

**ОСНОВНЫЕ  
ПРОБЛЕМЫ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
СТРОЕНИЯ  
РУССКОЙ  
ПЛИТЫ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

551.1470

ОСНОВНЫЕ  
ПРОБЛЕМЫ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
СТРОЕНИЯ  
РУССКОЙ  
ПЛИТЫ

2997



ЛЕНИНГРАД  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1979



Совместный анализ магнитных и гравитационных аномалий позволил провести геофизическое районирование фундамента Русской плиты и восточной части Балтийского щита. Сопоставление результатов геофизического районирования с геологическими картами по Балтийскому щиту и хорошо разбуренным районам Русской плиты показывает, что каждая из выделенных зон характеризуется определенным набором пород, относящихся к единому комплексу. С учетом всех имеющихся в настоящее время геологических данных это позволило составить комплекс обзорных карт кристаллического фундамента Русской плиты (геологическая, метаморфическая и тектоническая карты). На геологической карте выделены основные возрастные подразделения супракрустальных и гнейсо-гранитных комплексов. Обращает на себя внимание преимущественное развитие нижнеархейских комплексов в фундаменте плиты. Образования верхнего архея и нижнего протерозоя развиты в целом незначительно. На метаморфической карте показано распространение комплексов пород зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций и полиметаморфических комплексов. Выделены фациальные серии метаморфических пород по давлению. На тектонической карте (карта тектонического районирования) выделены основные структуры фундамента. Показано, что структурообразование проходило в три этапа. Каждый этап характеризовался определенным набором структур. Все карты сопровождаются текстовой частью, в которой изложены методика построения карты и основные выводы. Дан сравнительный анализ региональной структуры фундамента и платформенного чехла. Показано, что основные структуры как фундамента, так и чехла отражают блоковое строение земной коры, сформировавшееся еще на рубеже катархея и архея. Лит. - 144 назв., ил. - 26, табл. - 5.

Авторы: К.О. Кратц, А.Н. Берковский, Л.П. Бондаренко, В.Б. Дагелайский, А.К. Запольнов, С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев, Н.А. Арестова, А.Ф. Краснова

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР К.О. Кратц

## ВВЕДЕНИЕ

Монография „Основные проблемы геологического строения Русской плиты“ является логическим продолжением на новом этапе работы, выполненной с участием ряда авторов настоящей монографии более десяти лет назад („Геологическое строение фундамента Русской плиты“, 1967). От последней, как и от других ранее опубликованных работ, посвященных геологическому строению Русской плиты, настоящая монография отличается рядом особенностей. Они обусловлены количественно и качественно новыми, принципиально важными фактическими данными, приведшими к иному, чем ранее, интерпретациям тех или других аспектов рассматриваемой проблемы, и более полным комплексом подходов к ее изучению, взаимоувязанное использование которых дало более разностороннюю обоснованность сделанных выводов. Вместе с тем более отчетливо вырисовываются и важные, но нерешенные вопросы, разработка которых пока не обеспечена соответствующей методической основой анализа и (или) необходимым фактическим материалом.

Начало интенсивному изучению фундамента Русской плиты положили работы Л.А. Варданянца с сотрудниками в 1955–1960 гг. и затем в 1961–1965 гг. и составленные ими обзорные геологические карты докембрия. В начале шестидесятых годов аналогичные карты были составлены для отдельных областей (Эстония, Белоруссия, Волго-Уральская область) плиты. Все они носили преимущественно геолого-петрографический характер, основываясь главным образом на изучении материала керна буровых скважин, и большей частью лишь в ограниченной мере использовали геофизические данные.

Накапливавшиеся в эти годы во все большем объеме геофизические данные нашли применение с целью расшифровки внутреннего строения фундамента Русской плиты в работах Р.А. Гафарова (1961, 1963, 1968), который в основном на базе аэромагнитной съемки дал тектоническое районирование фундамента с выделением архейских и раннепротерозойских зон консолидации и главных зон глубинных разломов.

Основным вопросам строения чехла и рельефа фундамента были посвящены работы Э.Э. Фотиади (1958), а затем работы под редакцией В.Д. Наливкина, Н.В. Неволина, Л.Н. Розанова и др. Полученные результаты частью нашли свое отражение на тектониче-

ских картах СССР и Европы, составленных под редакцией Н.С. Шатского и А.А. Богданова (1957, 1961, 1964).

Полный перечень и характеристика работ этого периода даны в упомянутой монографии „Геологическое строение...“ (1967), поэтому ради краткости нет необходимости останавливаться здесь на них более подробно.

Монография 1967 г. явилась первой наиболее полной как по охвату фактического материала, так и по глубине разработки проблемы геологического строения фундамента Русской плиты. В ней на основе специально разработанной методики были проанализированы и синтезированы все геологические и геохимические данные по буровым скважинам, вскрывшим фундамент, и смежным территориям древних шитов вместе со всем геофизическим материалом, которые легли в основу приложенной к работе серии карт (магнитного поля, геологической, тектонического районирования и рельефа фундамента).

Эта работа явилась в определенной мере толчком к составлению тектонической карты фундамента территории СССР масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией Д.В. Наливкина и В.А. Дедеева (1974) и карты метаморфических поясов СССР масштаба 1 : 5 000 000 под редакцией К.О. Кратца и В.А. Глебовицкого (1974), которые тем самым охватили и фундамент территории Русской плиты. Что касается плиты, первая из них в основном повторяла карту тектонического районирования 1967 г. Карта же метаморфических поясов открыла новый аспект и новые возможности для более углубленного анализа внутреннего строения кристаллического фундамента древних платформ.

Это по существу новое направление в изучении фундамента нашло свое дальнейшее развитие в метаморфической карте фундамента Русской плиты, составленной Л.П. Бондаренко, В.Б. Дагелайским и А.Н. Берковским (1977б).

Новый подход к познанию строения фундамента Восточно-Европейской платформы выражен в работе В.А. Дедеева и Л.Е. Шустовой „Геоблоки Европейской части СССР“ (1967). В ней на основе анализа геолого-геофизических данных выделяются литосферные блоки (геоблоки), которые обнаруживают закономерную корреляцию выраженного ими плотностного районирования докембрийского фундамента с возрастом самих блоков.

Последней в ряду современных исследований является работа Р.Н. Валеева, Р.А. Гафарова и др. „Разломы...“ (1977), в которой авторы, придерживаясь новых теоретических представлений о ведущей роли горизонтальных движений в развитии структуры земной коры, делают смелые выводы об их всеопределяющем значении и в становлении строения фундамента древней Восточно-Европейской платформы.

Предлагаемая работа отличается прежде всего представленным в ней комплектом карт (магнитных тел, геологическая, метаморфическая, геохронологическая, тектонического районирования и

строения осадочного чехла), отражающих основные взаимосвязанные аспекты познания геологического строения Русской плиты, которые позволяют полнее, чем ранее, подойти к решению поставленных задач.

Текстовая часть представляет собой расширенные объяснительные записки к указанным картам и методике анализа и интерпретации всего разнообразного фактического материала.

При составлении результирующих карт были использованы накопленные к 1977 г. геологические, геофизические и петролого-геохимические материалы с учетом данных всех буровых скважин (рис. 1, см. вкладку), вскрывших фундамент.

Методика анализа и истолкования исходных данных для решения поставленных задач была разработана и описана в монографии 1967 г. Существенно новое дополнение к ней в данном случае представляет использование сведений о характере проявления и степени регионального метаморфизма, которые в зависимости от состава исходного вещества имеют определяющее значение в отношении физических (магнитных и плотностных) свойств кристаллических пород и, следовательно, позволяют более полно интерпретировать геофизические аномалии и коррелировать их с избранными типовыми комплексами разного возраста обнаженных территорий для целей геологического их толкования в закрытой части. Далее, значительно более полно, чем ранее, к интерпретации материалов аэромагнитной съемки привлекались данные гравиметровых съемок, которые позволили различать геологические тела, сходные по магнитным свойствам, но разные по их плотностной характеристике.

В остальном была применена прежняя, оправдавшая себя методика, в основе которой лежат установление совокупности коррелируемых между собой магнитных, плотностных и вещественно-петрологических характеристик типовых геологических комплексов того или иного возраста на Балтийском щите, распространение этих совокупных характеристик в область погруженного под осадочным чехлом фундамента и проверка их данными по керну буровых скважин и других работ, вскрывших кристаллическое основание (КМА).

Значительно возрос и объем использованной информации. Оригинальная по методике построения, разработанная одним из авторов (А.Н. Берковский) и успешно примененная в работе 1967 г. трансформированная карта магнитного поля в виде карты намагниченности составлена заново с учетом проведенных в последние годы для целого ряда районов детальных магнитных съемок. Более полной стала и вещественно-петрологическая характеристика кристаллических пород, как вследствие возросшего числа буровых скважин, достигающего ныне десятков тысяч (рис. 1), так и благодаря специальному петрологическому анализу метаморфизма пород фундамента.

Весьма существенные изменения в прежние представления внесли изотопно-геохимические определения возраста исходных типов комплексов Балтийского щита. Прежде всего они коснулись счи-

тавшейся стратотипической для нижнего протерозоя железорудной гимольской серии и ее эквивалентов в Карелии, которые теперь без сомнения должны быть отнесены к архею. Следовательно, опирающаяся на нее совокупная характеристика типового комплекса на предлагаемых картах используется в совершенно ином возрастном плане, что существенно отличает эти карты от всех ранее опубликованных. По-иному трактуется и общее расчленение раннего протерозоя (см. описание геологической карты).

Отличается настоящая монография и тем, что в ней кроме фундамента рассматриваются структура осадочного чехла Русской плиты и проблема ее обусловленности структурой и рельефом кристаллического основания.

Геохронологические схемы являются первой попыткой обобщения имеющихся геохронологических данных в связи с изучением геологического строения рассматриваемой территории. Площадная ограниченность этих схем, кроме Балтийского щита, обуславливается привязкой этих данных только к районам глубокого бурения, давшего необходимый аналитический материал. Ограниченность возрастного интервала на этих схемах в пределах погребенного фундамента определяется тем, что для этой части они составлены на основе имеющихся датировок, главным образом К-Аг методом, и отражают поздние этапы докембрийской геологической истории развития Русской плиты, но, к сожалению, мало пока, за отсутствием данных, касаются возрастных соотношений геологических комплексов основания.

Как видно, в монографии использован самый современный, разнообразный исходный фактический материал и основные проблемы геологического строения Русской плиты рассмотрены с позиций совокупного анализа различных важнейших аспектов познания геологии докембрия данной территории.

Настоящая работа является результатом совместного труда всего коллектива авторов. При этом у каждого раздела были свои ответственные исполнители: карта намагниченности - А.Н. Берковский, карта метаморфизма - Л.П. Бондаренко, В.Б. Дагелайский, геологическая карта - Л.П. Бондаренко, А.Н. Берковский, К.О. Кратц, карта тектонического районирования - А.К. Запольнов, К.О. Кратц, карта структур осадочного чехла - А.К. Запольнов, геохронологические схемы - С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев. Составление текста распределено согласно авторству в оглавлении.

Неоценимую помощь в подготовке и составлении графических иллюстраций оказали А.В. Лютинская и С.Т. Лукьянов.

Авторы выражают свою искреннюю признательность всем исследователям, любезно предоставившим свои материалы и тем содействовавшим успешному выполнению этой работы. Особенно авторы благодарны А.П. Биркису, С.В. Богдановой, М.М. Веселовской, Р.П. Гайлосу, Ю.С. Зайцеву, Т.А. Лапинской, А.М. Папу, В.Д. Полищуку, В.А. Пууре, Б.С. Ситдикову, П.В. Соколову.

## ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА

В основе геологических построений по поверхности погребенного фундамента лежит геофизическое районирование. Именно геофизическое районирование в сочетании с результатами бурения и геолого-геофизическими данными по обнаженным районам позволяет перейти к составлению карт по поверхности фундамента различного геологического содержания. Примером таких карт являются изданные в последнее время Тектоническая карта фундамента территории СССР (1974) и Карта метаморфических поясов СССР (1975).

Геофизическое районирование поверхности фундамента заключается в выделении в поле аномалий, вызванных неоднородностями этой поверхности, однородных зон с определенными признаками. Далеко не всегда районирование производится по совокупности нескольких геофизических методов. Чаще всего по тем или иным причинам геофизическое районирование проводится на основании одного или преимущественно какого-нибудь одного из геофизических полей, что снижает надежность геологической интерпретации. Так случилось и на Русской плите. В нашей работе (Геологическое строение..., 1967) при районировании учитывалось главным образом магнитное поле, в работе Н.В. Неволина и др. (Изучение..., 1971) — главным образом поле силы тяжести.

Геофизическое районирование фундамента в настоящей работе проведено на основании совместного анализа магнитных и гравитационных аномалий. Привлечение результатов других геофизических методов, например сейсморазведки, затруднено из-за неравномерности охвата территории исследований и разобщенности изученных участков. Аэромагнитными же и гравиметровыми съемками Русская плита освещена равномерно и с достаточной для районирования фундамента детальностью.

При геофизическом районировании использованы аэромагнитные съемки с приборами АЭМ-49, АСГМ-25 и АМ-13 в масштабах 1:200000, 1:100000, 1:50000, 1:25000, проведенные ЗГТ, НГТ, ГУЦР, Спецгеофизикой и Укргеофизразведкой к 1976 г., карты аномального магнитного поля СССР и другие материалы.

Районирование проводилось в масштабе 1:1 000 000, при этом поле силы тяжести привлекалось непосредственно, а магнитное поле — в форме предварительно составленной карты намагниченности.

Методика составления карты намагниченности, на возможность и целесообразность построения которой впервые указал А.А. Логачев (1955), отчасти описана в нашей работе (Геологическое строение..., 1967). Остановимся на основных ее моментах. Составлению карты намагниченности фундамента благоприятствует характер источников магнитных аномалий платформы. В подавляющем большинстве это объекты, верхние кромки которых совпадают с поверхностью фундамента. Аномалии, связанные с другими источниками, чрезвычайно редки и не вызывают затруднения при их выделении. К ним относятся аномалии, вызванные: а) структурами осадочного чехла, б) вулканогенными породами чехла, в) различными магматическими породами чехла, г) рельефом фундамента, д) источниками, верхние кромки которых располагаются ниже поверхности фундамента.

Структуры осадочной толщи создают существенные аномалии (не более 100–200 гамм) только в случае крутых флексур (Предуральский прогиб) и соляной тектоники, при которой слои магнитных осадков могут быть поставлены вертикально (Башкирское Предуралье), или когда в кепроках куполов содержится брекчия диабазов (Днепрово–Донецкая впадина). Аномалии такой природы встречаются только в специфических условиях глубоких впадин, носят локальный характер и легко выделяются на фоне обширных и плавных аномалий фундамента.

Вулканогенные породы довольно широко распространены в докаменноугольных отложениях чехла (Ушакова, 1970), но проявляются в магнитном поле лишь на Вольни, где они выведены на поверхность. Выделение аномалий, вызванных такими породами, на фоне аномалий от фундамента даже в этом районе не представляет труда благодаря характерной пилообразной записи в пределах 100 гамм. Казалось бы, вулканогенные породы, слагая мощные покровы, как, например, у Чернигова (Андреева, 1958), могли бы затушевать аномалии от фундамента. Однако специальные исследования показали (Геологическое строение..., 1967), что магнитный эффект от них и в этом случае незначителен.

Среди магматических пород, встречаемых в осадочном чехле, известны дайки диабазов (Эллерн и др., 1963; Ушакова, 1970) и трубки взрыва, сложенные кимберлитоподобными породами (Варданыц, 1961; Малаховский, Буслович, 1965; Трубки..., 1967; Ушакова, 1970). Дайки диабазов, приуроченные к каменноугольным отложениям, как правило, обладают мощностью, не превосходящей первые десятки метров и, залегая на больших глубинах, никак не проявляют себя при магнитных наблюдениях. Исключение представляют склоны Балтийского щита, где, находясь около поверхности и обладая большей мощностью, дайки создают существенные аномалии (Атлас..., 1963, 1966). Тем не менее анома-

лии, связанные с такими дайками на Олонецком перешейке и Онежском полуострове, легко выделяются благодаря локальному характеру, простираию, отличному от простираия аномалий от раннедокембрийских образований фундамента, и преуменьшенным значениям вычисленных глубин до верхней кромки. Трубки взрыва обнаруживают себя в магнитном поле на Средней Волге в районе дер. Воротилово (Рыманов, 1968) и на Онежском полуострове. Окрутлая форма аномалий и преуменьшенные значения глубин дают возможность выделить и эти аномалии. Вообще вероятность встречи магнитных аномалий, связанных с интрузивной деятельностью в фанерозое, не может быть велика, поскольку на Балтийском и Украинском шитах такие интрузии представляют весьма редкое явление и в большинстве случаев отличаются небольшими размерами (Э.Б. Наливкина, В.В. Жданов, 1970 г.).

Резко выраженный рельеф фундамента типа крутых сбросов может вносить „искажения“ в локальные аномалии, вызванные источниками, выходящими к поверхности фундамента, или быть причиной аномалий на фоне повышенного поля, связанного с магнитными образованиями широкого площадного распространения. „Искажения“ не могут иметь существенного значения для интерпретации аномалий от фундамента. Аномалии рельефа, как показывают специальные расчеты, даже при значительном перепаде глубин ( $H/h = 2$ ) не могут превышать 0.2 от амплитуды фона и по форме должны отвечать аномалиям от ограниченных снизу уступов или призм. Эти признаки имеют лишь теоретическое значение, так как достоверно на Русской плите не установлены формы рельефа, проявляющие себя локальными изменениями магнитного поля.

Некоторые исследователи отводят большую роль в магнитном поле платформы глубинным аномалиям, источниками которых не выходят к поверхности фундамента (Борисов, Круглякова, 1967; Уразаев, 1969; Разломы..., 1977). В этом совсем не убеждает анализ магнитного поля Балтийского шита. Локальные аномалии здесь почти всегда находят объяснение на поверхности. Только региональные иногда объясняют глубинными факторами (Поротова, Сипакова, 1963; Пашкевич, 1971; Глубинная тектоника..., 1971). Однако такая интерпретация скорее всего связана с недостатком геолого-геофизических данных. Как показала Т.Н. Симоненко (1967), региональные аномалии по крайней мере не связаны с глубинными границами земной коры. Более того, при специальных исследованиях такие аномалии обнаруживают связь с приповерхностными образованиями (К.О. Кратц, Р.С. Сокол и др., 1969 г.; Верб, 1970). Это очевидно и из результатов детальных аэромагнитных съемок ЗГТ. В районах развития региональных аномалий наблюдается не поддающаяся корреляции мелковолнистая и пилообразная запись магнитного поля, что говорит о сплошном развитии приповерхностных слабомагнитных образований. В пределах плиты по таким аномалиям в громадном большинстве случаев получены глубины, соответствующие поверхности

фундамента. На всей огромной территории Русской плиты удалось выделить буквально считанные аномалии, которые можно отнести к разряду глубинных (рис. 17). По этим аномалиям получены глубины залегания, значительно превосходящие глубину до фундамента. В то же время глубины, вычисленные по аномалиям, наблюдающимся на фоне глубинных, оказались соответствующими положению поверхности фундамента.

Указанные признаки позволили выделить аномалии, верхние кромки которых не совпадают с поверхностью фундамента, и исключить их при дальнейшем геофизическом районировании.

Породы раннего докембрия характеризуются небольшой величиной фактора  $Q = 0.1 \div 0.3$  (Физические..., 1976). Это позволяет считать магнитные образования фундамента намагниченными по направлению полного вектора нормального поля и дает возможность в условиях магнитных широт платформы в первом приближении рассматривать поле  $\Delta T$  как поле  $\Delta Z$  при вертикальном намагничении, в частности по форме аномалий судить о поведении магнитных образований на глубине.

Аномалии  $\Delta T$  при удалении плоскости наблюдений от поверхности намагниченных тел на высоту 0,5 км и более, как это имеет место на большей части платформы, передают лишь общие закономерности распределения магнитных образований. При этом реальные источники аномалий отображаются в геометрически осредненных формах при некоторой средней намагниченности. Эти сравнительно крупные магнитные образования могут объединять целые комплексы сложного геологического строения, представляющие иногда целые структурно-фациальные зоны (Атлас..., 1963, 1966), которые на геологических разрезах чаще всего изображаются круто уходящими на большую глубину. Такое представление, складывающееся по геологическим наблюдениям у поверхности, вполне согласуется с данными аэромагнитных съемок. Господствующим типом аномалий платформы являются аномалии, соответствующие телам крутого падения и большого распространения на глубину. На широтах и тем более на плите сильная асимметрия аномалий встречается редко, еще реже аномалии имеют двусторонние минимумы. На значительную глубину распространения магнитных образований могут указывать и результаты оценок положения нижних кромок (Борисов, 1967; Геологическое строение..., 1967; Строение..., 1974).

Таким образом, магнитное поле Восточно-Европейской платформы в первом приближении можно рассматривать как поле, обусловленное крутопадающими пластообразными и столбообразными телами, намагниченными по вектору нормального поля, верхние кромки которых совпадают с поверхностью фундамента.

Такой характер источников магнитных аномалий значительно упрощает задачи обработки магнитного поля с целью составления карты намагниченности.

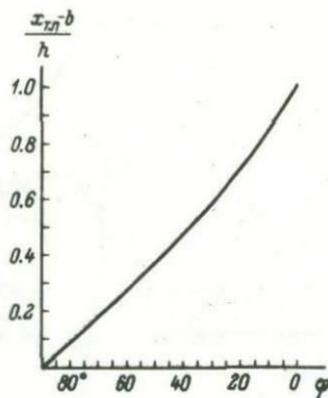


Рис. 2. Уход точек перегиба кривых  $\Delta T$  от проекций границ пласта в зависимости от величины суммарного угла ( $b/h \geq 0.7$ ).

Обработка проводилась по материалам, полученным непосредственно полевыми партиями, в том числе и по первичным миллиметровкам графиков  $\Delta T$ . Она включала три основные операции: а) выделение контуров верхних кромок намагниченных тел, б) вычисление глубин их залегания, в) вычисление намагниченности.

Выделение контуров верхних кромок проводилось по картам графиков и изолиний. Основным материалом являлись карты графиков. Графики  $\Delta T$ , хорошо коррелирующиеся от маршрута к маршруту по форме кривых и интенсивности, относились к одному телу. Границы тел определялись по положению точек перегиба. Карты изолиний привлекались для нахождения окончаний удлиненных тел, а также всегда, когда маршруты оказывались пройденными по простиранию аномалий. Положение границ уточнялось в ходе дальнейшей обработки.

Выделение границ по симметричным аномалиям описано в нашей работе (Геологическое строение..., 1967). В случае асимметричных аномалий точки перегиба уходят от проекции контуров на величину, зависящую от суммарного угла и глубины залегания верхней кромки (рис. 2). При небольшой степени асимметрии, т.е. когда суммарный угол больше  $60^\circ$ , уход точек перегиба не превосходит  $0.3h$ , что, имея в виду мелкий масштаб окончательного изображения карты намагниченности (1:1 000 000), можно не учитывать при глубине до фундамента менее 3–4 км.

Вычисление глубин залегания верхних кромок проводилось по первичным миллиметровкам графиков  $\Delta T$ , реже по отчетным картам. Выбор профилей для вычислений производился на основании известных рекомендаций (Логачев, Захаров, 1973). Применялись способы вычислений, не зависящие от уровня нормального поля и относительно устойчивые к наложению полей.

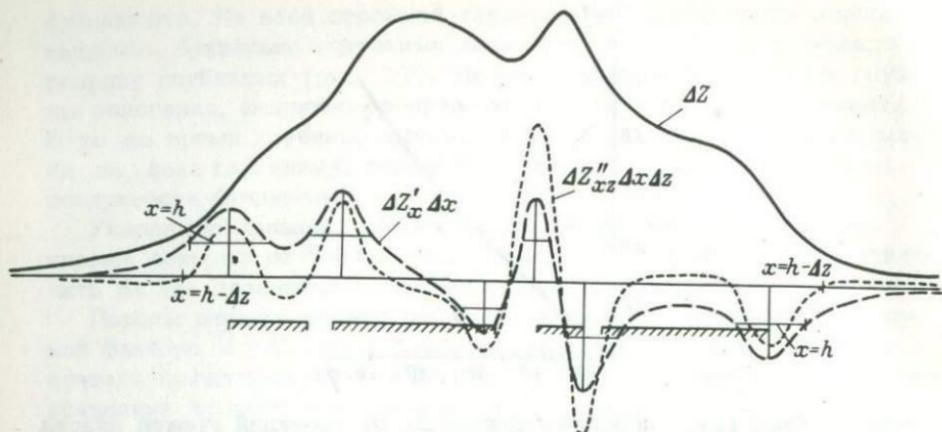


Рис. 3. Вычисление глубины залегания верхних кромок по кривым приращений.

Наибольшее употребление нашли способы, использующие кривые приращений различных порядков (Логачев, Захаров, 1973). При этом глубина верхних кромок находилась по внешним ветвям кривых приращений, построенным по краевым ветвям аномалий как дающим наиболее точные результаты (рис. 3). По кривым горизонтального градиента глубина определялась величиной абсциссы полуэкстремума, по кривым вертикального градиента и кривым приращений второго порядка находилась по формулам

$$h = x_0 - \Delta Z \quad \text{и} \quad h = 2x_{0.48} - \Delta Z,$$

где  $x_0$  — абсцисса точки пересечения кривых с осью  $x$ ;  $x_{0.48}$  — абсцисса, в которой значение поля по кривым приращений составляло 0.48 от экстремального;  $\Delta Z$  — интервал палетки А.А. Логачева для вычисления вертикального градиента.

В случае заметной асимметрии аномалий значение глубины находилось, как среднее из определений по левой и правой ветвям.

Помимо способов, использующих кривые приращений, для относительно изолированных аномалий нашел применение разработанный нами прием из метода характерных точек.

Для аномалии от бесконечного пласта вертикального падения и намагничивания выражения разности абсцисс точек перегиба, где  $Z = Z_{\text{т.п}}$  и точек, в которых  $Z = Z_2 + 0.5 Z_{\text{т.п}}$  (рис. 4), будут:

$$L = 2h \sqrt{\frac{1}{3} (\alpha - 1 + 2\sqrt{\alpha(\alpha + 1) + 1})} = \frac{h}{K};$$

$$l = 2h \sqrt{\frac{(1 + \alpha)^{-3} (1 + \alpha) + 2\sqrt{9\alpha + (1 - \alpha + \sqrt{\alpha(\alpha + 1) + 1})^2}}{5(1 - \alpha) + 2\sqrt{\alpha(\alpha + 1) + 1}}},$$

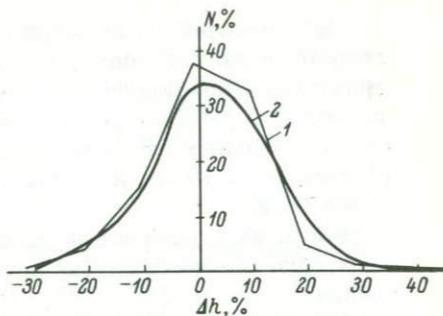
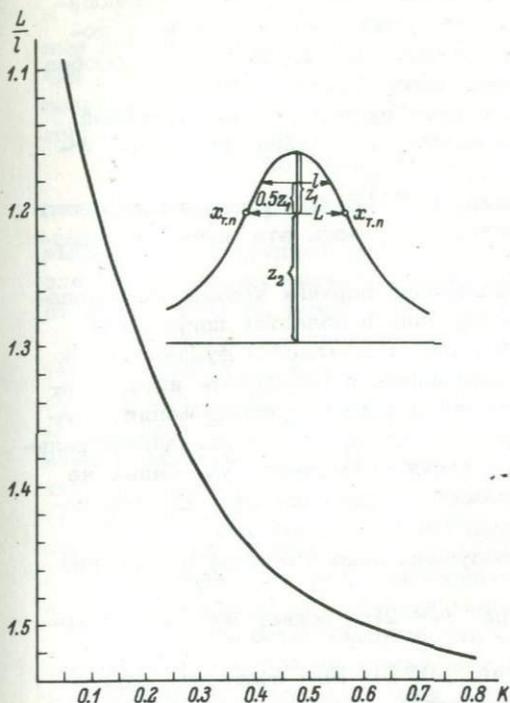


Рис. 4. Вычисление глубины залегания верхней кромки пласта по абсциссам точек перегиба.

Рис. 5. Полигон (1) и плотность распределения ошибок вычисления (2) глубин залегания верхних кромок намагниченных тел.

$N = 290$ ;  $\bar{x} = +1.55\%$ ;  
 $\sigma = 11.25\%$ .

где  $\alpha = \left(\frac{b}{h}\right)^2$ .

Отсюда  $L/l = F(b/h)$ , т.е. по отношению разности абсцисс можно найти  $b/h$  и тем самым  $h = L/K$ . Вычисления упрощает заранее составленный график (рис. 4). Зависимость, показанная на графике, сначала была эмпирически установлена В.С. Дружиной-Артемовичем.

Способ оказался возможным использовать при асимметричных аномалиях, а также в случае сложных. Он чрезвычайно прост в работе и, используя апикальную часть аномалии, обладает существенными преимуществами перед другими способами из метода характерных точек. Определение глубины меньше зависит от наложения полей, не требует установления положения нулевого уровня и относительно инертно к форме возмущающего объекта. Надежность определения глубины указанным способом зависит от точности нахождения точек перегиба по наблюдаемой кривой. Поэтому он применялся для аномалий, у которых область перегиба выражена достаточно резко.

Для изолированных аномалий нашли применение также и другие известные в литературе способы.

По изометрическим аномалиям вычисление глубины производилось теми же способами, что и по линейно вытянутым, но с поправочными коэффициентами, найденными для каждого из способов по примеру работы А.В. Доливо-Добровольского (1963).

Вычисленные глубины исправлялись за простирание аномалий (Логачев, 1955) и использовались для вычисления намагниченности.

Когда на ограниченной площади (15x15 км) удавалось получить несколько значений глубин до верхней кромки, эти значения осреднялись.

Ошибки вычислений глубин залегания верхних кромок исследовались сопоставлением с данными бурения в областях погружения фундамента от 1 до 3 км. Сопоставлялись отметка фундамента по скважине и значение глубины, полученное в результате интерполяций вычисленных по аномалиям глубин в точку расположения скважины. При этом выбирались районы с относительно спокойным рельефом фундамента и привлекались точки вычислений, удаленные не более чем на 10-15 км от скважины. Таким образом удалось подобрать статистический материал по 290 скважинам.

При каждом сопоставлении получены относительные отклонения  $\Delta h = \frac{h_{\text{выч}} - h_{\text{скв}}}{h_{\text{скв}}} \cdot 100\%$ , которые при  $N = 290$  подвергнуты статистической обработке (Митропольский, 1971). Был составлен вариационный ряд, вычислены статистические характеристики, построен полигон распределений и кривая статистической вероятности (рис. 5). Как видно, кривая статистической вероятности сходна с нормальной кривой распределения. Действительно, оценка с помощью критерия Пирсона при уровне значимости 0.05 убеждает, что распределение описывается нормальным законом. Такое распределение нельзя объяснить геологическими причинами. Оно несомненно отражает ошибки, связанные с самими вычислениями глубин. Таким образом, ошибки в определении глубин залегания верхних кромок по принятой методике, подчиняясь нормальному закону, носят вероятностный характер, такой же, как ошибки любых измерений. Это к тому же подтверждает, что верхние кромки источников магнитных аномалий Русской плиты совпадают с поверхностью фундамента.

Вычисление намагниченности велось в предположении, что источники магнитных аномалий распространяются на большую глубину и намагничены по вектору нормального поля. При вычислении использовалась формула, освобождающая от выбора нулевого уровня:

$$I = \frac{\Delta T_{\text{max}} - \Delta T_{\text{min}}}{4 \arctg \frac{b}{h}} \cdot \frac{k_z}{k_A}$$

где  $k_z$  - коэффициент, учитывающий конечность магнитного объек-

та по простирацию (Геологическое строение..., 1967), а  $K_A = 1 - \cos^2 i \cos A$  (Логачев, Захаров, 1973). Заранее подготовленные графики зависимости для получения входящих в формулу величин сводят вычисление намагниченности к простым действиям с величиной  $\Delta T_{\max} - \Delta T_{\min}$ , снимаемой с карт магнитного поля (Геологическое строение..., 1967).

Намагниченность образований, вызывающих магнитный фон, определялась по формуле  $I = \frac{\Delta T_{\max} - \Delta T_{\min}}{2\pi} k_n$ . Величина  $\Delta T_{\max} - \Delta T_{\min}$  выбиралась по средней амплитуде фона. Коэффициент  $k_n$  введен для учета влияния нижней границы и при изменении ширины фона от 20 до 100 км возрастает от 1.2 до 2.0.

Необходимое осреднение намагниченности по локализованным телам достигалось выбором для вычисления средних значений  $\Delta T_{\max} - \Delta T_{\min}$  на участках с плавно меняющимися значениями  $\Delta T_{\max}$ . Границы участков чаще всего определялись резким изменением максимальных значений. При плавном изменении максимальных значений границы участков выбирались с таким расчетом, чтобы средние значения максимальных значений на соседних участках отличались бы не более чем на 100–150 гамм.

Намагниченность тел, вычисленная в пределах магнитного фона, увеличивалась на величину намагниченности фона.

В итоге обработки были составлены результативные карты в масштабах проведенных аэромагнитных съемок. На картах показывались контуры верхних кромок намагниченных тел, глубина их залегания и намагниченность. Для тел, вызывающих аномалии с четко выраженной асимметрией, показывались также вероятные направления падения. Специально обозначались тела, верхние кромки которых располагаются выше и ниже поверхности фундамента, а также области развития магнитного фона.

Карты результатов обработки (карты намагниченности) по существу представляют собой модель, по которой может быть вычислено магнитное поле (рис. 6). При совпадении вычисленного поля с наблюдаемым в допустимых пределах карты намагниченности могут рассматриваться как еще один из способов изображения результатов магнитной съемки.

Карты намагниченности, без ущерба выдерживая простое уменьшение в 10–20 раз, являются прекрасным средством обобщения результатов аэромагнитных съемок обширных территорий. В настоящей работе такое обобщение было произведено путем уменьшения карт намагниченности масштабов 1:25 000–1:200 000 до масштаба 1:1 000 000.

Карта намагниченности геологически хорошо изученной советской части Балтийского шита составлялась только с целью сопоставления с картами намагниченности Русской плиты. Составление карты проводилось по съемкам масштаба 1:200 000, реже крупнее, и имело свои особенности. Выделялись только те источники, которые проявили бы себя при высоте наблюдений 1 км. С этой

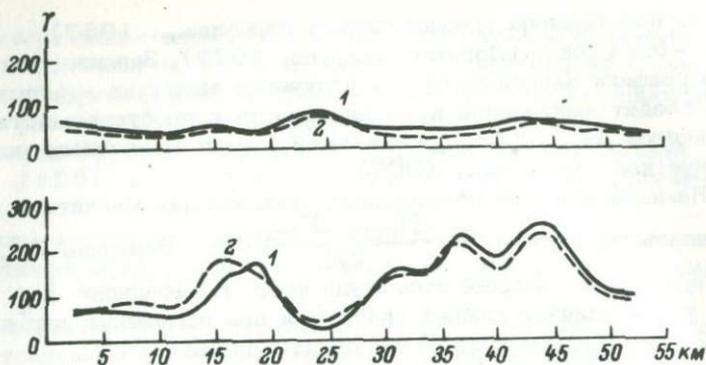


Рис. 6. Сопоставление наблюдаемых значений  $\Delta T$  (1) с вычисленными по карте намагниченности (2).

целью незначительно отличающиеся по интенсивности группы максимумов, расположенные друг от друга на расстоянии менее 0,8–1,0 км, объединялись одним контуром, намагниченность же внутри контура вычислялась по формуле  $I = \frac{\Delta T_{\text{CP}}}{2\pi}$ . Как показывают пересчеты магнитного поля вверх (Атлас..., 1963, 1966), на высоте около 1 км такому расположению источников отвечают аномалии простой формы, вычисленная намагниченность по которым близка намагниченности, вычисленной по среднему значению поля на высоте 100 м. На карту выносились только тела, для которых справедливо неравенство  $\Delta T_{\text{CP}} 2b > 125$  ( $\Delta T$  в гаммах,  $b$  в километрах). Если  $\Delta T_{\text{CP}} 2b < 125$ , аномалия на высоте 1 км при незначительном градиенте не превосходит 50 гамм и выделение по ней источника при съемке с прибором АСГМ–25 ненадежно.

