. Однако в оценке возрастной последовательности образования железисто-кремнистых формаций далеко еще не решены все вопросы. Это относится прежде всего к возрасту железисто-кремнисто-гнейсового тектонотипа (орехово-павлоградского). Возможно, что некоторые его аналоги возникли еще в архее. Кроме того, остается место для сомнений относительно архейского возраста белозерской и костомукшской железисто-

кремнистых формаций. Не исключено, что эти месторождения в какой-то мере синхронны железисто-кремнистой формации Криворожско-Кременчугской зоны.

Огромный фактический материал, собранный по железорудным бассейнам и конкретным месторождениям, с полной определенностью позволяет судить о закономерной связи этих месторождений со структурными формами фундамента. Подчеркнем главные особенности структурного контроля, установленного при изучении региональных и крупных складчатых и разрывных нарушений в железорудных районах.

Отметим, что главенствующая роль в этом отношении принадлежит складчатым формам. В хорошо изученных структурах Украинского щита, Западной Карелии, Кольского полуострова, КМА и Белорусского выступа фундамента железисто-кремнистые формации приурочены к синклинальным или моноклинальным формам, нередко к их фрагментам, уцелевшим, несмотря на глубокий денудационный срез. Эта закономерность четко выражена в зеленокаменных поясах Среднего Приднепровья, в Криворожско-Кременчугской зоне, Белгород-Михайловской зоне КМА, Западной Карелии (на Костомукшском месторождении и соседних с ним рудных полях). Там, где возможно было получить данные для анализа фаций и мощностей, в районах с наиболее сохранившимися крупными складчатыми формами, например в Криворожском и Галещинском синклинориях, установлено, что последние являются необращенными тектоническими формами. Можно полагать, что именно это обстоятельство способствовало сохранению синклинорийных складок и железисто-кремнистых формаций на их крыльях в условиях глубокого эрозионного среза.

Раннедокембрийская складчатость генетически тесно связана с процессами гранитизации, гранитоидного магматизма и метаморфизма. Обычно складчатые формы, вмещающие железисто-кремнистые породы, ассоциируют со смежными с ними гранито-гнейсовыми и мигматитовыми куполами и валами. Этим объясняются особые черты синклиналей и моноклиналей, сложенных железисто-кремнистыми и другими осадочно-метаморфическими формациями. К ним относятся сжатые резко дислоцированные формы, нередко с крутопадающими или даже вертикальными шарнирами, и необыкновенно сложная мелкая складчатость последующих рангов, развивающаяся в анизотропной среде слоистых железистых кварцитов; характерны корытообразные, чашеобразные и другие формы складок в плане, а также фрагментарная складчатость, поскольку слагающие породы нередко в той или иной мере уничтожены процессами гранитизации.

Какую же роль в структурном контроле играют разрывные дислокации? По-видимому, оценивая такую роль, следует различать генетические особенности дислокаций, их масштабы и структурно-историческое значение. Региональные глубинные разломы непосредственно не контролируют условия залегания железисто-кремнистых формаций и тем более железорудных тел. Однако эти разломы ограничивают крупнейшие структурно-формационные зоны, вмещающие железисто-кремнистые формации. Глубинные разломы определяют западную границу Криворожско-Кременчугской зоны, а также Белгород-Михайловскую, Старооскольскую, Орехово-Павлоградскую, Побужскую структурные зоны и др. Но залегание рассматриваемых формаций, равно как и других геологических формаций, в современном срезе фундамента определяется в основном складчатыми формами и их глубоким эрозионным срезом.

Более очевидна роль разрывных нарушений последующих рангов. В Саксаганской полосе, насыщенной хорошо вскрытыми железорудными месторождениями, можно проследить с горизонта на горизонт отдельные сбросы и надвиги, нередко смещающие рудные тела. Разумеется, что эти дислокации послерудные.

Изучение региональной тектоники районов распространения железисто-кремнистых формаций позволило установить ряд рассмотренных выше закономерностей их размещения, которые крайне необходимо учитывать

при планировании и проведении поисков железных руд и других полезных ископаемых.

Познание тектонических структур раннего докембрия имеет не только прикладное, но и важное теоретическое значение, поскольку позволяет решать ряд сложных проблем геологии архей-раннепротерозойской эпохи, когда сформировалась главная масса континентальной земной коры и крупных рудных месторождений. Решение таких проблем дает возможность реконструировать палеогеодинамические обстановки, в которых формировались железорудные месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агеев О. Т., Скаржинский В. И. До питання про розломну тектоніку Середнього Придніпров'я // Геол. журн.— 1965.— 25, № 5.— С. 87—93.
2. Аксаментова Н. В., Найденов И. В. Геохимические особенности исходных пород амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев Белорусского массива // *Метаморфизм раннего докембрия*.— Апатиты: КФ АН СССР, 1980.— С. 50—54.
3. Аксаментова Н. В., Найденов И. В., Архипова А. А. К вопросу о расчленении раннеархейских метаморфических образований Белорусского кристаллического массива // *Материалы по стратиграфии Белоруссии*.— Минск: Наука и техника, 1981.— С. 12—13.
4. Аксаментова Н. В., Найденов И. В., Архипова А. А. Этапы формирования и структуры фундамента древних платформ (на примере территории Белоруссии) // *Геотектоника*.— 1982.— № 5.— С. 24—31.
5. Аллорт Я. Древние супракrustальные породы с возрастом свыше 3760 млн лет и ассоциирующие с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть западной Гренландии // *Ранняя история Земли*.— М.: Мир, 1980.— С. 188—201.
6. Апирубите Р. А., Данкевич И. В., Емельянов Г. И. и др. Геолого-магнитная типизация земной коры западной части Восточно-Европейской платформы // *Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей*.— Киев: Наук. думка, 1984.— С. 143—152.
7. Апирубите Р. А., Сабайтене В. Б. Перспективные рудоносные структуры юго-восточной Литвы по геофизическим данным // *Геологические исследования и изучение минерально-сырьевой базы Литовской ССР*.— Вильнюс: Моклас, 1985.— С. 153—156.
8. *Аэрокосмические исследования Земли* / Под ред. В. Г. Трифонова.— М.: Наука, 1979.— 304 с.
9. Бедерке Э. К. К вопросу геологии и физики глубин // *Вопросы современной зарубежной тектоники*.— М.: Изд-во иностр. лит., 1960.— С. 16—34.
10. Беккер Ю. Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала.— Л.: Недра, 1968.— 87 с.
11. Беккер Ю. Р. Первые палеонтологические находки в рифее Урала // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*— 1977.— № 3.— С. 90—100.
12. Белевцев Р. Я. Прогрессивная метаморфическая зональность докембрия Украинского щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук.— Киев, 1980.— 51 с.
13. Белевцев Я. Н. Геологическая структура и металлогения Криворожского железорудного бассейна // *Геология и генезис руд Криворожского бассейна*.— Киев: Изд-во АН УССР, 1955.— С. 34—68.
14. Белевцев Я. Н., Сироштан Р. И., Фоменко В. Ю. и др. Геология Криворожских железорудных месторождений.— Киев: Изд-во АН УССР, 1962.— Т. 1.— 448 с.; Т. 2.— 566 с.
15. Белевцев Я. Н. *Метаморфогенное рудообразование*.— М.: Недра, 1979.— 275 с.
16. Белевцев Я. Н., Белевцев Р. Я. *Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна*.— Киев: Наук. думка, 1981.— 48 с.
17. Белевцев Я. Н., Епатко Ю. М., Веригин М. И. и др. Железорудные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка.— Киев: Наук. думка, 1981.— 232 с.
18. Белевцев Я. Н., Веригин М. И., Епатко Ю. М. и др. Принципы металлогенического районирования и прогнозной оценки площадей развития докембрийских железорудных формаций европейской части СССР. — *Препринт / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов*.— Киев, 1983.— 52 с.
19. Белоконь В. Г. Глубинное строение Донбасса // *Геол. журн.*— 1975.— 35, вып. 5.— С. 10—25.
20. Белоусов В. В. *Основы геотектоники*.— М.: Недра, 1975.— 260 с.
21. Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С. Глубинное строение территории СССР // *Сов. геология*.— 1967.— № 11.— С. 56—83.