Для удобства сопоставления удаленных районов и общего обзора составлена прилагаемая к работе карта намагниченности фундамента Русской плиты масштаба 1:2 500 000 (рис. 7, см. вкладку). На карте показаны контуры верхних кромок магнитных тел фундамента, их намагниченность и вероятное направление падения. Намагниченность дана в градациях 1–5, 6–13, 14–25 и более 25х  $10^{-4}$  СГС (Геологическое строение..., 1967), что соответствует слабо-, умеренно-, средне- и сильномагнитным образованиям. В иных градациях дана намагниченность образований, вызывающих магнитный фон. Особо показаны тела, верхние кромки которых расположены ниже поверхности фундамента.

С тем чтобы облегчить сравнение приподнятых областей фундамента с опущенными, карта намагниченности масштаба 1:2 500 000 в районах, где глубина до фундамента менее 1 км, составлена путем трансформации исходных карт. Задача трансформации заключалась в том, чтобы представить исходные карты намагниченности

приподнятых областей в виде карт, которые как бы были построены по магнитному полю, наблюдаемому на высоте 1 км от поверхности фундамента. С этой целью, во-первых, исключались тела, эффект от которых при такой высоте оказался бы меньше 50 гамм, для чего на основании известного выражения  $\Delta T_{\max} = 4I \arctg \frac{b}{h}$

были найдены минимальные мощности, при которых тела различной намагниченности создают на высоте 1 км аномалии менее 50 гамм. Во-вторых, объединялись тела примерно равной мощности, расположенные относительно друг друга так, что при высоте наблюдений 1 км они вызвали бы одну аномалию простой формы. Для этого по соотношению, установленному С.С. Красовским (1965, с. 53-57), были вычислены максимально возможные интервалы между телами различных мощностей, при которых на высоте наблюдений 1 км эти тела вызовут аномалии с одним максимумом. Намагниченность тел, возникших в результате объединения, определялась осреднением намагниченности по площади контура нового тела.

Таким образом, карта намагниченности масштаба 1:2 500 000 на всей территории отвечает условиям, при которых плоскость наблюдений удалена от источников аномалий на высоту не менее 1 км.

Публикуемая карта намагниченности по сравнению с нашей предшествующей картой (Геологическое строение..., 1967) значительно уточнена и дополнена. Учтены все аэромагнитные съемки, проведенные на Русской плите в последнее десятилетие; в результате карта серьезно изменена на всем западе и востоке. Карта дополнена на юге территорией Воронежской антеклизы. Показаны области развития магнитного фона и глубинные аномалии. Проведенная трансформация позволяет более объективно сопоставлять участки приподнятого положения фундамента с участками, где он погружен. Наконец, карта заново отредактирована автором.

Аномалии поля силы тяжести Русской плиты обусловлены рядом факторов. Основным из них является плотностная неоднородность верхней части фундамента (Андреев, Клушин, 1962; Изучение..., 1971). Именно эти неоднородности вызывают аномалии с амплитудой от 5-10 до 50 мгл и более при ширине по зонам максимальных градиентов 20-70 км, которые формируют основной рисунок поля силы тяжести. Остальные факторы могут обусловить либо аномалии гораздо большего площадного распространения при незначительных градиентах (рельеф и плотностные неоднородности верхней мантии и нижней части коры, плавное изменение рельефа фундамента, латеральная изменчивость плотности осадочного чехла), либо аномалии, как правило, небольшой интенсивности (первые миллигалы) и весьма ограниченного площадного распространения (рельеф фундамента, структуры осадочной толщи). Первые из них представляют собой фон, на котором почти без искажений проявляются аномалии, вызванные плотностными неоднородностями фундамента, вторые сами проявляются на фоне последних, обуславливая незначительные, но характерные изменения хода некоторых изолиний.

Исключение представляют собой области, характеризующиеся значительными перепадами глубин до фундамента и резко выраженными плотностными неоднородностями осадочного чехла. К ним относятся главным образом Припятская впадина и Предуральский прогиб, где гравитационный эффект, связанный с осадочной толщей, является основным и иногда совершенно затушевывает аномалии, обусловленные плотностными неоднородностями фундамента. На территориях других впадин платформы этот эффект, по-видимому, выражен гораздо слабее, поскольку поле силы тяжести не обнаруживает сколько-нибудь четкой корреляции с рельефом фундамента.

Источники аномалий, связанных с плотностными неоднородностями фундамента, как правило, выходят к его поверхности. Это очевидно в хорошо изученных районах Балтийского щита (Шустова и др., 1973), Волго-Уральской области (Богданова и др., 1973), Воронежской антеклизы (Методика..., 1976; Строение..., 1976), Эстонии (Пуура, 1974) и Белоруссии, где почти всегда аномалии поля силы тяжести находят непосредственное объяснение в плотностных неоднородностях поверхности фундамента.

О совпадении верхних кромок основных источников аномалий силы тяжести Русской плиты с поверхностью фундамента говорит и несомненная согласованность гравитационных и магнитных аномалий. Особенно четко она обнаруживается при сопоставлении поля силы тяжести с картой намагниченности. Согласованность чаще всего выражается не столько в простом совпадении гравитационных и магнитных аномалий, сколько главным образом в совпадении зон, выделяющихся в поле силы тяжести, с зонами, характеризующимися на карте намагниченности определенным распределением магнитных тел. В частности, линейным в поле силы тяжести зонам соответствуют зоны с линейными магнитными телами, изометричным — зоны с телами различной конфигурации, простирающимися по границам зон (рис. 8). Чаще всего зонам, выделяющимся в поле силы тяжести, соответствует и определенный диапазон намагниченности, свойственный магнитным образованиям зоны (рис. 9).

Таким образом, характер источников, формирующих поле силы тяжести плиты, позволяет районировать поверхность фундамента по этому полю.

Вместе с тем отмеченная согласованность магнитных и гравитационных аномалий открывает возможность районирования фундамента путем совместного анализа поля силы тяжести и намагниченности. В результате такого анализа соответствующих карт масштаба 1:1 000 000 была составлена карта геофизического районирования фундамента платформы. Районирование проводилось по характеру и интенсивности гравитационных аномалий, связанных с плотностными неоднородностями фундамента, и распределению, простираению, конфигурации и намагниченности магнитных образований. При этом гравитационные аномалии имели как бы собирательное значение. Границы геофизически однородных зон сначала намечались по участкам максимальных градиентов аномалий силы тя-

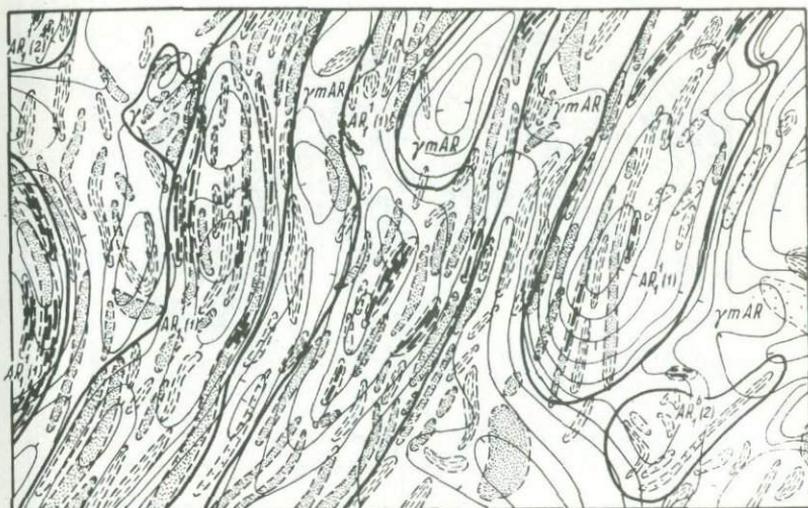


Рис. 8. Выделение комплексов раннего докембрия фундамента по карте намагниченности и полю силы тяжести.

Тела с намагниченностью: 1 - до 5, 2 - 6-13, 3 - 14-25, 4 - более  $25 \cdot 10^{-4}$  СГС; 5 - условные изолинии поля силы тяжести и направление уменьшения его интенсивности; 6 - контуры различных комплексов (индексы комплексов см. в табл. 1).

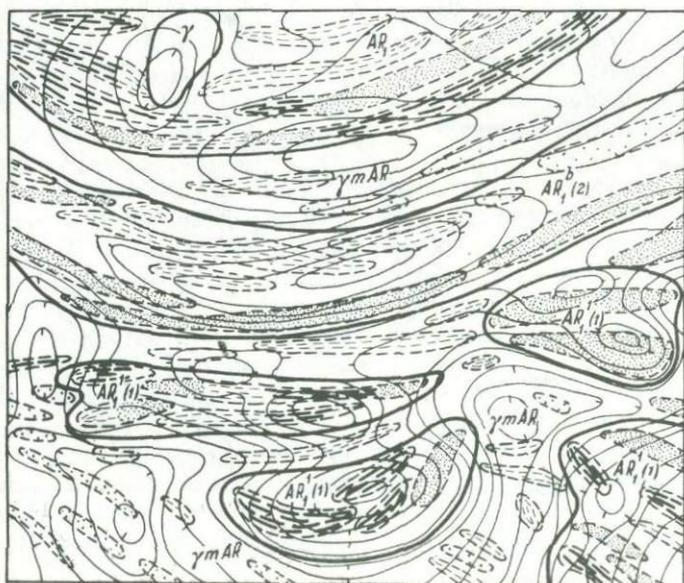


Рис. 9. Условные обозначения см. на рис. 7.

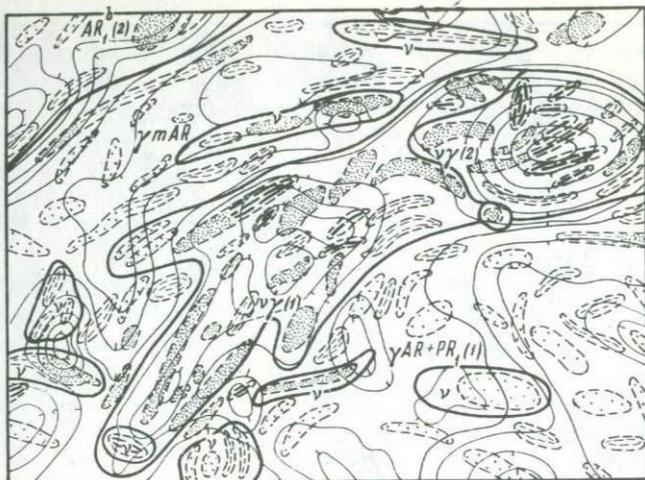


Рис. 10.

Условные обозначения см. на рис. 7.

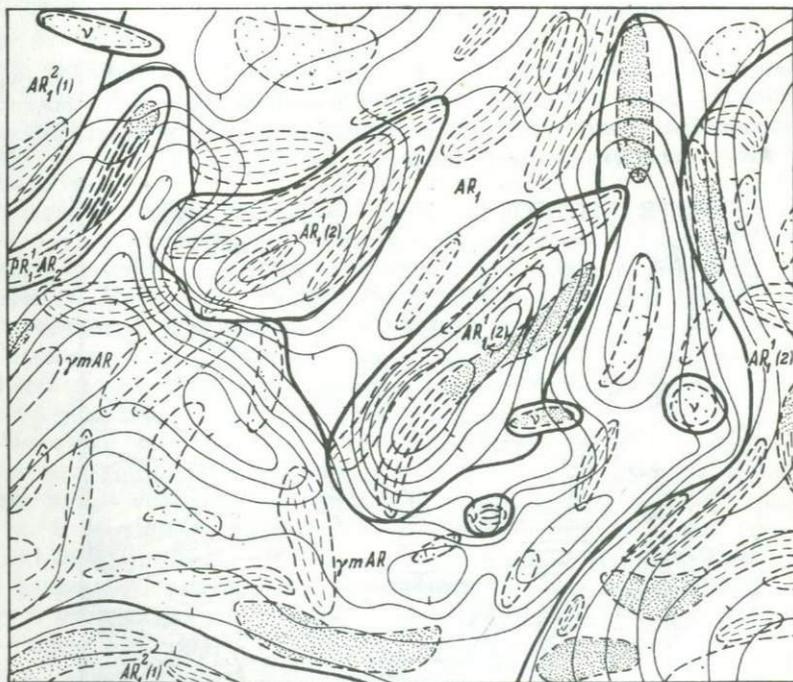


Рис. 11.

Условные обозначения см. на рис. 7.

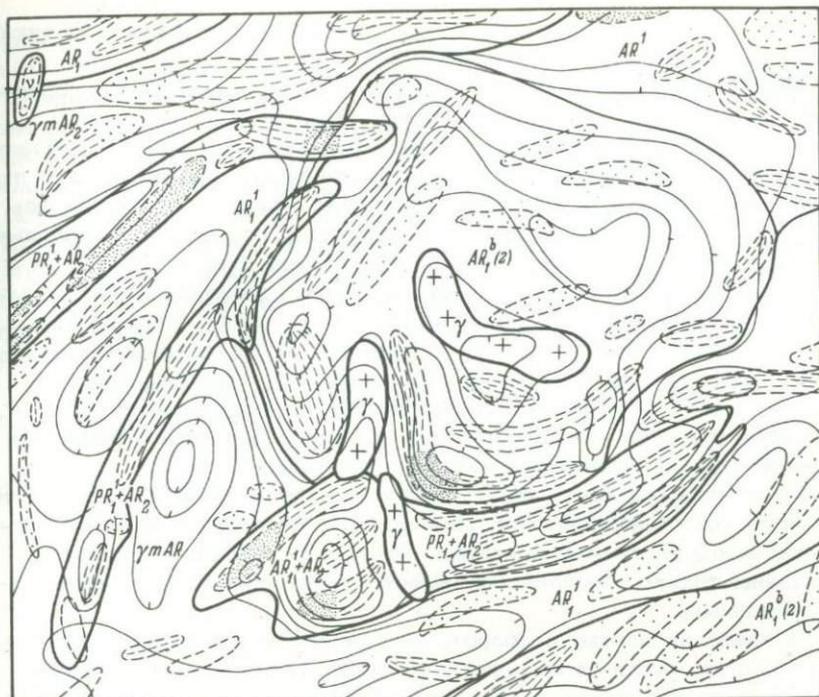


Рис. 12.

Условные обозначения см. на рис. 7.

жести, а затем уточнялись по карте намагниченности. Помимо значительных по площади зон при геофизическом районировании по отдельным гравитационным аномалиям и магнитным телам, особенно в случае их дискордантного положения по отношению к окружающей ситуации, выделялись небольшие локализованные объекты – вероятные интрузии. На рис. 10–12 приводятся примеры геофизического районирования.

Сопоставление результатов предпринятого геофизического районирования с геологическими картами Балтийского щита свидетельствует, что полученные геофизически однородные зоны в целом соответствуют областям развития пород определенных геологических комплексов. Такое же сопоставление в хорошо разбуренных районах Русской плиты показывает, что каждая из выделенных зон характеризуется вполне определенным, отличным от соседних зон набором пород фундамента, вскрытых скважинами, которые можно отнести к единому комплексу. Указанное соответствие позволило в хорошо изученных районах платформы выделить геологические комплексы с эталонными геофизическими характеристиками и по их аналогии на основе карты геофизического районирования составить геологическую карту фундамента Русской плиты (рис. 13). В табл. 1

(см. вкладку) приводятся основные геофизические характеристики различных комплексов геологической карты фундамента.

Имеющиеся данные по метаморфизму дали возможность составить также и карту метаморфических комплексов (рис. 15).

Как следует из методики составления карт, выделенные области представляют собой районы преимущественного развития того или иного комплекса в осредненных границах. Такое осреднение тем больше, чем больше глубина до фундамента, что заметно, например, при сравнении западных и восточных районов плиты. В восточных районах, где фундамент залегает глубже и геофизические поля менее выразительны, геологическая карта несколько схематичнее, чем на западе. При мощности осадочного чехла, превышающей 3-4 км, как это имеет место в Предуральском прогибе, геолого-геофизические построения по фундаменту в силу резкого снижения возможностей магниторазведки и гравиразведки и отсутствия данных бурения становятся менее надежными.

Геологическая карта на Балтийском щите в целях возможности прямого сопоставления геологической обстановки на щите и плите значительно схематизирована. Здесь в осредненных границах показаны только комплексы, надежно выделяющиеся по геофизическим данным.

В пределах плиты, наоборот, на геологической и метаморфической картах нашли отражение некоторые комплексы, получившие в геофизических полях слабое отражение, но имеющие важное геологическое значение. На западе — это области развития околоских образований, на востоке — уийских, сармановских и кукморских.

Необходимо отметить, что образования, аналогичные нижним толщам кольской серии, по геофизическим характеристикам близки к образованиям, аналогичным породам курской и михайловской серий в совместном залегании. Отличие состоит лишь в том, что первые слагают обычно довольно широкие, вторые — чаще всего узкие линейные зоны. Если это отличие несущественно для всей плиты, то не исключено, что некоторые из зон, показанные на картах как курско-михайловские, окажутся представленными аналогами пород низов кольской серии. Столь же вероятно, что некоторые удлиненные тела, показанные как основные и ультраосновные интрузии, на самом деле представлены породами, аналогичными курско-михайловским.

Показанные на карте намагниченности области развития магнитного фона, как правило, накладываются на зоны, выделенные в результате анализа поля силы тяжести и распределения намагниченных тел, без ощутимой закономерности и в большинстве случаев не использованы при геофизическом районировании. Исключение составляют поздние гранитоиды и граниты рапакиви, с которыми фон обнаруживает несомненную пространственную связь и является для них дополнительным геофизическим признаком. Наложенный характер и данные по юго-западной Карелии (К.О. Кратц, Р.С. Со-

кол и др., 1969 г.) заставляют связывать области магнитного фона с самыми поздними метаморфическими процессами.

Границы зон, выделенных в результате геофизического районирования, удовлетворяют критериям трассирования разломов, принятым в геофизике. К тому же эти границы в большинстве случаев разделяют области различного метаморфизма и истории развития и потому не могут не быть тектоническими. На врезке (рис. 13) показаны наиболее протяженные и ярко выраженные глубинные разломы, являющиеся на всем своем простирании границами различных комплексов. Многие из них обнаруживают себя, кроме того, флексурами в осадочной толще, а также на космических снимках и, таким образом, являются долгоживущими.

Показанные разломы образуют, по-видимому, основную систему глубинных разломов платформы.

## РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ НИЖНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ФУНДАМЕНТА

В основу геологической карты фундамента, как указывалось выше, легли типовые комплексы того или иного возраста на Балтийском щите, совокупность геофизических (магнитных и плотностных) и вещественно-петрологических характеристик которых с хорошо изученной в этом отношении обнаженной территории щита распространялась на закрытую область для соответствующего расчленения погребенного фундамента. Поэтому территория Балтийского щита на предлагаемой геологической карте отличается от показанной на существующих геологических картах тем, что здесь выделены прежде всего те типовые комплексы, совокупные характеристики которых могли по принятой методике и имеющемуся фактическому материалу быть распространены на погребенную область и, следовательно, более наглядно показать увязку геологического строения погребенного фундамента с таковым его обнаженной части.

Полученное таким образом геологическое расчленение пород фундамента плиты, естественно, проверялось данными по вещественному составу и петрологическим (метаморфическим) характеристикам керн многочисленных буровых скважин, схема распределения которых показана на рис. 1.

Из этой схемы отчетливо видна неравномерность и неодинаковая полнота изученности рассматриваемой территории фундамента. Большая южная часть карты насыщена геофизическими материалами и буровыми скважинами, тогда как северная часть, за исключением Балтийского щита, практически охарактеризована только геофизически.

Существенное значение для истолкования геологического строения фундамента имел вновь определенный архейский возраст типового комплекса - гимольской серии и ее возрастных эквивалентов (лопий Балтийского щита), которые на всех существующих геологических картах показаны в составе нижнего протерозоя в соответствии со старой схемой, замененной теперь другой. В данной работе условно архей разделен на нижний и верхний, что в известной мере объясняется отнесением лопских комплексов к архею. Дано и разделение нижнего архея на нижнюю и верхнюю часть. Такое расчленение также соответствует в

целом расчленению известного разреза типового комплекса кольской серии и ее эквивалентов на нижнюю часть — преимущественно из основных кристаллических сланцев и верхнюю часть — из преобладающих глиноземистых гнейсов и сланцев. В ряде случаев намечается и отчетливый перерыв и несогласие (?). Но выделение указанных самостоятельных подразделений, как это сделано на составленной карте, является пока также условным.

Целесообразность подобного расчленения в данном случае диктуется прежде всего тем, что комплексы нижнего и верхнего архея, как и толщи, относящиеся к низам и верхам нижнего архея, настолько отчетливо отличаются по своим совокупным геофизическими и вещественно-петрологическим характеристикам, что последние могут быть хорошо прослежены и действительно прослеживаются в области закрытого фундамента и существенно помогают в геологическом его расчленении. Любопытно, что указанные комплексы по геофизическим данным с учетом данных буровых скважин нередко имеют здесь раздельное, самостоятельное распространение.

Для правильного чтения геологической карты и текста к ней следует учесть еще одну существенную особенность, отличающую ее от существующих геологических карт. В соответствии с решением Всесоюзного совещания по общей стратиграфической шкале докембрия в г. Уфе в мае 1977 г. из подразделений протерозоя исключен средний протерозой, а относившиеся к нему комплексы включены в состав единого нижнего протерозоя в качестве его верхних членов (например, вепсий Карелии и грязинская серия под чехлом). Изменено положение в шкале ятулия, печенгской и имандра-варзугской серий, которые по новым данным оказываются древнее прежнего среднего протерозоя. Воронцовская серия в фундаменте по аналогии с ладожской серией Балтийского щита ныне считается моложе ятулия (печенги), но древнее вепсия. Таким образом, выделяемый на карте нижний протерозой в принятом объеме расчленен на три подразделения.

Наконец, так как достоверные изотопно-геохронологические данные для определения возрастных соотношений комплексов, выделенных в составе фундамента плиты, практически отсутствуют, то за возраст каждого из них с учетом структурных соотношений и ряда других данных принимается возраст лежащего в основе его выделения типового комплекса Балтийского щита и частью вскрытого разреза КМА.

В фундаменте Русской плиты, как это видно на геологической карте (рис. 13, см. вкладку), супракрустальные комплексы подразделены на образования нижнего, верхнего архея и нижнего протерозоя. В каждом из этих крупных хроностратиграфических подразделений выделяются типовые комплексы, отличающиеся по вещественному составу, характеру метаморфизма и последовательности метаморфических процессов и стратиграфическому положению. В табл. 2 дана корреляция стратиграфических подразделений

фундамента Русской плиты и Балтийского щита раздельно для регионов Карелии и Кольского полуострова. В фундаменте Русской плиты достаточно большие площади занимают нерасчлененные супра-крустальные и плутонические породы, условно датируемые нижним археем, однако часть из которых несомненно является интенсивно переработанными толщами нижнего и верхнего архея. Относительно меньшее распространение имеют раннепротерозойские образования по сравнению с архейскими породами, и это в известной мере объясняется ограниченными возможностями геофизических методов для закрытых территорий. По-видимому, это объясняется еще тем, что нижнепротерозойских образований в самом деле распространено в фундаменте значительно меньше архейских.

### Н и ж н и й а р х е й (AR<sub>1</sub>)

Супракрустальные породы нижнего архея в фундаменте Русской плиты в настоящей работе расчленены нами на две толщи. Нижняя толща объединяет среднюю и нижнюю свиты верхней толщи кольской серии и раннего архея в фундаменте Ленинградской области (на карте не расчленены) — преимущественно кристаллические сланцы основного состава (средняя свита — чудзьяврский тип разреза кольской серии восточной части Балтийского щита) и подстилающий их менее однородный комплекс тонкополосчатых гранат-биотитовых гнейсов, сильно мигматизированных, с субстратом разного исходного состава, включающих прослойки двупироксеновых кристаллических сланцев, иногда железорудных (нижняя свита — пинкельяврский тип разреза кольской серии). В низах разреза нижней свиты, как это наблюдалось на Кольском полуострове (Бондаренко, Дагелайский, 1968), преобладают породы кислого состава, в то время как в верхней части этой свиты возрастает количество прослоев и увеличивается мощность пород основного состава. В средней свите в направлении снизу вверх также уменьшается количество пород глиноземистого состава (метапелитов) и возрастает — основного состава, среди которых присутствуют согласные тела метаморфизованных ортопород.

Верхняя толща — существенно глиноземистая — метапелитовая, обладает большей мощностью. Для нижних частей разреза этой толщи характерно присутствие железисто-силикатных пород, ритмично переслаивающихся с высокоглиноземистыми породами и представляющих собой типичный стратиграфический горизонт метапелитовых толщ раннего докембрия.

### Н и ж н и е т о л щ и н и ж н е г о а р х е я (AR<sub>1</sub><sup>1</sup>)

В качестве эталона этих толщ рассматриваются чудзьяврская и пинкельяврская свиты кольской серии на основании того, что

в изученных нами разрезах по скважинам в фундаменте Русской плиты и на восточных склонах щита (Ленинградская область) наблюдается одно и то же последовательное залегание определенных литологических типов пород и установлена одинаковая эволюция в них метаморфических процессов. Как видно на рис. 14, эти разрезы хорошо сопоставляются со стратиграфической последовательностью аналогичных ассоциаций пород (свит) в сводной колонке супракrustальных архейских гнейсов кольцевой серии района оз. Чудзьявр-р. Кола.

В пределах фундамента Русской плиты нижняя толща нижнего архея пользуется сравнительно широким развитием в Ленинградской области, Центральной Эстонии, на юге Литвы и в Калининградской области; с ней коррелируется верхняя подтолща щучинской серии в БССР, отграднинская толща на востоке плиты и др. (амфиболиты, вскрытые скв. Балахониха, Венев, Порецкая 1, Котельнич 4). Нижняя толща объединяет две свиты - среднюю и нижнюю, описание которых дается отдельно.

Средняя свита нижней толщи -  $AR_1^1$  (эталон - чудзьявская свита) подстилает высокоглиноземистую верхнюю толщу (рис. 14). Граница между этими свитами в скв. Песочная 2 проходит на глубине 600, а в скв. Елизаветинская - 250 м. Представлена существенно кристаллическими сланцами (пара- и ортопороды двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые, с анортозитами и чарнокитами). Вертикальная мощность этой свиты по скважинам определяется в 100 и 250 м.

Нижняя свита нижней толщи -  $AR_1^1$  (сопоставляется с пинкельярской свитой) сложена мигматизированными гнейсами с преобладающими тонкополосчатыми гранатовыми мигматитами с неоднородным составом субстрата и маломощными прослоями гиперстеновых, гиперстен-амфибол-биотитовых сланцев и гранат-биотитовых гнейсов. Такая ассоциация пород могла быть образована по тонкопереслаивающимся пелитам и грауваккам (Бондаренко, Дагелайский, 1968). Непосредственный контакт между нижней и средней свитами нижней толщи наблюдался нами в скв. Песочная 2 в интервале 700 м и в скв. Медное озеро 1 на глубине 530 м. Нижняя свита пройдена скважинами на небольшую глубину и подстилающие ее породы не вскрыты. Таким образом, геологические данные свидетельствуют о том, что в низах супракrustальной нижней толщи залегают метапелит-граувакковые породы, непосредственно подстилающие комплекс кристаллических сланцев основного состава.

В Прибалтике нижняя толща нижнего архея является составной частью так называемого Прибалтийского архейского гнейсо-мигматитового складчатого массива (Главные черты..., 1976). Эта толща в виде сравнительно широкой полосы северо-западного простирания развита на юге Эстонии и севере Латвии. Сложена кристаллическими сланцами основного состава (гранат-гиперстеновыми, гиперстен-диоксид-плагноклазовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами). Наблюдающиеся среди них гранат-кордиерит-гиперстен-био-

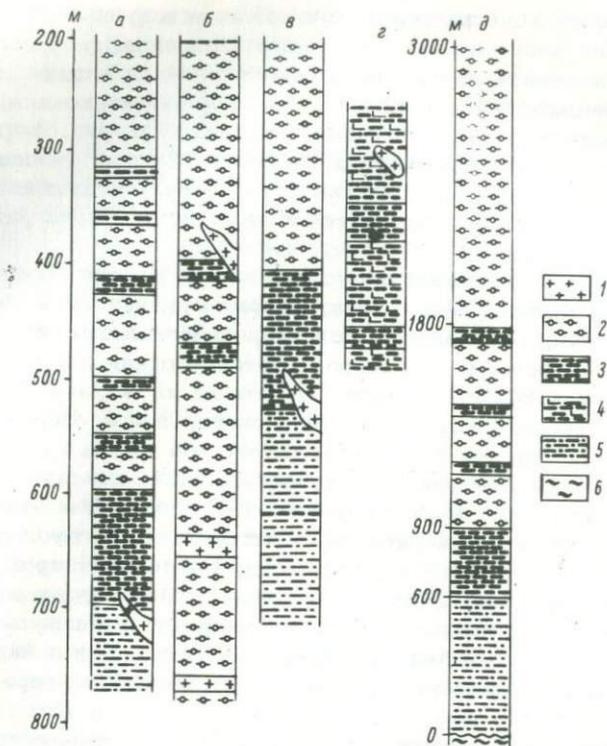


Рис. 14. Геологические разрезы по скважинам (юг Карельского перешейка):

а - скв. 2; б - скв. 3; в - скв. 1; г - скв. 4; д - сводная стратиграфическая колонка супракrustальных архейских гнейсов кольсской серии района оз. Чудзьярв-р. Кола (Кольский полуостров); 1 - микроклиносодержащие пегматоидные гранитоиды с биотитом; 2 - высокоглиноземистые гнейсы (порфиробластические гранаткордиерит-ортоклаз-биотитовые гнейсы, гранатсодержащие аплитоиды, гранитоиды, кордиеритсодержащие анатектиты) с маломощными прослоями гранат-биотитовых и гиперстен-биотитовых гнейсов; 3 - двухпироксеновые кристаллические сланцы; 4 - кристаллические сланцы основного состава (двухпироксеновые, гиперстен-амфиболовые гнейсо-сланцы с анортозитами и чарнокитами); 5 - гранатомигматиты с маломощными горизонтами гиперстенных и гиперстен-амфибол-биотитовых сланцев и гранит-биотитовых гнейсов; 6 - ультраметаморфический комплекс, подстилающий кольскую серию гнейсов.

титовые и другие сланцы (гнейсы) не образуют самостоятельных горизонтов, а возникают по сланцам основного состава вследствие метаморфических преобразований (скв. Кыну). На севере Литвы скв. Стайцелю в этой же толще были выявлены магнетит-гранат-пироксеновые кристаллические сланцы и эулизиты — бесполовошпатовые двупироксен-гранатовые гранулиты с маломощными прослоями гранат-биотитовых гнейсов. Собственно железосиликатные породы в этом районе залегают в кристаллических сланцах, образованы по ним вследствие метасоматических процессов при региональном метаморфизме и не могут рассматриваться как стратиграфический горизонт.

Породы этой же толщи, но представленные амфиболитами, биотит-амфиболовыми сланцами, метагабброидами с подчиненными биотитовыми сланцами и гранат-биотитовыми гнейсами, развиты также в Западной Эстонии, где скв. Кохила вскрыты на большую глубину.

С нижней толщей нижнего архея в фундаменте Белоруссии нами коррелируется верхняя подтолща гнейсов основания (Пап, 1976). Она сложена двупироксеновыми кристаллическими сланцами, гранат-гиперстен-биотитовыми, гиперстен-роговообманковыми гнейсами и подчиненными им гранат-кордиерит-биотитовыми и плагиоклаз-амфиболовыми гнейсами, а также двупироксен-магнетитовыми сланцами и магнетитовыми кварцитами. По нашему мнению, в этом комплексе присутствуют и ортосланцы, т.е. метаморфизованные габброиды, сопровождающиеся железными рудами диафорического происхождения. Нижняя подтолща гнейсов основания нами в свою очередь коррелируется с нижнеархейским нерасчлененным гранито-гнейсовым, мигматитовым комплексом, который будет рассмотрен ниже.

В Калининградской области, согласно нашей документации и описанию kernового материала (1975-1976), скважинами Славская 1, 3 и Западно-Красноборская 2 (глубина 2078-2219,5 м) вскрыты кристаллические сланцы основного состава (гиперстен-биотит-роговообманковые, гранат-гиперстен-биотит-роговообманковые с анатектическими гранат-кордиеритовыми гранитоидами, порфиробластическими мигматитами и гранат-биотитовыми кристаллическими сланцами), очень сходные по петрологии метаморфизма с подобными породами Западной Литвы (скв. Гаргждай) и Шелково под Москвой, слагающими нижнюю толщу. В анатектических гранат-кордиеритовых гранитоидах и роговообманковых гранитоидах, что развиты также и в южной Эстонии, хорошо сохранились теньевые текстуры унаследованных кристаллических сланцев основного состава. В породах этого региона видна перекристаллизация, обусловленная более поздними процессами щелочной фации выщелачивания, по-видимому, того же возраста ( $PR_1$ ), что и процессы, наблюдавшиеся нами в породах юга Литвы.

Аналогичная ассоциация пород, залегающая в низах разреза архейских гнейсов на востоке плиты, выделена под названием

приказанской (Ситдигов, Полянин, 1976) или отрадинской толщи (Лапинская, Богданова, 1976). По мнению последних авторов, эта толща состоит из метавулканитов и многочисленных тел ультрабазитов и габброидов, которые предположительно отнесены ими к офиолитовой формации. Высказывается предположение о том, что кристаллические сланцы основного состава слагают базитовый фундамент большечеремшанской первично пелитовой толщи (например, в Камско-Вятской зоне). Однако необходимо учитывать следующие обстоятельства.

На Балтийском щите (Кольский полуостров) в толще кристаллических сланцев основного состава установлены ритмично-слоистые парапоры и согласно залегающие с ними метаморфизованные ортопоры (Бондаренко, 1960; Бондаренко, Дагелайский, 1968). Поры, слагающие нижнюю толщу нижнего архея в фундаменте БССР, преимущественно рассматриваются как парапоры. Кроме того, на Кольском полуострове установлены согласные контакты и взаимопереходы между толщей кристаллических сланцев основного состава и нижележащими неоднородными метапелитами с горизонтами основных ортопор, количество которых уменьшается по мере удаления от контактов вниз по разрезу. Иначе говоря, толща кристаллических сланцев основного состава всегда согласно подстилает толщу высокоглиноземистых метапелитов и перекрывает стратифицированную неоднородную толщу супракрустальных образований метапелит-грауваккового (терригенно-вулканогенного) состава (пинкельярская свита на Кольском полуострове и керетская свита (?) в беломорской серии).

#### Верхние толщи нижнего архея (AR<sub>1</sub><sup>2</sup>)

В качестве эталона верхней толщи нижнего архея принята волшпакская свита кольской серии, состоящая из высокоглиноземистых гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовых и бескордиеритовых гнейсов (метапелитов), содержащих маломощные прослои двупироксеновых или гиперстен-биотитовых, гранат-биотитовых кристаллических сланцев. В основании этой толщи существенно однородных, но обычно интенсивно гранитизированных гнейсов залегают комплексы ритмично-слоистых парапор. Это высокоглиноземистые гнейсы и железисто-кремнистые силикатные породы (эулизиты, бесполовшатово-гранат-гиперстенные основные гранулиты и гранат-гиперстен-магнетитовые кристаллические сланцы), находящиеся в тесной пространственной ассоциации и выдержанные по простираанию. В центральной части Кольского полуострова именно такая толща согласно перекрывает также ритмично-слоистую пачку нижележащей толщи кристаллических сланцев основного состава (чудзьяврская свита, - Бондаренко, Дагелайский, 1968).

В опорном разрезе нижнеархейских образований в фундаменте Ленинградской области верхняя толща пройдена на глубину до

600 м (скважины: Песочная 2, Сертолово 3, Медное озеро 1). Гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовые гнейсы, слагающие ее, насыщены гранатосодержащими аплитоидами и пегматоидами и очень похожи на такие же порфиробластические гнейсы района Пулозера на Кольском полуострове. Как правило, гнейсы именно этой толщи вскрыты под чехлом большей частью относительно неглубоких скважин (Ленинград, Сиверская площадь, район Чудского озера, Порхово, Редкино, Старицы, Молоково и др.).