22. Бергман И. А., Колесов Г. М., Воробьев В. С. К геохимии редкоземельных элементов в докембрийских формациях в связи с проблемой их генезиса // Геохимия.— 1985.— № 6.— С. 821—833.
23. Бибикова Е. В., Бойко В. Л., Петрова Р. М. Древнейшие ультрабазиты Украинского щита // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования.— М.: Наука, 1985.— С. 132—140.
24. Богданова С. В. Тектоническое районирование фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Тр. Ин-та нефтехим. и газ. пром-сти.— 1982.— Вып. 161.— С. 15—24.
25. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б., Берковский А. Н. Железородные формации фундамента Русской плиты.— Л.: Наука, 1978.— С. 216—218.
26. Брандт Р. Т. Генезис джеспилитовых железных руд в Австралии // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира.— Киев: Наук. думка, 1972.— С. 44—55.
27. Былинский Р. В., Завинская Г. А. Схема глубинного строения Восточной части Балтийского щита // Комплекс карт «Металлогения восточной части Балтийского щита».— Л., М-во геологии СССР. Зап. геофиз. трест, 1977.
28. Быстревская С. С., Кливаденко Л. Д. Феодосийско-Славянский линеймент // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1980.— № 9.— С. 3—8.
29. Быховер Н. А. Геолого-экономические основы прогноза минеральных ресурсов.— М.: Недра, 1978.— 232 с.
30. Винклер Т. Генезис метаморфических пород.— М.: Мир, 1969.— 246 с.
31. Воробей А. И., Фомин А. Б., Щербаков И. Б. Природа Ядлово-Трактемировских магнитных аномалий // Геол. журн.— 1977.— 37, вып. 4.— С. 27—35.
32. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии / Под. ред. В. А. Соколова.— Л.: Наука, 1981.— 152 с.
33. Гавриш В. К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов.— Киев: Наук. думка, 1974.— 150 с.
34. Гавриш В. К. Глубинное строение и эволюция Припятско-Днепровско-Донецкого и Кенийского рифтов // Геол. журн.— 1985.— 45, № 6.— С. 10—18.
35. Гарань М. И. О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала.— М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1946.— С. 48—50.
36. Гарань М. И. Верхний докембрий, эокембрий (венд) — нижний кембрий // Геология СССР: Геол. описание.— М.: Недра, 1969.— Т. 12, ч. 1.— С. 70—132.
37. Гаркаленко И. А., Попович В. С., Ступак Л. А. Основные черты структурного плана докембрийского фундамента северного борта Причерноморской впадины // Геол. журн.— 1969.— 29, вып. 3.— С. 46—52.
38. Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ северного полушария // Глубинная тектоника древних платформ северного полушария.— М.: Наука, 1971.— С. 61—175.
39. Гафаров Р. А. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ.— М.: Наука, 1973.— С. 82—95.
40. Гафаров Р. А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных платформ.— М.: Наука, 1976.— 270 с.
41. Гафаров Р. А., Лейтес А. М., Федоровский В. С. и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и этапы становления его континентальной коры // Геотектоника.— 1978.— № 1.— С. 43—57.
42. Гедовиц Е. А. Геологическое обоснование методики разведки железистых кварцитов в северо-западных районах СССР // Вопросы геологии Кольского п-ва.— М.; Л.: Изд-во АН СССР.— 1962.— С. 65—72.
43. Геологическое изучение Земли из космоса // Тр. Геол. ин-та АН СССР.— М.: Наука, 1978.— Вып. 317.— 227 с.
44. Геология и петрология архейского гранит-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / Под. ред. К. О. Кратца.— Л.: Наука, 1978.— 270 с.
45. Геохронология докембрия Украины / Под. ред. Н. П. Семененко.— Киев: Наук. думка, 1965.— 262 с.
46. Гершойе Ю. Г. Генезис руд Кривого Рога // Геология и генезис руд Криворожского бассейна.— Киев: Изд-во АН УССР, 1955.— С. 86—100.
47. Гинтов О. Б. Выявление складчатости гнейсо-магматитовой толщи Среднего Побужья с помощью геофизических методов разведки // Проблемы складчатой геологии докембрия.— М.: Недра, 1967.— Вып. 2.— С. 97—102.
48. Гинтов О. Б. Структура докембрия Голованевской зоны Украинского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1969.— 31 с.
49. Гинтов О. Б. Строение центральной части Голованевской структурной зоны по геолого-геофизическим данным // Геол. журн., 1969.— 29, вып. 3.— С. 33—45.
50. Гинтов О. Б. О трех зонах земной коры Украинского щита и принципе «выше или ниже главной зоны гранитизации» // Геол. журн.— 1973.— 33, вып. 4.— С. 92—99.
51. Глевацкий Е. Б., Калыев Г. И., Крутиховская З. А., Силина И. М. Геологическое строение района Кобелякской магнитной аномалии по геофизическим и геологическим данным // Геол. журн.— 1975.— 35, № 5.— С. 39—47.
52. Глевацкий Е. Б. Вопросы геологии и металлогении докембрия Приазовского блока // Литологические реконструкции метаморфизованных комплексов Украинского щита и их использование при стратиграфических корреляциях.— Препринт / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов.— Киев, 1981.— 44 с.