Более полный разрез верхней толщи нижнего архея был нами изучен по материалам разных скважин в Северной Эстонии. Так, например, скв. Кохтла-Ярви 7 вскрыты высокоглиноземистые гнейсы с гранатовыми гранитоидами и редкими прослоями гиперстен-биотитовых сланцев. Такие же гнейсы развиты в западной и восточной Эстонии, они лишь немного отличаются по температурным условиям метаморфизма. Подобные им гнейсы распространены в Ленинградской области (скв. Сертолово) и в пределах Центрально-Кольского антиклинория, где они образуют сравнительно мощную, до 1000 м, толщу на Волшпахских тундрах и в районе Пулозера. С ними сопоставляются гнейсы, развитые в районе Ломоносова, Новгорода, Шешувис (Литва), Старой Бойни (Москва), Горького, Клинцов и др.

В Эстонии скв. Йыхви (1939-1941) вскрыт другой тип разреза толщи глиноземистых гнейсов, где гранат-кордиерит-биотит-силлиманитовые гнейсы, аналогичные гнейсам скв. Кохтла-Ярви 7, переслаиваются с железисто-силикатными породами и магнетитовыми кварцитами. Эта ассоциация пород очень сходна с ассоциацией нижней части разреза волшпахской свиты кольской серии. Породы Эстонии, однако, довольно интенсивно диафторированы.

В районе КМА верхней толще соответствует бесединская толща Курско-Бесединских аномалий, прослеживающаяся далее на северо-запад в район Малоархангельских аномалий. Существует между тем и другое представление, согласно которому гнейсы бесединской толщи образованы по метабазитам, и эта толща является метабазитовой (Полишук, Зайцев, 1979). Этому противоречат разрезы скв. 2846, 2971, в которых нами наблюдались высокоглиноземистые гнейсы - типичные метапелиты, располагающиеся в верхней части разреза скважины, и также пачки мощностью 1-2 м, местами до 24 м с вулцитами (пироксеновые гранулиты по В.Д. Полишuku), согласно залегающими с гиперстен-магнетитовыми, гранат-двоупироксен-магнетитовыми кварцитами, которые в свою очередь переслаиваются с маломощными прослоями глиноземистых гнейсов с одной стороны, а с другой - с двоупироксеновыми и гранат-двоупироксеновыми кристаллическими сланцами. Эти последние, очевидно, относятся уже к нижней толще, в которой кроме железо-силикатных пачек встречаются, как и везде, прослой гиперстеновых плагиогнейсов. В целом для этого комплекса пород характерны регрессивные (со снижением температуры) изменения более поздних метаморфических этапов и образование более богатых магнетитовых руд.

В Волго-Уральской области верхней толще соответствует черемшанская или нижекамско-черемшанская толща на Татарском своде (Полянин, Ситдинов, 1976), а также большечеремшанская серия на Жигулевско-Пугачевском своде (С.В. Богданова, Т.А. Лапинская, 1976 г.). В состав её входят: высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, чередующиеся в разрезе с основными кристаллическими сланцами (метавулканитами). Помимо этого, в Куйбышевском Заповье скв. 31 выявлена пачка (мощностью 5 м) зулизитов и подстилающих их гранатовых пегматоидов, являющихся ультраметаморфическими производными высокоглиноземистых гнейсов, вскрытых на этой площади другими скважинами. Магнетит-ортопироксен-грюнеритовые кварциты из скв. Н. Урасаево (Башкирия), по-видимому, образованы по зулизитам. Пестрый и дифференцированный состав осадков большечеремшанской серии исследователи востока плиты связывают с образованиями базитового основания, т. е. отрадинской серии, подвергающейся выветриванию и переотложению, допускающая, следовательно, перерыв в осадконакоплении. Однако на шите и в фундаменте Русской плиты видимого структурного и метаморфического несогласия между нижней и верхней толщами никем не наблюдалось. Породы этих толщ метаморфизованы в гранулитовой фации умеренного, участками повышенного давления и местами в фации альмандиновых амфиболитов. В результате ультраметаморфических процессов этого же цикла метаморфизма возникали чарнокитоподобные и анортозитоподобные породы, гранитоиды анатектического ряда и др., которые на геологической карте остались невыделенными. В ряде структурно-тектонических зон отчетливо проявлена позднеархейская переработка в условиях фации альмандиновых амфиболитов и эпидотовых амфиболитов (нерасчлененных) и последующая раннепротерозойская - куммингтонитовых амфиболитов преимущественно ставролитовой субфации или фации зеленых сланцев.

### Н и ж н и й а р х е й - б е л о м о р с к а я с е р и я (AR<sup>b</sup>)

Глубоко переработанные образования беломорского комплекса (керетская, хеталамбинская, чупинская свиты), которые, как нам представляется, хорошо коррелируются с толщами - свитами кольской серии - на карте нерасчленены. Беломорская серия, как показывают геофизические поля, прослеживается под чехлом в северной части плиты.

Развитие пород беломорской серии в фундаменте плиты подтверждено скважинами Архангельской площади (устье р. Онеги, р. Онега и др.), где были вскрыты полиметаморфические образования следующего состава: гранатсодержащие дупироксен-роговообманковые кристаллические сланцы, частично диафорированные в фации эпидотовых амфиболитов (скв. 22, глубина 91 м), которые, кстати, очень сходны с породами Приказанской площади скв. 176 на вос-

токе плиты, где, кроме того, развиты биотит-плаггиоклазовые гнейсы, биотит-амфиболовые сланцы, гранитизированные глиноземистые гнейсы. \* В свою очередь скв. 28 вскрыты гранатовые амфиболиты, мигматизированные амфиболиты, биотитовые плаггиогнейсы, двуслюдяные гнейсы и кварц-мусковитовые сланцы. Частью породы изменены при процессах кислотного выщелачивания, проходящих несомненно по гранат-биотитовым гнейсам. Другими скважинами были выявлены гранат-амфиболовые гнейсы (местами измененные до амфибол-биотит-хлоритовых сланцев), залегающие с биотитовыми плаггиогнейсами и мусковит-эпидот-кварцевыми породами, несомненно метасоматическими образованиями по гранитоидам. Такой процесс переработки гранитоидов широко проявлен, например, на Калужской площади центральных районов Русской плиты.

Аналогами беломорской серии считаем также образования так называемого гетерогенного гранулитового комплекса (карта метаморфических комплексов Л.П. Бондаренко, А.Н. Берковского, В.Б. Дагелайского, 1978 г.), распространенные в Московской синеклизе, на относительно слабо изученной северной части плиты и в ряде других районов. Выделены они в среднерусский комплекс главным образом по геофизическим признакам и образуют довольно протяженные поля. Геологически этот комплекс очень слабо изучен, но по материалам редких скважин (скв. Дьяконово, Лежская, Любим, Тотьма и в Волго-Уральском районе) можно судить, что в этом комплексе развиты супракрустальные породы, а также сильно переработанные древние гранитоидные комплексы. Вещественный состав представлен: чарнокитизированными основными кристаллическими сланцами, гранитизированными меланократовыми гнейсами, пироксеновыми сланцами, гранат-кордиерит-ортоклазовыми гранат-биотитовыми гнейсами, а также мигматитами и гранито-гнейсами. Описываемые здесь породы нижнего архея метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях, нерасчлененных по последовательности (архейский цикл). Гнейсо-гранитоиды могут оказаться еще более древними, так как нам неизвестны геологические соотношения между супракрустальными породами, с одной стороны, и гнейсо-гранитоидами и мигматитами — с другой. Те и другие являются полиметаморфическими образованиями, в разной степени диафторированы в условиях менее глубоких субфаций амфиболитовой фации и фации эпидотовых амфиболитов (метаморфизм более молодого — позднеархейского-раннепротерозойского цикла).

---

\* Материалы Порожской экспедиции (геол. К.К. Хазанович).

Нерасчлененный нижний архей  
(под чехлом) — AR<sub>1</sub>

Сложен преимущественно породами основного состава: амфиболитами, амфибол-биотитовыми гнейсами, амфибол-магнетитовыми сланцами, а также биотитовыми гнейсами, частью глубоко переработанными — гранитизированными и диафторированными. В основном, вероятно, отвечает низам нижнего архея, геофизические поля которого отличаются от полей нижнеархейского среднерусского гетерогенного и гранито-гнейсового комплекса. В Ленинградской области к этому комплексу относятся ассоциации пород, являющиеся аналогами нижней и верхней толщ нижнего архея (нерасчлененные) и температурные условия метаморфизма которых (амфиболитовая фация) близки к таковым гранулитовой фации. Ультраметаморфические новообразования в них соответствуют условиям амфиболитовой фации. Отчетливо выражена регрессивная переработка, соответствующая по условиям прогрессивному метаморфизму ладожской серии (PR<sub>1</sub><sup>2</sup>).

Ассоциации подобных пород наблюдаются в Минской зоне, в восточных и центральных районах Литвы. По данным геофизики им отвечают линейного и мозаичного характера поля как слабоинтенсивно положительных, так и слабоинтенсивно отрицательных значений  $\Delta g$ . Породы могут обладать средней или сильной намагниченностью.

К нерасчлененному нижнему архею, видимо, относятся в значительной степени диафторированные и метасоматически измененные кристаллические сланцы основного состава, выявленные на юге Литвы в 1974—1975 гг., где скв. Родука (359) на глубине 130 м вскрыла толщу двупироксеновых кристаллических сланцев, которые наблюдаются в полосах (мощностью 1—14 м), чередующихся в разрезе с метапородами „габброидного ряда“, отвечающими составу плагиоклазитов, также залегающих в виде полос и линз (мощность по керну от 2 до 59 м). Весь комплекс пород сложноскладчатый. Образование пород „габброидного ряда“ обусловлено ультраметаморфическими процессами регионального метаморфизма первого этапа. Наложенные процессы условий метаморфизма меньших температур обусловили амфиболлизацию всех пород и образование метасоматического магнетита за счет пироксенов. В последующий этап, видимо уже раннепротерозойский, образовались плагиомикроклиновые гранитоиды и мигматиты.

Другой разрез (скв. Стеголес) на глубину 200 м представлен исключительно диафторитами, видимо образованными по комплексу пород, аналогичных скв. Родука. Он состоит из чередующихся амфиболовых гнейсов, магнетит-амфиболовых гнейсов и магнетитовых руд или магнетит-амфиболовых гнейсов, амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов.

В свою очередь скв. Дэрэжнице (360) вскрыта, по-видимому, вышележащая мигматит-гнейсовая толща, метасоматически

переработанная до кварцитов, которые наблюдаются в пачках мощностью до 100 м. В розовых кварцитовидных породах, очень напоминающих отдельные разновидности таковых из житковической (БССР) и пержанской (УССР) серий, отчетливо сохранились унаследованные мигматитовые текстуры. В свою очередь присутствующие среди них прослои пород основного состава тоже очень интенсивно диафторированы. Ниже метасоматических кварцевидных пород залегают амфибол-магнетитовые сланцы, железные руды и осветленные диоритоподобные породы, которые, видимо, являются измененными „габброидами“, что выявлены скв. Родука. Как нам представляется, образование метасоматических кварцитов и железорудных пород обусловлено наложенными регрессивными процессами метаморфизма, оторванного во времени от первого архейского метаморфизма. Аналогичные кварцитовидные породы известны в породах щучинской серии БССР и в породах скв. Перлоя в Литве, геофизические поля которых сопоставимы с полями раннеархейских нерасчлененных комплексов. В Курско-Белгородской области к нерасчлененному нижнему архею, выделенному здесь в основном по геофизическим данным, относятся полиметаморфические породы михайловской серии и частью нерасчлененные обоянской и михайловской серий. \* Между тем для собственно михайловской серии очень характерна пространственная связь с железорудно-сланцевым комплексом курской серии, как это показано на карте В.Д. Полищука (1970). На нашей геологической карте михайловская и курская серии нерасчленены и показаны в виде узких, но достаточно протяженных линейных зон.

Для нерасчлененного архея востока плиты геофизическим районированием установлена пространственная связь с нижней толщей нижнего архея или же с гранито-гнейсовым-мигматитовым комплексом нерасчлененного архея. С породами нижней толщи их объединяет природа исходных пород (отрадинская серия – породы основного состава) и разъединяют режим метаморфизма и степень и условия гранитизации ( $AR_1^1$  – гранулитовая фация,  $AR_1$  – нерасчлененная амфиболитовая фация – прогрессивного и регрессивного метаморфизма). Гранитогнейсовый комплекс  $\gamma AR$  и нерасчлененный  $AR_1$  сходны по режиму регионального метаморфизма (амфиболитовая фация) и ультраметаморфических преобразований, но различны по литологии супра-крупстальных комплексов, т.е. одни из них составляют нижние части разреза, а другие – верхние ( $\gamma AR$ ).

Вскрытые в Калининградской области порфиробластические и тонкополосчатые мигматиты (скв. Веселовская 3, 1; Ладушкинская 2, 7; Исаковская 1) образованы, как можно судить на основании петрологических данных, вследствие двухэтапной гранитизации по породам нижней толщи нижнего архея. Это доказывается со-

---

\* На карте метаморфических комплексов (1978 г.) тоже рассматриваются в объеме раннего архея амфиболитовой фации.

поставлением рассматриваемых мигматитов с порфиробластическими мигматитами скв. Славская 1, которые взаимопереходами связаны с кристаллическими сланцами основного состава (нижняя толща нижнего архея).

### Н е р а с ч л е н е н н ы й   а р х е й   - г р а н и т о - г н е й с о в ы й (γAR)

На шите к нему относятся олигоклазовые гнейсо-гранитоиды, гранито-гнейсы, мигматиты, частью, быть может, более молодые плагиомиоклиновые гранитоиды, а также глиноземистые гнейсы - гранат-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые, ставролитовые и подчиненные им двуслюдяные, амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты и магнетитовые сланцы, наблюдающиеся в виде теневых структур в полях гнейсо-гранитоидов и обычно гранитизированные микроклиновыми гранитами.

Нерасчлененные архейские образования под чехлом представлены: интенсивно гранитизированными гнейсами, видимо, верхней толщи нижнего архея (в фундаменте Ленинградской области); гнейсо-гранитами скв. Рыбаческая 1 и двуслюдяными плагиомиоклиновыми гранитами (скв. Ягодная 1 в Калининградской области); двуслюдяными гнейсами, гнейсо-гранитоидами, интенсивно бластомилонитизированными и местами преобразованными в мусковит-эпидот-кварцевые сланцы, вскрытые скв. Максатиха. Сюда же относятся гнейсо-гранитоиды скв. Гагаринская 1 (центральные районы) с изотопным возрастом  $2460 \pm 50$  млн лет (биотит, K-Ar метод). Эта датировка для гнейсо-гранитоидов определяет, видимо, время наложенного метаморфизма (ранний протерозой), так как по петрографическим данным биотит в этой микроклинизированной породе был образован за счет роговой обманки при наложенном метаморфизме фации эпидотовых амфиболитов.

Бластомилонитизированные плагиограниты, местами превращенные в ультрамилониты, вскрытые скв. Сомовская 1 (глубина 3734-3739 м) в Пачелмском авлакогене, мы рассматриваем в этом же комплексе.

В фундаменте БССР нижняя подтолща или гнейсы основания по А.М. Папу (1971) сложена мигматитами и гранито-гнейсами, приуроченными к антиклинальным зонам. В свою очередь гранито-гнейсы перекрываются супракрystalльными образованиями - гнейсами и сланцами, менее гранитизированными. Исходя из этих данных, интенсивно гранитизированные комплексы, богатые гранитоидами, можно принимать за более древние образования, возможно катархейские (?). С этим, однако, не согласуются изотопные датировки по гранитам, для которых определен возраст не древнее  $2800 \pm 100$  млн лет.

Гранито-гнейсы, мигматиты обоянской серии на КМА занимают межаномальные зоны (термин геологов КМА). В свою очередь зо-

ны магнитных аномалий, совпадающие с синклиналильными структурами, сложены стратифицированными комплексами пород (михайловская серия, курско-бесединская толща), возраст которых древнее, чем 2600 млн лет. Это дает основание предполагать, что мигматиты, гнейсо-гранитоиды и гранито-гнейсы обоянской серии являются еще более древними, чем стратифицированные комплексы пород, и могут рассматриваться как их основание (катархей?).

В Волго-Уральской области, в пределах восточной части Татарского свода (среднее и нижнее течение р. Ика), по данным Б.С. Ситдикова и В.А. Полянина (1976), развита икская толща, сложенная преимущественно плагиогнейсами, гранито-гнейсами, мигматитами со складчатыми структурами меридионального направления. Данными авторами эта толща относится к формации терригенных образований, содержащих мигматиты и микроклиновые граниты. Она сопоставляется этими авторами с архейской нижней толщей и ультраметаморфическим комплексом центральной части Кольского полуострова, частью представляющим фундамент, — основание гнейсов кольской серии. В фундаменте плиты икская толща соответствует области развития гранито-гнейсов и мигматитов нерасчлененного нижнего архея и, возможно, катархей (?).

На юго-востоке Татарского свода в районе Туймазы скв. 2000, как известно, вскрыты мощная гранито-гнейсовая толща (мощность по керну 1200 м) и подстилающий эту толщу ортокомплекс, состоящий из гнейсо-гранодиоритов, пород из серии чарнокитов и лабрадоритов и др. (по Д.В. Постникову это плутонические породы). Все породы интенсивно гранитизированы и диафторированы в условиях метаморфизма меньшей глубинности, а затем бластомилонитизированы и диафторированы в фации зеленых сланцев. Нижний комплекс пробурен скважиной более чем на 1000 м. И это дает основание предполагать, что в основании гнейсовой толщи, представленной здесь биотит-плагиоклазовыми гнейсами, кристаллическими сланцами основного состава (интенсивно мигматизированными), залегает гнейсо-гранитоидный-чарнокитовый комплекс (комплекс основания), напоминающий ультраметаморфический комплекс Кольского полуострова. В свою очередь гранито-гнейсы и мигматиты, пространственно связанные с большечеремшанской метапелитовой толщей на востоке плиты, видимо, являются образованиями, возникшими в результате ультраметаморфических и метасоматических процессов, одновременных с региональным метаморфизмом амфиболитовой фации раннеархейской эпохи и частью, возможно, с регрессивным метаморфизмом.

## Верхний архей (AR<sub>2</sub>)

С учетом геохронологической границы между археем и протерозоем на рубеже 2600±100 млн лет и на основании новых геолого-геохронологических данных, полученных в ИГГД АН СССР, возраст

гимольской серии определяется как позднеархейский. По нашим представлениям, аналогами гимольской серии в фундаменте Русской плиты являются образования михайловской серии (район КМА) и комплекс Таллин-Локса (Эстония), а также породы ооловской и житковической серии фундамента БССР и сармановской серии на востоке плиты, учитывая, что ранее эти образования многими исследователями сопоставлялись с гимольской серией. Вместе с тем до настоящего времени существуют представления, подтверждающиеся геохронологическими данными, о нижнепротерозойском возрасте пород ооловской, житковической и сармановской серий.

Гимольская серия в Карелии, а также свита полмос-порос на Кольском полуострове и ооловская, сармановская серии под чехлом Русской плиты обладают одинаковыми геофизическими признаками. Они не выражены и почти не выделяются в поле силы тяжести, а в магнитном поле выражаются отчетливо только в тех случаях, когда среди этих образований присутствуют железистые кварциты. Их объединяет также сходство структурно-вещественных характеристик. Пространственно они обособлены в линейных зонах или линзообразных, неправильных ограничений телах и представлены терригенно-вулканогенными образованиями с железорудными породами. На шите гимольская серия (Западная Карелия) представлена следующим разрезом (Ю.И. Лазарев - Земная кора..., 1977). В основании залегают 1) глиноземистые породы (гнейсы двуслюдяные, графитовые, ставролитовые, силлиманитовые), кварциты лептитового типа. Более высокое положение занимают амфиболиты, метадиабазы, амфиболовые сланцы и железистые породы, которые затем после небольшого перерыва сменяются, 2) мощной сланцеворудной толщей (вулканогенно-осадочной), состоящей из кварцитов, слюдяных туффитовых сланцев, графитистых сланцев и железорудных пород, переслаивающихся с ними. Разрез лопия в разных структурно-фациальных зонах Карелии (и в том числе гимольской серии) с угловым несогласием и полимиктовыми и гранитными конгломератами венчается 3) офиолитовой формацией, для которой характерны лавовые спилиты, диабазы, интрузии пироксенитов и перидотитов и, возможно, эффузивные пикриты.

Ооловская серия (толща) в центральной части Белорусского массива (район Барановичей-Родошквичей) рассматривается А.М. Папом (1972) как формация сланцево-лептито-порфировая, железисто-кремнистая нижнего протерозоя и сопоставляется с гимольской серией Карелии. Другая группа исследователей - А.С. Махнач, Г.Г. Доминиковский и др. (Железорудные формации..., 1974) - породы ооловской толщи тоже относят к нижнему протерозою, но рассматривают их как железисто-кремнисто-метабазитовую формацию, причем железистые кварциты связывают с терригенно-осадочным комплексом геосинклинального типа (грабен-синклиналь).

Площадь развития ооловской серии, по данным исследований ИГГД АН СССР (Метаморфические комплексы..., 1978), соответствует зоне редких линейных аномалий небольшой интенсивности, в поле

силы тяжести образования этой серии выделяются лишь на фоне архейского амфиболитового комплекса.

В едином разрезе околоской серии (прежде относимой к нижнему протерозою) в верхней части развиты безрудные, в нижней — оруденелые парасланцы. Ниже под ними залегают амфиболиты, гранатовые амфиболиты, амфиболовые плаггиогнейсы или роговообманковые плаггиогранитоиды (с новообразованиями эпидота и кварца) и гранито-гнейсы. Комплекс пород, подстилающий оруденелые парасланцы, по нашему мнению, сходен с породами той части михайловской серии, что отнесена к нерасчлененному нижнему архею, глубоко переработанному.

Верхняя безрудная пачка околоской серии, вскрытая скв. 25 (разрез 75 м), состоит в основном из гранат-биотит-ставролитовых, иногда с силлиманитом или кварцем и магнетитом кристаллических сланцев и сравнительно редких двуслюдяных аплитоидов, а также гранат-биотитовых и силлиманитовых гнейсов. В нижней части разреза этой пачки присутствуют амфиболсодержащие сланцы: плаггиоклаз-жедрит-кварцевые, плаггиоклаз-биотит-жедрит-гранат-роговообманковые с магнетитом и жедрит-куммингтонитовые. В разрезе рудной пачки, залегающей ниже (скв. 86, 56, глубина 340–280 м), наблюдаются следующие ассоциации пород (сверху вниз): 1) переслаивание кордиерит-гранат-жедрит-хлорит-кварцевых сланцев и гранат-амфибол-магнетитовых кварцитов; 2) чередование плаггиоклаз-жедрит-ставролит-гранат-кварцевых сланцев и гранат-антофиллит-амфибол-магнетитовых сланцев и магнетитовых кварцитов; 3) чередование амфибол-плаггиоклазовых, плаггиоклаз-биотит-ставролит-кварцевых сланцев и маломощных магнетит-амфиболовых сланцев. Еще ниже залегают гранат-жедрит-плаггиоклазовые гнейсы и плаггиоклаз-жедрит-антофиллитовые сланцы. Следовательно, магнетитовые сланцы и кварциты (мощностью от 1 до 24 м) по условиям залегания и минералогическому составу тесно связаны с вмещающими их сланцами, что подтверждается и парагенетическим анализом. Так, например, в минеральной ассоциации жедрит-плаггиоклаз-биотит-кварц-магнетит парагенезис жедрит-плаггиоклаз является более ранним, чем куммингтонит+биотит+кварц+магнетит, а парагенезис амфибол+магнетит и кварц-магнетит всегда образуются последними. В рудных образованиях выявляется в соответствии с наблюдаемыми метаморфическими реакциями следующий последовательный ряд пород: куммингтонит-магнетитовый кварцит → амфибол-магнетитовый кварцит → магнетитовый кварцит. Видимо, по своей генетической природе магнетитсодержащие сланцы и железистые кварциты образованы вследствие метасоматических процессов на регрессивной стадии регионального метаморфизма в первично-осадочном комплексе пород.

Все вышеизложенное позволяет сопоставлять породы околоской толщи со сходными образованиями полмос-поросозерской серии на Кольском полуострове (хр. Олений) с изотопными датировками 2600–2800 млн лет (K-Ar метод).

Сармановская серия была выделена на востоке Русской плиты (Лапинская, Богданова, 1972) на основании изучения скважин следующих площадей: Уратьминская скв. 712, Кутузовская, Тлянчи-Тамак скв. 529, скв. Сармановская 61, Озерки 6. Позже в работе А.В. Постникова (1976) к сармановской серии, которая приурочена к Сарайлинскому прогибу (90х30 км, северо-восточное простирание) на Альметьевском прогибе Татарского свода присоединена еще кукморская толща из Камско-Вятской зоны, залегающая на приподнятом блоке Кукморского выступа Татарского свода. Породы сармановской серии и кукморской толщи А.В. Постниковым рассматриваются как протогеосинклинальные образования типа метабазитов раннепротерозойского возраста, а наблюдающиеся с ними метапелиты принимаются за металсамиты, являющиеся переотложенными корами выветривания основных пород предположительно из отрядни-ской толщи ( $AR_1^1$ ).

Описываемый комплекс пород вышеупомянутые авторы сопоставляют с породами хаутоварской, гимольской, сортавальской серий и даже с нижними горизонтами печенгской серии Балтийского щита.

Сармановская серия сложена преимущественно биотит-амфиболовыми, амфиболовыми, амфибол-диопсидовыми кристаллическими сланцами и мелкозернистыми амфибол-биотитовыми гнейсами, биотит-жедритовыми кристаллическими сланцами. На Уратьминской площади (скв. 700) разрез толщи состоит из пачки пород (жедрит-биотит-кварцевых, кордиерит-биотит-кварцевых, жедрит-плагиоклаз-биотит-куммингтонит-кварцевых и других сланцев), тождественной верхней безрудной пачке околловской серии на западе плиты. Здесь, как и в околловском разрезе, метаморфические преобразования приводят к возникновению парагенезисов с магнетитом (кварц+магнетит, амфибол+магнетит и др.), что обусловлено регрессивным метаморфизмом.

Кукморская толща впервые выделена Б.С. Ситдиковым и состоит из следующей ассоциации пород: кианит-гранат-биотит-мусковитовых кристаллических сланцев, биотит-амфиболсвых и антофиллит-тремолитовых и биотит-хлоритовых сланцев. В последней стратиграфической схеме С.В. Богдановой и Т.А. Лапинской (1979 г.) кукморская толща коррелируется не с сармановской серией, а с унийской толщей и воронцовской серией. И при этом ими выделяется новая привятская серия предположительно позднеархейского возраста ( $AR_2$ ), находящаяся в одной зоне с кукморской толщей. Привятской серии отвечает ассоциация пород из 70-м разреза скв. 216 (Северный купол). Антофиллит-термолит-хлоритовые и биотит-амфиболовые и амфибол-плагиоклазовые сланцы этого разреза прежде всеми исследователями относились к кукморской толще. Теперь на основании химизма пород и присутствия в них реликтов структур порфиритов эти образования считаются ультраосновными метавулканитами, или метапикритами, или, наконец, коматиитами. А высокоглиноземистые гнейсы: кианит-гранат-двуслюдяные и биотит-кианит-ставролит-гранат-плагиоказовые кристаллические сланцы

кукморской толщи (100-м разрез скв.205 на Северном куполе) - трактуются как образования, возникшие за счет кор выветривания коматитов привятской серии ( $AR_2$ ), и на этом основании предполагается между ними перерыв и, следовательно, разное стратиграфическое положение. Мы же породы сармановской серии, кукморской, а также елабужской толщ теперь относим к верхнему архею. Для этих толщ характерен один тип регионального метаморфизма р-Т-условий, не достигших ступени мигматизации и гранитизации, т.е. ставролитовой субфации альмандиновых амфиболитов.

Михайловская серия (район КМА) сложена преимущественно породами основного состава: амфиболитами, амфибол-биотитовыми гнейсами, амфибол-магнетитовыми сланцами, гранатовыми амфиболитами, реже гранат-биотитовыми гнейсами. Ранее нами (Метаморфические комплексы..., 1978) михайловская серия на КМА рассматривалась в архейском (нерасчлененном) амфиболитовом комплексе и во временном отношении считалась аналогом супракрустальных комплексов обоянской серии без мигматитов и гранито-гнейсов. В.Д. Полищук и Н.С. Зайцев (1978 г.) михайловскую серию рассматривали в комплексе верхнего архея, причем В.Д. Полищук подразделил ее на нижнюю и верхнюю толщи (табл. 3, см. вкладку). К нижней толще были отнесены главным образом амфиболиты с подчиненными пачками парагнейсов и редких железистых кварцитов - это собственно михайловская серия, нижнелебединская толща. Верхняя толща михайловской серии, менее однородная по вещественному составу, представлена кристаллическими сланцами, парагнейсами, кварцевыми порфирами и иногда подчиненными метабазитами. Выделено несколько стратотипов этой толщи, которые между собой не всегда коррелируются: верхнелебединская, волоконовская, лучкинская, большетроицкая, жигаевская (названия им даны по названию структур, в которых эти толщи установлены).

Комплекс парагнейсов с кислыми вулканитами, например, верхнелебединской толщи (михайловская серия по В.Д. Полищуку) по своей метаморфической истории отчетливо коррелируется с комплексом пород воронцовской серии и, следовательно, представляет собой более верхнюю часть разреза, чем нижнелебединская толща, которая нами также отнесена к михайловской серии. Верхняя возрастная граница михайловской серии на КМА (В.Д. Полищук, 1978 г.) и лосевской диабаз-андезит-дацитової формации в восточной части Воронежского кристаллического массива (Ю.С. Зайцев и др., 1978) определяется изотопным возрастом древних плагиогранитов (2600-2800 млн лет), которые прорывают михайловскую серию и галька которых обнаружена в конгломератах из основания курской серии. Михайловская серия на КМА нередко в отличие от курской серии представлена более глубинным полиметаморфическим комплексом.

Комплекс Таллин-Локса (Северная Эстония) был выявлен бурением только в 70-х годах; он представлен породами лептитового ряда (тонкополосчатые биотит-кварц-полевошпатовые гнейсы), чередующимися с биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами, амфи-

болитами и кордиерит-биотит-силлиманитовыми гнейсами. В.А. Пуура (1976) этот комплекс пород рассматривает как ягчаласкую толщу ранне-среднепротерозойского возраста с изотопным возрастом, варьирующим в пределах 1300-1840 млн лет (K-Ar метод), которая является составной частью Свекофеннской складчатой области. Породы, слагающие ее (по нашим данным), несомненно являются полиметаморфическими, подвергшимися гранитизации и метасоматической переработке в связи с процессами кислотного выщелачивания, и были, кроме того, диафторированы в условиях метаморфизма меньших глубин (ладожский тип метаморфизма). Таким образом, этот комплекс резко отличается от окружающих его комплексов пород (как от верхней толщи раннего архея в восточной части Эстонии (алутагуская толща  $PR_1$ - $PR_2$  по В.А. Пуура), так и от толщи метапелитов, амфибол-диопсидовых сланцев и силикатных пород (Ульясте, Ванка), которую мы, как и В.А. Пуура, считаем аналогом питкьярантской толщи ладожской серии. На этом основании и по характеру разреза и специфике метаморфизма комплексы пород Таллинской зоны, по нашему мнению, являются более древними, чем ладожский комплекс ( $PR_1^2$ ), а по присутствию в разрезе лептитоподобных гнейсов и геологическим признакам они могут быть сопоставлены с гимольской серией как стратиграфическим аналогом.

Надо особо отметить, что образования Таллинской зоны четко выделяются в геофизических полях территории Северной Эстонии, занимая частично область развития раннеархейского гранулитового и амфиболитового комплекса. Если учитывать детальные аэромагнитные съемки, можно предполагать, что комплекс с лептитами занимает область, соответствующую большей части акватории Финского залива, и протягивается в широтном направлении к Швеции, образуя в общем широкую протяженную структуру линейного характера.

В качестве аналога метаморфического комплекса Таллин-Локса мы рассматриваем и породы житковической свиты-серии, развитой на юге Белоруссии. Это породы А.М. Пап (1972, 1978) относит к нижнепротерозойской лептитовой формации с изотопным возрастом  $2200 \pm 100$  млн лет (определение K-Ar и свинцовым методом). До настоящего времени, однако, стратиграфическое положение ее является спорным, поскольку ряд исследователей относит ее и к среднему протерозою. Н.И. Аксаментова и А.М. Пап (1974 г.) подразделяют житковическую серию ( $PR_1$ ) на две свиты, правда встреченные на разных участках: нижнюю - люденевичскую, - состоящую из кварц-серицитовых сланцев, кварцитов, хлоритовых сланцев с реликтами слоистости осадочных пород, и верхнюю - кожановическую - вулканогенную, образованную за счет порфиритов, туфов и туффитов. Данные исследователи породы житковической серии сопоставляют с нижнепротерозойскими образованиями хаутоварской и тикшиозерской серий Карелии, которые теперь датируются верхним археем. Детально изучавшиеся нами андалузит-кианитовые, кианитовые кварциты, кианит-мусковитовые кварцитовидные сланцы,

мусковит-кварцевые кристаллические сланцы, эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы житковической серии (скв. 059, 061, 0232) образуют узкую линейную зону (не выраженную в геофизических полях), которая как бы пересекает структурные направления раннеархейских образований. Кварцитовидные породы житковической серии представляют собой типичные метасоматические образования, возникшие в две стадии кислотного выщелачивания. В андалузит-кианитовых кварцитах с четко выраженной кристаллизационной сланцеватостью и плейчатостью наблюдается отчетливое замещение андалузита кианитом. В свою очередь кианитовые кварциты залегают в будинаж-структурах среди кианит-мусковитовых кварцитовидных сланцев, где кианит замещается мусковитом и кварциты преобразуются в мусковитовые кварцитовидные сланцы, а эти последние в мусковит-кварцевые сланцы с четко выраженным кливажем, и, таким образом, в породах устанавливается регрессивный ряд структурно-метаморфических преобразований. Кианитовые кварциты образованы, видимо, в условиях кварц-дистеновой раннещелочной стадии фации кислотного выщелачивания, связанной с региональным метаморфизмом ставролитовой субфации альмандиновых амфиболитов, а мусковитовые кварцитовидные и мусковит-кварцевые кристаллические сланцы образованы в следующую, кварц-мусковитовую позднещелочную стадию, связанную, по-видимому, со следующим этапом, возможно регрессивным, фации зеленых сланцев. Повсеместно кварц-мусковитовые кристаллические сланцы переслаиваются с кварц-хлоритовыми и эпидот-актинолит-хлоритовыми сланцами.

Верхнеархейские образования Инчукалнской зоны центральной Латвии, залегающие между Латгальским гранито-гнейсовым массивом и Рижским плутоном рапакиви-анортозитов, представлены: биотит-плагиоклазовыми, биотит-роговообманковыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, а также плагиоклаз-биотит-антофилитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-силлиманит-кордиерит-андалузитовыми гнейсами. Породы этой зоны до последнего времени сопоставлялись с гимольской и парандовской толщами Карелии и считались раннепротерозойскими. Между тем на карте метаморфических комплексов (1978) породы Инчукалнской зоны рассмотрены в амфиболитовом комплексе нерасчлененного архея на основании характера геофизического поля и особенностей метаморфической истории, которая ближе всего сопоставима с комплексом Таллин-Локса. Значения изотопного возраста пород Инчукалнской зоны не соответствуют возрасту  $AR_2$  и  $PR_1$ . Они варьируют в пределах 1500-1640 млн лет (K-Ar метод) и несомненно показывают омоложение. Верхняя возрастная граница описываемого комплекса определяется тем, что он непосредственно перекрывается слабеметаморфизованными терригенными осадками (карбонат-серицит-хлоритовые, биотит-амфиболовые, биотит-амфибол-эпидотовые сланцы) и андезит-базальтовыми вулканитами.

## Нижний протерозой (PR<sub>1</sub>)

По временному положению нами выделяется три отдела (три разновозрастных подкомплекса): PR<sub>1</sub><sup>1</sup> — курская, печенгская серия, PR<sub>1</sub><sup>2</sup> — ладожская серия и PR<sub>1</sub><sup>3</sup> — грязинская байгоровская толща под чехлом (?). Они различаются по вещественному составу, метаморфизму и геофизическим особенностям. Нижним комплексом нижнего протерозоя на Русской плите мы считаем железорудно-сланцевый комплекс курской серии в объеме K<sub>2</sub><sup>2</sup>, развитый на площади следующих магнитных аномалий: жигаевской, петровской, орловской, шаблыкинской, нарышкинской, гостищевской и др.

Ввиду сходства геофизических полей и отсутствия геологических данных в большей своей части курская серия и гимольская серия под чехлом не могут быть расчленены по возрасту. Поэтому на карте они показаны отдельным значком как нерасчлененный верхнеархейский-нижнепротерозойский железорудный комплекс.

## Нижний протерозой — курская серия (PR<sub>1</sub><sup>1</sup>)

Курская серия — нижний комплекс нижнего протерозоя или железорудно-сланцевая формация (Плаксенко и др., 1972) — представлена кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-углистами, серицит-биотитовыми сланцами; амфибол-биотитовыми сланцами и магнетит-гематитовыми сланцами с известковыми доломитами или кварц-магнетит-карбонатными сланцами. Как уже давно известно, курская и михайловская серии отделены друг от друга конгломератами и плагиогранитами с возрастом 2600–2800 млн лет.

Верхняя граница курской серии (железорудно-сланцевый комплекс) в соответствии с данными геологов КМА определяется конгломератами оскольской серии, которая с угловым несогласием перекрывает ее (табл. 3). В оскольской серии установлены обломки железистых кварцитов и наряду с грубообломочным материалом наблюдаются еще вулканогенные слабометаморфизованные породы. В фундаменте плиты мы вслед за предшествующими исследователями аналогами курской серии считаем амфиболиты, амфибол-биотитовые сланцы и амфибол-магнетитовые кварциты (скв. Барятино, центральные районы). Возможно, к раннепротерозойским образованиям следует относить двуслюдяные гнейсы, биотит-мусковитовые кристаллические сланцы скв. Болгое и Пошехонье. В восточной части ВКМ аналогом курской серии принимают придонскую серию, к верхам которой Ю. С. Зайцев (табл. 3) относит еще и воронцовскую свиту (серию?), представленную флишем без железистых пород. Однако мы принимаем воронцовскую серию за стратотип ладожской серии.

Нижний протерозой -  
печенгская серия (PR<sub>1</sub><sup>1</sup>)

Печенгский комплекс по геолого-геофизическим данным в фундаменте Русской плиты пока не выявлен. Ранее нами за аналогии печенгской серии (Метаморфические комплексы..., 1978) принимались слабометаморфизованные образования (прежде средний протерозой) - туфосланцы, туфы, хлоритовые сланцы, кварцито-песчаники и конгломераты грязиской, глазуновской толщ. В принятой стратиграфической схеме теперь мы этот комплекс пород под чехлом по возрасту сопоставляем с велсием - PR<sub>1</sub><sup>3</sup> (табл. 2).

Нижний протерозой -  
ладожская серия (PR<sub>1</sub><sup>2</sup>)

Эталон - ладожский комплекс - на шите состоит из образованных сортавальской, ладожской, питкярнтской толщ. На геологической карте в пределах шита площади развития этих образований включают вышеперечисленные толщи и купола гранито-гнейсов. Ладожский флишоидный комплекс представлен сланцами и гнейсами - биотитовыми, биотит-андалузитовыми, ставролит-гранат-кордиеритовыми, мигматитами. Им подчинены амфиболиты, амфибол-диопсидовые сланцы, кварциты, силикатные мраморы. Все супракристалльные породы зонально метаморфизованы от фации зеленых сланцев до кордиерит-альмандин-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации низкого давления. Стратиграфическими аналогами ладожского комплекса под чехлом мы рассматриваем терригенно-осадочные (флишоидные) толщи на Воронежской антеклизе и в Волгоградском Поволжье (воронцовская серия), на Татарском своде (унийская толща), а также образования, вскрытые скважинами на севере Эстонии и в районе Рыбинска. В Северной Эстонии разрез (скв. Ульясте, Вакки) состоит из двуслюдяных гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов, амфибол-диопсидовых сланцев и силикатных мраморов.

Скважиной Рыбинска вскрыты серицит-хлоритовые сланцы, тремолитовые мраморы, тремолит-карбонат-флогопитовые породы. Воронцовская серия на ВКМ прежде Ю.С. Зайцевым и др. (1978 г.) подразделялась на песчанико-сланцевую толщу (верхнюю), состоящую из кварц-плагиоклаз-слюдяных, углисто-графитовых, андалузитовых, ставролитовых, гранат-ставролитовых сланцев, биотитовых, гранат-биотитовых, графитовых и гранат-кордиеритовых гнейсов и подчиненных им актинолитовых кристаллических сланцев, амфиболовых гнейсов и мигматитов, и осадочно-вулканогенную толщу (нижнюю), представленную метабазами, туфогенными породами, амфиболитами, габбро-амфиболитами, а также металевролитами и метасланцами.

Теперь Ю.С. Зайцев (1978 г. и см. табл. 3) воронцовскую серию именует придонской серией и рассматривает ее как возраст-

ной аналог курской железорудно-сланцевой серии, причем нижняя толща им называется воронцовской, а верхняя флишоидная — воронцовской, которую он, впрочем, сопоставляет с оскольской толщей на КМА.

Воронцовской серии на ВКМ, по нашим представлениям, помимо оскольской толщи еще соответствует и верхнелебединская толща КМА. Существенно парагнейсовая с кварцевыми порфирами верхнелебединская толща (аналог михайловской серии по В. Д. Полищуку) представлена (скв. 306а и 12а) хлорит-кварцевыми сланцами, частично преобразованными в биотит-ставролитовые сланцы (пелиты, бедные кальцием и калием), и хлорит-биотит-кварцевыми сланцами, переходящими в ставролит-андалузитовые парагнейсы (пелиты, содержащие калий). В этом комплексе метапелитов отчетливо наблюдаются неравновесные минеральные ассоциации, отражающие прогрессивную направленность регионального метаморфизма, что послужило основанием для выделения зонально-метаморфического комплекса, достигшего условий ставролит-андалузитовой субфации. Тип осадков и характер метаморфизма верхнелебединской толщи, как уже было сказано, соответствует таковому воронцовской серии, которая в свою очередь сопоставляется нами с ладожской серией (нижний протерозой  $PR_1^2$ ). Между тем амфиболиты, куммингтонит-магнетит-кварцитовидные сланцы лучинской и жигаевской толщ, а также „неясного происхождения” гранатовые амфиболиты, амфиболиты и гранат-биотитовые гнейсы с кианит-мусковит-кварцевыми метасоматитами Чернянской и Южно-Коношской структур (нижняя лебединская толща — аналог михайловской серии по В. Д. Полищуку), по нашему мнению, коррелируются с комплексом пород собственно михайловской серии (верхний архей), и не только по ассоциации пород, но и по типу метаморфизма. Комплекс пород нижнелебединской толщи и ее стратотипов метаморфизован в ставролитовой субфации (нерасчлененной) фации альмандиновых амфиболитов с отчетливо проявленной гранитизацией и на этом основании относится к образованиям нерасчлененного нижнего архея, а на карте метаморфизма (1978) — к раннеархейскому амфиболитовому комплексу. В Волгоградском Поволжье воронцовская серия, образующая довольно широкую северо-западного простирания полосу, перекрывающую часть прикаспийские архейские массивы, по данным С. В. Богдановой, сложена метаморфическими образованиями флишоидного типа. Это двуслюдяные, биотитовые, биотит-андалузитовые, биотит-гранатовые гнейсы, биотит-серицитовые, углистые сланцы и филлиты.

Унийская толща была вскрыта одиночными скважинами на Вятском блоке Татарского архейского свода (В. А. Полянин, Б. С. Ситдинов, 1972 г.). Тонкокристаллические двуслюдяно-андалузитовые кристаллические сланцы, биотитовые сланцы и амфибол-клинопироксеновые и гранат-амфибол-эпидотовые сланцы скважин Уни рассматриваются этими авторами как литолого-формационный и

возрастной аналог ладожской формации на Балтийском щите. Изотопные датировки пород 1.8–2.0 млрд лет (К-Аг метод).

Для аналогов ладожского эталона под чехлом характерны следующие особенности: 1) флишоидный тип осадков (метапелиты+конкреции карбонатных пород), небольшое количество эффузивов (преимущественно кварцевых порфиров); 2) зональный метаморфизм силлиманит-андалузитовой фациальной серии (под чехлом нерасчлененный). Подстилающие архейские комплексы диафторированы в этом типе метаморфизма; 3) супракрустальные образования в фундаменте плиты нередко слагают обширные зоны, плашеобразно перекрывающие архейские образования. На востоке плиты они наблюдаются в сводовых частях архейских блоков. На территории развития пород воронцовской серии на ВКМ отмечаются глубинные магнитные аномалии, связанные, по-видимому, тоже с нижележащими породами архея. Вычисление глубин залегания верхних кромок аномалеобразующих тел позволяет оценить вертикальную мощность пород серии в районе Урюпинска – 1.5–2 км. Мощность образований онежской серии в районе озер Воже и Лача (севернее оз. Белого) по тем же данным составляет 2.6 км.

Н и ж н и й   п р о т е р о з о й ,   г р я з и н с к а я ,  
г л а з у н о в с к а я ,   б а й г о р о в с к а я  
т о л щ и   п о д   ч е х л о м   ( P R <sub>1</sub><sup>3</sup> )

Терригенно-вулканогенный комплекс пород глазуновской, грязинской, байгоровской толщ, развитый в пределах Воронежской антеклизы, относится к самым молодым образованиям условно нижнепротерозойского возраста (табл. 3). В составе этих толщ наблюдаются: туфосланцы, туфы, хлоритовые сланцы, кварцевые песчаники и конгломераты. Характерным для этих толщ является субгоризонтальное залегание пород и слабо выраженный зеленосланцевый метаморфизм. По мнению ряда исследователей, породы байгоровской и грязинской толщ были сформированы в грабенообразных впадинах уже платформенного режима (Строение... , 1976).

Известно еще несколько пунктов в западной и северной частях Русской плиты, где обнаружены породы, которые мы рассматриваем как аналоги грязинской и байгоровской толщ, но на геологической карте выходы их не показаны. К ним мы вслед за В.А. Пуурой относим образования хогландия (доистонийские породы) Северной Эстонии, состоящие из вулканитов, кварцитов, кварцитовидных конгломератов, основных лав, кварцевых порфиров и плагιοгранитов. Затем породы адажской толщи Северной Латвии, представленной терригенными осадками и вулканитами (карбонатно-серпичито-хлоритовыми, биотит-амфиболовыми сланцами и плагιοклаз-амфиболовыми метабазитами) и обнаруженными двумя скважинами в Инчукалнской зоне. Согласно данным А.П. Биркиса, этот условного возраста (P R <sub>1</sub>-P R <sub>2</sub>) комплекс пород метаморфизован в эпи-

дот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации и представляет собой отложения впадин, заложенных в консолидированных верхнеархейских образованиях. По схеме В. А. Пууры адажская толща является древнехогландской.

В Московской синеклизе к доотрийским образованиям мы относим еще филлиты с прослоями серицито-кварцитовидных сланцев, выявленных скв. Кубенской. Прежде мы их коррелировали с образованиями Ветреного Пояса. В пределах Волго-Уральской области субплатформенные образования пока известны по скв. 1 Юово-Ишимской, где они представлены кварцевыми песчаниками и хлорит-серицитовыми сланцами.

Н е р а с ч л е н е н н ы е   р а н н е - п о з д н е -  
а р х е й с к и е   и   ч а с т ь ю   р а н н е п р о т е р о -  
з о й с к и е   г р а н и т о и д ы  
( м у р м а н с к и й   к о м п л е к с )

В фундаменте плиты геологически документирован только Латгальский-Даугавпилский массив (восточная часть Латвии). А.П. Биркис сравнивает его с гранито-гнейсовыми массивами Южной Фенноскандии (А.П. Биркис, 1978). Массив неоднороден по строению и представлен гнейсо-гранитоидами, плагиомикроклиновыми пегматоидными гранитами (скв. Вишки) и смешанного состава гранитоидами — нерасчлененными по возрасту, но в главной своей массе, по-видимому, связанными с архейским метаморфизмом амфиболитовой фации. Латгальский массив по разломам сочленяется и как бы обтекается архейскими складчатыми образованиями, интенсивно переработанными как в позднем архее (метаморфизм Инчукалнской зоны), так и в раннем протерозое (ладожский тип метаморфизма). Массив еще мало изучен, гранитоиды, слагающие его, по своей природе могут быть как метасоматическими, так и реоморфическими.

Нерасчлененные архейские, частью возможно и более молодые гнейсо-граниты, гранито-гнейсы и микроклиновые гранитоиды фундамента Русской плиты сопоставляются с эталонным карельским гранитоидным комплексом Центральной Карелии. Под чехлом — это граниты Калужской площади и юга Белоруссии. Они образуют довольно крупные поля среди архейских блоков и структурно согласованы с окружающими их докембрийскими комплексами. Необходимо особо отметить сходство геофизических полей таких гранитоидных образований с полями (слабомагнитный фон с интенсивно отрицательными аномалиями) нерасчлененного архейского гранито-гнейсо-мигматитового комплекса, в котором, однако, много меньше собственно гранитоидов и больше гнейсов и гранито-гнейсов.

В поле развития калужских гнейсо-гранитоидов в последнее время выявлены реликты архейских кристаллических сланцев и в том числе гранитизированных пород из чарнокитовой серии, а также

амфиболиты и магнетитсодержащие образования, видимо, протерозойского возраста, судя по их структурному положению. Преобладающими в этом комплексе все-таки являются плагиомикроклиновые гранитоиды с мусковитом, нередко обогащенные кварцем и эпидотом. Их образование обусловлено наложенными метасоматическими процессами фации кислотного выщелачивания, несомненно связанного с региональным метаморфизмом протерозойского возраста.

П о з д н е а р х е й с к и е -  
р а н н е п р о т е р о з о й с к и е   г р а н и т о и д ы -  
о р ш а н с к и й   к о м п л е к с

Неоднородного состава массивы (гранодиориты, гранито-гнейсы, мигматиты, гнейсы) расположены на границе архейских и протерозойских комплексов. Они выделены главным образом по геофизическим признакам. Скважинами вскрыты интенсивно blastomylonitized амфибол-биотитовые гнейсы, подвергшиеся окварцеванию и микроклинизации, и гранито-гнейсы (скв. Могилев, дер. Вильчица 1р), а также гранодиориты и диориты, сменяющиеся биотит-плагиоклазовыми гнейсами, микроклинизированным и обогащенным кварцем (скв. Смоленска и Погорельцев). Предполагается, что комплекс гранитоидов образован по гнейсам нижнего архея и также по образованиям, аналогичным околоской и михайловской сериям, и несомненно связан с поздними стадиями метаморфизма амфиболитовой фации (верхний архей).

Р а н н е п р о т е р о з о й с к и е  
г а б б р о - д и о р и т ы - г р а н и т ы  
( о с н и ц к и й   к о м п л е к с )

Осницкий гранитоидный комплекс или позднеархейско-раннепротерозойская габбро-диорит-гранитная формация (Пап, 1976) наблюдается в виде массивов габбро-диорит-гранитного ряда пород. На севере Украины они выделены под названием осницких или пержанских, а на юге Белоруссии описываются под названием Житковичских и Микашевических интрузий гранитов, которые в фундаменте БССР прорывают нижнеархейские гнейсовые и верхнеархейские-нижнепротерозойские толщи. Геологически установлено, что житковические порфиробластические биотит-роговообманковые граниты (возраст по циркону 1700 млн лет, Rb-Sr метод) прорывают осадочно-вулканогенную житковическую серию, при этом также установлено, что по зонам blastomylonitov граниты и породы житковической серии преобразуются в мусковит-кварцевые кристаллические сланцы (изотопный возраст по мусковиту 1630 млн лет).

В свою очередь среди унаследованных пород в микашевических гранитах и гибридных диоритах и габбро встречаются гнейсы основного состава, амфиболиты и гранат-кордиерит-андалузит-биотитовые гнейсы, относящиеся к нижнему архею. Возраст цирконов из плагиомикроклиновых гранитов Микашевического массива определяется в 1865-1935 млн лет. В этот гранитоидный комплекс входят амфиболовые габбро, гибридные гранодиориты, взаимосвязанные с диоритами и гранитами дер. Дербенка (скв. 1р), затем габбро скв. Наровли, диориты и гибридные вариации от меланократовых пород до птгматитовых аплитов из карьера дер. Глушкевичи, диориты Слободы, Солон и др.

Массивы осницкого, а также оршанского комплекса приурочены к зонам сочленения разновозрастных архейских комплексов, частью нерасчлененных; отчетливой связи со структурами фундамента не обнаруживают, что может указывать на их относительно более молодой возраст.

Предполагается, что массивы, развитые на юге Белоруссии, синхронны с поздними стадиями позднеархейского метаморфического цикла (раннепротерозойский цикл на карте 1978 г.) и образованы преимущественно по архейским породам основного состава (гранулитовой фации) при гранитизации и, быть может, контаминации более поздними гранитами. Высокое гравитационное поле пород под осницкими массивами на Украине объясняется присутствием в этих полях не гранулитов, а предполагаемых основных вулканитов нижнего протерозоя (?), при гранитизации которых возникли и диориты.

## ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ФУНДАМЕНТА

Геохронологическая изученность пород фундамента плиты крайне мала и базируется главным образом на данных К-Аг метода, которые, к тому же, крайне неравномерно распределены по ее территории. Большое число определений возраста К-Аг методом имеется для Воронежского массива и Волго-Уральской области, меньшее — для Прибалтики и Белоруссии, и практически остаются не охарактеризованными центр и север плиты. Нами использованы данные рукописного каталога ВСЕГЕИ, составленного С. Ф. Паламарчуком и Н. И. Полевой и содержащего определения на 1970 г. Эти данные были дополнены многочисленными опубликованными сведениями по ВКМ (Овчинников и др., 1974; О реликтовых..., 1975, и др.) и некоторым другим регионам.

Основная часть данных по Волго-Уральской области получена в лаборатории Института геологии БФАН СССР в г. Уфе и опубликована в работах М. А. Гаррис и Д. В. Постникова. Часть результатов в разное время была получена А. И. Тугариновым, А. Я. Крыловым, Н. И. Полевой, М. М. Аракелянц. Серия определений была сделана Т. В. Кольцовой в ИГД АН СССР по образцам из коллекций С. В. Богдановой, Л. П. Поповой и А. И. Постникова. Все данные, кроме последних, были собраны С. В. Богдановой, любезно предоставившей их в наше распоряжение. В связи с последним обстоятельством геологическое разделение пород при рассмотрении результатов дано в соответствии со схемой геологического строения этого региона, составленной С. В. Богдановой. При анализе учтены также новые материалы по скв. 20 000 (Постников и др., 1976).

Каталог К-Аг определений по фундаменту Белоруссии был любезно предоставлен в наше распоряжение в 1974 г. А. М. Папом.

Параллельно с данной работой во ВСЕГЕИ под редакцией Н. И. Полевой был составлен новый каталог (Каталог..., 1978), просмотренный и частично учтенный для настоящего анализа.

Из всех многочисленных определений, выполненных К-Аг методом, нами использовались только значения возрастов, полученные на биотитах, амфиболах, их смеси, мусковитах. В отдель-

ных случаях принимались во внимание данные по пироксенам. Все определения, выполненные по породе в целом, полевым шпатам, а также по биотитам, содержание К в которых меньше 5%, были отброшены.

Как и в других регионах, К-Аг значения возраста в большинстве случаев являются „омоложенными“ и отражают последние термальные воздействия, в связи с чем эти данные наиболее успешно могут быть использованы при тектонических построениях.

К сожалению, определений, выполненных другими методами, имеется очень мало, в связи с чем возраст различных подразделений, выделенных в фундаменте, может быть охарактеризован главным образом по аналогии, основанной на геологических и геофизических данных с различными комплексами Балтийского щита.

Нижний протерозой. Для пород, отнесенных к  $PR_1^3$  (грязнинская, курбакинская, тимская толщи), нет изотопных данных, кроме единичных К-Аг значений, которые не противоречат такой индексации.

К  $PR_1^2$  отнесен ряд серий, в том числе воронцовско-оскольская, которые параллелизуются с ладожской серией Балтийского щита. У ладожской серии надежно определены нижняя и верхняя возрастные границы. Нижняя граница определяется временем становления гранитов фундамента ( $2700 \pm 100$ , U-Th-Pb метод; Соотношение..., 1975), а также данными о возрасте подстилающей сортавальской серии (2540 и 2640 млн лет, Pb-Pb метод; Попов и др., 1977). Верхняя возрастная граница датируется временем образования пегматитов и постскладчатых гранитов. Их возраст 1830 (U-Th-Pb метод; Авдейко, 1955),  $1870 \pm 60$  и  $1815 \pm 30$  млн лет (Rb-Sr метод; Gorokhov e. a., 1970). Метаморфизм пород ладожской серии датируется равным  $1885 \pm 30$  млн лет с помощью Rb-Sr метода (Gorokhov e. a., 1970) и  $1870 \pm 30$  млн лет по цирконам U-Th-Pb методом (Соотношение..., 1975). Значения возраста, полученные К-Аг методом, соответствуют для биотита интервалу 1600–1870, для амфиболов – 1600–1950 млн лет (Лобач-Жученко и др., 1972). Такой же возраст получен для аналогов ладожской серии на территории Эстонии по биотитам и флогопитам (4 определения в интервале 1670–1840 млн лет), 12 определений (11 биотитов и 1 амфибол), имеющихся для аналога ладожской серии в фундаменте воронцовско-осколецкой серии, отвечают интервалу от 1950 до 2150 млн лет с максимумом 2050 млн лет. Этот вопрос усложняется, если принять во внимание данные о возрасте троснято-мамоновского комплекса, часть массивов которого прорывает воронцовскую серию. Этот комплекс рассматривался как верхнепротерозойский (Полищук, 1970; В.Д. Полищук и др., 1972 г.) или среднепротерозойский (Чернышев, 1973). Для пород этого комплекса получены следующие К-Аг данные: вариации по биотиту – от 1850 до 2200, по амфиболу – от 1950 до 2250 млн лет. Следовательно, возраст комплекса по крайней мере нижнепротерозойский, а возраст воронцовской серии более 2200–2250 млн лет. В совокупности все эти данные, имеющиеся для воронцовской серии,

во-первых, не противоречат принятому возрасту ( $PR_1^2$ ) и, во-вторых, свидетельствуют, что породы воронцовско-осколецкой серии были метаморфизованы по крайней мере на 200-250 млн лет ранее пород ладожской серии.

Породы курской серии ( $PR_1^1$ ) и ее аналоги в фундаменте сопоставляются с ятулийской и печенгской формациями Балтийского щита. Нижняя граница ятулийской серии определена по возрасту кварцевых порфиров Лехты, на которых она располагается с корой выветривания в основании, равному 2455 млн лет. Возраст диабазов, прорывающих ятулийские породы, определен равным 2180 млн лет (Zr, U-Th-Pb метод; Возрастные границы..., 1976). Эти данные согласуются с полученными для ятулийских диабазов и сланцев на территории Финляндии. Возраст базальных конгломератов курской серии определен равным 2180-2200 млн лет (А.И. Тугаринов и др., 1962 г.), что согласуется и с аргоновыми данными: возраст биотитов варьирует от 1.5 до 2.3, амфиболов - от 1.8 до 2.2 млрд лет. Таким образом, имеющиеся изотопные датировки для пород курской серии не противоречат ее сопоставлению с ятулийской формацией.

Верхний архей. К верхнему архею относятся михайловская серия ВКМ, сармановская толща Волго-Уральской области, оковская серия Белоруссии, комплекс Таллин-Локса и др., которые сопоставляются с гимольско-парандовским подразделением Балтийского щита. Для гимольской и парандовской серий и их аналогов в Карелии и на Кольском полуострове надежно установлена лишь их верхняя возрастная граница. Возраст гранитов, в том числе анокриновых, прорывающих супракристаллы пород этих серий во многих районах Карелии и Кольского полуострова, надежно установлен Rb-Sr, U-Th-Pb и Ar<sup>39</sup> методами (О возрасте..., 1964; А.И. Тугаринов и др., 1970 г.; Изотопный возраст..., 1972; К.О. Kratz e.a., 1978; С.Б. Лобач-Жученко, 1978 г.; S.B. Lobach-Zhuchenko, 1978) равным 2.8-2.6 млрд лет.

Что касается аналогов этих серий в фундаменте Русской плиты, то для них имеются лишь единичные определения, выполненные K-Ar методом. Для биотитов из пород михайловской серии получены значения 1.85-2.05 млрд лет, два результата по амфиболом - 2.0 и 2.1 млрд лет. Возраст амфиболов из сармановской серии (колл. А.И. Постникова) равен 1870 и 1970 млн лет. Для пород оковской толщи (Белоруссия) имеются два определения по биотиту: 1885 и 1950 млн лет (колл. А.М. Папа), а для комплекса Таллин-Локса - 6 определений по биотиту в интервале 1410-1680 млн лет и 3 по амфиболу в интервале 1660-1730 млн лет. Эти данные свидетельствуют о значительной потере аргона породами этих серий в период 1.7-2.0 млрд лет, в то время как большая часть амфиболов сопоставляемых серий Балтийского щита имеет возраст, превышающий 2.6 млрд лет.

Нижний архей. К нижнему архею отнесены преимущественно глубоко метаморфизованные толщи, подразделяемые по аналогии

с их эталоном на Балтийском щите — кольской серией — на верхнюю ( $AR_1^2$ ) и нижнюю ( $AR_1^1$ ) части. Отнесение кольской и беломорской серий на щите и их аналогов в фундаменте к нижнему архею сделано исключительно на основании геологических данных. Изотопными данными определена надежно и многократно на Балтийском щите верхняя граница этих комплексов по прорывающим гранитам, равная 2,7–2,8 млрд лет (Изотопный возраст..., 1972; Пушкарев, 1978). Возраст гранулитового метаморфизма кольской серии определен равным 2,7 млрд лет по цирконам U-Th-Pb методом (Бибикова и др., 1973) и 2,66 млрд лет Rb-Sr изохронным методом (И.М. Горохов и др., 1976). Если принять возраст Мончегорского плутона равным 2,9–3,0 млрд лет, то можно считать, что возраст пород кольской серии датирован как более древний, чем 3,0 млрд лет. Аналогичные данные имеются для пород фундамента, отнесенных к нижнему архею. Для пород большечеремшанской серии (по кернам из колл. С.В. Богдановой) определен Rb-Sr изохронным методом (неопубликованные данные И.М. Горохова) возраст гранулитового метаморфизма, равный 2,7 млрд лет. Такие же значения возраста получены в ряде случаев и K-Ar методом по слюдам и амфиболам.

Таким образом, у нас нет геохронологических данных, которые свидетельствовали бы о нижнеархейском возрасте гранулитовых комплексов и дали возможность обосновать их разделение на нижний и верхний отделы, но имеющиеся материалы позволяют вполне уверенно коррелировать кольскую серию с гранулитовыми комплексами Волго-Уральской области. Некоторое противоречие имеется при сопоставлении кольско-отрадинско-большечеремшанского комплекса с гранулитами Прибалтики и Белоруссии. Так, для гранулитов комплекса Тарту-Эреза Rb-Sr изохронным методом во ВСЕГЕИ получен возраст 1740 млн лет (Каталог..., 1978). K-Ar датировки, имеющиеся в основном для раннеархейских образований Эстонии и шучинской серии Белоруссии, также оказались заниженными. Так, для Эстонии по амфиболам (15 определений) и биотитам (12 определений) значения оказались в интервале 1450–1850 млн лет, а для шучинской серии по амфиболам (более 20 определений) — 1400–2095 и по биотитам (20 определений) — 1250–1750 млн лет.

Значительно меньше имеется геохронологических данных для корреляции интрузивных и плутонических комплексов.

Наиболее надежно проводится корреляция гранитов рапакиви благодаря их специфической природе. Эта геолого-петрологическая корреляция подтверждается и изотопными данными. Определенный Rb-Sr изохронным методом (Пуура и др., 1974) возраст рапакиви Эстонии равен 1710 млн лет, что соответствует возрасту Выборгского массива (1700 млн лет), определенного по цирконам U-Th-Pb методом (Kouvo).

Что касается расчленения гнейсо-гранитов, то для Балтийского щита мы имеем две основные возрастные группы гранитов —

граниты верхнего архея (2.8–2.7 млрд лет), преобладающие в Карелии, Беломорье и на Кольском полуострове, и граниты с возрастом 1.8–1.9 млрд лет, которые являются единственной возрастной группой гранитов в Приладожье и в зоне свекофеннид, а также интрузии, мигматиты и пегматиты, накладывающиеся на более древние комплексы в Беломорье и на Кольском полуострове. Их параллелизация с гнейсо-гранитовыми комплексами фундамента может быть сделана в настоящее время лишь на основании геолого-геофизических данных. Имеются лишь единичные определения, сделанные по цирконам из гранитов северо-западной части платформы (Пуура и др., 1974):

Район	Возраст, $Pb^{207}/Pb^{206}$ , млн лет
Ваймыза	1625
Житковичи	1450
Микашевичи	1830
"	1920

Существенное противоречие между полученным изотопным и принятым геологическим возрастом выявилось и для основных пород смородинского комплекса, относимого к верхнему протерозою, (Чернышев, 1973). К-Аг возраст метаморфических минералов в породах этого комплекса: амфибол из габбро-норита - 2280, амфибол из габбро - 2095, биотит из метагаббро-диабазы - 1788 млн лет (Овчинников и др., 1974), - свидетельствует по крайней мере о нижнепротерозойском возрасте комплекса и соответственно более древнем возрасте прорываемых ими формаций.

## ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ФУНДАМЕНТА

Предлагаемое обобщение по эволюции метаморфических процессов в раннедокембрийских комплексах фундамента Русской плиты является продолжением более ранних исследований и представлений (Кратц, Глебовицкий, 1973; Глебовицкий, 1973; *Метаморфические пояса...*, 1975; Бондаренко, Дагелайский, Берковский, 1977а, 1977б), развивающихся в ИГД АН СССР под руководством К.О. Кратца. Работа основана на использовании большого современного геолого-петрографического, геофизического и петрологического материала (включая результаты изучения керна значительного числа буровых скважин на этой территории, достигших кристаллического фундамента), а также обобщении данных предыдущих исследований этого региона.

В ИГД АН СССР в 1975 г. были составлены при участии широкого круга специалистов по различным регионам „Карта метаморфических поясов СССР” масштаба 1:5 000 000 и монография „Метаморфические пояса СССР”. Для фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах территории СССР на этой карте показана последовательность формирования метаморфических комплексов, эволюция метаморфизма различных петрологических типов. Тектонической основой вышеуказанной карты являлась „Тектоническая карта фундамента территории СССР” со снятым платформенным чехлом масштаба 1:5 000 000 (1974).

В 1978 г. была опубликована с участием авторов данного раздела работа „Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты”, где ими составлена (на основе материалов большого коллектива исследователей) „Карта метаморфических комплексов фундамента Русской плиты” масштаба 1:5 000 000. Основой этой карты послужила схема геолого-геофизического районирования данной территории, разработанная в ИГД АН СССР с использованием данных по открытым регионам (Балтийский шит), результатов геофизических исследований (материалы магнитных и гравиметровых съемок) и керна глубоких скважин.

Представленная здесь „Метаморфическая карта фундамента Русской плиты” масштаба 1:5 000 000 (рис. 15, см. вкладку) явля-

ется дальнейшим развитием исследований в области петрологической типизации и последовательности проявления процессов регионального метаморфизма в кристаллических комплексах фундамента этого региона. Изменения по новейшим данным касаются лишь отдельных участков (например, Новгородской, Московской областей, Волгоградского Поволжья); по-новому рассматривается время проявления метаморфизма в связи с уточнением возрастного положения ряда эталонных комплексов Балтийского щита и утверждением новой хроностратиграфической шкалы для докембрия, принятой в г. Уфе в мае 1977 г.

В качестве одного из главных принципов при анализе специфики и последовательности проявления метаморфизма был принят фациальный принцип, заключающийся в возможно более точной оценке термодинамических условий метаморфического минералообразования. Исходным является применение схемы минеральных фаций, построенной на количественной основе с использованием данных экспериментальной петрологии и парагенетического анализа природных минеральных ассоциаций (Глебовицкий, 1976). По этой схеме фации и субфации объединены в фациальные серии, формирование которых соответствует определенным плотностям тепловых потоков через данный участок литосферы.

Фациальный принцип используется в предлагаемой карте с выделением кианит-силлиманитовой (умеренных, реже повышенных давлений) и андалузит-силлиманитовой (относительно низких давлений) групп фациальных серий в объеме, предложенном А. Мияширо (Miyashiro, 1961) и позднее уточненном в ИГД АН СССР на основе разработанных фациальных схем. Как было уже показано (Глебовицкий, 1977), ограниченность петрографических данных и обзорный характер карты не позволяют детально расчленить температурные зоны внутри выделяемых фациальных серий. Отсюда необходима группировка субфаций при показе их на карте. Например, ставролитовые субфации фаций куммингтонитовых и альмандиновых амфиболитов объединялись с эпидот-амфиболитовой фацией в обеих фациальных сериях. Высокотемпературные субфации амфиболитовой фации также не разделялись. Зеленосланцевая фация не расчленялась ни по температуре, ни по давлению.

При установлении последовательности метаморфических преобразований и корреляции этих событий для всей территории Русской плиты принимается во внимание ограниченность геологических и изотопно-геохронологических материалов для данного региона и необходимость использования известных материалов по корреляции эндогенных процессов на Балтийском щите (Земная кора..., 1977).

Раннедокембрийские образования фундамента Русской плиты нами подразделены на следующие супракрустальные метаморфические комплексы: раннеархейский гранулитовый, раннеархейский амфиболитовый с гранито-гнейсами и мигматитами, раннеархейский нерасчлененный - беломорский (на Балтийском щите), позднеархейский амфиболитовый и раннепротерозойский - двух фациальных серий

(на шите от гранулитовой до зеленосланцевой фации). Гранитоидные образования по возрастному положению, связи с региональным метаморфизмом и особенностям геофизических характеристик разделены на три комплекса: 1) ранне-позднеархейский гранитоидный комплекс ему соответствуют области интенсивного гранитообразования, одно-временного (или связанного) с региональным метаморфизмом амфиболитовой фации (Мурманский, Латгальский массивы); 2) нерасчлененный архейско-раннепротерозойский гранитоидный комплекс (феннокарельский), отвечающий областям интенсивного гранитообразования, связанного с амфиболитовым метаморфизмом неопределенного возраста (AR-PR<sub>1</sub>); 3) позднеархейский-раннепротерозойский гранитоидный комплекс, синхронный с позднеархейским (?) - раннепротерозойским амфиболитовым метаморфизмом (оршанский, осницкий).

Для всех выделенных в фундаменте Русской плиты раннедокембрийских метаморфических и гранитоидных комплексов была ранее дана временная последовательность процессов регионального метаморфизма, тип метаморфизма по давлению и связь с ними гранитоидных комплексов, а также характеристика вещественного состава и геофизических признаков (Метаморфические комплексы..., 1978). В табл. 4 (см. вкладку) приведена характеристика (вещественный состав, время и характер метаморфизма, последовательность метаморфических процессов) типовых стратиграфических комплексов фундамента Русской плиты. Особенности геофизических признаков этих комплексов представлены в табл. 1.

Кристаллический фундамент Русской плиты сложен в основном двумя древнейшими раннеархейскими метаморфическими комплексами (гранулитовым и амфиболитовым), находящимися, как это показано на карте, в определенных структурно-пространственных взаимоотношениях, причем гранулитовый — это существенно однородный, умеренного, редко повышенного давления, проявленный в нижних и верхних толщах нижнего архея; амфиболитовый (умеренного давления), неоднородный по фациальной принадлежности, соответствующий преимущественно областям нерасчлененного нижнего архея и архея существенно гранито-гнейсового с мигматитами. На карте выделены области гетерогенного состава, в которых комплексы не расчленены по последовательности: архейский гранулитовый умеренных давлений и редко высоких давлений и архейский амфиболитовый — фации куммингтонитовых и альмандиновых амфиболитов, нерасчлененных.