53. Глевасский Е. Б. Палеотектоника и история развития Украинского щита с неомобилистских позиций // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита : Тез. докл. I регион. стратигр. совещ., Днепрпетровск, сент. 1983 г.— Киев : Наук. думка, 1983.— С. 44—48.
54. Глевасский Е. Б., Босая Н. И., Полуновский Р. М. Гуляйпольская и осипенковская свиты // Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1985.— С. 136—143.
- 54^a. Глевасский Е. Б., Каляев Г. И. Тектонотипы железисто-кремнистых формаций // Палеотектонические реконструкции железорудных формаций Украинского щита.— Препринт / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов.— Киев, 1986.— С. 5—15.
55. Глубинные исследования докембрия востока Русской платформы / Под ред. Р. Х. Муслинова и др.— Казань : Тат. кн. изд-во.— 1980.— 275 с.
56. Голикин Н. И., Штернова Л. М., Дунай Е. И. и др. Стратиграфия протерозойских эффузивно-осадочных образований Белгородского рудного района КМА // Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива.— Воронеж : Изд-во Воронежск. ун-та, 1977.— С. 3—9.
57. Голионко Г. Б., Ефимкин Н. С., Зиньковский В. Е., Крестин Е. М. Глубинное геологическое строение северо-восточного склона Воронежского массива и Пачелмского прогиба (по материалам ГСЗ) // Геотектоника.— 1973.— № 2.— С. 35—40.
58. Головин И. В. Геофизическая и металлогеническая зональность Балтийского щита // Докл. АН СССР.— 1971.— 197, № 1.— С. 161—164.
59. Горлов Н. В. Гранито-гнейсовые купола раннего докембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1972.— № 12.— С. 61—76.
60. Горьковец В. Я. О терригенной флишевой природе сланцевых толщ железисто-кремнистых формаций Западной Карелии // Тез. докл. Всесоюзного семинара «Литология и геохимия терригенных пород раннего докембрия и связь с ними полезных ископаемых».— Апатиты : Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1976.— С. 14—15.
61. Горьковец В. Я., Раевская М. Б. О флишевой природе сланцевых толщ железисто-кремнистых формаций Западной Карелии // Литология и геохимия раннего докембрия.— Апатиты : Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1977.— С. 5—13.
62. Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Белоусов Е. Ф., Инина К. А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения.— Петрозаводск : Карелия.— 1981.— 143 с.
63. Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Первая находка коры химического выветривания в Карелии // Докл. АН СССР.— 1983.— 272, № 6.— С. 1425—1428.
64. Горяинов П. М. Лептиты в докембрийской железорудной формации Примандровского района (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР.— 1967.— № 2.— С. 441—444.
65. Горяинов П. М. Геологическое соотношение пород железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова // Проблемы образования железистых пород докембрия.— Киев : Наук. думка, 1969.— С. 129—139.
66. Горяинов П. М. Об одном типе нижнепротерозойских структур Кольского полуострова // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова.— Апатиты : Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1970.— Вып. 1.— С. 20—27.
67. Горяинов П. М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова.— Л. : Наука, 1976.— 148 с.
68. Горяинов П. М. Кольско-Норвежский мегаблок — древнейший кратон в докембрии Кольского полуострова // Региональная тектоника раннего докембрия СССР.— Л. : Наука, 1980.— С. 88—103.
69. Горяинов П. М. Беломорско-карельская активизация в тектонической окраине ареала железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова — Кольско-Норвежского мегаблока // Геология рудных месторождений Кольского полуострова.— Апатиты : Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1981.— С. 45—48.
70. Горяинов П. М. Два типа серогнейсовых комплексов Кольского полуострова — два этапа формирования континентальной коры // Древнейшие гранитонды СССР: Комплекс серых гнейсов.— Л. : Наука, 1981.— С. 30—48.
71. Горяинов П. М. Необходима ли дискуссия о природе железистых кварцитов Кольского полуострова? // Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия.— Апатиты : Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1981.— С. 29—40.
72. Горяинов П. М., Евстафьев А. С., Пестеров Ф. В. Главные этапы формирования структуры Кировогорского железорудного месторождения // Геология и структура рудных месторождений Кольского полуострова.— Апатиты : Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1980.— С. 92—105.
73. Горяинов П. М., Федоров Е. Е. Эволюция континентальной коры Кольского полуострова в раннем докембрии // Проблемы тектоники раннего докембрия.— Л. : Наука, 1980.— С. 179—187.
74. Гришин А. С., Голод М. И., Богачев А. И., Стенарь М. И. Земная кора Карелии.— Препринт / Докл. на заседании Президиума Карел. фил. АН СССР.— Петрозаводск, 1982.— 49 с.
75. Гросс Г. А. Условия образования основных типов докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира.— Киев : Наук. думка, 1972.— С. 8—15.
76. Гусельников В. Н. О вулканогенном происхождении железистых кварцитов КМА // Проблемы образования железистых пород докембрия.— Киев : Наук. думка, 1979.— С. 5—47.

77. Данкевич И. В., Михненко М. И. Разрывная тектоника докембрийского фундамента и некоторые общие металлогенические перспективы Белоруссии // Материалы республиканского совещания по проблеме «Геология и металлогения кристаллического фундамента Белоруссии». — Минск, БелНИГРИ. — 1978. — С. 87—94.
78. Данкевич И. В. Тектоника структур докембрийского кристаллического фундамента по геофизическим данным : Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — Киев, 1979. — 30 с.
79. Данкевич И. В., Голобоков С. В. Прогноз металлогенической специализации кристаллического фундамента центральной части Белорусского массива с использованием геофизических данных // Геология и прогноз твердых полезных ископаемых БССР. — Минск, БелНИГРИ, 1982. — С. 38—48.
80. Дедеев В. А. Раннедокембрийские складчатые структуры и массивы фундамента Русской плиты // Структура фундамента платформенных областей СССР. — Л. : Наука, 1974. — С. 57—78.
81. Дедеев В. А., Берковский А. Н., Бондаренко Л. П. и др. Геологическое строение и развитие раннедокембрийского фундамента Русской плиты // Геология, петрология и металлогения кристаллического образования Восточно-Европейской платформы. — М. : Недра, 1976. — Т. 1. — С. 7—18.
82. Деменчикая Р. М. Основные черты строения Земли по геофизическим данным // Тр. НИИГеологии Арктики. — 1961. — 115. — 223 с.
83. Димитров Г. Х. Метаморфические и ультраметаморфические формации Среднего Побужья и возможности их изучения геофизическими методами // Геол. журн. — 1971. — 31, вып. 3. — С. 31—38.
84. Димитров Г. Х. Чарнокитовая формация Среднего Побужья. — Препринт / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. — Киев, 1977. — 56 с.
85. Доброхотов М. Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. — М. : Недра, 1964. — 220 с.
86. Дортман Н. Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. — М. : Недра, 1984. — 455 с.
87. Древин А. Я. Опыт изучения докембрия Среднего Побужья на основе литолого-структурного метода // Проблемы осадочной геологии докембрия. — М. : Недра, 1967. — Вып. 2. — С. 88—96.
88. Дымкин А. М., Махнач А. С., Пасюкевич В. И. и др. Полигенность и формационная принадлежность новоселковского ильменит-магнетитового месторождения БССР // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогения. — Новосибирск : Наука, 1976. — С. 156—169.
89. Железисто-кремнистые формации Украинского щита / Под ред. Н. П. Семененко. — Киев : Наук. думка, 1978. — Т. 1. — 326 с.
90. Железорудные формации докембрия КМА и их перспективная оценка на железные руды / Под ред. Н. И. Голивкина. — М. : Недра, 1982. — 227 с.
91. Желубовский Ю. С., Рохлин М. И., Озеров И. М. Геология и полезные ископаемые Туломозерско-Содлерского района Карельской АССР. — Петрозаводск, Карел. н.-и. ин-т, 1937. — 185 с.
92. Жеру М. И., Чебан И. Т., Димитров Г. Х. Железорудные проявления в кристаллическом фундаменте Среднего Приднестровья // Геол. журн. — 1985. — 45, вып. 1. — С. 36—42.
93. Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. — Л. : Наука, 1983. — 94 с.
94. Зайцев Ю. С. Белгородский железорудный район // Геология, гидрогеология и железорудные руды бассейна КМА. — М. : Недра, 1970. — Т. 1, кн. 1. — С. 208—296.
95. Закутский С. Н., Тарков А. П. О глубинном геоэлектрическом разрезе Воронежского кристаллического массива по данным магнитотеллурического зондирования // Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. — Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1974. — С. 116—120.
96. Зандер В. Н., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. — Л. : Недра, 1967. — 124 с.
97. Занкевич Б. А. Рудоконтролирующие структуры докембрийских месторождений. — Препринт / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. — Киев, 1982. — 64 с.
98. Зеленев К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. наук. — 1960. — № 3.
99. Земная кора восточной части Балтийского щита. — Л. : Наука, 1978. — 232 с.
100. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. — М. : Недра, 1976. — 231 с.
101. Ильницкий Л. П., Робертман С. Р. Строение докембрийского фундамента южного склона Воронежской антиклизы // Геол. журн. — 1973. — 33, вып. 3. — С. 86—93.
102. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. — Киев : Наук. думка, 1965. — 190 с.
103. Каляев Г. И., Бойчук М. Д., Глевасский Е. Б. и др. Стратиграфия вмещающих пород и структура Мариупольского железорудного месторождения // Геология рудных месторождений. — 1968. — № 4. — С. 3—16.
104. Каляев Г. И. Положение Украинского щита в докембрийской структуре Русской платформы // Проблемы геологии докембрия. — Киев : Наук. думка, 1971. — С. 43—58.
105. Каляев Г. И., Крутиховська З. О., Жуков Г. В. та ін. Тектоніка Українського щита. — К. : Наук. думка, 1972. — 300 с.