Верхнеархейские метаморфические супракрустальные комплексы ограничено развиты под чехлом. Они характеризуются относительно более низкотемпературным режимом метаморфизма фации альмандиновых амфиболитов и эпидотовых амфиболитов. Степень их изученности под чехлом неравномерна. Завершается эволюция раннедокембрийского метаморфизма в фундаменте Русской плиты раннепротерозойским циклом метаморфизма двух типов: 1) зональным,

низкого давления (ладожский тип), и 2) зеленосланцевым, неуставленным давлением.

Раннеархейский гранулитовый комплекс, существенно однородный, умеренного давления (кольский тип), в фундаменте Русской плиты наблюдается в двух структурных формах: линейных зон и массивов. Линейным зонам соответствуют очень плотные, сильно магнитные образования, представленные существенно кристаллическими сланцами основного состава (двупироксеновые, гранат-гиперстеновые) с гранат-гиперстен-магнетитовыми кварцитами. В этом комплексе обычно встречаются породы чарнокитовой серии, роговообманковые гранитоиды и анортзитоподобные породы, им подчинены глиноземистые гнейсы и гранат-кордиеритовые анатектиты (нижние толщи нижнего архея - на Кольском полуострове; в Эстонско-Латвийском блоке, Западной Литве, Щучинско-Лидской зоне БССР, в Волгоградской области и др.). Сходными геофизическими характеристиками обладают зоны, сложенные существенно метапелитами, ассоциирующими с железисто-силикатными породами. Это глиноземистые гнейсы с эулизитами, гранат-гиперстен-магнетитовыми кварцитами, биотит-гиперстеновыми сланцами (верхние толщи нижнего архея в Прибалтике - Йыхви, Стайцеле; Курско-Бесединские аномалии и др.).

В массивах залегают гранулиты сходного вещественного состава, но со значительно меньшим количеством железорудных образований. Они частично переработаны при наложении позднеархейских и раннепротерозойских этапов метаморфизма (Ветлуга, Прибалтийский массив). Наблюдаются также большие массивы гранулитов, претерпевших интенсивную полиметаморфическую переработку (массив Россось).

Гранулитовые образования, содержащие такие породы, как эулизиты, гранат-гиперстеновые, гиперстен-гранат-кордиеритовые и гиперстен-силлиманитовые кристаллические сланцы (глиноземистые гранулиты - гиперстен-силлиманитовые, гиперстен-силлиманит-гранатовые и силлиманит-гранат-кордиеритовые, содержащие шпинель, корунд, сапфирин, рудный минерал, мезопертит, кварц и иногда плагиоклаз), а также гранат-клинопироксеновые (эклогитоподобные) породы, отнесены нами к гранулитам повышенных и высоких давлений. Структурно блоки такого типа гранулитов не отличаются от гранулитов умеренных давлений, а парагенезисы гранулитов одного и другого типа обычно встречаются совместно. В более глубоких гранулитах, развитых, например, в районе Шелково под Москвой, в Западной Литве, Южной Эстонии и на Кольском полуострове, установлен более ранний характер минеральных парагенезисов умеренного давления по отношению к парагенезисам повышенных давлений. В свою очередь по гранулитовым парагенезисам повышенного давления развиваются парагенезисы умеренного давления отчетливо регрессивной направленности, что связано с гранитизацией этапа гранулитового метаморфизма. Под чехлом нигде не встречены в чистом виде эклогитоподобные

минеральные ассоциации и парагенезисы повышенных давлений, такие, как гиперстен+силлиманит+гранат, гиперстен+диопсид+гранат, фаялит+клинопироксен+гиперстен+гранат. И вообще не встречены парагенезисы гранулитовой фации среди метаморфических комплексов верхнего архея и раннего протерозоя (околовская, сармановская серии, уральминская толща, курская серия  $K_2^2$  и др.). По тектоническим зонам в раннеархейских и раннепротерозойских комплексах всегда наблюдается бластомилонитизация, ультрафторическая переработка, нередко развиты бластомилониты и ультрамилониты и не обнаружены парагенезисы гранулитовой фации.

Все вышеизложенное, а также данные по петрологии процессов метаморфизма в гранулитовых образованиях фундамента Русской плиты подтверждают представление о существовании одного раннеархейского цикла гранулитового метаморфизма, завершающегося обычно гранитизацией также в условиях гранулитовой фации с образованием гранат-кордиеритовых анатектических гранитоидов, пород чарнокитовой серии, анортозитоподобных пород и др.

Раннеархейский амфиболитовый комплекс структурно приспособлен к формам развития гранулитового комплекса. Он отвечает одной кианит-силлиманитовой фациальной серии, хотя и является относительно неоднородным по фациальной принадлежности. В северо-западной части плиты (Ленинградская область, Эстония, Латвия) супракраустальные толщи этого комплекса метаморфизованы в условиях высокотемпературной части фации альмандиновых амфиболитов двух субфаций: силлиманит-альмандин-ортоклазовой и силлиманит-альмандин-биотитовой. В восточной части плиты (Волго-Уральская область, Курско-Белгородская область) образования этого комплекса метаморфизованы в условиях фации альмандиновых амфиболитов - силлиманит-альмандин-биотит-мусковитовой, ставролитовой субфации - и эпидотовых амфиболитов (нерасчлененных). Значительная часть северных районов и Московской синеклизы сложена подобными образованиями, метаморфизм которых определяется лишь в общем как фации альмандиновых и куммингтонитовых амфиболитов (нерасчлененные).

Во временном отношении раннеархейский амфиболитовый комплекс пока недостаточно расчленен. В него входят главным образом супракраустальные раннеархейские образования, являющиеся стратиграфическими аналогами гранулитового комплекса. Следует иметь в виду, что в амфиболитовый комплекс, видимо, включены и первично-гранулитовые образования, подвергшиеся интенсивной гранитизации в этапы раннеархейского гранулитового и амфиболитового метаморфизма и представленные на геологической карте полями гранито-гнейсов и мигматитов нерасчлененного архея. Гранито-гнейсы, гнейсо-гранитоиды, подстилающие раннеархейские супракраустальные образования, менее гранитизированные в ряде участков фундамента плиты (БССР, КМА, Туймаза на востоке плиты), по-видимому, могут рассматриваться в качестве их основания (т. е. катархея).

В областях позднеархейской и раннепротерозойской переработки (свекофеннский пояс. — Глебовицкий, 1976) пород раннеархейских комплексов (Ленинградская область, Алатагузская зона Центральной Эстонии, Латвия, Литва и БССР и др.) регионально распространены сравнительно маломощные зоны бластомилонитизированных пород, характеризующихся сложными и неравновесными минеральными ассоциациями, соответствующими двум субфациям амфиболитовой фации: ранней — альмандин-силлиманит-ортоклазовой и наложенной — ставролитовой.

По типу метаморфизма и времени его проявления они относятся соответственно первая — к типу умеренного давления раннеархейского цикла и вторая — к типу низкого давления раннепротерозойского цикла.

Позднеархейский этап регионального метаморфизма фации альмандиновых амфиболитов в разных структурных зонах Русской плиты проявлен неоднородно и проходил в условиях субфаций высоких температур и давлений и также ставролитовой субфации. В отличие от раннеархейских комплексов, занимающих довольно обширные области разнообразных контуров, позднеархейские метаморфические образования развиты в узких зонах, обнаруживающих наложенный характер. По особенностям метаморфизма, вещественному составу, структурному положению и геофизическим характеристикам выделены три верхнеархейских метаморфических подкомплекса. Фации альмандиновых и эпидотовых амфиболитов позднеархейского этапа регионального метаморфизма характерны для кристаллических образований Таллинской зоны, михайловской серии на КМА, а также областей нерасчлененного архея и переработанного раннего архея в Курско-Белгородской области и на востоке Русской плиты. Более детально изучен подкомплекс Таллин-Локса (Таллинская зона). Условия метаморфизма пород этого подкомплекса отвечают режиму силлиманит-альмандин-биотит-мусковитовой и ставролитовой субфаций фации альмандиновых амфиболитов, а также эпидотовых амфиболитов (нерасчлененных). Подкомплекс состоит из лептитов (тонкополосчатые биотит-кварц-полевошпатовые гнейсы), переслаивающихся с биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. В значительном количестве присутствуют гранат-кордиерит-биотит-силлиманитовые гнейсы, которые иногда коррелируются со сходными по составу гнейсами Восточной Эстонии, где, по нашим представлениям, развит раннеархейский амфиболитовый комплекс. Породы этой зоны имеют более сложную метаморфическую историю по сравнению с гнейсами раннеархейского амфиболитового комплекса. В целом для них устанавливается более позднее проявление процессов кордиеритизации и кислотного выщелачивания с образованием силлиманит-мусковит-кварцевого парагенезиса и, локально, по зонам бластомилонитизации, отмечена наложенная раннепротерозойская переработка в условиях ставролитовой субфации андалузит-силлиманитовой фациальной серии.

Образования Таллинской зоны четко выделяются в геофизических полях территории Эстонии, занимая частично область развития раннеархейских гранулитового и амфиболитового комплексов, и протягиваются в широтном направлении к Швеции, образуя в общем широкую и протяженную структуру линейного характера.

Аналогом метаморфического комплекса Таллин-Локса, по-видимому, являются породы житковической серии БССР (кианитовые, кианит-мусковитовые кварциты, мусковитовые кварцитовидные сланцы).

Метасоматические кварцитовидные породы этой серии образованы на регрессивном этапе метаморфического процесса - в две стадии кислотного выщелачивания. В первую - кварц-кианитовую, раннешелочную - стадию ставролитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов возникли андалузит-кианитовые и кианитовые кварциты. Во вторую - кварц-мусковитовую, позднешелочную - стадию зеленосланцевой фации умеренного давления образованы мусковитовые кварцитовидные кристаллические сланцы и мусковит-кварцевые сланцы по кианит-мусковитовым кварцитовидным сланцам с четкими будинаж-структурами.

В субфациях силлиманит-альмандин-ортоклазовой и силлиманит-(кианит)-альмандин-биотитовой (нерасчлененных) фации альмандиновых амфиболитов позднеархейского этапа метаморфизован комплекс пород Инчукальской зоны, и в таком же режиме, как уже было сказано выше, метаморфизованы образования нерасчлененного раннего архея (Латвия-Литва). Между тем последние отличаются более интенсивной двукратной переработкой и широким развитием гранито-гнейсов и мигматитов. Подкомплекс, соответствующий ставролитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов (умеренного давления), в фундаменте плиты имеет ограниченное развитие. В таком режиме метаморфизованы толщи с железорудными породами околоской и сармановской серий.

Термодинамические условия регионального метаморфизма пород околоской толщи по схеме фации В.А. Глебовицкого (1973) отвечают условиям кордиерит-ставролит-жедритовой субфации фации альмандиновых амфиболитов. При исследовании минеральных ассоциаций собственно железорудных образований и пород, слагающих безрудную толщу, в нижней части которой появляется магнетит, отчетливо устанавливаются ранние и поздние парагенезисы. В гранат-жедрит-плагноклаз-кварцевых породах парагенезис магнетит+кварц образуется позже жедрита; кроме того, наблюдаются обособления состава гранат+кварц.

В плагноклаз-ставролит-жедритовых сланцах парагенезис ставролит+кварц+магнетит является наложенным. Устанавливаются, кроме того, преобразования жедритсодержащих сланцев в существенно роговообманковые сланцы с прослоями магнетитсодержащих кварцитов.

В рудных образованиях выявляется в соответствии с наблюдаемыми метаморфическими реакциями следующий последовательный

ряд пород: куммингтонит-магнетитовый кварцит → амфибол-магнетитовый кварцит → магнетитовый кварцит. Метаморфизм пород и генезис магнетитосодержащих сланцев и железистых кварцитов, образованных при метаморфогенно-метасоматических процессах, развивающихся в первично-осадочных комплексах, позволяет сопоставлять их со сходными образованиями в пределах советской части Балтийского щита (полмос-поросозерская серия) и в фундаменте Русской плиты (сармановская серия, уральминская толща).

Раннепротерозойский цикл регионального метаморфизма в фундаменте Русской плиты и на Балтийском щите (где метаморфических образований этого этапа намного больше) проходил в два этапа. Существенно зеленосланцевый метаморфизм приурочен к образованиям печенгской и имандра-варзугской серий и породам ятулия на щите. С этим временем связывается метаморфизм курской серии, развитой под чехлом. Второму этапу раннепротерозойского цикла метаморфизма свойственна неоднородность глубинности его проявления, образовавшая на Балтийском щите парные метаморфические пояса (Глебовицкий, 1976), развитие которых совпадает со структурно-тектоническими зонами этого региона. Лапландско-Беломорской зоне соответствует метаморфизм режима большей глубинности, т. е. кианит-силлиманитовой фациальной серии, наложенный на раннеархейские породы. Свекофенно-Карельской зоне соответствует прогрессивный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии (проявленный существенно в зонально-метаморфизованных комплексах).

Зеленосланцевый региональный метаморфизм под чехлом нерасчленен и наблюдается преимущественно в образованиях курской серии (железородно-сланцевая серия  $K_2^2$ ). Пространственно он приурочен к узким и линейным структурным зонам. С этим временем связывают проявления наложенного зеленосланцевого метаморфизма на породы нерасчлененного архея и позднего архея, метаморфизованные ранее в условиях более высоких температур и давлений (фации алмандиновых и эпидотовых амфиболитов).

Переработка в условиях фации зеленых сланцев наиболее широко проявлена в Курско-Белгородской области и имеет как бы площадное развитие, хотя и наблюдается в зонах небольшой мощности среди недиафорированных пород, по залеганию почти всегда согласованных с архейскими комплексами. В таких же термодинамических условиях, видимо, метаморфизованы осадочно-вулканогенные грязинская, байгоровская и тимская толщи на юге плиты. Зеленосланцевый прогрессивный метаморфизм как на щите, так и под чехлом до сих пор недостаточно изучен и повсеместно рассматривается как нерасчлененный.

Раннепротерозойский - свекофеннский этап метаморфизма на Балтийском щите очень разнообразно проявлен, но при этом отчетливо подразделяется на две фациальные серии. Этап метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии на щите устанавливается как повторный (наложенный метаморфизм) и нередко (данные

Л.А. Прияткиной, В.А. Глебовицкого) - в зональных комплексах, В Лапландско-Беломорской зоне он двухэтапный с варьирующими термодинамическими условиями: гранулитовой фации высоких давлений, силлиманит-альмандин-ортоклазовой и кианит-альмандин-биотитовой субфаций (нерасчлененных) первого этапа и ставролитовой субфации (нерасчлененной) второго этапа (Салье, Глебовицкий, 1976). Раннепротерозойский свекофеннский региональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии (в зональных комплексах) был установлен и изучен в ладожском комплексе на шите (Великославинский, 1972). Здесь доказана четкая последовательная смена метаморфических зон фаций - гранулитовой, куммингтонитовых амфиболитов и зеленых сланцев. Нерасчлененные зонально-метаморфизованные комплексы андалузит-силлиманитовой фациальной серии (от преобладающей фации зеленых сланцев до ставролитовой субфации фации куммингтонитовых амфиболитов) в фундаменте плиты чаще всего слагают обширные зоны, занятые существенно флишиодными образованиями воронцовской серии на Воронежском кристаллическом массиве и в Волгоградском Поволжье, ладожской серии на шите и на севере плиты. Известны еще супра-крупные образования, метаморфизованные в режиме ставролитовой субфации фации куммингтонитовых амфиболитов (Северная Эстония, унийская толща в Камско-Вятской зоне). В этом типе метаморфизма очень четко выражена переработка в раннеархейских массивах на западе плиты и в Волгоградском Поволжье.

Проведенные петрологические исследования раннедокембрийских кристаллических образований фундамента Русской плиты позволяют сделать следующие заключения об эволюции процессов метаморфизма. Термодинамические условия, т. е. связь температуры с давлением или глубиной, при метаморфизме пород раннеархейских комплексов свидетельствуют о сравнительно однородном тепловом режиме в пределах большей части сформированной к тому времени на плите коры континентального типа (Кратц, Глебовицкий, 1973).

Раннеархейский цикл регионального метаморфизма проходил в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации. Этап гранулитового метаморфизма соответствует термодинамическому режиму умеренного давления ( $T=720\div 780^{\circ}\text{C}$  и  $p=5\div 6$  кбар). По отдельным зонам формировались самые глубинные комплексы, соответствующие повышенным давлениям при метаморфизме ( $T=800\div 900^{\circ}\text{C}$  и  $p=7\div 8$  кбар). Одновременно с этим этапом на его регрессивной стадии проявлены гранитизация ( $T=700\div 800^{\circ}\text{C}$  и  $p=5\div 6$  кбар) и образование гранат-кордиеритовых анатектических гранитоидов, пород чарнокитовой серии и анортозитоподобных пород.

Амфиболитовый этап метаморфизма раннеархейских пород и нерасчлененных архейских комплексов проходил в условиях фации альмандиновых амфиболитов умеренного давления (6-7 кбар) с преимущественным развитием высокотемпературных субфаций в западной части региона. С региональным метаморфизмом этого этапа

связано формирование в фундаменте плиты главной массы гранито-гнейсов и мигматитов.

В процессе последующего тектонического развития в областях сочленения блоков архейского фундамента сформировались в виде линейных зон и массивов позднеархейские супракристалльные комплексы пород. Соответствующий им позднеархейский цикл регионально-метаморфизма в фундаменте плиты представлен по условиям двумя типами: 1) метаморфизм фации альмандиновых амфиболитов умеренного давления (5–6 кбар) с преимущественным развитием высокотемпературных субфаций с зонами мигматитов в западной части плиты (Инчукалнская, Таллинская зоны) и на юге региона – михайловская серия; 2) метаморфизм ставролитовой субфации фации альмандиновых амфиболитов при характерном отсутствии зон мигматитов. В целом для этого этапа метаморфизма устанавливаются преобразования в связи с метасоматическими процессами – кордиеритизация, кислотное выщелачивание, образование железорудных пород и др. Этот цикл завершается формированием гранитоидных комплексов – архейско-раннепротерозойского (феннокарельского) и раннепротерозойского (оршанского). Завершает эволюцию раннедокембрийского метаморфизма в фундаменте Русской плиты раннепротерозойский цикл, представленный двумя типами. Первый – зональный региональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии (фации зеленых сланцев и куммингтонитовых амфиболитов), развитый на относительно больших площадях. Вторым – нерасчлененный зеленосланцевый метаморфизм неуставленного давления, развитый в ранне-среднепротерозойских осадочно-вулканогенных комплексах фундамента плиты.

Характер проявления регионально-метаморфической (диафорической) переработки несколько варьирует в различных частях региона. В западной части плиты преобладают переработка раннепротерозойского времени в условиях метаморфизма ставролитовой субфации андалузит-силлиманитовой фациальной серии; в южной части отчетливо выражены наложенные преобразования раннепротерозойского времени в условиях зеленосланцевой фации неуставленного давления (низкого давления по В.Д. Полищуку); в восточной части установлена двукратная переработка: первая – позднеархейская, фации альмандиновых амфиболитов; вторая – раннепротерозойская, ставролитовой субфации низких давлений.

Таким образом, изучение длительной и сложной эволюции процессов раннедокембрийского метаморфизма в фундаменте Русской плиты указывает на увеличение со временем неоднородности метаморфических преобразований как отражение эволюции теплового режима метаморфизма. Общая причина этого – возрастание дифференцированности тектонических процессов в ходе развития земной коры рассматриваемого региона.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА

Тектоническое районирование территории, строение большей части которой известно лишь из сравнительного анализа геофизических съемок и редких „булавочных уколов“ скважин, невозможно вести так, как обычно проводится районирование открытых территорий на тектонических картах. Тем более совершенно недопустимым представляется априорное перенесение структурно-тектонического облика областей, сложенных раннего фанерозойскими комплексами, на регионы сплошного развития раннего докембрия. Другими словами, методически неправильно было бы начинать тектоническое районирование таких регионов с выделения складчатых систем, антиклинорных и синклинорных зон, срединных массивов и т. д. Применению сравнительно-исторического метода в его обычном понимании препятствует то обстоятельство, что на закрытых территориях до составления тектонической карты нам достоверно не известны ни относительные, ни „абсолютные“ временные соотношения комплексов, вскрытых бурением в различных районах. Больше того, чтобы оценить полученные разными методами значения изотопного возраста и придать им историко-геологический смысл, необходимо, как известно, вначале осуществить тектоническое районирование и создать непротиворечивую гипотезу о структурных и возрастных соотношениях „немых“ толщ, каковыми, к сожалению, и являются все раннедокембрийские образования.

По-видимому, следует также учитывать, что вопросы соотношения в историческом плане щитов и плит разработаны недостаточно. Представляется, что нужно с большой осторожностью подходить к прослеживанию тектонических зон с территории щитов и прилегающих склонов в глубокие районы плиты. Даже если структурно-тектонические элементы щитов действительно продолжают за их пределы (что, вообще говоря, нельзя считать доказанным), всегда остается опасность „потерять“ специфические структурные элементы плиты.

Тем не менее все предыдущие схемы районирования фундамента Русской плиты основаны именно на априорном выделении двух важнейших категорий структур: угловатых архейских срединных массивов, в той или иной степени переработанных в последующие

эпохи, и линейных или дугообразных раннепротерозойских (ранне-среднепротерозойских, карельско-свекофеннских) складчатых систем. В отдельных построениях была даже сделана попытка выделить в пределах погребенных раннепротерозойских складчатых систем синклинозные и антиклинозные зоны (Геологическое строение..., 1967; Дедеев, 1974).

К числу наиболее обоснованных и детально проработанных схем, охватывающих всю территорию плиты, несомненно кроме упомянутых относятся также схемы Р.А. Гафарова (1963, 1970; Глубинная тектоника..., 1971), схема, составленная коллективом авторов и включенная в „Тектоническую карту фундамента территории СССР“ (1974), а также построения А.А. Богданова (1964), М.В. Муратова (1973), Н.В. Неволлина (Изучение..., 1971). На перечисленных схемах районирования, основывающихся в общем на одних и тех же исходных геофизических и геологических материалах, контуры крупнейших структурных элементов в основных чертах совпадают. В этом нет ничего неожиданного. Более того, можно, по-видимому, утверждать, что перечисленными работами действительно выявлены основные структурные направления и основной тектонический узор раннедокембрийского фундамента плиты. В этом отношении каждая последующая схема районирования, основанная на большем и более детальном фактическом материале, естественно, лишь уточняет и дополняет предыдущие.

К сожалению, в процессе подобной детализации не находится места обсуждению, на наш взгляд, главного, принципиального вопроса о вероятной степени соответствия действительного строения фундамента плиты его графическому отображению. Другими словами, когда в процессе составления схемы районирования применяется метод, при котором структурные элементы, выделенные на закрытых территориях, классифицируются в соответствии с набором структур, выделяемых на территории щитов, опускается важнейший, по нашему мнению, этап анализа. Этот этап состоит, как было подчеркнуто выше, в создании наиболее вероятной, согласующейся с имеющимися геологическими данными и внутренне непротиворечивой гипотезы геологической и структурно-тектонической интерпретации. Объектом такой интерпретации являются объективно выделенные и типизированные районы фундамента плиты, обладающие различной физической и структурной характеристиками. При этом мы не можем заранее предполагать, что для всех намеченных типов структур в фундаменте плиты можно найти аналоги в пределах щитов.

Трактуя выделяемые в фундаменте плиты крупнейшие структуры как срединные массивы более ранней консолидации и более поздние складчатые системы геосинклинального типа, авторы перечисленных выше схем склоняются к мысли, что итоговая структура плиты отражает определенную закономерность в формировании основания плиты, суть которой заключается в следующем. Наиболее ранняя обширная консолидация, наступившая к концу позднего

архея, была неустойчивой, и в раннем протерозое первичная платформа (протоплатформа) была раздроблена с образованием вдоль расколов узких геосинклинальных зон. Угловатость очертаний архейских массивов свидетельствует о большой роли глубинных разломов как в ограничении этих массивов, так и соответственно в образовании более молодых, карельских, линейных структур (Гафаров, 1970; Дедеев и др., 1973; Дедеев, 1974; Основные этапы..., 1973; К.О. Кратц и др., 1974 г.; Муратов, 1965, 1966, 1970, 1973). Это позволяет рассматривать карельскую тектоническую эпоху в качестве наиболее ранней из основных платформообразующих эпох (Богданов, 1968; Муратов, 1974).

В настоящее время становится затруднительным безоговорочно разделять эту точку зрения. Все больше данных появляется о том, что не только раннепротерозойские, но и позднеархейские образования в составе фундамента Русской плиты развиты крайне незначительно. На геологической и метаморфической картах фундамента плиты (рис. 13 и 15) отчетливо видно, что не только в так называемых архейских срединных массивах, но и в окаймляющих и разделяющих их линейных зонах преимущественным развитием пользуются гранулитовый и гранито-гнейсовый комплексы с раннеархейским возрастом основных метаморфических событий.

Следует особо подчеркнуть, что, на наш взгляд, комплексный тектонический анализ современного плана строения и анализ истории его становления для территорий с раннедокембрийским возрастом стабилизации земной коры должны включать два главных аспекта: анализ структуры и структурных соотношений и анализ эндогенных процессов, раскрывающий петрохимическую эволюцию, эволюцию магматических процессов и эволюцию режимов метаморфизма. Решающим в этом перечне основных эндогенных процессов несомненно является анализ эволюции режимов метаморфизма, т. е. по существу интенсивности тепловых палеопотоков, что дает возможность судить о направленности развития земной коры как для региона в целом, так и для отдельных составляющих его крупных структур. Речь здесь идет именно о режимах метаморфизма, а не о конкретных р-Т-условиях проявления метаморфизма. Как было показано на примере конкретных регионов (см., например, Земная кора..., 1977), скорость изменения температуры с увеличением давления (градиентность) позволяет судить о степени зрелости земной коры.

В настоящей работе преимущественно разбирается структурный аспект проблемы. Как будет показано ниже, анализ структурных соотношений, наряду с теми выводами, которые были сделаны в предыдущих разделах, позволяет создать непротиворечивую гипотезу последовательности основных этапов формирования современного структурного облика фундамента Русской плиты.

Конкретно методика, примененная нами при составлении схемы тектонического районирования фундамента Русской плиты, в главных чертах сводилась к следующему. После районирования всей территории по физическим свойствам, характеру структурного узора

и выделения элементарных (для данного масштаба) структур были выявлены наиболее существенные, определяющие структурные особенности региона и соответственно контуры основных, региональных структур, прослеживаемых (непрерывно или с перерывами) по всей рассматриваемой территории. Затем в пределах этих структур выделялись структуры следующего ранга, различающиеся между собой по своим физическим и структурным характеристикам. Следующий этап – типизация всех выделенных структур, которая проводилась с учетом всех имеющихся фактических данных по вещественному составу, метаморфизму, предположительному возрасту слагающих структуру толщ. После этого стало возможным приступить к анализу полученной схемы – к созданию по возможности непротиворечивой гипотезы о соотношениях в пространстве и во времени выделенных структур – и наметить основные этапы структурообразования.

Анализ построенной нами схемы тектонического районирования фундамента Русской плиты и восточной части Балтийского щита (рис. 16, см. вкладку) показывает, что различные группы структур, по-видимому, отвечают и различным эпохам их заложения. Предварительно можно выделить три основные эпохи структурообразования: доархейскую или раннеархейскую, раннеархейскую, позднеархейскую–раннепротерозойскую.

#### Структуры I эпохи структурообразования (доархейского или раннеархейского заложения)

Здесь относятся структуры, обязанные своим происхождением раздроблению консолидированной земной коры на ранних стадиях образования гранитного слоя. Здесь выделяется два типа крупнейших структур: сравнительно узкие удлиненные структуры, образующие в целом в фундаменте плиты подобие сети, и крупные угловатые, но, как правило, изометричные блоки, выполняющие ячейки этой сети. Основные характеристики обсуждаемых структур, приводимые ниже, – такие, как время заложения, длительность развития, внутреннее строение и др., – не позволяют применить к структурам этого класса никаких из находящихся в употреблении тектонических терминов. По отношению к этим структурам нам представляется возможным воспользоваться словами, взятыми из общелитературного русского языка: „межа” и „поле”. Употребленные в качестве терминов, эти слова, на наш взгляд, достаточно информативно передают главные черты в облике этих структур и характер соотношений между структурами в плане.

Возможным конкурентом термина „поле” мог бы выступить часто употребляемый в последнее время термин „геоблок”. Можно было бы пренебречь тем, что геоблоки у разных авторов покры-

вают всю площадь земной коры региона, разделяясь лишь узкими зонами долгоживущих глубинных разломов, в то время как поля разделяются структурами (межами), равнозначными, в нашем понимании, полям и в структурном, и в площадном отношении. Главное заключается в том, что под термином „геоблок“ обычно понимают крупнейший элемент делимости всей литосферы (от верхней мантии до осадочной оболочки включительно), законченный в своем развитии. В понятие „поле“ мы включаем лишь крупнейший элемент делимости раннедокембрийской континентальной земной коры, образовавшийся к началу архея (или в самом начале архея) и завершивший свое развитие в раннем докембрии. Другое дело, что разделение в архее земной коры на поля и межи, несомненно, прямо или косвенно зависело от физико-химической неоднородности верхней мантии и в свою очередь влияло на развитие земной коры в позднем протерозое и фанерозое. Только изучив в совокупности все упомянутые аспекты проблемы и проследив тектоническое развитие территории в течение всего постраннедокембрийского времени, можно, как представляется, переходить к обоснованному выделению „геоблоков“.

В свою очередь конкурентом термина „межа“ мог бы выступить термин „гранулитовый пояс“. Однако термин „гранулитовый пояс“ весьма расплывчат и в литературе достаточно четко не охарактеризован. В целом это структура сравнительно позднего, протерозойского, заложения, развившаяся по архейскому субстрату (Хан, 1973, с. 436). Если межа на протяжении всей истории своего развития, т. е. в течение всего раннего докембрия, резко отграничена от окружающих ее полей, то гранулитовые пояса обычно непосредственно переходят в слитные обширные стабильные массивы. Наконец, термины „геоблок“ и „гранулитовый пояс“ не встречаются в литературе в одном контексте, не являются терминами одного ряда, а применяются к структурам разного порядка, разного генезиса. Поэтому названные термины не могли быть использованы нами при тектоническом районировании для различения однопорядковых разновозрастных структур.

Межи и поля несомненно наиболее древние структуры, которые различаются в современном структурном плане фундамента платформы. Образование их следует относить к рубежу между катархейской и раннедокембрийской стадиями развития земной коры (-3.5 млрд лет). Существовавшая к этому времени первичная консолидированная кора с возрастом не менее 0.5 млрд лет подверглась раздроблению. Конкретные причины раздробления нам не известны, но относительно рисунка раздробления можно предполагать, что он отвечает (подчиняется) первичной физико-химической неоднородности верхней мантии.

Межи — региональные линейные структуры, образующие рисунок сети в фундаменте платформы. Длина отрезков межей между зонами сочленений (узлами) составляет 400-1000, ширина обычно 50-100, реже увеличивается до 200-250 км. Развитие сквозное —

в течение всего раннего докембрия. Как правило, межи имеют отражение в структурном плане платформенного чехла.

К межам приурочены практически все линейные тела основного состава, метаморфизованные в гранулитовой фации. Это согласуется с нашим пониманием происхождения межей как ослабленных зон (зон растяжения); что предопределило интенсивный раннеархейский основной вулканизм. Раннеархейские метаосадочные образования развиты в меньшей степени.

Характернейшей чертой внутренней структуры межей является четко выраженная линейность, обусловленная неоднократной сменой режимов сжатия и растяжения.

Для начального этапа развития межей, образовавшихся в качестве структур растяжения, по-видимому, было характерно широкое развитие аккумулятивных вулканических процессов, прекратившихся со сменой режима растяжения земной коры на режим сжатия. Направленное давление со стороны соседних блоков (полей) явилось причиной интенсивного реоморфизма горных пород. Процессы реоморфизма в данном случае выразились в придании породам высокой механической подвижности и их пластическом сдавливании, а также, вероятно, в частичном плавлении, ведущем к гранитообразованию, и, что весьма характерно для межей, к чарнокитообразованию. Таким образом, уже в раннем архее были окончательно оформлены обособленные квазискладчатые линейные региональные структуры — межи.

Во второй половине раннего архея, в позднем архее и частично в раннем протерозое межи являлись в основном областями сноса. Позднеархейские и раннепротерозойские превращения выразились в неоднократном наложении метаморфизма, как правило в условиях амфиболитовой фации умеренных давлений. В отдельных районах эти события проходили настолько интенсивно, что признаки наиболее раннего, гранулитового, метаморфизма или сохранились фрагментарно, или вообще не сохранились (например, на западе Эстонии).

Процессы растяжения, также неоднократно проявлявшиеся в течение всего раннего докембрия, вели к образованию разновозрастных и разной протяженности линейных зон высокой проницаемости. По этим зонам сравнительно легко осуществлялся вынос вещества из глубинных зон земной коры. Осадконакопление сосредоточивалось в узких приразломных грабенах. Повышенная трещиноватость, вероятно, способствовала метасоматическому перераспределению отложенного материала с образованием во многих случаях высокомагнитных мафических минералов.

К концу раннего протерозоя восходящие движения полей постепенно приводят к инверсии межей и заложению в ряде случаев вдоль них крупных прогибов, развитие которых в основном закончилось к концу рифея. Эта смена знака вертикальных движений полей, по-видимому, была достаточно резкой и сопровождалась интенсивным прогревом межей (о чем свидетельствуют K-Ar опре-

деления возраста), но территориально была неодновременной. Наиболее рано этот процесс проявился на западе плиты. Это послужило причиной выделения на ряде предшествующих тектонических схем в этих зонах свекофенских складчатых систем (на территории Белоруссии, в Прибалтике, на Украине). В последнее время геологи прибалтийских республик (Главные черты..., 1976, с. 47) также приходят к выводу о том, что глубинный „скелет“ территории Прибалтики представлен линейными зонами архейских основных гранулитов. В центральных и восточных районах плиты инверсия межей относится к более позднему времени. Зоны „геохронологического омоложения“ здесь характеризуются преимущественно дальсандским и готским возрастом.

Поля — региональные структуры, блоки земной коры, образовавшиеся одновременно с межами. Очертания угловатые, но в целом изометричные, особенно для крупных полей. Размеры в поперечнике колеблются от 300 до 1000 км; некоторые крупные поля, такие, как Волго-Уральское, осложнены внутренними узкими или слепо кончающимися расколами — межами, образующими поля II порядка с размерами в поперечнике 100–300 км.

Для территории полей характерно раннеархейское и в значительно меньшей степени позднеархейское и раннепротерозойское осадконакопление. В раннем протерозое структура полей подвергалась различного рода структурно-метаморфическим преобразованиям, которые будут рассмотрены при выделении типов структур, составляющих поля.

Положительные вертикальные движения, охватившие поля с конца раннего протерозоя-риффея, продолжались и в фанерозое.

### Структуры II эпохи структурообразования (раннеархейские)

Как было отмечено, в раннем архее межи и поля получили индивидуализирующее их структурное оформление. Этот „фоновый“ раннеархейский структурный план на схеме тектонического районирования передается выделением некоторых специфических структурно-вещественных комплексов (например, гранитоидных комплексов феннокарельского и мурманского типов). В пределах полей выделены также районы с преимущественным развитием гнейсов, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации и в целом представляющих собой наиболее древний член разреза супракrustальных образований нижнего архея (о геологической природе основных пород гранулитовой фации, участвующих, как правило, в сложении особого типа структур — „вихревых массивов“, — будет сказано ниже). Если учесть, что осадконакопление на территории всех полей в раннем архее шло в сходных условиях относительной стабильности основания и удаленности от источников сноса, можно сделать вы-

вод, что выделение районов с преимущественным выходом на поверхность предпозднеархейского протопенеплена наиболее древних супракrustальных комплексов имеет структурно-тектонический смысл.

В пределах межей на схеме тектонического районирования показаны выходы на поверхность фундамента удлинённых тел, сложенных основными породами гранулитовой фации метоморфизма и обладающих ясно выраженной линейностью. Эти структуры определяют общую структуру межи. Здесь, по-видимому, мы имеем дело с наиболее древними членами нижнеархейского разреза, вздыбленными в результате бокового давления и реоморфизма. Называть эти структуры антиклинорными, по-видимому, можно лишь очень условно. Весьма вероятно, что в таких районах, как, например, Белорусско-Литовская межа, мы имеем дело не с подобием антиклинориев и синклинориев, а скорее с серией чешуй.

Помимо перечисленных структурных элементов к раннему архею относится также образование весьма специфичных структур, сформировавшихся главным образом в результате механических напряжений, возникавших при горизонтальных поступательных или вращательных перемещениях отдельных блоков земной коры. Структуры эти имеют большое значение для понимания общей структуры фундамента плиты и занимают большую часть площади как межей, так, особенно, и полей. Среди этих структур различаются структуры двух классов.

Структуры 1 класса. Сюда относятся структуры, объясняемые своим происхождением горизонтальными напряжениями в земной коре, возникающим при параллельном перемещении отдельных блоков. Это линейные зоны интенсивного растяжения (линейные зоны повышенной проницаемости) и зоны интенсивного сжатия. Они выделяются в пределах межей и полей или вдоль их границ. Протяженность структур обычно колеблется в пределах 100-400 км.

Л и н е й н ы е з о н ы п о в ы ш е н н о й п р о н и ц а е м о с т и особенно характерны для пограничных зон между межами и полями. По этим зонам сравнительно легко осуществляется вынос вещества из глубинных зон земной коры (в частности, в виде основных и ультраосновных интрузий).

Зоны повышенной проницаемости являются, пожалуй, единственным типом структур, формирование которых не ограничивается одним из выделяемых нами этапов структурообразования, но происходило и в архее, и в раннем протерозое. В настоящее время нам не хватает геологических данных, чтобы уверенно расчленить эти зоны на две возрастные группы. Имеющиеся данные по некоторым районам показывают, что среди выделенных на тектонической карте линейных зон повышенной проницаемости несомненно присутствуют древние, раннеархейские. По-видимому, многие зоны повышенной проницаемости раннеархейского заложения продолжали в той или иной степени активную жизнь в позднем архее и особенно в раннем протерозое. В целом ряде случаев показанным на карте струк-

турам этого типа соответствуют в природе узкие зоны развития протерозойских обломочных толщ, обогащенных магнитными минералами. Мы полагаем, что последнее определяется пространственным соответствием узких зон повышенной проницаемости и развития протерозойских метасадочных пород.

**Зоны интенсивного сжатия** предполагаются в местах выклинивания межей (например, между Архангельской межой и Лапландской межой) либо по границе примыкающих друг к другу вихревых массивов (например, по границе между Латгальским массивом и небольшим массивом, примыкающим к нему с юго-запада). В первом из приведенных примеров наличие такой зоны косвенно подтверждается развитием в прилегающих межах пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации повышенных давлений. В южной окраинной зоне Лапландской межи отмечается развитие гнейсов и тесно с ними связанных высокотемпературных эклогитоподобных пород. Анализ парагенезисов минералов метаморфических пород позволяет оценить величину давления при метаморфических превращениях в пределах 9–12 кбар (Прияткина и др., 1975; Глебовицкий, 1977). Эта зона, обычно выделяемая под названием Лапландского глубинного разлома, прослеживается далеко за пределы Советского Союза, в Северную Норвегию.

Аналогичные породы развиты и в пределах северо-западного окончания Архангельской межи по северному побережью Кандалакшского залива (Колвицкие тундры, Порья губа). В промежутке между Лапландской и Архангельской межами довольно многочисленные тела ультраосновных пород и интрузии комагматических габброидов и анортозитов помогают условно трассировать межу, впоследствии, видимо, „закрывающуюся“ в результате возобладания условий сжатия.

Немногочисленные разрозненные данные о развитии пород, метаморфизованных в условиях повышенных давлений, не дают в настоящее время возможности наметить какие-либо закономерности в распространении зон интенсивного сжатия в пределах фундамента плиты. Как указывалось выше, представляется весьма вероятным наличие таких зон на продолжении выклинивающихся межей (см. врезку к рис. 16), в пограничных зонах между сближенными вихревыми массивами и др.

**Структуры II класса.** Сюда относятся структуры, которые объяснены своим происхождением горизонтальными вихревыми напряжениями в земной коре, образованным, очевидно, при вращательных движениях отдельных блоков или их частей.

**Вихревые массивы.** Эти структуры выделяются в пределах как межей, так и полей. В общей структуре фундамента плиты они в целом выполняют роль срединных массивов, но по многим признакам существенно отличаются от них. Учитывая ярко выраженные структурные особенности описываемых структур, мы предлагаем для них название „вихревые массивы“.

Вихревые массивы имеют округлые очертания, для них обычна овальная или каплевидная форма. Размеры структур колеблются от

50 до 400–450 км (по длинной оси). Исключением является Средне-Волжский массив с размером по длинной оси около 600 км. Этот массив имеет весьма сложное строение и по существу состоит из нескольких более мелких массивов.

Для внутренней структуры вихревых массивов весьма характерны коаксиальный, „скорлуповатый“ или запутанно-вихревой узор структурных направлений, резко обособливающий эти структуры от окружающих.

Относительно короткой оси структурный узор вихревого массива обычно резко асимметричен. Типичным является согласующееся с очертаниями вихревого массива серповидное расположение структурных элементов „переднего“ края массива, постепенно переходящее в более или менее параллельное расположение к средней части массива. К „заднему“ краю структурные элементы или сближаются, придавая вихревому массиву каплевидную форму (рис. 17, б, в), или просто резко обрываются, придавая массиву караваявидную (рис. 17, а), полуовальную или другую более сложную форму. Такое распределение структурных элементов вообще характерно для тел, подвергнувшихся скручивающему напряжению при приложении пары сил. В некоторых случаях „передний“ край массива характеризуется более сложно изогнутой формой, напоминающей форму спортивного лука. Таков, например, Иргизский массив, имеющий несомненное сходство с „вихревыми структурами эпсилон-типа“ по Ли Сы-Гуану (1958).

Сложены вихревые массивы преимущественно (хотя и не во всех случаях) породами основного состава, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Однако эти основные гранулиты могут оказаться не синхронными комплексу основных гранулитов межей. Формирование условий, характерных для гранулитовой фации метаморфизма, здесь, вероятно, хотя бы частично связано со структурообразовательным процессом. Преимущественно основной состав пород можно, по-видимому, увязать с раскрытием при скручивающих напряжениях многочисленных трещин (см. также ниже), по которым внедряется мафический материал.

Структурные соотношения между вихревыми массивами и „фоновыми“ структурами в пределах полей таковы, что можно сделать вывод о более позднем времени формирования вихревых массивов по отношению к сформировавшейся в раннем архее общей структуре поля, но более раннем по отношению к наложенным позднеархейским-раннепротерозойским складчатым структурам. В пределах полей вихревые массивы секут раннеархейские структурные элементы, но в краевых частях полей их контуры приспособляются к границам с межами. В межах вихревые массивы резко прерывают линейность. Обтекание линейными структурами вихревых массивов встречается лишь локально и, видимо, обусловлено более поздними наложенными процессами. Учитывая все сказанное, мы предположительно относим образование вихревых массивов к концу раннего архея.

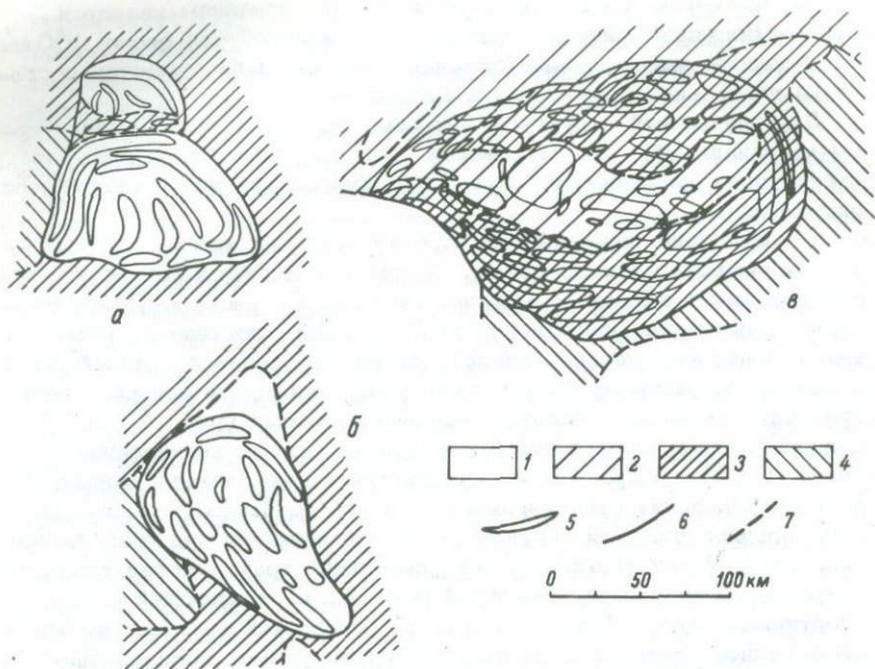


Рис. 17. Вихревые массивы.

а - Котласский; б - Верхне-Лузский; в - Саранский; 1 - кристаллические сланцы основного состава (нижняя часть нижнего архея); 2 - глиноземистые гнейсы с подчиненными биотит-амфиболитовыми гнейсами (нижняя часть нижнего архея); 3 - глиноземистые гнейсы, а также древние гранитоиды, мигматиты (верхняя часть нижнего архея); 4 - нерасчлененные архейские глиноземистые гнейсы, гранито-гнейсы, гнейсо-граниты; 5 - контуры магнитных тел; 6 - границы вихревых массивов; 7 - границы геологических комплексов.

Оценить абсолютную продолжительность формирования структуры типа вихревого массива в настоящее время мы не умеем. Можно предполагать, что этот процесс протекал сравнительно быстро. Интересны в этой связи такие, например, данные, как установленная точными геодезическими измерениями с помощью искусственных спутников скорость вращения о-ва Кэмпбелл, расположенного к югу от Новой Зеландии, - 1 оборот в 45 880 лет.

Вихревые зоны повышенной проницаемости. В отличие от линейных зон повышенной проницаемости описываемые зоны имеют неправильную прихотливо изогнутую конфигурацию, часто ветвятся. Территориально они всегда

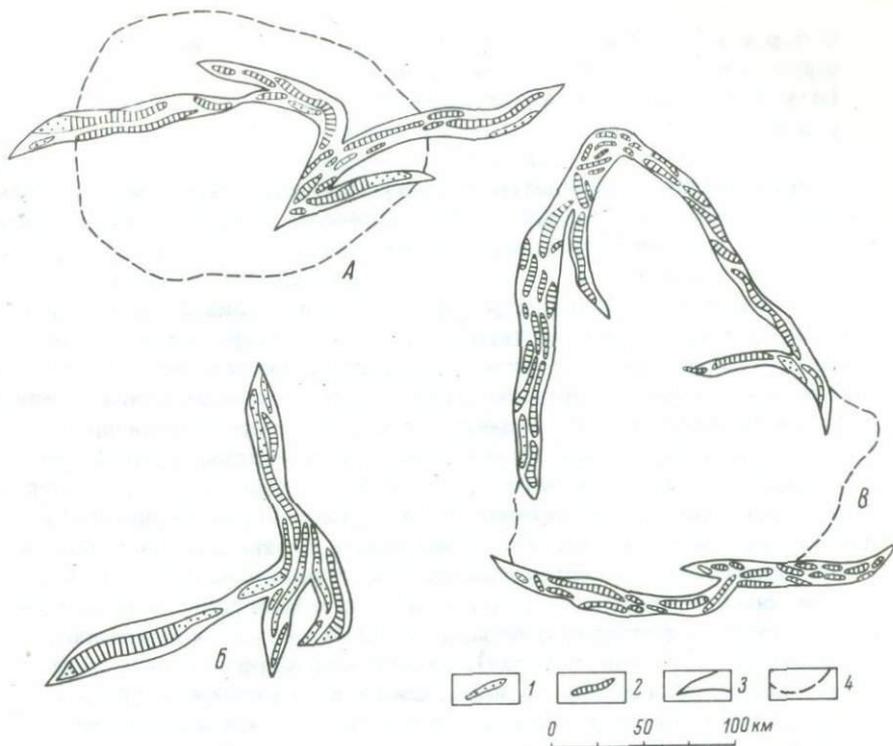


Рис. 18. Вихревые зоны повышенной проницаемости.

Вихревые зоны, связанные с вихревыми массивами: а - Альметьевским, б - Средне-Волжским, в - Латгальским; 1 - магнитные тела слабой и умеренной намагниченности; 2 - магнитные тела средней и сильной намагниченности; 3 - контуры вихревых зон; 4 - границы вихревых массивов.

связаны с вихревыми массивами, окаймляя их и проникая внутрь (рис. 18). Связь эта, очевидно, сингенетическая: вихревые зоны повышенной проницаемости образовались в результате скручивающих деформаций при формировании вихревых массивов.

Не всегда можно с точностью указать, является ли тип данной зоны повышенной проницаемости вихревым или линейным. В отдельных случаях видно, как линейная зона, проходящая вдоль границы межа-поле, резко отклоняется в сторону близлежащего вихревого массива и уже в виде вихревой зоны согласуется со структурой массива. На схеме тектонического районирования тождественные по своему геологическому выражению линейные и вихревые зоны повышенной проницаемости не разделены.

### Структуры III эпохи структурообразования (позднеархейские — раннепротерозойские)

Сюда относятся складчатые структуры и зоны интенсивной структурно-метаморфической переработки, развитие которых приурочено к позднему архею-раннему протерозою.

Складчатые системы негеосинклинального типа развития (линейные складчатые зоны). Наиболее характерным типом структур, образование которых относится к этой эпохе, являются линейные зоны интенсивной тектоно-метаморфической переработки раннеархейских комплексов в пределах полей. В результате такой переработки происходит полная структурная перестройка раннеархейских комплексов с образованием своеобразных складчатых систем. Процессы ультраметаморфогенного складкообразования не связаны с геосинклинальным процессом в обычном его понимании и соответственно лишь в ограниченном объеме сопровождаются отложением осадков. Процесс складкообразования в ряде районов привел к мобилизации гранитоидов и широкому развитию ультраметагенных мигматитов (например, в Тамбовско-Тульской системе). Ультраметаморфогенное складкообразование сопровождалось интенсивным высокотемпературным амфиболитовым метаморфизмом, во многих случаях нацело уничтожившим следы предшествующего гранулитового метаморфизма.

По ряду признаков структура линейных складчатых зон сближается со структурой межей (прежде всего по явно выраженной линейности и наличию ориентированных тел основных гранулитов), но и отличается по ряду существенных признаков. Время образования линейных складчатых зон, судя по немногочисленным данным изотопной геохронологии, относится преимущественно к нижнему протерозою. В описываемых зонах значительно меньшую роль играют тела ориентированных основных гранулитов. Структура линейных складчатых зон очень четко приспособляется к очертаниям более ранних структур: межей, вихревых массивов, а также древних гранитоидных массивов типа Мурманского (обусловившего северную границу Кольской системы). Единственное исключение лишь подчеркивает основную закономерность: северо-восточное ответвление Жигулевской системы в районе Туймазы-Благовещенска резко сужается и пересекает Башкирскую межу с образованием в месте пересечения обеих структур интерференционного структурного узора, отражающего весьма сложную историю развития этого участка в раннем докембрии.

На схеме тектонического районирования линейные складчатые зоны особой штриховкой не выделяются, а передаются лишь утолщением структурных элементов, наложенных на соответствующие „фоновые” структуры полей, в пределах которых эти линейные складчатые зоны развиты.

Складчатые системы геосинклинального типа развития. Среди складчатых систем этого типа, в которых процессы складкообразования преобладали более или менее значительным осадконакоплением, можно выделить две категории структур, в какой-то мере отвечающие эв- и миогеосинклинальным зонам фанерозоя: складчатые системы, образованные по зонам с интенсивным проявлением основного вулканизма, и складчатые системы, образованные по зонам с существенно терригенным осадконакоплением.

Складчатые системы, вулканогенно-осадочные по составу слагающих их толщ, отмечаются в единичных районах. В Курской и Карельской складчатых системах осадконакопление происходило в локальных трогах, часто пространственно сближенных, что позволяет в пределах этих систем условно выделять антиклинорные и синклинорные зоны (на представленной карте не выделены). В некоторой степени подобным осадконакоплением затронуты отдельные районы линейных складчатых зон (например, Центрально-Кольский и Печенгский районы Кольской системы).

В последнее время подобные складчатые системы (вулканогенно-осадочные) по ряду признаков сближаются с зеленокаменными поясами, выделенными и изученными в Северной Америке, Африке и на других материках (Лобач-Жученко, 1977). Вопрос этот, как и проблема „абсолютного“ возраста слагающих эти складчатые системы толщ, в настоящее время активно обсуждается в литературе.

Складчатые системы следующей категории, лишенные существенных проявлений основного вулканизма, обычно более молодые по возрасту, раннепротерозойские. Эти складчатые системы, как правило, пространственно сопряжены со складчатыми системами предыдущей категории, хотя и обособлены от последних (Придонская и Курская складчатые системы, Ладжская и Карельская складчатые системы, Имандра-Варзугская складчатая зона и Кейвская складчатая зона Кольской системы). Перечисленные раннепротерозойские складчатые зоны по характеру составляющих их локальных структур и составу слагающих их толщ в целом отвечают миогеосинклинальному типу развития. К подобному же типу структур, по-видимому, можно отнести области развития лептитов и других сланцев, глиноземистых гнейсов на севере Эстонии и в некоторых других районах.

Зоны интенсивной структурно-метаморфической переработки. Интенсивная структурно-метаморфическая переработка в условиях амфиболитовой фации отмечается на территории многих межей. Временем проявления указанного процесса, по-видимому, является ранний протерозой. На схеме тектонического районирования показаны зоны с наиболее ярко выраженной структурной перестройкой. Линейность здесь выражена значительно менее отчетливо. Сами зоны структурно обособлены от прилегающих участков межей. К этой же категории структур относится и район развития комплекса ам-

фиболитов и амфиболовых гнейсов Западной Эстонии, которые представляют собой результат коренной метаморфической переработки по раннеархейскому субстрату, происшедшей в раннем протерозое (Главные черты..., 1976).

К этой же категории структур, но уже на территории поля, в зоне, пограничной с межой, достаточно условно отнесена Беломорская зона. Интерференционный узор структурных элементов, возникший в результате наложения одновременных структурных преобразований, в некоторых участках выразился в виде своеобразных неполных „кольцевых” структур.

На схеме тектонического районирования выделены также все достаточно крупные интрузивные массивы, независимо от того, являются ли они синхронными с процессами структурно-метаморфической перестройки, или же более поздними. Сделано это на том основании, что в условиях закрытой территории, как правило, бывает невозможно правильно оценить временные и пространственные соотношения между складчатыми и другими структурами и интрузиями, особенно занимающими обширные площади. Также по причинам недостаточной изученности интрузий на карте различными условными знаками выделяются лишь основные вещественные и возрастные группы интрузий.

Разломы или зоны сближенных разломов раннедокембрийского заложения как таковые на схеме тектонического районирования не показаны. Сделано это в данном варианте схемы по ряду обстоятельств. Разумеется, резкие и четко определенные границы таких структур, как межа, поле, вихревой массив, предполагают наличие в достаточной мере глубинных узких крутопадающих зон резкой смены вещественного состава и физических свойств, т. е. по существу таких зон, какие обычно и именуется глубинными разломами. Однако прежде чем отобразить их на региональной схеме, надо быть уверенным, что выявлены если не все, то по крайней мере большинство крупнейших зон дизъюнктивных нарушений. Последнее в свою очередь требует хотя бы предварительной классификации разломов по времени и глубине заложения, динамической выраженности, отношению к сингенетическим и более поздним структурам разного ранга и т. д. Все это представляется самостоятельной крупной проблемой, к разрешению которой в настоящее время еще не всегда ясны пути подхода.

В то же время крупнейшие разломы платформенного этапа развития показаны на рис. 13. По-видимому, расположение и развитие этих разломов в большой степени зависело от предшествующего этапа развития территории. Предварительно намеченная схема распространения региональных разломов докембрийского заложения, в той или иной степени продолжавших оставаться активными в платформенный этап развития территории, показана на врезке к геологической карте (рис. 13).

Следует также указать, что на схеме тектонического районирования все же присутствуют в неявной форме некоторые категории крупнейших зон глубинных разломов.

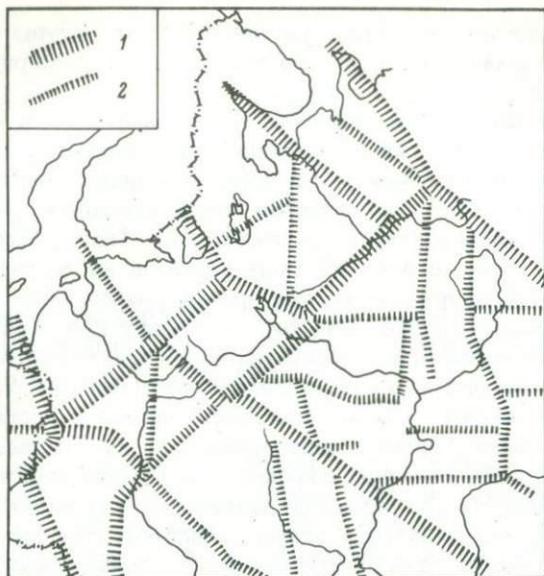


Рис. 19. Крупнейшие линейные элементы фундамента Русской плиты.

1 - основные; 2 - менее значительные.

Наиболее крупными раздвиговыми зонами можно считать межи. В этом смысле они являются наиболее крупными континентального масштаба трещинами земной коры.

Следующими по рангу зонами нарушений являются зоны повышенной проницаемости, особенно ограничивающие крупнейшие и крупные структуры. Во многих случаях конфигурация зон проницаемости очень ярко говорит о динамике движений вдоль зоны разлома. В качестве примера можно привести многие вихревые зоны, серию оперяющих зон проницаемости на восточной окраине Беломорско-Карельского поля и др.

Система основных трещин земной коры, трассированная межами и дополнительно некоторыми другими элементами, представлена на рис. 19. Характерно, что даже элементы, не находящие выражения в раннеархейском структурном узоре межей, такие, как граница Придонской и Курской складчатых систем, линейный Брянский грабен (авлакоген), не имеющий четкого отражения в структуре фундамента, и др., укладываются в единую систему диагональных и ортогональных направлений. Представляется, что этот факт говорит об общей целостности, единстве всей территории Восточно-Европейского кратона в течение всей геологической истории

и неизменности его ориентировки относительно фигуры вращающейся Земли по крайней мере от раннего архея до современной эпохи включительно.

В заключение следует сказать, что проведенный в Институте геологии и геохронологии докембрия предварительный анализ региональной эволюции режимов метаморфизма в целом подтверждает изложенные выше выводы, сделанные преимущественно на основе анализа выявленных структурных соотношений. Так, подтверждается, в частности, тезис о повсеместном развитии на территории современной Русской плиты достаточно зрелой земной коры к началу различимой геологической истории, поскольку для этого наиболее раннего этапа характерно повсеместное распространение метаморфизма, отвечающего условиям повышенного теплового потока. К этому этапу следует относить заложение межей и соответственно внедрение большого объема меланократового материала, что, вероятно, и явилось причиной широкого, почти повсеместного развития низкоградиентного метаморфизма (дистен-силлиманитовая фациальная серия) на следующем этапе, свидетельствующего в пользу относительно менее стабилизированного состояния земной коры.

В дальнейшем окончательная стабилизация отдельных крупных блоков фундамента плиты происходила несинхронно, что находит отражение в достаточно сложной последовательности эволюции режимов метаморфизма в течение раннего протерозоя. Интересно и то, что проявления последнего метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии (высокоградиентный метаморфизм) локализованы в юго-восточном и западном районах Русской плиты, т. е. в тех районах, где отсутствует четкая унаследованность межам позднепротерозойскими авлакогенами (см. также последующие разделы работы). Это обстоятельство пока остается необъясненным, хотя можно предполагать, что оно связано с определенной перестройкой в этих районах земной коры, сопровождающейся изменением ее кондуктивных и механических свойств.

Более подробно материал по анализу эндогенных процессов в связи с выявлением направленности тектонического развития был доложен на Всесоюзном совещании по тектонике раннего докембрия в Апатитах в 1978 г. Для восточной части Балтийского щита результаты подобного рода анализа изложены в монографии „Земная кора...“ (1977).

## К-Аг ЗОНЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА И ИХ СРАВНЕНИЕ С НЕКОТОРЫМИ СТРУКТУРАМИ ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Многочисленными работами советских и зарубежных исследователей показано, что вопрос о природе событий, которые датированы с помощью К-Аг метода, не может быть решен без анализа геологической истории региона. Одним из наиболее распространенных вариантов интерпретации К-Аг „омоложенных“ значений возраста является представление о том, что время, зафиксированное в К-Аг системах минералов, отвечает времени выведения блока выше определенной геотермы при орогенезе (Обручев; Салоп; Мануйлова; С. Б. Лобач-Жученко, 1972 г.). В то же время на примере Карелии можно показать, что по крайней мере в ряде случаев это неверно. Как только в результате геохронологических работ было установлено, что возраст ятулийской формации более 2 млрд лет (Возрастные границы..., 1976, и др.), то стало очевидным, что уровень нивелировки К-Аг возрастов для этой территории, равный 1750 млн лет, значительно моложе времени подъема, эрозии и формирования платформенных ятулийских формаций и тем самым связан с другими наложенными термальными явлениями. Анализ геологического и геохронологического материала по всей территории шита позволил показать (С.Б. Лобач-Жученко, 1976 г.), что этот термальный прогрев связан со свекофеннской активизацией, наложившейся и на ятулийские породы.

Экспериментально полученные энергии активации аргона из минералов свидетельствуют о различной устойчивости минералов к термическим эффектам. Эта особенность минералов позволяет использовать сравнительные данные по К-Аг возрастам для суждения о геотермическом режиме блоков. Все эти исходные положения и легли в основу интерпретации распределения К-Аг датировок на территории фундамента Русской плиты.

Из выделенных на территории платформы структур (рис. 16) лишь для некоторых имеется достаточное число определений, которые позволяют делать общие выводы. Это прежде всего вся территория Балтийского шита, Волго-Уральская область, Воронежский кристаллический массив и западная часть плиты.

В восточной части Балтийского щита выделяются, как это можно видеть на схеме (рис. 20), Кольская зона (I), Беломорская зона, включающая гранулитовый массив (II), зона сочленения беломорид и карелид (III), область карелид (1У) и Приладожье (У).

Кольская зона (I) сложена преимущественно плутоническим комплексом пород с верхней возрастной границей 2.7–2.6 млрд лет. В меньшей степени на этой территории развиты процессы метаморфизма и интрузивные комплексы, становление которых имело место в свекофенское время (2.0–1.8 млрд лет). С точки зрения распределения K-Ar значений возраста Кольская зона неоднородна и может быть разделена на 3 подзоны или блока (Iа, Iб и Iв), поперечные к преобладающему северо-западному простиранию структур различных комплексов пород.

В центральном блоке (Iб) сохраняются наиболее древние значения возраста. Датировки по биотитам варьируют от 1.5 до 3.0 млрд лет ( $n = 141$ ) с двумя максимумами: 2.25 и 2.65 млрд лет (табл. 5). На кривой распределения мусковитов ( $n = 35$ ) кроме двух аналогичных максимумов выделяется и третий – 1.75 млрд лет (рис. 20). Возрастные значения по амфиболам находятся в интервале 1.5–3.1 млрд лет; встречаются единичные и более древние определения. На гистограмме выделяются два пика – 1.85 и 2.75 млрд лет (табл. 5).

Северо-западная (блок Iа) и юго-восточная (блок Iв) части Кольской зоны подверглись значительно более сильной переработке в свекофенское время, благодаря чему на гистограммах распределения аргоновых датировок по биотитам и мусковитам выделяется лишь один максимум (табл. 5), варьирующий от 1.85 до 1.65 млрд лет, благодаря чему сохраняются древние датировки, а в северо-западной части даже слабый максимум около 2.55 млрд лет.

При суммировании всех данных по Кольской зоне в целом можно видеть, что кривые распределения по всем трем минералам имеют сложный характер с несколькими максимумами (рис. 20, табл. 5), значимость которых уменьшается от более молодых значений к более древним.

В пределах Беломорской зоны большая часть пород сформирована и метаморфизована в архее (беломорский комплекс). Породы были очень интенсивно переработаны в свекофенское время, что выразилось в развитии метаморфических процессов, в том числе гранулитового метаморфизма, появлении полей пегматитов. Интенсивные свекофенские эндогенные процессы определили на гистограммах (табл. 5) отчетливые максимумы в интервале 1.95–1.85 млрд лет, хотя сохраняются (рис. 20) и более древние значения (для биотита – до 2.5, амфибола – до 2.3 и мусковита – до 2.1 млрд лет).

Зона сочленения беломорид и карелид на рис. 20, III представляет собой четко выраженную линейную зону, которая обладает целым рядом признаков особой тектонической структуры (К.А. Шуркин и др.). Эта структура отличается и от всех других наиболее полной

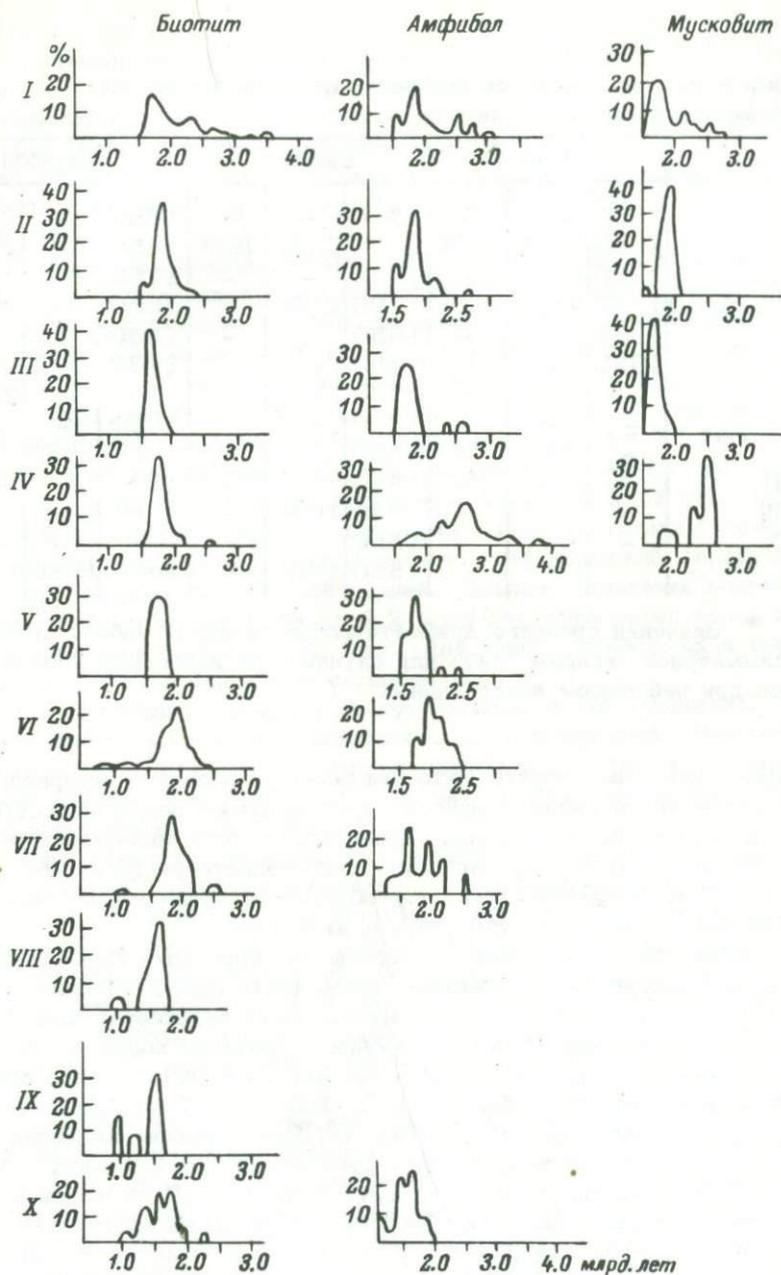


Рис. 20. Кривые распределения К-Аг значений возраста в отдельных зонах.

Т а б л и ц а 5

Максимумы на гистограммах распределения аргоновых датировок по зонам, млн лет

Зона	Мусковит			Биотит			Амфибол		
Ia	1850	-	-	1700	-	-	1850	-	2550
Iб	1750	2100	2550	-	2250	2650	1850	-	2750
Iв	1750	-	-	1650	-	-	1750	1950	-
I(в целом)	1750	2150	2550	1700	2350	-	1850	-	2550
II	1950	-	-	1850	-	-	1850	-	-
III	1650	-	-	1650	-	-	1650	-	-
IУ	-	2350	-	1750	-	-	-	-	2650
У	-	-	-	1750	-	-	1700	-	-
У1	-	-	-	1850	-	-	-	-	-
VII	-	-	-	1950	-	-	1950*	-	-
УIII	-	-	-	950	1650	-	-	-	-
IX	-	-	-	1550	-	-	-	-	-
X	-	-	-	1550	1750	-	1450	1650	-

\* Значения среднего арифметического в связи либо с сильной асимметрией кривой, либо для случая ряда небольших максимумов при небольшом числе данных.

термальной переработкой, что выражается сужением интервала встречаемых значений возраста и наименьшим возрастом (1.65 млрд лет) этой переработки. Равенство средних значений возраста по биотиту, амфиболу и мусковиту свидетельствует (С.Б. Лобач-Жученко, Т.В. Кольцова, 1972 г.) об особом, отличном от соседних областей, геотермическом режиме этой зоны.

Интенсивные эндогенные процессы на территории Карелии (рис. 20, 1У) закончились в верхнем архее (С.Б. Лобач-Жученко и др., 1976 г.), в связи с чем для этой области характерна иная картина распределения K-Ar датировок. Значения возраста по амфиболу варьируют от 1.6 до 3.4 млрд лет ( $n = 90$ ) с одним отчетливым максимумом (табл. 5, рис. 20) около 2.65 млрд лет, т. е. амфиболы в значительной степени сохраняют древние значения возраста. Возраст мусковитов варьирует от 2.1 до 2.5 млрд лет ( $n = 16$ ) с максимумом около 2.45 млрд лет. В то же время биотит, интервал значений возраста для которого составляет от 1.6 до 2.2 млрд лет ( $n = 105$ ), имеет один отчетливый максимум в 1.75 млрд лет (табл. 5, рис. 20), т. е. эта область в свекофенское время была „омоложена“ очень однородно, в условиях (при температурах), промежуточных между температурами, необходимыми для потери аргона биотитом и амфиболом.

В Приладожье (зона У на рис. 20), как это было показано ранее, интенсивные эндогенные процессы имели место в интервале

1.9–1.8 млрд лет. Для собственно ладожской серии эти процессы были, по-видимому, единственными и привели к почти полной переработке K-Ar систем в гранито-гнейсах фундамента и породах сортавальской серии. Гистограммы распределения возраста образуют сжатые пики с пределами колебаний для амфибола от 1.5 до 2.0 млрд лет ( $n = 40$ ) и для биотита – от 1.5 до 1.9 млрд лет ( $n = 20$ ) с максимумами 1.75 и 1.7 млрд лет соответственно (табл. 5).

Древнейшие образования Волго-Уральской области (У1) представлены отрадинской и вышележащей большечеремшанской сериями ( $AR_1$ ), совместно метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Диапазон значений ( $n = 31$ ) для пород отрадинской серии – от 1.45 до 2.2 млрд лет с расплывчатым пиком около 1.85 млрд лет и небольшим максимумом около 1.65 млрд лет (по амфиболу). Для большечеремшанской серии ( $n = 32$ , биотит и биотит-амфиболовая фракция) K-Ar возрасты варьируют от 1.0 до 2.45 млрд лет, максимум соответствует 1.9 млрд лет. Более молодым, верхнеархейским, комплексом в соответствии с геологической схемой С.В. Богдановой является туймазинский, представленный габбро-анортозитовой серией. Диапазон значений возраста биотитов ( $n = 8$ ) от 1.85 до 2.2 млрд лет; два определения по амфиболу отвечают 2.5 млрд лет. Для пород, относимых к протерозою, имеются единичные определения.

Таким образом, в архее не сохраняются K:Ar отношения, отражающие время раннего гранулитового метаморфизма. Наиболее древние датировки, полученные по амфиболам, отражают позднеархейский геологический этап, соответствующий размещению пород туймазинского комплекса.