106. *Каляев Г. И.* Древнейший этап формирования континентальной коры // Геофиз. сб. АН УССР.— 1976.— Вып. 73.— С. 56—60.
107. *Каляев Г. И.* Земная кора Украинского щита и тектоника плит // Геол. журн.— 1976.— 36, вып. 1.— С. 29—41.
108. *Каляев Г. И., Комаров А. Н., Жуков Г. В.* Украинский щит // Докембрий континентов: Древние платформы Евразии.— Новосибирск: Наука, 1977.— С. 84—114.
109. *Каляев Г. И.* Ранний докембрий и тектоника плит // Проблемы тектоники раннего докембрия.— Л.: Наука, 1980.— С. 169—179.
110. *Каляев Г. И.* Структурно-исторические условия и металлогенические эпохи образования железорудных формаций раннего докембрия // Стратиформные месторождения докембрия: геология, генезис, металлогения.— Л., 1984.— С. 12—16.
111. *Каляев Г. И., Глевасский Е. Б., Димитров Г. Х.* Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины.— Киев: Наук. думка, 1984.— 240 с.
112. *Каратаев Г. И., Паишевич И. К.* Геолого-математический анализ комплекса геофизических полей.— Киев: Наук. думка, 1986.— 168 с.
113. *Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления.* 1: 2 500 000. / Под ред. Ю. П. Беккера.— Л., 1983.— 171 с.
114. *Кейльман Г. А.* К вопросу о формировании гранитных массивов Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала.— Свердловск: Госгеолтехиздат, 1961.— Вып. 8.— С. 139—143.
115. *Кейльман Г. А.* Гнейсовые комплексы Урала // Метаморфические пояса СССР.— Л.: Наука, 1971.— С. 227—233.
116. *Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов.— М.: Недра, 1974.— 200 с.
117. *Келлер Б. М.* Тектоническая история и формации верхнего докембрия: Общая геология.— М.: ВИНТИ, 1973.— 119 с.
118. *Келлер Б. М., Кратц К. О., Митрофанов Ф. П. и др.* Всесоюзное совещание по общим вопросам расчленения докембрия СССР // Сов. геология.— 1977.— № 12.— С. 145—149.
119. *Клюев Н. К.* Методика изучения глубинного строения верхней части земной коры // Сов. геология.— 1979.— № 10.— С. 63—75.
120. *Кожевников В. Н.* Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах.— Л.: Наука, 1982.— 184 с.
121. *Комплект карт «Металлогения восточной части Балтийского щита».* 1: 500 000 / М-во геологии СССР; Отв. ред. Т. В. Билибина.— М., 1979.
122. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса.— М.: Мир, 1983.— 390 с.
123. *Кононов Н. Д.* Геологические предпосылки поисков золотоносных конгломератов в пределах Воронежской антеклизы // Проблема металлоносности древних конгломератов на территории СССР.— М.: Наука, 1969.— С. 113—122.
124. *Кононов Н. Д., Леоненко И. Н., Петров Б. М.* О новой схеме возрастного расчленения раннедокембрийских образований Воронежского кристаллического массива // Перспективы обнаружения погребенных рудных месторождений в центральных районах Русской платформы.— М., Всесоюз. аэрогео. объедин. «Аэрогеология», 1977.— С. 75—78.
125. *Корнилов Н. А., Шатрубов Л. Л.* О формационной принадлежности железистых кварцитов Белоруссии и сопоставлении их с железистыми кварцитами других регионов // Докл. АН СССР.— 1976.— 228, № 2.— С. 423—427.
126. *Корнилов Н. А., Деревянкин Ю. А., Шатрубов Л. Л.* Геологические и металлогенические особенности Белорусского кристаллического массива // Сов. геология.— 1980.— № 9.— С. 73—84.
127. *Корнилов Н. А.* Генетические проблемы железорудных месторождений БССР // Вещественный состав и генезис твердых полезных ископаемых.— Минск: БелНИГРИ, 1981.— С. 5—25.
128. *Корнилов Н. А.* Модель тектонической эволюции линейных зон раннего докембрия // Геология и прогноз твердых полезных ископаемых БССР.— Минск: БелНИГРИ, 1982.— С. 5—18.
129. *Корнилов Н. А.* Методика оценки перспектив кристаллического фундамента Белорусско-Прибалтийского региона на промышленные железорудные месторождения // Геология, петрография и металлогения кристаллического фундамента Белоруссии.— Минск: Наука и техника, 1983.— С. 79—86.
130. *Корнилов Н. А.* Признаки региональной металлогенической зональности в связи с палеовулканизмом в пределах раннедокембрийской Западно-Белорусско-Польской складчатой системы // Раннегеосинклинальный вулканизм и металлогения Урала. Вулканизм докембрия некоторых регионов СССР: Тез. докл. VI Всесоюз. палеовулкан. симпоз.— Свердловск, Ин-т геологии и геофизики УНЦ АН СССР, 1983.— Т. 2.— С. 134—135.
131. *Корнилов Н. А., Ветренников В. В., Мотуза Г. Б., Петерсель В. Х.* Геология железорудных месторождений и проявлений Белорусско-Прибалтийского региона (с предварительной оценкой перспектив рудоносности).— Препринт / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов.— Киев, 1983.— 52 с.
132. *Корнилов Н. А.* Новый железорудный регион на западе СССР // Природа.— 1984.— № 3.— С. 62—69.

133. Корнилов Н. А., Ветренников В. В., Мотуза Г. Б., Петерсель В. Х. Региональный метаморфизм и его роль в образовании и размещении железных руд Белорусско-Прибалтийского региона // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование.— Киев : Наук. думка, 1984.— С. 232—240.
134. Корнилов Н. А., Савченко Л. Т., Коростышевский И. З. и др. Особенности формирования пород и руд околоской железорудной серии по данным изотопных исследований кислорода, серы и углерода // Докл. АН БССР.— 1985.— 29, № 7.— С. 634—637.
135. Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии.— М. : Недра, 1978.— 287 с.
136. Космическая геология (пер. с англ.) / Под ред. В. А. Кирюхина.— Л. : Недра, 1979.— 371 с.
137. Космическая информация в геологии / Под ред. А. В. Пейве, А. Л. Яншена.— М. : Наука, 1983.— 536 с.
138. Котко В. Н. Разломная тектоника Воронежского кристаллического массива // Тектоника и стратиграфия.— Киев : Наук. думка, 1978.— С. 13—21.
139. Кратц К. О. Геология карелид Карелии.— М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1963.— 209 с.
140. Кратц К. О., Берковский А. Н., Бондаренко Л. П. и др. Основные проблемы геологического строения Русской плиты.— Л. : Недра, 1979.— 120 с.
141. Крестин Е. М. Докембрий КМА и основные закономерности его развития // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1980.— № 3.— С. 3—18.
142. Крутиховская З. А., Пашкевич И. К., Чирвинская М. В. Криворожско-Кременчугский разлом // Геофиз. сб. / АН УССР.— 1969.— Вып. 32.— С. 18—27.
143. Крутиховская З. А. Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции.— Киев : Наук. думка, 1971.— 206 с.
144. Крутиховская З. А., Силина И. М., Завойский В. Н. и др. Структура фундамента и железорудные месторождения северного склона Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1975.— 229 с.
145. Крутиховская З. А., Пашкевич И. К. Намагниченность земной коры древних щитов и региональные магнитные аномалии // Магнитные аномалии земных глубин.— Киев : Наук. думка, 1986.— С. 108—125.
146. Крутиховская З. А., Пашкевич И. К., Силина И. М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1982.— 214 с.
147. Крутиховская З. А., Елисева С. В., Марковский В. С. и др. Исследование региональных магнитных аномалий древних щитов // Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей.— Киев : Наук. думка, 1984.— С. 122—132.
148. Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения.— Л. : Наука, 1971.— 192 с.
149. Лазарев Ю. И., Кожевников В. Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации.— Л. : Наука, 1973.— 126 с.
150. Лазько Е. М. Формационный анализ и его роль в изучении высокометаморфизованных толщ раннего докембрия // Проблемы геологии докембрия.— Киев : Наук. думка, 1971.— С. 32—43.
151. Лапинская Т. А., Богданова С. В. Проявления магнетитового оруденения в докембрийских породах фундамента восточной части Русской платформы // Рудоносность Русской платформы.— М. : Наука, 1965.— С. 54—69.
152. Ленных В. И. Доуралиты зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала.— Свердловск, Ин-т геологии и геофизики УНЦ АН СССР, 1984.— С. 21—42.
153. Масайтис В. Л., Данилин А. Н., Мацак М. С. и др. Геология астроблем.— Л. : Недра, 1980.— 231 с.
154. Махнач А. С., Доминиковский Г. Г., Пасюкевич В. И. и др. Железорудные формации докембрия Белоруссии.— Минск : Наука и техника, 1974.— 144 с.
155. Менерт К. Новое в проблеме гранитов.— М. : Изд-во иностр. лит., 1963.— 153 с.
156. Металлогения Карелии / Под ред. А. И. Богачева, Р. А. Хазова.— Петрозаводск : Карелия, 1982.— 199 с.
157. Михайлов Д. А. Железисто-кремнистая формация // Основы металлогении метаморфических поясов докембрия.— М. : Наука, 1984.— С. 146—158.
158. Младших С. В., Аблизин Б. Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1967.— № 2.— С. 67—80.
159. Момджи Г. С. Формационная принадлежность железистых кварцитов // Железисто-кремнистые формации докембрия.— М. : Наука, 1979.— С. 7—14.
160. Монин А. С., Сорохтин О. Г. Эволюция океанов и металлогения докембрия // Докл. АН СССР.— 1982.— 264, № 6.— С. 1453—1457.
161. Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития // Геотектоника.— 1970.— № 2.— С. 47—73.
162. Мурашов Д. Ф. Железорудные месторождения Приимандоровского района // Тр. I Заполярной геол.-разв. конф.— М. ; Л. ; Новосибирск, 1933.— С. 44—48.
163. Наливкина Э. Б. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия.— М. : Недра, 1977.— 183 с.
164. Новая глобальная тектоника.— М. : Мир, 1974.— 471 с.
165. Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы.— М. : Наука, 1975.— 152 с.

166. Немцович В. М. Классификация месторождений и рудопроявлений титана в основных и ультраосновных породах // Изв. вузов. Сер. геол. и разв.— 1977.— № 9.— С. 60—67.
167. Никитин И. В. Особенности тектонического формирования зоны Колмозера — Воронья // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита.— Апатиты : Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1978.— С. 44—53.
168. Обузи Ж. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития.— М. : Мир, 1967.— 302 с.
169. Океанология: Геофизика океана / Отв. ред. О. Г. Сорохтин.— М. : Наука, 1979.— 416 с.
170. Павленкова Н. И., Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В. Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины // Геофиз. сб./АН УССР.— 1974.— 62.— С. 16—28.
171. Панков Ю. Д., Нечеухин В. М. Роль метасоматических процессов в формировании железистых кварцитов / Геология и генезис железорудных месторождений.— Свердловск, 1981.— С. 53—61.
172. Пап А. М. Кристаллический фундамент Белоруссии.— М. : Недра, 1977.— 128 с.
173. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника.— 1969.— № 4.— С. 5—23.
174. Пейве А. В., Боданова Н. А., Книппер А. Л. и др. Офиолиты: Современное состояние и задачи исследований // Геотектоника.— 1977.— № 6.— С. 4—15.
175. Петров Б. М. Нижнепротерозойская структура КМА и некоторые черты ее развития // Геотектоника.— 1973.— № 1.— С. 42—54.
176. Петров Б. М. О взаимосвязи современных вертикальных движений на Воронежской антеклизе со строением ее литосферы // Механика литосферы.— М., 1974.— С. 81—83.
177. Петров Б. М. Нерудные полезные ископаемые в докембрии ВКМ и перспективы их использования // Перспективы и методы поисков месторождений минерального сырья для агропромышленного комплекса центральных районов РСФСР.— М., 1983.— С. 21—30.
178. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере Курской магнитной аномалии).— Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1966.— 263 с.
179. Плаксенко Н. А., Щеголев И. Н. Об основных критериях отличия и чертах сходства железорудных образований раннего архея и нижнего протерозоя Курской магнитной аномалии // Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива.— Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1976.— С. 13—17.
180. Плюснин К. П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала).— Пермь, Изд-во Перм. ун-та, 1971.— 217 с.
181. Полеховский Ю. С. Системы разрывных нарушений ЮЗ Карелии и последовательность их развития // Вестн. Ленингр. ун-та.— 1975.— № 18.— С. 41—47.
182. Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита // Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр.— 1939.— 2.— С. 27—58.
183. Половинкина Ю. Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского [кристаллического массива].— М. : Госгеолтехиздат, 1954.— 94 с.
184. Попов М. Г. Протерозойские магматические комплексы Хюрсюля — Хаутаваара (Ю. Карелия) // Проблемы магматизма Балтийского щита.— Л. : Наука, 1971.— С. 211—217.
185. Попов М. Г. Геоструктурная позиция эффузивных формаций и серноколчеданных руд ранних карелид Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии.— Петрозаводск.: Карелия, 1975.— С. 38—41.
186. Попович В. С., Ступак Л. А. Новые данные о глубинном строении Северного Причерноморья // Геотектоника.— 1973.— № 2.— С. 101—106.
187. Пуура В. А., Куусалу Т. И., Биркис А. П. и др. Главные черты геологического строения докембрийского фундамента Прибалтики // Геология, петрография и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы.— М. : Недра, 1986.— Т. 1.— С. 40—48.
188. Пуура В. А., Вахер Р. М., Клейн В. М. и др. Кристаллический фундамент Эстонии.— М. : Наука, 1983.— 208 с.
189. Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова.— Л. : Наука, 1978.— 136 с.
190. Робонен В. И., Рыбаков С. И., Ручкин Г. В. и др. Серноколчеданные месторождения Карелии.— Л. : Наука, 1978.— 192 с.
191. Рыбаков С. И. Метаморфизмы осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии.— Петрозаводск : Карелия, 1980.— 135 с.
192. Рябенко В. А. О влиянии блоков архейского фундамента на формирование протерозойских осадочно-вулканогенных толщ Украинского щита // Проблемы геологии докембрия.— Киев : Наук. думка, 1971.— С. 95—110.
193. Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола // Бюл. Моск. о-ва испытат. природ. Отд. геол.— 1971.— 46, вып. 4.— С. 5—30.
194. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия.— Л. : Недра, 1973.— 312 с.