Преобладающие значения K-Ar возраста отражают свекофенское „омоложение“. При рассмотрении кривых распределения K-Ar датировок для Волго-Уральской области в целом видно, что кривая, построенная по биотитам ( $n = 75$ ), достаточно сжатая, но несколько асимметричная, вследствие чего максимум 1.85 млрд лет, вероятно, несколько смещен в сторону молодых значений, от среднего арифметического. Данных по амфиболу немного ( $n = 16$ ); они укладываются в сложную кривую (рис. 20) с несколькими незначительными максимумами.

Сравнение Волго-Уральской области с Кольской зоной (I), сходной по геологическому строению, свидетельствует и об их сходстве в распределении K-Ar датировок, хотя Волго-Уральская область испытала большую в сравнении с Кольской зоной свекофенскую переработку. Благодаря этому здесь имеют место лишь единичные древние значения биотитов, меньше древних значений и амфиболов. Процессы свекофенского „омоложения“ проявились в пределах Волго-Уральской области примерно на 100–200 млн лет раньше, чем на севере Балтийского щита.

Воронежский кристаллический массив (зона УII на рис. 20) охарактеризован более чем 270 определениями K-Ar методом слюд и амфиболов.

При рассмотрении распределения K-Ar датировок по стратиграфическому разрезу видно, что три основных подразделения, выделяемых на этой территории (Полищук, 1970) – нижний архей (обоянская серия), верхний архей (михайловская серия) и нижний протерозой (курская серия) – не различаются между собой по спектру значений возраста биотитов и амфиболов, варьирующих от 1.5 до 2.5 млрд лет при концентрации в интервале 1.7–2.3 млрд лет. Нет различий в возрасте, получаемом на амфиболе и биотите. K-Ar возраст воронцовско-осколецкой серии рассмотрен ранее. При рассмотрении всех K-Ar результатов определения возраста следует отметить, что для биотита имеет место достаточно симметричная кривая с максимумом около 1.95 млрд лет ( $n = 268$ , рис. 20, табл. 5). Для амфиболов получается асимметричная кривая, благодаря чему пик соответствует 1.95 млрд лет, а среднее арифметическое для амфибола – 2.1 млрд лет. Особенностью этого района является также присутствие достаточно большого числа определений, соответствующих рифейскому интервалу времени, что свидетельствует о локальных термальных явлениях, приведших к утере биотитом аргона в течение рифея.

Наиболее сходен ВКМ по основным чертам геологического строения на открытой территории с Карелией. Тем не менее сравнение распределения K-Ar датировок позволяет отметить следующие существенные отличия.

1. Значительно более интенсивное проявление на территории ВКМ термальных процессов в свекофенское время в сравнении с Карелией, что приводит к отсутствию древних датировок по амфиболам. Это положение подтверждается и геологическими данными, ибо курская серия, являющаяся аналогом ятулийской формации, местами испытала достаточно сильный метаморфизм.

2. Процессы свекофенского „омоложения“ имели место на Воронежском кристаллическом массиве на 200 млн лет ранее, чем в Карелии.

3. Здесь проявились, хотя и незначительно, термальные процессы в рифее.

В западной части плиты на территории Прибалтики и Белоруссии в строении фундамента решающую роль играют архейские образования, тогда как супракrustальные породы нижнего протерозоя развиты лишь на севере Эстонии. Тем не менее изотопные датировки, отвечающие архейскому времени, на этой территории отсутствуют. Для всех метаморфических пород фундамента значения возраста варьируют и по амфиболу (около 40 определений), и по биотиту (более 70 определений) в широких пределах, концентрируясь в интервале 1300–1900 млн лет, лишь в двух случаях для биотитов превышая 2000 млн лет. Такие же значения получены и для плутонических, главным образом гранитоидных пород.

Никаких четких закономерностей в распределении значений возраста по площади и в главных структурах (полях и межах) не устанавливается. На рис. 20 приведены гистограммы значений возраст-

та по амфиболам и биотитам для Новгородского поля (VIII), Рижского поля (IX) и объединенная гистограмма для Южно-Эстонской, Белорусско-Литовской и Полесской межей (X). В целом наблюдается несколько более высокий уровень значений по биотитам по сравнению с амфиболами, т. е. картина, обратная той, которая наблюдается для других районов. Из рассмотрения гистограмм полей видно также, что K-Ar возраст пород фундамента Эстонии (Новгородское поле) примерно на 100 млн лет выше, чем в пределах Рижского поля. Такая же тенденция наблюдается при сравнении Южно-Эстонской и Белорусско-Литовской межей. Особенностью данной территории в отношении K-Ar возрастных значений является значительное количество среди них значений в интервале 900-1400 млн лет, особенно для южной части территории, что видно из сложной формы гистограмм.

Таким образом, анализ имеющихся определений изотопного возраста показывает, что фундамент западной части Русской плиты претерпел существенную переработку в свекофенское и отчасти в рифейское время, в связи с чем более древние процессы по изотопным данным пока не устанавливаются.

Особую проблему для фундамента Русской плиты составляют K-Ar датировки, отвечающие рифейскому интервалу времени. Они развиты практически по всей территории фундамента, но концентрируются в ее западной части (рис. 21). На этой же схеме нанесены значения возраста из собственно рифейских отложений, выполненные K-Ar методом по глаукониту и породе в целом. Имеющиеся данные для рифейских пород варьируют от 1580 до 600 млн лет; в породах фундамента рифейские значения возраста отвечают интервалу 1550-900 млн лет.

Омоложение пород фундамента могло быть вызвано разными причинами, но, судя по тому, что это явление не имеет такого регионального (сплошного) характера, как например, свекофенское омоложение биотитов Карелии, можно пытаться искать локальные причины омоложения. В восточной части Русской плиты вскрыты буровыми скважинами секущие и пластовые тела габбро-диабазов с возрастом 1000-1100 млн лет (Палеогеография..., 1974). Разрез Миннибаевской скважины 20000 демонстрирует возможность омоложения за счет наложенных тектонических и термальных процессов (Глубинные исследования..., 1976). Для средней части Русской плиты (Недашенко, 1959) установлено проявление тектонических процессов, затрагивающих и осадочный комплекс пород. Выявлено проявление метасоматических процессов за счет ювенильных растворов, использующих зоны трещиноватости. Для многих других районов также отмечены интрузии основных пород рифейского возраста, расположенные в породах раннего докембрия. Интрузии с возрастом 1380 млн лет (Тугаринов, Войткевич, 1970) отмечены в докембрии северо-западной Белоруссии, с возрастом 1410 и 1300 млн лет - в докембрии юго-западной части Литвы.

Таким образом, можно полагать, что во время формирования

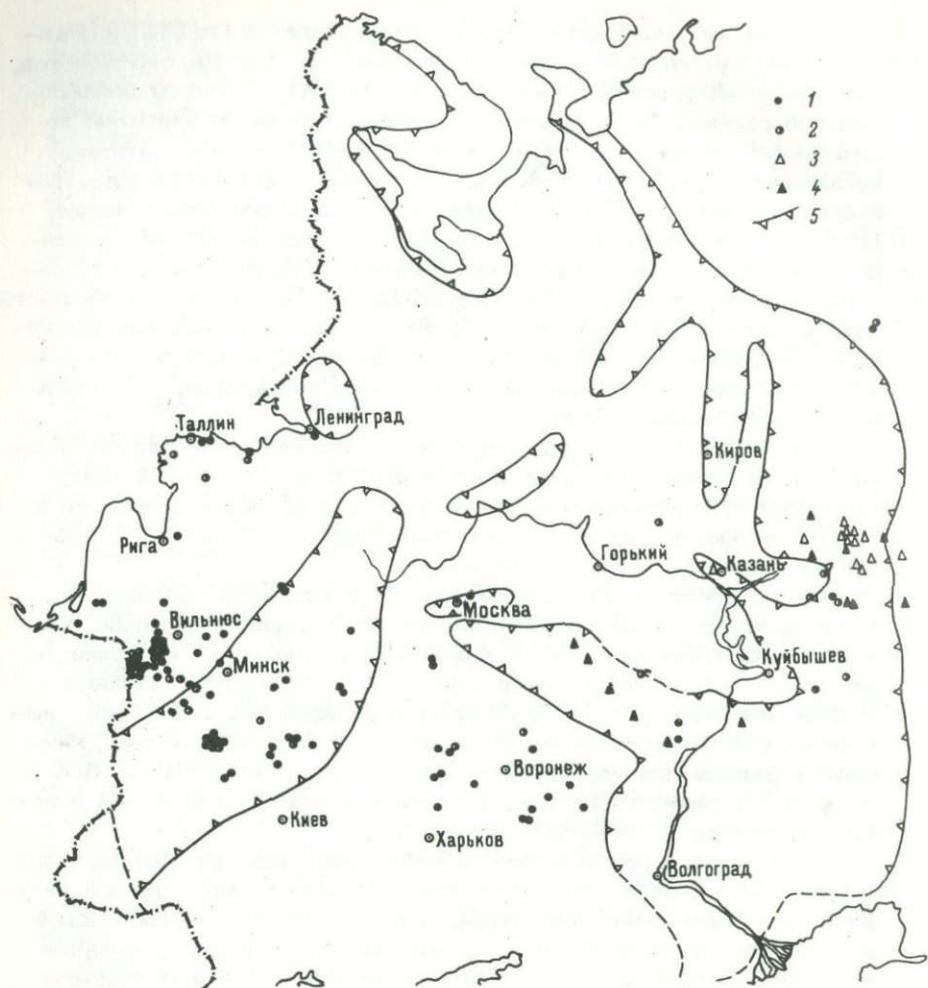


Рис. 21. Схема распространения рифейских значений возраста на территории Русской плиты.

K-Ar определения возраста для кристаллических пород фундамента по: 1 - биотиту, 2 - амфиболу; для пород рифея по: 3 - породе в целом, 4 - глаукониту; 5 - контуры рифейских прогибов.

рифей имел место достаточно интенсивный основной магматизм, с которым можно связывать термальное воздействие на раннекембрийские образования. Исходя из распределения по площади K-Ar датировок соответствующего интервала, можно утверждать,

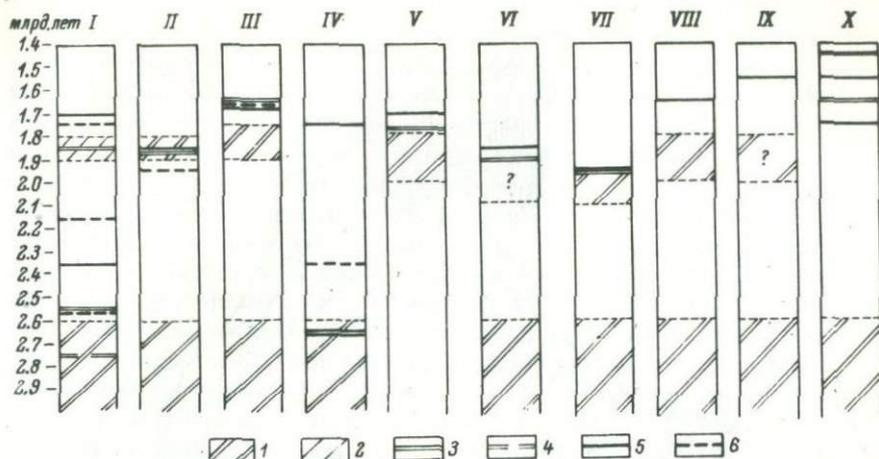


Рис. 22. Соотношение во времени плутонических процессов и времени закрытия Ar-систем в различных минералах для ряда зон (структур) Восточно-Европейской платформы.

1 - интервалы интенсивных плутонических процессов; 2 - то же, менее интенсивных; уровни максимумов на кривых распределения: 3 - амфибола, 4 - амфибола в зоне Iб (центр Кольской зоны), 5 - биотита, 6 - мусковита (табл. 5).

что степень рифейского или готского воздействия усиливалась с востока на запад.

В схематическом виде большая часть информации о соотношении K-Ar датировок с эндогенными процессами изображена на рис. 22. Из рассмотрения этой схемы можно сделать ряд выводов.

1. Архейский этап геологического развития сохранился в K-Ar датировках в двух структурах - в Карелии (IV) и на Кольском полуострове (I), особенно в его центральной части. Более стабильным блоком в послеперархейское время из этих двух структур являлась Карелия, температура прогрева которой в послеперархейское время не достигла значений, необходимых для потери аргона амфиболом.

2. Свеклофеннская переработка затронула все блоки, но в различной степени и в различное время. Если исключить Приладожье и север Эстонии, где K-Ar датировки отражают процессы прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма, то остальные зоны по степени переработки следует расположить в следующем порядке (в сторону усиления переработки): IV, Iб, Ia, Ib, VII, VI, II, III, VIII-X.

При рассмотрении степени переработки в пространстве (рис. 23) более или менее закономерное расположение может быть установле-

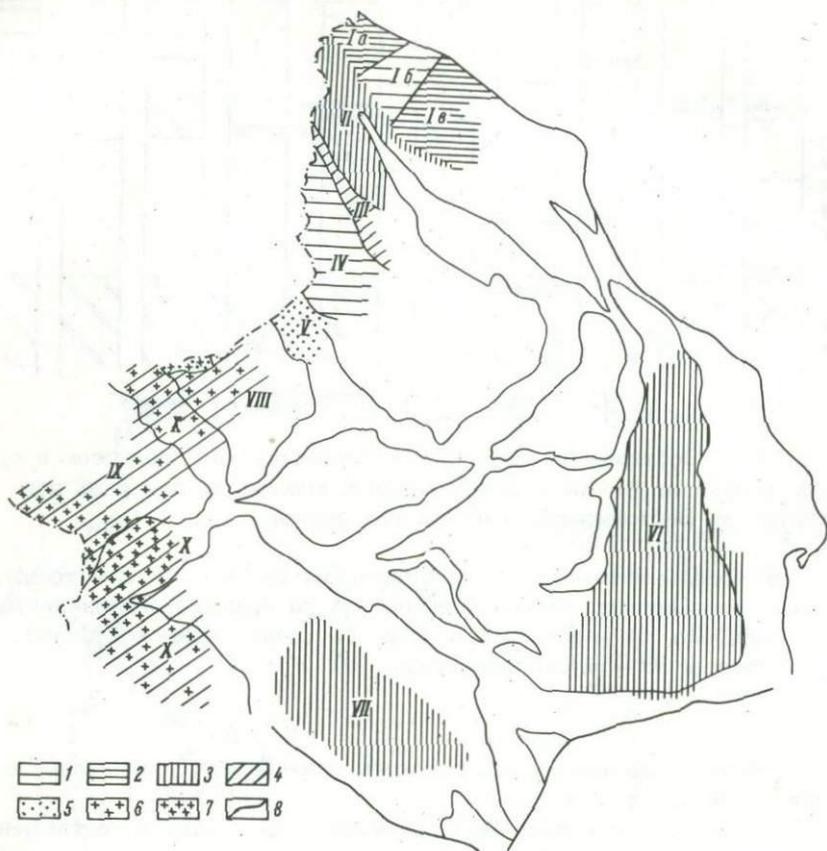


Рис. 23. Схема расположения зон различной степени свекофеннской и готской переработки.

Свекофеннская термальна переработка: 1 - слабая, 2 - средняя, 3 - умеренно сильная, 4 - очень сильная; 5 - зоны свекофеннского возраста; готская переработка: 6 - слабая, 7 - сильная; 8 - границы основных тектонических структур.

но лишь для северной части щита, где в целом по направлению с северо-востока на юго-запад усиливается переработка от зоны I до зоны III, отвечающей ее максимальной степени. В то же время поперечное положение зон Ia, Ib и Iв к этому направлению осложняет сделанный вывод.

Что же касается фундамента, то недостаточная изученность территории по площади не позволяет сделать соответствующих выводов.

Другой вывод из анализа распределения K-Ar возрастов — это одновременность окончания термальных процессов в различных блоках. Как можно видеть на рис. 22 и 23, здесь более отчетливо выявляется постепенное уменьшение возраста свекофенских процессов с юга на север — от Воронежского массива до зоны сочленения карелид и беломорид и с севера на юг — от Кольско-Беломорской зоны к зоне сочленения и от Новгородского поля к Белорусско-Литовской меже. Сравнение средних возрастов, полученных K-Ar методом на биотитах, амфиболах и мусковитах, позволяет интерпретировать их в аспекте скорости подъема отдельных блоков (или понижения геотермического градиента). Наибольшая скорость падения геотермического градиента характерна для зоны сочленения Воронежского массива и зоны беломорид, наименьшая — для Кольской зоны, Приладожья и Волго-Уральской области, где различие между возрастом биотита и амфибола от 50 до 150 млн лет. Безусловно, все эти данные будут иметь большее значение при их корреляции с глубинным строением, но тем не менее на данном этапе анализа они однозначно свидетельствуют о самостоятельности этих блоков на поздних этапах их геологического развития.

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА И ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Выявление основных черт геологического и тектонического строения фундамента Русской плиты позволяет вплотную подойти к рассмотрению одной из актуальнейших проблем тектоники древних платформ: в какой степени общий план строения платформенного чехла обусловлен внутренней структурой фундамента плит. Актуальность этой проблемы в последние годы становится все более очевидной, особенно в связи с поисками новых нефтегазоносных бассейнов, развернувшимися практически на всех платформенных территориях нашей страны, и подчеркивается, например, все возрастающим вниманием геологов-нефтяников к тектонике фундамента плит (подробнее об этом см. : Кратц, Наливкин, 1974).

Проблема закономерного соответствия структурных планов фундамента и платформенного чехла в литературе последних лет решается в общем отрицательно. Исследователи, задававшиеся этим вопросом и решавшие его на материале отдельных регионов, обычно приходили к выводу об отсутствии вертикальных соответствий в строении различных структурных этажей, за исключением локализованных случаев штампового воздействия блоков фундамента на вышележащий осадочный покров. Изложенные в предыдущих главах результаты анализа данных по геологическому и тектоническому строению всей территории Русской плиты делают возможной попытку поисков в региональном масштабе основных закономерностей распределения крупнейших платформенных структур плиты в зависимости от структуры ее раннедокембрийского основания.

Выявление закономерных соответствий между основными структурами фундамента и чехла осложняется прежде всего тем, что предшествующие работы не позволяют сделать никаких предварительных выводов о природе возможных соответствий. Отдельные структуры разных этажей могут быть связаны непосредственно, отношениями типа причина-следствие, но могут быть связаны лишь опосредствованно, как следствия какого-то общего причинного явления, но проявляющегося в разных историко-тектонических условиях. Вызывает затруднения и выбор первичной статической (современной) модели, отображающей строение и историю развития платформенно-

го чехла, с которой будет сравниваться статическая модель строения раннедокембрийского цоколя, приведенная в предыдущей главе. Можно, во-первых, принять за основу традиционное районирование чехла, с выделением наиболее крупных платформенных структур, как это обычно делается на общетектонических картах. Можно, во-вторых, за исходную модель статической системы принять современный рельеф эрозионно-тектонической поверхности кристаллического фундамента. Ниже будут последовательно рассмотрены оба эти возможные варианты.

Синеклизы и антеклизы в структуре платформенного чехла. В иерархии структур платформенного чехла плит древних платформ высшая ступень обычно отводится синеклизам и антеклизам (Богданов, 1968; Потапов, 1960; Шатский, 1946, 1947; Шейнманн, 1955, и др.). Помимо этих форм под особыми названиями в том же ранге иногда выделяются крупные удлиненные положительные и отрицательные формы, а также сочленяющие структуры типа седловин. Эта точка зрения наиболее четко отражена в известной классификации платформенных структур 1963 г. (Основные итоги..., 1963). Здесь категорию „надпорядковых“ структур составляют крупные изометричные (синеклизы и антеклизы) и удлиненные (гряды и желоба) структуры. Для плит древних платформ, впрочем, авторы классификации не приводят (что вполне естественно) ни одного примера гряды. В качестве примера удлиненной отрицательной формы также не случайно указана окраинная структура плиты - Мезенско-Вычегодский (Притиманский) желоб. Специфичность же крупных прогибов внутренних районов плиты в классификации 1963 г. подчеркнута тем, что здесь авторы отходят от морфологического принципа классификации, выдерживающегося в остальной части таблицы типов структур, и выделяют по существу особый генетический тип структур - авлакогены. Авлакогены, как и соответствующие положительные формы - рахигены, рассматриваются в качестве переходных по интенсивности структурообразования от собственно платформенных к геосинклинальным. Таким образом, и из этой, весьма обстоятельной схемы вытекает, что основными собственно платформенными структурами плит древних платформ являются синеклизы и антеклизы.

В паре синеклиза-антеклиза ведущими структурами, генетически связанными с глубинными очагами структурообразования, обычно считаются синеклизы. Антеклизы же рассматриваются как отставшие в своем развитии участки плит между соседними синеклизами, еще не вовлеченные в интенсивное прогибание. Эта точка зрения проводится и в новом Геологическом словаре (1973), где сказано, что синеклиза является „первичным и главнейшим элементом плит“ (т. 2, с. 218). Априорное представление о ведущей роли синеклиз в структуре платформенных областей находит определенное отражение и во многих работах по различным смежным вопросам тектоники платформ.

Такая оценка относительной роли синеклиз и антеклиз в структуре платформ не случайна. Она обусловлена целым рядом факторов.

История развития синеклиз хорошо отображена в геологической летописи: для синеклиз, особенно для их центральных частей, характерны наиболее полные разрезы с максимальной мощностью отдельных горизонтов. Неполные маломощные разрезы антеклиз неминуемо наталкивают на мысль о гораздо менее богатой событиями истории развития этих структур. История находит здесь отражение, если можно так выразиться, не столько на страницах летописи, сколько в количестве недостающих страниц.

Синеклизы несравненно богаче антеклиз полезными ископаемыми и особенно нефтью, газом, углем. Этим объясняется большее внимание, уделяемое исследованию синеклиз, а в конечном счете это невольно ведет к признанию ведущей, определяющей роли синеклиз в структуре плит.

Огромные перемены во взглядах на строение осадочного чехла плит, связанные с широким развитием глубокого бурения и сейсмических методов разведки, коснулись именно районов синеклиз. Достаточно сравнить высказывания двух блестящих знатоков тектоники Русской плиты, разделенные промежутком в 30 лет: „Кристаллический фундамент в пределах Подмосковной котловины не может залегать особенно глубоко“ (Архангельский, 1932, с. 20) и „Кто бы мог подумать, что южная часть территории Москвы расположена над глубоким грабеном, где кровля кристаллического фундамента... опущена на глубину 3–5 км!“ (Богданов, 1964, с. 4).

Наконец, современное понимание природы крупнейших платформенных структур несомненно является логическим завершением развития предшествующих понятий (и терминов).

Термин „синеклиза“ был предложен в 1903 г. А.П. Павловым (1909) для весьма крупных, удлиненных, но широких и пологих прогибов континентальных областей. Так, намеченная А.П. Павловым Восточно-Русская синеклиза охватывала области распространения меловых и юрских отложений Печорской низменности, бассейна р. Сысолы и Симбирско-Саратовского Поволжья. В последующие три десятилетия термин „синеклиза“ в геологической литературе применялся хотя и не часто, но примерно в таком же или даже несколько более узком объеме. Термин „антеклиза“, или первоначально „антиклиза“, был предложен более чем на десять лет позднее и долгое время являлся по существу излишним синонимом термина „вал“. Видимо, поэтому он применялся редко. Так, А.Д. Архангельский (1932) в качестве основных структур чехла Восточно-Европейской (т. е. Русской) плиты выделял „большие валы“ и „большие рвы“. Южная часть выделявшегося А.Д. Архангельским Главного большого рва отождествлялась с Симбирско-Саратовской синеклизой. Антеклизы в этой работе не упоминались.

В дальнейшем, после известных довоенных работ Н.С. Шатского (1937, 1940) и особенно после серии его классических работ по

сравнительной тектонике Древних платформ объем понятия „синеклиза“ был существенно увеличен и термин стал широко применяться для обозначения крупнейших отрицательных структур (независимо от их формы в плане и разрезе) платформенного чехла.

Термин „антеклиза“ для обозначения крупнейших положительных платформенных структур был также заново введен в литературу Н.С. Шатским (1937, 1945а, 1945б). Если вначале Н.С. Шатский (1937) под антеклизами понимал крупнейшие положительные структуры платформ (Фенноскандинавский свод, или антеклиза), то уже в работе по Волго-Уральской области (1945б) он обосновывает выделение антеклиз как структур того же порядка, что и синеклизы, и развитых как на территории плиты (Воронежская, Волго-Уральская антеклизы), так и на шите (Карело-Финский свод, или антеклиза). Подобные структуры, по Н.С. Шатскому, присущи и другим платформам. Так, рассматривая строение чехла Северо-Американской платформы (Шатский, 1945а), он отмечает тождественность „куполов“ и „бассейнов“ американских геологов соответственно „антеклизам“ и „синеклизам“.

Н.С. Шатский в структуре чехла выделял прежде всего отрицательные формы, синеклизы, оставляя на долю антеклиз в основном промежуточные пространства между синеклизами. Естественно, что эти остаточные пространства, не вошедшие в синеклизы, образовывали на тектонических схемах в целом решетчатую структуру. Образно сказал об этом сам Н.С. Шатский (1947): „...антеклизы в своих очертаниях подчинены синеклизам, пассивно занимая промежутки между ними, почему в типичном виде эти платформенные структуры имеют в целом сетчатый вид: антеклизы представляют собой петли, а ячей между ними заняты синеклизами“.

Таким образом, в паре синеклиза-антеклиза ведущими структурами, генетически связанными с глубинными очагами структурообразования и определяющими основные черты строения чехла, Н.С. Шатский и вслед за ним многие последующие исследователи рассматривали синеклизы. Поэтому и при определении генезиса крупнейших платформенных структур внимание исследователей почти исключительно было нацелено на определение генезиса синеклиз. Высказанные в разное время взгляды различных исследователей на образование синеклиз можно свести к следующему.

Н.С. Шатский (1947) допускал, что „синеклизы образуются в результате радиальных движений, а именно: прогибания, опускания кристаллического основания, более интенсивного в центральных частях синеклиз и постепенно сходящего на нет на их крыльях“. В.Д. Наливкин (1967), подчеркивая величину синеклиз, предполагал на этом основании, что причины образования этих структур следует искать на весьма больших глубинах, скорее всего уже в верхней мантии. Для объяснения подобных опусканий верхних слоев земной коры обычно привлекается гипотеза локального уплотнения вещества в подкорковых слоях (Борисов, 1967; Суб-

ботин, 1960). П.Н. Кропоткин (Глубинная тектоника..., 1971) указывал на возникающие при этом противоречия с данными гравиметрии, а также на трудности обоснования этой гипотезы с позиций физической химии и термодинамики.

По другой точке зрения, в структуре синеклиз зашифрованы результаты горизонтальных движений. Так, П.Н. Кропоткин (Глубинная тектоника..., 1971), обращая внимание на факт уменьшения мощности консолидированной земной коры под синеклизами и территориальной приуроченности глубоких прогибов - авлакогенов к осевым зонам многих синеклиз, полагал, что синеклизы - это в основе своей структуры растяжения. Таковы, например, Московская синеклиза на Европейской платформе, Вилюйская синеклиза на Сибирской платформе, синеклиза Гудзонова залива на Канадском щите Северо-Американской платформы. В эту же группу, по мнению П.Н. Кропоткина, следует отнести и такие структуры, как неглубокая мел-палеогеновая синеклиза в бассейне Днепра (Украинская синеклиза, или мульда, по Н.С. Шатскому, Южно-Русская впадина по А.Д. Архангельскому). Образование таких структур связано с протеканием длительного, но достаточно равномерного процесса деформации.

В некоторых случаях для объяснения происхождения крупнейших платформенных складок привлекаются процессы тангенциального сжатия. А.Д. Архангельский (1924), развивая идеи А.П. Карпинского, считал очевидным, что в основе выделяемых им валов и рвов лежат дислокации фундамента, образованные за счет «давления со стороны соседних массивов, магматических токов и кристаллизационных процессов». К подобным выводам впоследствии пришел ряд исследователей и за рубежом. Деформацией коробления докола платформы, сопровождаемой оттоком вещества из-под прогибов в сторону поднятий, П.Н. Кропоткин объясняет образование крупных платформенных структур - более или менее изометричных в плане синеклиз, антеклиз, крупных сводов, образующих обычно протяженные цепи (ряды) прогибов и поднятий.

Наконец, в последнее время получают распространение представления о том, что образование крупнейших отрицательных структур, таких как бассейны Гаудени, Чад и другие в Африке, крупных синеклиз центральных районов Русской плиты, Канадского щита отражает определенный этап в развитии древних кратонов, происходящем в соответствии с эволюцией функционирования мантийных струй (Goodwin, 1976).

Представляется, что все вышесказанное в достаточной мере объясняет истоки сложившейся к настоящему времени традиции районирования платформенного чехла. Традиционно в первую очередь выделяются синеклизы, некоторые желоба и некоторые (обычно изометрические) положительные формы, а остальные распределяются между антеклизмами и седловинами. Такому районированию при всех его достоинствах, особенно для практического использования при прогнозировании некоторых полезных ископаемых, присущи искусст-

венное преимущественное выделение одного из типов структур. В силу этого такое районирование в принципе не может лечь в основу достаточно обоснованных выводов о причинах формирования общего плана строения чехла, об его основных, генетически обусловленных, закономерностях. Этим же, возможно, объясняется и отмечаемое рядом исследователей (см., например, Наливкин, 1965, 1967) отсутствие четкого отражения синеклиз и антеклиз в гравитационном и магнитном полях.

Выделяемые в первую очередь при тектоническом районировании крупнейшие отрицательные формы — синеклизы — совершенно не обнаруживают прямой связи с внутренней структурой фундамента. Очертания синеклиз, обычно неправильные, изрезанные, меняющиеся со временем, показывают, что синеклизы не приурочены к каким-то определенным областям длительного прогибания. Форма синеклиз как в плане, так и в разрезе несомненно свидетельствует о расположении их между воздымающимися с различной и непостоянной скоростью жесткими массивами. Отсюда следует вывод, что синеклизы формируются как формы приспособления к рельефу в процессе седиментогенеза в эрозионно-тектонических понижениях между выступами фундамента и на склонах этих выступов. Поэтому и начало формирования синеклиз относится к тому времени, когда было завершено формирование первичных платформенных блоков и разделяющих их зон.

Следует также помнить, что районирование платформенного чехла на общетектонических картах по необходимости всегда в большой степени эклектично, вбирает в себя отдельные крупные черты тектонических схем для различных структурных подэтажей. Некоторые из крупнейших структур чехла, относящиеся не ко всем структурным подэтажам и в плане частично или полностью перекрывающиеся, вообще не находят отражения на схеме тектонического районирования. В других случаях границы структур весьма условны. В самом деле, по каким критериям на общетектонической карте следует проводить границу, например, между такими крупнейшими структурами, как Печорская синеклиза и Предуральский краевой прогиб?

Таким образом, традиционное районирование платформенного чехла подчинено в основном задачам выделения структур, которые представляются важными либо в силу соображений о значимости причинных явлений, породивших эти структуры, либо в силу соображений, связанных с поисками полезных ископаемых, либо в некоторых случаях просто в силу традиции. При подобном районировании в недостаточной степени отражаются объективные закономерности распределения и развития крупнейших структур платформенного чехла. Тем самым в рассмотренной статической модели структуры платформенного чехла отсутствуют те качества, которые, как было указано выше, необходимы для успешного последующего сравнительного анализа. В силу этого для решения поставленной задачи следует обратиться к другой модели.

Структура основания чехла и строение фундамента. В современном положении предподнепротерозойского пенеплена суммирована информация о всех движениях, приведших в конечном итоге к образованию современной структуры чехла. Очевидно, можно утверждать, что крупные, наиболее резко выраженные черты рельефа фундамента отражают прежде всего историю формирования наиболее крупных и высокоамплитудных платформенных структур. Это важно подчеркнуть, поскольку выяснение закономерных связей между структурой фундамента и структурой основания чехла, как будет видно из дальнейшего, способствует выявлению скрытых опосредствованных связей между общим планом строения фундамента и строения чехла в целом.

В последние пятнадцать—двадцать лет усилиями многих коллективов геологов и геофизиков были созданы и опубликованы структурные карты, охватывающие территорию всей Русской плиты (карта, составленная Э.Э. Фотиади; карты, составленные коллективами под руководством Н.В. Неволлина, Л.Н. Розанова и др.). В последние годы наши представления о рельефе фундамента были значительно уточнены и детализированы, особенно для центральных и северных районов плиты, благодаря большому объему проведенных там буровых и геофизических работ. Можно, по-видимому, считать установленным, что современный уровень знаний о морфологии рельефа фундамента Русской плиты во всяком случае позволяет сделать обоснованные выводы о закономерностях общего плана его строения.

На рис. 24 (см. вкладку) представлена подобная карта, составленная с учетом опубликованных в последние годы материалов по отдельным регионам. Анализ карты, как это и следовало ожидать, вскрывает то обстоятельство, что не только синеклизы верхних структурных подэтажей нечетко отражаются в рельефе фундамента, но и синеклизы, выполненные отложениями венда-палеозоя, хотя и находят определенное отражение в рельефе фундамента, но как замкнутые обособленные формы не выделяются.

Основными элементами рельефа фундамента, определяющими общий план его строения, являются:

- а) удлинённые сравнительно узкие отрицательные структурные формы со сложным строением боковых и донных участков;
- б) изометрично-угловатые положительные структурные формы с малой энергией рельефа и относительно пологими склонами (особенно у наиболее крупных структур).

Сочетание узких линейных отрицательных форм и изометрично-угловатых положительных форм является основной, ведущей закономерностью в строении основания платформенного чехла. Эта закономерность не случайна, она предопределена всем предшествующим развитием территории еще в доплатформенную стадию. Такой вывод хорошо подтверждается совместным анализом структурной карты по поверхности фундамента и схемы тектонического районирования фундамента.

На современном уровне наших знаний о фундаменте закрытых территорий подтверждаются высказанные ранее предположения о согласованности простираний большинства платформенных прогибов и линейных структур фундамента. В масштабах всей плиты в целом такое предположение впервые высказал А.А. Богданов (1968), который, рассматривая основные закономерности истории развития фундамента и чехла платформенных территорий СССР, указывал, что линейные отрицательные формы (авлакогены) Русской плиты закладывались, «используя простирания древних прогибов внутри самого фундамента, обнаруживая тем самым некоторые признаки если не унаследованности, то, во всяком случае, постумности» (с. 7). Это положение в последние годы неоднократно конкретизировалось и подкреплялось новым фактическим материалом целым рядом исследователей. Наиболее детально случаи пространственной приуроченности желобообразных прогибов к зонам предположительно наиболее молодой консолидации фундамента и (или) к зонам ограничивающих разломов разобраны Р.А. Гафаровым, Б.М. Валяевым (Глубинная тектоника..., 1971), Н.С. Иголкиной и Т. Ю. Кривской (1974).

Действительно, сравнивая распределение межей в фундаменте плиты (рис. 25, а (см. вкладку) и основных отрицательных форм по поверхности фундамента (рис. 25, б), нельзя не прийти к выводу, что структурный рисунок основных элементов платформенного чехла повторяет рисунок основных элементов строения фундамента платформы. Во многих случаях платформенные прогибы почти полностью совпадают с межами (юго-восточная часть Рязано-Саратовского прогиба и Саратовская межа, Казанско-Кажимский прогиб и Вятско-Сысольская межа). Даже некоторые второстепенные выклинивающиеся межи небольшой протяженности, такие, как межа на востоке Кольско-Кулойского поля, находят отражение в структуре платформенного чехла — в данном примере в виде известного Лешуконского прогиба (авлакогена). В других случаях платформенные прогибы как бы смещены к краю межи (северо-западная часть Рязано-Саратовского прогиба и Рязанская межа) или проходят вдоль межи, но уже за ее пределами (Крестецкий прогиб и Мало-Вишерская межа, наиболее прогнутая часть Балтийской синеклизы и Прегольская межа). Наконец, в некоторых случаях обсуждаемые взаимоотношения носят более сложный характер. Так, в отдельных частях Архангельской межи прогибы приурочены то к осевой части межи (Кандалакшский грабен), то смещаются к крайним зонам межи (система грабенов, сопряженных с Архангельским валом). Подобная картина имеет место и для Костромской межи.

С другой стороны, из того же рис. 25 видно, что практически все наиболее приподнятые части положительных структур, за исключением района Белорусской антеклизы, располагаются вне пределов межей (на рис. 25, б присводовые части структур оконтурены по последней замкнутой изогипсе).