195. Свириденко Л. П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры.— Л. : Наука, 1980.— 216 с.
196. Семеновко Н. П. Структура рудных полей Криворожского железорудного месторождения // Киев : Изд-во АН УССР, 1946.— 189 с.
197. Семеновко Н. П. Состояние и задачи изучения геологической истории, генезиса руд и пород, а также структуры месторождений Криворожского бассейна // Геология и генезис Криворожского бассейна.— Киев : Изд-во АН УССР, 1955.— С. 5—34.
198. Семеновко Н. П., Половко Н. И., Жуков Г. В. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР // Киев : Изд-во АН УССР, 1956.— 536 с.
199. Семеновко Н. П., Бойко В. Л., Бордунов И. Н. и др. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1967.— 380 с.
200. Семеновко Н. П., Ладиева В. Д., Бордунов И. Н. и др. Железисто-кремнистые формации Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1978.— Т. 1.— 328 с.
201. Ситдииков Б. С., Низамутдинов А. Г., Полянин В. А. Петрология и геохимия пород кристаллического фундамента востока Русской платформы // Казань : Изд-во Казанск. ун-та, 1980.— 166 с.
202. Сироштан Р. И. Роль поперечных складчатых структур в локализации рудных залежей в Сакаганской полосе // Геология и генезис руд Криворожского бассейна.— Киев : Изд-во АН УССР, 1955.— С. 176—186.
203. Скаржинская Т. А., Фоменко В. Ю., Ярошук М. А. и др. Сравнительная характеристика разрезов железисто-кремнистых формаций Одесско-Белоцерковской и Криворожско-Кременчугской зон Украинского щита.— Препринт / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов.— Киев, 1984.— 48 с.
204. Скаржинский В. И., Тякин К. Ф. О роли глубинных разломов в истории формирования структур Большого Кривого Рога // Докл. АН УССР.— 1965.— № 3.— С. 374—377.
205. Слензак О. И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия.— Киев : Наук. думка, 1972.— 184 с.
206. Смирнов В. И. Наследование при эндогенном рудообразовании // Научн. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки.— 1958.— № 4.— С. 23—25.
207. Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии.— Петрозаводск : Карелия, 1970.— 366 с.
208. Соколов В. А., Стенарь М. М. Принципы расчленения и корреляции докембрия юго-восточной части Балтийского щита // Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах.— Л. : Наука, 1980.— С. 140—173.
209. Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии.— М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1983.— 180 с.
210. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А. Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований // Геол. журн.— 1972.— 32, вып. 4.— С. 3—11.
211. Соллогуб В. Б., Харитонов О. М., Чекунов А. В. Глубинное строение Восточно-Европейской платформы по данным геофизических исследований // Геофиз. журн.— 1980.— 1, вып. 6.— С. 26—36.
212. Соллогуб В. Б., Харитонов О. М., Чекунов А. В. Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований / Под ред. В. Б. Соллогуба, А. Гутерха, Д. Просена.— Киев : Наук. думка, 1980.— 206 с.
213. Соллогуб В. Б. Земная кора Украины // Геол. журн.— 1982.— 4, № 4.— С. 3—24.
214. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Литосфера юго-восточной Европы по данным геофизики // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1983.— № 12.— С. 3—12.
215. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Принципиальные черты строения литосферы Украины // Геофиз. журн.— 1985.— 7, № 6.— С. 43—54.
216. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли.— М. : Наука, 1974.— 182 с.
217. Стасевич А. И., Махнач А. С., Доминиковский Г. Г. Околовская серия в докембрии Белоруссии // Докл. АН БССР.— 1971.— 15, № 11.— С. 1017—1020.
218. Стенарь М. М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломори́ды Западного Беломорья) // Геотектоника.— 1972.— № 5.— С. 42—52.
219. Стенарь М. М. Архей: Беломори́ды // Этапы тектонического развития докембрия Карелии.— Л. : Наука, 1973.— С. 5—49.
220. Стенарь М. М. Архей: Беломорский блок // Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона.— Петрозаводск, 1976.— С. 13—18.
221. Стратиграфия докембрия Карельской АССР / Отв. ред. В. А. Соколов.— Петрозаводск : Изд-во Карел. фил. АН СССР, 1984.— 116 с.
222. Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным / Под ред. Л. П. Свириденко — Л. : Наука, 1983.— 180 с.
223. Сравнительная характеристика разрезов железисто-кремнистых формаций Одесско-Белоцерковской и Криворожско-Кременчугской структурно-фациальных зон Украинского щита / Отв. ред. Я. Н. Белевцев.— Препринт / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов.— Киев, 1984.— 48 с.
224. Тарков А. П. Глубинное строение Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным.— М. : Недра, 1974.— 438 с.
225. Тектоника Белоруссии / Отв. ред. Р. Г. Гарецкий.— Вильнюс : Мокслас, 1979.— 92 с.
226. Тектоника восточной части Балтийского щита.— Л. : Наука, 1974.— 288 с.
227. Тектоническая карта республик Советской Прибалтики.— 1 : 500 000 / Под ред. А. А. Григялис.— М., Всесоюз. аэрогео, объедин. «Аэрогеология», 1980.

228. Тимофеев Б. В. Микрофитофоссилии докембрия Украины.— Л. : Наука, 1973.— 58 с.
229. Ткачук Л. Г., Хоменко В. А., Рябокнь С. М. О петрографическом составе кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины // Геол. журн.— 1973.— 33. вып. 6.— С. 65—73.
230. Точилин М. С. Происхождение и факторы эволюции джеспилитов // Проблемы образования железистых пород докембрия.— Киев : Наук. думка, 1969.— С. 40—46.
231. Тяпкин К. Ф., Фоменко В. Ю. К вопросу о генезисе железистых кварцитов докембрия // Проблемы образования железистых пород докембрия.— Киев : Наук. думка, 1969.— С. 114—118.
232. Тяпкин К. Ф., Кивелюк Т. Т. Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами.— М. : Недра, 1982.— 240 с.
233. Тяпкин К. Ф. Системы докембрийских разломов Украинского щита // Геол. журн.— 1984.— № 2.— С. 17—28.
234. Тяпкин К. Ф., Каплун О. В. О роли систем разломов земной коры в размещении железисто-кремнистых формаций докембрия на Украинском щите // Геол. журн.— 1986.— № 4.— С. 16—24.
235. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала / Отв. ред. М. Г. Брейвель.— Свердловск, Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1980.
236. Утехин Д. Н. и др. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна КМА : Геология : Осадочный чехол.— М. : Недра, 1972.— Т. 1, кн. 2.— 187 с.
237. Усенко И. С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива.— Киев : Изд-во АН УССР, 1953.— 100 с.
238. Флоренский В. П. Протерозойские сланцы и железистые кварциты востока Русской плиты // Докл. АН СССР.— 1955.— 105, № 5.— С. 560—563.
239. Фомин А. Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1984.— 232 с.
240. Фон Плаатен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов // Науки о Земле: Природа метаморфизма.— М. : Мир, 1967.— С. 211—226.
241. Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция.— М. : Наука, 1973.— 170 с.
242. Хаин В. Е. Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— действительные и мнимые // Проблемы геологии раннего докембрия.— Л. : Наука, 1977.— С. 5—13.
243. Хаин В. Е. От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза // Геотектоника.— 1978.— № 3.— С. 3—19.
244. Хаин В. Е. Проблемы тектоники раннего докембрия // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1985.— № 12.— С. 3—20.
245. Харитонов Л. Я. Тектоника // Геология СССР: Мурманская область.— М. : Госгеолтехиздат, 1958.— Т. 27.— С. 548—631.
246. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита.— М. : Недра, 1966.— 360 с.
247. Чайкин С. И. Закономерности размещения месторождений богатых железных руд КМА // Геология рудных месторождений.— 1969.— № 1.— С. 3—16.
248. Чамо С. С., Ефимкин Н. С., Борисова Т. С. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Воронежской антеклизы // Бюл. Моск. о-ва испытат. природы. Отд. геол.— 1971.— 6 (5).— С. 27—33.
249. Чебаненко И. Н. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры.— Киев : Наук. думка, 1977.— 83 с.
250. Чекунов А. В. Орехово-Павлоградский линеймент // Геол. журн.— 1965.— 25, № 4.— С. 13—25.
251. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР.— Киев : Наук. думка, 1972.— 176 с.
252. Чекунов А. В., Гаркаленко И. А., Соллогуб В. Б. Строение южного склона Украинского щита по данным геофизических исследований // Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность.— Киев : Наук. думка, 1972.— С. 193—211.
253. Чекунов А. В., Веселов А. А., Гилькман А. И. Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба.— Киев : Наук. думка, 1976.— 163 с.
254. Чередниченко А. И. Напряжения и деформации горных пород // Структурные условия образования рудных месторождений.— // Киев: Изд-во АН УССР, 1961.— С. 13—41.
255. Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии.— М. ; Л. : Наука, 1964.— 187 с.
256. Чернов В. М., Инина К. А., Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии.— Петрозаводск : Карелия, 1970.— 284 с.
257. Чирвинская М. В. Внутренняя структура фундамента Днепровско-Донецкого авлакогена и ее взаимосвязь с тектоникой Украинского щита // Геофиз. сб. / АН УССР.— 1972.— Вып. 48.— С. 31—41.
258. Чирвинская М. В. Структура северного склона Украинского щита по геофизическим данным // Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность.— Киев : Наук. думка, 1972.— С. 128—141.
259. Шабыши Л. И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения.— М. : Недра, 1978.— 232 с.

260. Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы // Стратиграфия позднего докембрия. Докл. сов. геологов. МГК, 21-я сессия.— М. : Изд-во АН СССР, 1960.— С. 5—15.
261. Шапиро В. А., Никонова Ф. И., Федорова Н. В., Чурсин А. В. Региональные магнитные аномалии Предуралья // Исследование региональных магнитных аномалий платформенных областей.— Киев : Наук. думка, 1984.— С. 162—167.
262. Шифрин Л. В. Общая геологическая характеристика месторождений железных руд Приимандровского района // Изв. Ленингр. геолгидрогеодезического треста (ГГГТ).— 1934.— № 2.— С. 30—34.
263. Шуркин К. А., Горлов Н. В., Солье М. Е. и др. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность).— Л. : Изд-во ЛАГЕД АН СССР, 1962.— С. 40—42.
264. Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Эволюция магматизма в раннем докембрии // Геология докембрия.— Л. : Наука, 1968.— С. 154—162.
265. Щеголев И. Н., Плаксенко Н. А., Коваль И. К. Железисто-кремнистые формации докембрия Курской магнитной аномалии // Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира.— Киев : Наук. думка, 1972.— С. 76—85.
266. Щеголев И. Н. Основные черты тектонического развития КМА в раннем докембрии // Петрология и металлогения магматических и метаморфических комплексов КМА и смежных районов.— Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1983.— С. 49—61.
267. Щеголев И. Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения.— М. : Недра, 1985.— 194 с.
268. Щербак Н. П., Злобенко В. Г., Жуков Г. В. и др. Каталог изотопных дат пород Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1978.— 224 с.
269. Щербак Н. П., Данилович Л. Г., Жуков Г. В. Петрология палеовулканитов Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Геол. журн.— 1981.— 41, № 1.— С. 1—13.
270. Щербак Н. П., Бартицкий Е. Н., Бибикина Е. В., Бойко В. Л. Эволюция континентальной коры Украинского щита в раннем докембрии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 7.— С. 73—82.
271. Щербак Н. П., Есипчук К. Е., Берзенин Б. З. и др. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1985.— 168 с.
272. Щербаков И. Б. Петрология докембрийских пород центральной части Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1975.— 280 с.
273. Щербаков И. Б., Есипчук К. Е., Орса В. И. и др. Гранитоидные формации Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1984.— 192 с.
274. Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии) / Отв. ред. Л. П. Свириденко.— Л. : Наука, 1985.— 256 с.
275. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов / Отв. ред. Ф. П. Митрофанов.— Л. : Наука, 1981.— 163 с.
276. Этапы тектонического развития докембрия Карелии / Отв. ред. В. А. Соколов.— Л. : Наука, 1973.— 174 с.
277. Яковлев Б. Г., Степченко С. Б. Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских мафитов.— Киев : Наук. думка, 1985.— 223 с.
278. Ярощук М. А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны.— Киев : Наук. думка, 1984.— 222 с.
279. Яценко Т. Н. Нижний докембрий центральной части Украинского щита.— Львов Вища школа, 1980.— 139 с.
280. Anhaeusser G. R., Mason R., Viljoen M. I., Viljoen R. P. Areappraisal of some aspects of Pre-Cambrian shield geology // Bull. Geol. Soc. Am.— 1969.— 80, N 11.— P. 2175—2200.
281. Coles R. L., Haines G. V., Jansen van Beek G., Nandi A., Walker J. K. Magnetic anomaly maps from 40°N to 83°N derived from Magsat satellite data // Geophys. Res. Lett.— 1982.— 9, N 4.— P. 281—284.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. <i>Г. И. Каляев</i>	5
ЧАСТЬ I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ ДОРИФЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА И ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР	
Глава 1. Основные элементы рельефа и структуры дорифейского фундамента	6
Основные черты рельефа фундамента. <i>Г. И. Каляев</i>	6
Геологическая изученность и общие черты строения фундамента. <i>Г. И. Каляев</i>	8
Структурные элементы фундамента, вмещающие железисто-кремнистые формации. <i>Г. И. Каляев</i>	11
Железисто-кремнистые формации и структура фундамента на склонах щитов и выступов фундамента. <i>Г. Х. Димитров</i>	14
Общие и отличительные черты в структуре железорудных провинций Украины, КМА и Балтийского щита. <i>Г. И. Каляев</i>	15
Глава 2. Тектонотипы железисто-кремнистых формаций. <i>Е. Б. Глевацкий, Г. И. Каляев</i>	20
Тектонотипы железисто-кремнистых формаций, сформированных на океанской коре	22
Тектонотипы железисто-кремнистых формаций, сформированных на континентальной коре	26
Глава 3. Сравнительная характеристика структурно-исторических элементов по намагниченности земной коры. <i>И. К. Пашкевич</i>	33
Глава 4. Пространственные и временные закономерности разновозрастных систем разломов фундамента юга Восточно-Европейской платформы и связь их с железорудными формациями докембрия. <i>К. Ф. Тяпкин, О. В. Капун</i>	38
Методика выявления систем докембрийских разломов и изучения их роли в размещении железисто-кремнистых формаций	38
Роль систем разломов в размещении железисто-кремнистых формаций	41
Глава 5. Структурная позиция железорудных формаций докембрия Большого Кривого Рога и КМА по дистанционным данным. <i>С. С. Быстревская</i>	47
Глава 6. Глубинное строение земной коры и положение в ней железисто-кремнистых формаций. <i>Г. И. Каляев</i>	57
Основные слои земной коры	57
Строение верхнего, гранитового, слоя коры	59
Исходные данные для прогнозирования состава глубинных слоев земной коры и верхней мантии	61
Состав промежуточного, гранито-базитового, слоя	64
Состав базитового — нижнего слоя коры и ультрамафитового слоя верхней мантии	67
Стадии образования ранней континентальной коры и железисто-кремнистых формаций	68

ЧАСТЬ II. ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ

Глава 7. Украинский щит	70
Рельеф дорифейского фундамента и тектоническое районирование. <i>Г. И. Каляев</i>	70
Складчатые формы, контролирующие размещение железисто-кремнистых формаций. <i>Г. И. Каляев</i>	75
Разрывные дислокации и их роль в размещении железисто-кремнистых формаций. <i>Е. Б. Глевацкий</i>	82
Структура погруженных склонов дорифейского фундамента и закономерности размещения на них железорудных формаций. <i>Г. Х. Димитров</i>	88
Глава 8. Воронежский кристаллический массив. <i>Н. Д. Кононов, Б. М. Петров, Ю. М. Фоменко, И. А. Шевырев</i>	95
Общие черты строения земной коры	95
Особенности железисто-кремнистых формаций и их положение в геологическом разрезе	98
Структурно-тектоническая позиция железисто-кремнистых формаций	103
Глава 9. Белорусско-Прибалтийский регион. <i>Н. А. Корнилов, В. В. Ветренников, Г. Б. Мотуза, В. С. Петерсель</i>	108
Границы региона и рельеф докембрийского фундамента	108
Структурно-вещественные комплексы	110
Особенности региональных складчатых и разрывных структур	118
Структурно-тектоническая позиция железорудных формаций	122
Глава 10. Карельский регион. <i>В. Я. Горьковец</i>	128
Региональные структурные элементы, геологические формации и положение среди них железисто-кремнистых формаций	128
Основные складчатые формы, разломы и этапы тектонического развития	138
Глава 11. Кольский регион. <i>П. М. Горяинов</i>	148
Границы, их природа; общая характеристика	148
Состав и возраст формаций	151
Основные рудные узлы	153
Структурно-тектоническая позиция железорудных формаций	164
Глава 12. Восточная часть Русской плиты. <i>С. В. Богданова, Т. А. Лапинская, Л. П. Попова, А. В. Постников</i>	167
Тектоническая позиция и состав формации магнетитсодержащих метагаб- броидов и метаультрабазитов	171
Тектоническая позиция и состав железисто-кремнисто-гнейсовой формации	173
Глава 13. Уральский регион. <i>Г. А. Глушкова, Г. А. Кейльман, Б. А. Попов, С. В. Ав- тонгев</i>	180
Заклучение. Основные тектонические закономерности размещения железисто-крем- нистых формаций. <i>Я. Н. Белевцев, Г. И. Каляев</i>	187
Список литературы	192

Монография

*Яков Николаевич БЕЛЕВЦЕВ,
Григорий Иванович КАЛЯЕВ,
Евгений Борисович ГЛЕВАССКИЙ и др.*

**ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ
ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР**

Тектоника

*Утверждено к печати ученым советом
Отделения металлогении
Института геохимии и физики минералов АН УССР*

Редактор *О. И. Калашикова*
Оформление художник *Г. М. Финько*
Художественный редактор *Г. А. Сергеев*
Технические редакторы *С. Г. Максимова,
Г. Р. Боднер*
Корректоры *В. Н. Семенюк,
А. Е. Михалец, Р. С. Коган*

ИБ № 9264

Сдано в набор 07.08.87. Подп. в печ. 29.12.87. БФ
25721. Формат 70×108/16. Бум. тип. № 1. Выс. печ.
Усл. печ. л. 18,03. Усл. кр.-отт. 18,03. Уч.-изд. л. 19,02.
Тираж 600 экз. Заказ 7—2369. Цена 4 р. 10 к.

Издательство «Наукова думка».
252601 Киев 4, ул. Репина, 3

Отпечатано с матриц Головного предприятия респуб-
ликанского производственного объединения «Поли-
графкнига». 252057 Киев, ул. Довженко, 3 в Несте-
ровской городской типографии. 292310. Нестеров-
Львовской обл., ул. Горького, 8. Зак. 1412.



UNIVERSITY OF TORONTO