Здесь мы не будем детально касаться вопроса распределения неотектонических движений в связи с намеченным в предыдущем изложении основным структурным узором плиты. Такая связь несомненно существует, хотя проявляется она порой в форме обратных соответствий. Так, к системе Мало-Вишерская межа-Череповецкая межа-Сухонская межа (Крестецкий прогиб-Средне-Русский прогиб) приурочено современное положение Главного водораздела Русской равнины (Е.Н. Былинский, Е.Н. Востоков, 1976 г.). На продолжении Рязано-Саратовского прогиба, уже в пределах Прикаспийской синеклизы, выделяются Узенская и Жолдыбайская линейные морфоструктуры (Л.Б. Аристархова, 1971 г.), находящие отражение в особенностях глубинного строения синеклизы. Так, Узенской морфоструктуре соответствует уступ подсолевого ложа, проходящий параллельно Новоузенскому грабену в подсолевом ложе и предполагаемому Новоузенскому грабену в рельефе фундамента. Число подобных примеров можно легко умножить.

Таким образом, блоковая структура земной коры, созданная на самых ранних этапах ее развития, несомненно проявлялась в распределении геологических событий в более позднее время – в платформенную стадию развития территории и вплоть до настоящего времени. Вне пределов плиты, на территории Балтийского щита, это подтверждается совпадением конфигурации блоков, выделенных по геологическим данным и данным изотопной геохронологии, с блоками, выделенными на основе анализа осредненного поля силы тяжести (Кратц, Лобач-Жученко, 1970). Блоковая структура земной коры в течение всей геологической истории развития последней являлась определяющей, первичной по отношению и к структуре фундамента, и к структуре платформенного чехла. И наоборот, основные структуры фундамента и основные структуры чехла являются отражением блокового строения земной коры, возникшего в ее самые ранние стадии развития.

Подводя итог сказанному, подчеркнем еще раз, что в латеральном распределении крупнейших структурных форм платформенного чехла отражено первичное раздробление земной коры, которое произошло на рубеже катархея и архея и привело к развитию в течение раннего докембрия крупнейших структур доплатформенного этапа – межей и полей. Непрекращающаяся активность этих первичных зон раздела, проявлявшаяся, как было показано выше, и в течение платформенного этапа развития, и в современный неотектонический этап, позволяет сделать предположение о весьма глубинном постоянно действующем механизме притока энергии вдоль этих зон. Механизм этот действовал постоянно, но проявлялся в создании различных структурных форм в зависимости от зрелости земной коры, господствовавшего тектонического режима и пр.

Это позволяет выделить в структуре фундамента и в структуре чехла гомологичные структуры. Подобно тому как в биологии гомологичными называются органы, имеющие общий план строения, развивающиеся из сходных зачатков, но выполняющие разные функ-

ции (например, крыло - лапа - рука), так и в геологии гомологичными следует называть не структуры, противоположные по знаку, как это обычно делается (например, синеклизы - антеклизы), а структуры, пространственно совпадающие или близкие и генетически обусловленные воздействием одних и тех же глубинных процессов, но проявленных в разные геотектонические режимы.

Так, зоны развития авлакогенов ранних этапов платформенного развития гомологичны мемам. Крупные изометрические положительные структуры чехла (антеклизы, массивы, мегасводы) гомологичны полям в структуре фундамента. Естественно поэтому, что центральные части массивов и присводовые части других крупных положительных структур чехла в плане, как правило, совпадают. Гипсометрические различия, различия в полноте разреза антеклиз, крупных сводов могут объясняться различной подвижностью блоков в фанерозое.

Синеклизы же прямо не связаны с блоками. Они как формы приспособления к рельефу могут образовываться и на склонах поднятий, примыкающих к прогибам другого типа, не связанным с зонами раздела земной коры. Такова, например, мел-палеогеновая Северо-Украинская синеклиза. Наконец, по-видимому, существуют синеклизы, связанные с волновым колебанием (короблением) раздробленной поверхности дорифейского пенешена. Представляется, что такого рода прогибы более всего отвечают первоначальному значению термина „синеклиза“ (например, Волжская синеклиза). В любом случае, синеклиза - образование вторичное, приспособившееся к отрицательным формам рельефа. Наблюдаемая в большом числе случаев территориальная связь синеклиз с желобовыми структурами типа авлакогенов, для которых характерна утоненная земная кора, не имеет, как было показано выше, прямой связи с природой синеклиз.

Днепрово-Донецкий прогиб и Прикаспийская синеклиза. Изложенные выше закономерности взаимного соответствия структурных планов фундамента и платформенного чехла можно, по-видимому, распространить на всю территорию Восточно-Европейской платформы, с тем чтобы наметить основной рисунок блокового строения земной коры. Однако если включить в рассмотрение территорию, выходящую за пределы, освещенные на прилагаемом к настоящей работе картографическом материале, необходимо специально определить генетическую сущность двух крупнейших отрицательных структур Русской плиты, резко отличающихся по своему характеру от рассмотренных выше крупнейших отрицательных структур. Этими структурами особого рода являются Днепрово-Донецкий прогиб и Прикаспийская синеклиза.

Не случайно именно эти структуры в разное время послужили примерами при выделении новых типов структур. На примере Днепрово-Донецкого прогиба Н.С. Шатским в 1960 г. был выделен новый класс структур - внутриматериковых борозд, или авлакогенов. К сожалению, Н.С. Шатский не успел закончить работу по опреде-

лению авлакогенов, а в региональной тектонике к тому времени появилась необходимость в термине для узких прогибов раннего этапа развития платформ, выполненных осадками переходного комплекса. Поэтому авлакогенами стали называть широкий ряд генетически и морфологически различных структур, а своеобразие Днепровско-Донецкого прогиба было этим в какой-то мере заглушено. Между тем, как было подчеркнуто в работе, подводящей итоги в развитии учения о платформах (Яншин и др., 1974), неперменной чертой авлакогенов Н.С. Шатский полагал непосредственную связь с соседней геосинклинальной зоной и специально предостерегал от применения термина „авлакоген“ по отношению к любому вытянутому прогибу.

Прикаспийская синеклиза (наряду с Тунгусской) явилась для М.В. Муратова (1972) одним из примеров при выделении особого класса структур — амфилиз. Можно сомневаться в генетическом сходстве Тунгусской амфилизы и структуры, образованной на месте Прикаспийской впадины фундамента; однако сомневаться в исключительности последней среди других крупных отрицательных структур Русской плиты вряд ли возможно.

Днепровско-Донецкий прогиб — структура линейная, Прикаспийская синеклиза — в плане овал. Однако есть в строении этих структур многочисленные общие черты. В облике обеих структур четко различаются крутые бортовые зоны и отделенные от бортовых зон разломами сравнительно пологие днища. Эти разломы суть не осложняющие структурные элементы, а напротив — определяющие и, по видимому, очень глубокие, уходящие корнями в верхнюю мантию. Для обеих структур характерна уменьшенная мощность земной коры, выпуклая форма поверхности Мохоровичича (Глубинное строение..., 1966; Фоменко, 1972а). Обе структуры не связаны с внутренней структурой фундамента, дискордантны по отношению к ней. Все, таким образом, говорит за то, что это структуры растяжения и связанного с ним обрушения.

Так, В.А. Разницын (1974), обобщивший данные по строению Днепровско-Донецкого прогиба, при описании начальных этапов развития прогиба обращает особое внимание на те их особенности, которые указывают, что это не что иное, как начальные этапы формирования региональной борозды, возникшей в результате механического раскалывания и раздвигания земной коры. „Эта борозда вторичная, она образовалась во франском веке девона. Около нее произошли локальные проседания четковидно расположенных грабен в девоне, заполнившихся осадками к началу карбона. На снивелированном участке движения возобновились в карбоне, когда был создан единый прогиб, раскрытый на востоке“ (Разницын, 1974, с. 7).

Время образования рассматриваемых структур также более позднее, чем у рифейских желобов. Образование Днепровско-Донецкого прогиба, как было сказано, относится к среднему палеозою. Нижние горизонты чехла Прикаспийской синеклизы в отдельных участках,

по-видимому, — более древние образования. Однако никаких сколько-нибудь убедительных данных о повсеместном развитии в основании разреза чехла рифея-нижнего палеозоя нет.

Присутствие рифейских отложений можно предполагать лишь на юго-восточном продолжении Рязано-Саратовского прогиба (Ново-Узенская зона дробления по Коцюбе и др., 1972). Мнение о вероятном продолжении Рязано-Саратовского прогиба в пределы Прикаспийской синеклизы высказывают и сотрудники Нижне-Волжского института геологии и геофизики П.М. Быстрицкая и Н.В. Грекова (1973), опираясь на факт вскрытия скважиной рифея под отложениями среднего девона на Карпенской площади, расположенной на стыке бортового уступа и опущенной части синеклизы. Данные глубинной сейсморазведки также указывают на возможное развитие рифея в составе чехла на северо-западе синеклизы (Основные черты..., 1972).

Определенное сходство в региональных характеристиках магнитного поля в Прикаспийской области и в районах Беломорского массива Балтийского щита и особенно Северо-Двинского погребенного массива позволило Р. А. Гафарову (1963) выделить Прикаспийский архейский погребенный массив. Это мнение затем было поддержано другими исследователями (см., например, Журавлев, 1972; Дедеев и др., 1973). С севера Прикаспийскую область четко ограничивает линейная зона магнитных аномалий, отвечающая, по Р. А. Гафарову, Токаревской складчатой зоне карелид, которая непосредственно, как это допускает Р. А. Гафаров (Глубинная тектоника..., 1971) и вслед за ним В. А. Дедеев (1974, с. 66), переходит по простиранию в Рязано-Саратовскую зону. По-видимому, здесь имеет место более сложная картина. На карте трансформированного магнитного поля — карте магнитных тел — отчетливо видно, что магнитные тела Рязано-Саратовской зоны на границе с Прикаспийской областью не разворачиваются, облекая гипотетический архейский массив, а как бы врезаются в него. Магнитные тела, отвечающие Токаревской зоне (Пугачевской меже), отходят от Рязано-Саратовской зоны (Саратовской межи) в виде узкого второстепенного ответвления. Таким образом, Токаревская зона не продолжает на восток Рязано-Саратовскую зону, а является ее ответвлением, почти куписообразно примыкая к ней.

Неоднозначно трактуется в литературе и возраст консолидации фундамента восточной и юго-восточной части Прикаспийской области. Н. С. Шатский (1946) впервые высказал предположение о возможном наличии здесь рифейского складчатого фундамента. Выделение в составе фундамента Прикаспийской синеклизы Эмбенской складчатой системы байкалид было впоследствии поддержано В. С. Журавлевым (1972, 1974 и более ранние работы, начиная с 1960 г.) и целым рядом других исследователей. Напротив, Р. А. Гафаров (1963) полагал, что зона Южно-Эмбенских и Северо-Каспийских магнитных максимумов непосредственно связана на западе с Курской зоной, точнее с ее юго-восточным продолже-

нием. В своей более поздней работе Р. А. Гафаров снова подчеркивал, что „отсутствие прямой корреляции Южно-Эмбенской зоны магнитных аномалий, как и восточной части Прикаспийской впадины в целом, с магнитными полями какой-либо структурно-фациальной зоны доуралид Южного Урала не дает убедительных оснований для выделения ее в качестве зоны байкалитид или варисцид” (Глубинная тектоника..., 1971, с. 109).

Предположение о байкальском возрасте фундамента восточной части Прикаспийской области не подтверждается и результатами сейсморазведки (Фоменко, 1972б). Ю. А. Волож и Р. Б. Сапожников (1974), которые обобщили данные сейсморазведки методом преломленных волн, отмечают, что преломляющая граница  $d_0^k$ , отождествляемая с поверхностью фундамента, характеризуется в районе восточного и юго-восточного Прикаспия высокими значениями граничных скоростей (6.3–6.5 км/сек.). Такие скорости характерны для раннедокембрийских комплексов фундамента северного и западного обрамления Прикаспийской синеклизы. При этом названные авторы делают уверенный вывод, что „на изменение значений граничной скорости глубина преломляющей границы  $d_0^k$  влияет значительно меньше, чем возраст консолидации” (с. 82), а петрографическая неоднородность фундамента достаточно резко сказывается лишь для палеозойд.

Тем не менее, ссылаясь на мнение В. С. Журавлева (1972), Ю. А. Волож и Р. Б. Сапожников экстраполируют на восток основную преломляющую границу в области Восточно-Прикаспийского свода и связывают ее с поверхностью байкальского складчато-метаморфического комплекса, развитого в Уралтауской зоне Урала. Правомерность подобных выводов вызывает сомнения, тем более что эта поверхность на профилях непрерывно не прослеживается, а районы Восточно-Прикаспийского свода и Мугоджарского метантиклиория разделены системой глубинных разломов и глубоким Примугоджарским прогибом. Кроме того, не может считаться окончательно доказанным отнесение к байкальскому циклу всей выходящей в Мугоджарах многокилометровой глубоко метаморфизованной толщи, которая образована в течение трех крупных циклов осадконакопления, разделенных эпохами регионального метаморфизма и складчатости. Особые сомнения возникают по поводу рифейского возраста нижней, канидинской, толщи, представленной амфиболитами, плагигнейсами, кварцитами и несущей в себе следы нескольких этапов регионального метаморфизма.

Все эти данные в совокупности позволяют высказать предположение, что Прикаспийская синеклиза образовалась на гетерогенном фундаменте, состоявшем из трех основных элементов: юго-западного и северо-восточного блоков (полей) и разделяющей их межи. Юго-западный блок является частью Южно-Русского поля и отделяется от основной части поля Волго-Медведицкой междой, которой в чехле в общем отвечают Доно-Медведицкие дислокации. Северо-восточный блок является южным окончанием обширного и

сложно построенного Волго-Уральского поля; он отделяется от основной части поля сравнительно узкой Пугачевской межой. Разделяющая оба блока центральная линейная зона фундамента синеклизы, межа, которой наследовал предполагаемый рифейский прогиб, является юго-восточным продолжением Саратовской межи. Эта зона, вероятно, проходила через всю Прикаспийскую область. Восточное окончание ее можно предполагать в субширотной зоне развития варисцид северо-западного Приаралья. Вероятнее всего, со среднего палеозоя началось общее прогибание всего региона, сопровождавшееся интенсивным структурно-метаморфическим преобразованием фундамента вплоть до приобретения им физических свойств, присущих „базальтовому” слою. Это прогибание не затронуло самый юго-восточный угол Русской плиты, Устюртский массив, сочленение которого с Прикаспийской областью происходит по Южно-Эмбенскому авлакогену (валу). Время наиболее активного развития Южно-Эмбенского авлакогена (поздний девон-ранний карбон) совпадает с временем активного развития Днепровско-Донецкого авлакогена.

**Геоблоки.** Рассмотрение основных закономерностей развития земной коры в доплатформенный и платформенный этапы позволяет выделить в современном структурном плане платформы крупнейшие элементы делимости земной коры, или геоблоки, объединенные общностью происхождения и разграниченные друг от друга длительно развивавшимися активными пограничными зонами. Разделение земной коры на геоблоки естественно отвечает расчленению цоколя платформы на поля. Кроме того, это расчленение дополнительно поверялось особенностями развития того или иного региона и в платформенный этап развития. При сравнении с ранее опубликованными схемами разделения территории на геоблоки (Толстихина, 1967; Симоненко, Толстихина, 1968) в целом наблюдается преемственность, однако, помимо уточнений и детализации имеются и существенные отличия.

Расположение геоблоков на территории платформы показано на рис. 26.

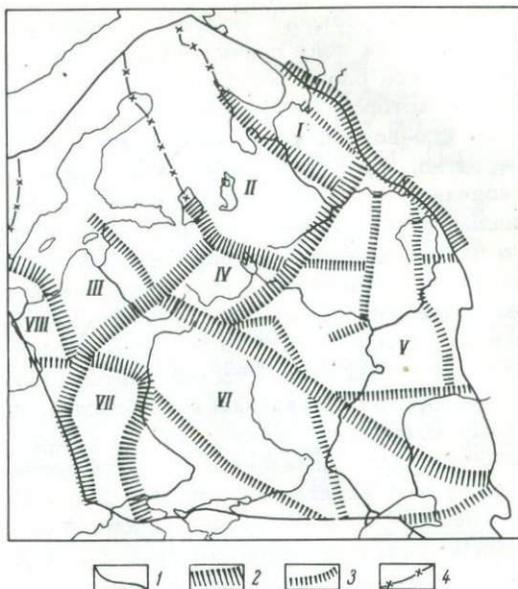
**Выводы.** Представляется, что основные закономерности, генетически связывающие блоковую структуру земной коры, структуру кристаллического фундамента и структуру платформенного чехла на территории Русской плиты, носят более общий характер и могут иметь место на других плитах древних платформ. К числу таких общих закономерностей, по-видимому, можно отнести следующие положения.

1. Современная структура чехла плиты сформирована в процессе длительного неравномерного поднятия угловато-изометрических глыб фундамента, происходившего на фоне общего чашеобразного прогибания всей территории плиты. Последнее обстоятельство объясняет частую приуроченность к центральной части плиты наиболее четко выраженных крупных отрицательных структур (автосинеклиз по принятой в Геологическом словаре терминологии).

С этих позиций, видимо, и следует расшифровывать подмечен-

Рис. 26. Реконструкция блокового строения земной коры.

1 - современная граница Восточно-Европейской платформы; 2 - основные разделы земной коры на территории плиты (границы геоблоков); 3 - менее значительные разделы (прослеженные полностью или частично); 4 - границы геохронологических зон на Балтийском щите (по Лобач-Жученко и др., 1972). Геоблоки: I - Кольско-Кулойский, II - Карельский, III - Прибалтийский, IV - Центральный, V - Волго-Уральский, VI - Южно-Русский, VII - Вольнский.



ную В. Е. Хаином противоречивую сущность процесса платформенного развития: „Ведущая роль погружений, их значительно большая амплитуда по сравнению с поднятием представляет важнейшую особенность развития платформ, несмотря на то что области поднятий занимают здесь значительно большую площадь, чем впадины“ (Хаин, 1973, с. 248).

2. Роль антеклиз и синеклиз в региональной структуре чехла различна. Антеклизы являются наиболее консервативным, устойчивым элементом структуры чехла. Они, как правило, совпадают с центральными частями полей или блоков фундамента. Синеклизы формируются как формы приспособления к рельефу в процессе седиментогенеза в эрозионно-тектонических понижениях.

3. В структуре фундамента и в структуре чехла можно выделить гомологичные структуры, генетически обусловленные воздействием одних и тех же глубинных процессов, но в различных геотектонических условиях. Так, зоны развития авлакогенов ранних этапов платформенного развития гомологичны межам в структуре раннедокембрийского фундамента: крупные изометрические положительные структуры чехла гомологичны полям в структуре фундамента.

4. Основные структуры фундамента и основные структуры чехла отражают блоковое строение земной коры, сформировавшееся еще на рубеже катархея и архея. В этом заключены истоки закономерностей, генетически связывающих региональные структурные планы фундамента и чехла плит древних платформ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Очевидный научный и практический интерес к познанию геологического строения Русской плиты или, более широко, Восточно-Европейской платформы в целом, как и раздельно ее кристаллического фундамента и осадочного чехла, объясняет проводившееся в течение последних двадцати с небольшим лет ее интенсивное изучение, результаты которого изложены в многочисленных региональных и обобщающих работах отдельных ученых, а также коллективов, охвативших различные аспекты этой сложной проблемы.

Несмотря на это, интерес не ослабевает. Действительно, как показывает настоящая работа, многие важнейшие проблемы настоятельно требуют их дальнейшей всесторонней и углубленной разработки.

Проведенные исследования показали, что перспективы и возможности дальнейшего познания строения фундамента Русской плиты заключаются: прежде всего в усовершенствовании и более комплексном характере методов исследований и в расширении источников нового фактического материала.

Настоящие исследования подтверждают, что главным источником необходимой информации по закрытой части фундамента являются геофизические съемки, которые более равномерно охватывают всю территорию плиты. Однако в отличие от прежних исследований, основывавшихся в первую очередь и нередко почти исключительно на данных аэромагнитной съемки, в данной работе был применен совместный анализ данных аэромагнитной и гравиметровой съемок по всей площади, что дало возможность подойти к несомненно более обоснованному и более углубленному расчленению геофизического поля погребенного фундамента.

Значительно расширяющаяся сеть вскрытых фундамент буровых скважин, хотя и неравномерно охватывает территорию плиты, позволяет не только узнать вещество в той или иной точке, но и проведенным его петрологическим (прежде всего метаморфическим) анализом получить совершенно новые данные о физико-химических условиях и процессах превращения и становления этого вещества. Эти вещественные и физико-химические данные в сочетании с магнитными и плотностными характеристиками позволили проводить более обоснованное выделение и разграничение вещественных геологических тел в составе фундамента.

Наряду с этим такие совокупные характеристики геофизических и вещественно-физико-химических данных выделенных геологических тел дали возможность более обоснованно сопоставлять их с эталонными (типовыми) комплексами обнаженной части фундамента в пределах Балтийского щита.

Приведенные изотопно-геохронологические данные, хотя для погребенной части крайне недостаточные по количеству и качеству, в первом приближении подтверждают, за единичными исключениями, правомерность на данной стадии знаний и возможностей определения возраста выделяемых в закрытом фундаменте геологических тел по возрасту эталонных (типовых) комплексов.

Существенное значение для нового, современного понимания строения и эволюции погребенного кристаллического основания Русской плиты имели полученные за последние годы новые, более достоверные радиометрические определения возраста эталонных комплексов Балтийского щита.

Наиболее важным в этом плане было установление несомненно архейского возраста эталонного комплекса гимольской серии Карелии, которая на существующих картах принимается за эталонный комплекс нижнего протерозоя. Этот факт оказался решающим образом на истолковании геологических, тектонических и метаморфических процессов, отображенных на результативных картах.

Теперь становится понятной ошибочность представления на опубликованных картах широкого распространения протерозойских образований в составе фундамента — явления, которое до настоящего времени не находило удовлетворительного объяснения.

Таким образом, в геологическом строении погребенного фундамента резко преобладают архейские комплексы, что в целом близко к тому, что ныне определяется на советской части Балтийского щита.

Совершенно новым и важным элементом в познании строения и эволюции кристаллического основания плиты явилось установление характера и условий протекания метаморфических процессов и последовательности их развития во времени. Эти новые данные позволили не только установить конкретные физико-химические условия становления тех вещественных геологических комплексов, которые принятой методикой картируются, но и восстановить основные черты длительной и сложной эволюции процессов раннедокембрийского метаморфизма, т.е. термодинамической истории развития фундамента. Последняя в целом может быть охарактеризована увеличением со временем неоднородности метаморфических преобразований как отражения эволюции теплового и динамического режимов, причинно связанной с возрастанием дифференцированности тектонических процессов в ходе развития земной коры.

Сравнение тектонического строения и тектонической эволюции закрытой и обнаженной частей фундамента приводит к выводу, что они резко различны и поэтому недопустимо, как это делается до сих пор, огульно принимать тектонические структуры щита за прообраз структур закрытой части. Невозможно в целом также переносить с Балтийского щита на большую часть погребенного фундамента и соответствующие структурно-тектонические понятия и термины.

Нельзя не прийти к основному выводу, что большая часть погребенного фундамента плиты и Балтийский щит представляют собой две существенно различные геотектонические области в строении всего фундамента Восточно-Европейской платформы, которые развивались одновременно и разными путями.

В противовес выдвигавшимся ранее представлениям о полном несоответствии структурных планов фундамента и чехла проведенным анализом показано, что как основные структуры фундамента, так и основные структуры чехла отражают блоковое строение земной коры, намечившееся на самых ранних познаваемых этапах ее развития. В этом заключается причина закономерных генетических связей региональных планов развития различных структурных этажей Русской плиты.

В заключение следует отметить, что новые фактические данные, как и новые методы и аспекты изучения основных проблем геологического строения Русской плиты, привели к ряду существенно отличных от ныне высказываемых положений. Представляется, что изложенные результаты лишь намекают начало очередного этапа исследований упомянутых проблем, но не их окончательное решение.

Тем не менее можно надеяться, что изложенное заставит смотреть иными глазами на научные и практические аспекты общей проблемы изучения древних платформ. Поэтому изложенные в настоящей работе положения и выводы должны найти активный отклик.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

А в д е й к о Г. В. Роль изотопного анализа свинца в определении геологического возраста. - В кн.: Труды III сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1955, с. 153-163.

А н д р е е в Б. А., К л у ш и н И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., Гостоптехиздат, 1962. 495 с.

А н д р е е в а Р. И. К вопросу о геологическом истолковании Черниговской магнитной аномалии. - Прикл. геофизика, 1958, вып. 21, с. 58.

А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Несколько слов о тектонике Русской платформы. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1924, II (3).

А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Геологическое строение СССР. Европейская и Средне-Азиатская части. Л.-М., ГосНИГРИ, 1932.

А т л а с магнитных аномалий. Сост.: Л. В. Суворова, А. Н. Берковский. Под ред. А. А. Логачева, Л. Я. Харитонов. Л., 1963.

А т л а с магнитных аномалий. Объяснит. записка. Сост.: Л. В. Суворова, А. Н. Берковский. Ред.: А. А. Логачев, Л. Я. Харитонов. М., "Недра", 1966.

Б и р к и с А. П. Метаморфические комплексы фундамента Латвии. - В кн.: Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л., "Наука", 1977.

Б о г д а н о в А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). - Сов. геология, 1964, № 9.

Б о г д а н о в А. А. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран. - Вестн. МГУ, Геология, 1968, № 1.

Б о г д а н о в а С. В., Т. А. Лапинская, А. В. Постников. Метаморфические комплексы фундамента восточной части Русской плиты. - В кн.: Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л., "Наука", 1977.

Б о г д а н о в а С. В., Н. В. Подоба, А. Д. Серова. О глубинной структуре и составе фундамента восточной части Русской плиты. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 12, с. 19-31.

Б о н д а р е н к о Л. П. Магнетитсодержащие и другие породы гранулитовой фации метаморфизма (район озера Чудзьявр на Кольском полуострове). - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 11.

Б о н д а р е н к о Л. П., В. Б. Дагелайский, А. Н. Берковский. Геолого-геофизическое районирование и метаморфические особенности раннедокембрийских образований фундамента Русской плиты. - В кн.: Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л., 1977.

Бондаренко Л. П., В. Б. Дагелайский, А. Н. Берковский. Железородные образования раннего докембрия фундамента Русской плиты. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия Л., 1977а, с. 117-129.

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., „Недра“, 1967. 303 с.

Борисов А. А., Г. И. Круглякова. Региональные и зональные аномалии геомагнитного поля Европейской части СССР. — Сов. геология, 1967, № 1.

Быстрицкая П. М., Н. В. Грекова. Особенности тектонического строения юго-восточной части Рязано-Саратовского прогиба. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в нижнем Поволжье. Ч. 1. Изд-во Саратов. ун-та, 1973.

Варданяц Л. А. Трубка взрыва в центральной части Русской платформы. — Изв. АН АрмССР, сер. геогр. и геол., 1961, т. 14, № 2.

Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика метаморфизма умеренных и низких давлений. М.—Л., 1972. 189 с.

Верба В. В. Физические свойства и физические поля зон проявления щелочного метасоматоза центральной части Кольского полуострова. Автореф. Л., 1970.

Возрастные границы ятулийского комплекса Карелии. — Докл. АН СССР, 1976, т. 23, № 5, с. 1191-1194. Авт.: Кратц К. О., Левченко О. А., Овчинникова Г. В., Шулешко И. К., Яковлева С. З., Макеев А. Ф., Комаров А. И.

Волож Ю. А., Р. Б. Сапожников. Строение фундамента западного Казахстана по геофизическим данным. — Сов. геология, 1974, № 12.

Гафаров Р. А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 8.

Гафаров Р. А. Глубинная тектоника и типы магнитных полей древних платформ северных материков Земли. — Геотектоника, 1970, № 4.

Геологический словарь. Т. 2. М., „Недра“, 1973.

Геологическое строение и развитие раннедокембрийского фундамента Русской плиты. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 1. М., „Недра“, 1976, с. 7-18. Авт.: Дедеев В. А., Берковский А. Н., Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б., Маслеников В. А., Шустова Л. Е.

Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., „Недра“, 1967. 124 с. Авт.: Зандер В. Н., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н., Суворова Л. В., Дедеев В. А., Кратц К. О.

Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т. 1. М., 1970. 440 с. Авт.: Полищук В. Д., Головкин Н. И., Зайцев Ю. С., Клагин Б. Д., Полищук В. И., Павловский В. И., Красовицкая Р. С.

Геохронологические рубежи Саво-Ладожской геосинклинальной области. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 3, с. 684-687. Авт.: Понов В. Е., Собонович Э. В., Искандерова А. Д., Лебедева В. А., Суслов М. Н., Дьонь О. В.

Главные черты геологического строения докембрийского фундамента Прибалтики. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 1. М.,

„Недра”, 1976, с. 40–48. Авт.: Пуура В.А., Кууспалу Т.И., Биркис А.П., Васильев В.А., Гайлос Р.П. и др.

Г л е б о в и ц к и й В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973, 127 с.

Г л е б о в и ц к и й В.А. Фации, фациальные серии, термодинамический режим метаморфизма. – В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976.

Г л е б о в и ц к и й В.А. Принципы и методы анализа, общие особенности метаморфизма пород фундамента Восточно-Европейской платформы. – В кн.: Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л., 1977.

Г л е б о в и ц к и й В.А. Термодинамический режим метаморфизма и его соотношение с тектоническими движениями в раннем докембрии. – В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., „Наука”, 1977, с. 36–45.

Г л у б и н н а я т е к т о н и к а древних платформ Северного полушария. М., „Наука”, 1971. 392 с. Авт.: Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А., Соловьева И.А., Трапезников Ю.А.

Г л у б и н н о е с т р о е н и е земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море–Воронежский массив. – В кн.: Геофиз. сб., № 15. Киев, „Наукова думка”, 1966. Авт.: Соллогуб В.Б., Павленкова Н.И., Чекунов А.В., Хилянский Л.А.

Г л у б и н н ы е и с с л е д о в а н и я архейского фундамента востока Русской платформы в Миннибаевской скважине 20000. Казань, 1976. 186 с.

Д е д е е в В.А. Раннедокембрийские складчатые структуры и массивы фундамента Русской плиты. – В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., „Наука”, 1974.

Д е д е е в В.А., А.Н. Берковский, Запольнов А.К. Внутренняя структура фундамента Русской и Тимано-Печорской плит и основные этапы его формирования. – В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., „Наука”, 1973.

Д е д е е в В.А., Д.Е. Шустова. Геоблоки Европейской части СССР. Сыктывкар, 1976. 51 с.

Д о л и в о – Д о б р о в о л ь с к и й А.В. Оценки ошибок вычисления глубин „методом первых производных”. – В кн.: Разработка и применение аэрометодов в геолого-геофизических исследованиях. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1963, с. 93–108.

Ж е л е з о р у д н ы е ф о р м а ц и и докембрия Белоруссии. М., 1974, 141 с. Авт.: Махнач А.С., Доминиковский Г.Г., Пасюкевич В.И., Стасевич А.И., Шварков С.Л., Колотовский А.С., Илькевич Г.И.

Ж у р а в л е в В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М., „Наука”, 1972.

Ж у р а в л е в В.С. Эмбинская складчатая система и Прикаспийский массив. – В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., „Наука”, 1974.

З а й ц е в Ю.С., А.В. Иванов, И.Н. Лебедев. Метаморфические комплексы раннего докембрия юго-восточной части Воронежского кристаллического массива. – В кн.: Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л., „Наука”, 1977.

З е м н а я к о р а в о с т о ч н о й ч а с т и Балтийского щита. Л., 1978.

И г о л к и н а Н.С., Т.Ю. Кривская. Геологическая карта нижней поверхности осадочного чехла Восточно-Европейской платформы. – Сов. геология, 1974, № 3.

Изотопный возраст пород докембрия Балтийского щита. - В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука", 1972, с. 76-159. Авт.: Герлинг Э.К., Лобач-Жученко С.Б., Горохов И.Н., Кольцова Т.В.

Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., "Недра", 1971. 120 с. Авт.: Неволин Н.В. и др.

Карта метаморфических поясов СССР. Гл. ред. К.О. Кратц, отв. ред. В.А. Глебовицкий. Л., 1975.

Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Русская платформа (кристаллический фундамент и вулканогенно-осадочный покров). Л., 1978, 300 с. (ВСЕГЕИ).

Кочуба О.Л., Н.Н. Черепанов, Э.С. Урусова. Основные структуры фундамента Восточно-Европейской платформы. - Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 1.

Красовский С.С. Методика комплексирования геофизических исследований при геологическом картировании. Киев, "Наукова думка", 1965. 143 с.

Кратц К.О., В.А. Глебовицкий. Эволюция метаморфических поясов и их роль в формировании фундамента древних платформ. - В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., 1973, с. 3-20.

Кратц К.О., С.Б. Лобач-Жученко. Изотопная геохронология и глубинное строение земной коры. - Геотектоника, 1970, № 2.

Кратц К.О., В.Д. Наливкин. Тектоническая карта фундамента как основа прогнозного районирования глубинных недр СССР на различные виды полезных ископаемых. - В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., "Наука", 1974.

Лаянская Т.А., С.В. Богданова. Основные черты геологического строения и главные метаморфические и магматические комплексы докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 1. М., "Недра", 1976, с. 106-116.

Ли Сы-Гуан. Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем северо-западного Китая. М., Госгеолтехиздат, 1958. 131 с.

Лобач-Жученко С.Б. Основные проблемы геологии гранит-зеленокаменных областей раннего докембрия. - В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., "Наука", 1977, с. 46-58.

Лобач-Жученко С.Б., В.П. Чекулаев, Т.В. Кольцова. Интерпретация K-Ar значений возраста на примере Северного Приладожья. - В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука", 1972, с. 41-50.

Логачев А.А. Методическое руководство по аэромагнитной съемке. М., Госгеолтехиздат, 1955. 146 с.

Логачев А.А., В.П. Захаров. Магниторазведка. Л., "Недра", 1973. 352 с.

Малаховский Д.Б., А.А. Буслович. Новые данные о происхождении гдовских дислокаций. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 5. Л., "Недра", 1965.

Международная тектоническая карта Европы, Масштаб 1:2 500 000, Подгот. к изд. под руковод. Н.С. Шатского, Г. Штилле, А.А. Богданова, Ф. Блонделя. М., 1964 (ГУГК).

Метаморфические пояса СССР. Объяснит. записка к карте метаморфич. поясов СССР. Л., 1975. 55 с. Авт.: Глебовицкий В.А., Кратц К.О., Бондаренко Л.П., Другова Г.М., Московченко Н.И., Неелов А.Н., Прияткина Л.А.

Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты. Л., 1978.

Методика и основные результаты глубинного геолого-геофизического изучения докембрия Воронежского кристаллического массива. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 1. М., "Недра", 1976, с. 179-189. Авт.: Леоненко И.Н., Раскатов Г.И., Павловский В.И., Красовицкая Р.С., Жаворонкин И.А., Полищук В.Д., Головкин Н.И., Сапрыкин О.А., Долгих Г.Г.

Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. М., "Наука", 1971. 576 с.

Муратов М.В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. - Геотектоника, 1965, № 1.

Муратов М.В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. - Изв. вузов, Геология и разведка, 1966, № 3.

Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. - Геотектоника, 1970, № 2.

Муратов М.В. Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1972, т. XVII (5).

Муратов М.В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования. - В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., "Наука", 1973.

Муратов М.В. Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей. - Геотектоника, 1974, № 3.

Наливкин В.Д. Типы тектонических структур платформенного чехла. Крупные и средние структуры. - В кн.: Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Л., "Недра", 1965.

Наливкин В.Д. О сопоставлении платформенных тектонических структур с геофизическими полями. - В кн.: Проблемы региональной геологии и металлогения. Л., 1967. (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 143).

Неволин Н.В., М.М. Веселовская. Главные черты геологического строения докембрийского фундамента Московской синеклизы и севера Русской плиты. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 1. М., "Недра", 1976, с. 115-119.

О возрасте карельской формации. - Геохимия, 1964, № 8, с. 754-757. Авт.: Бибикова Е.В., Тугаринов А.И., Зыков С.И., Мельникова Г.Л.

О реликтовых возрастах основных интрузий Смородинского участка Воронежского кристаллического массива. - В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород (XVIII сессия). М., "Наука", 1975, с. 209-214. Авт.: Овчинников Л.И., Сокова И.А., Малярова Г.В., Овчинникова Л.В.

Основные итоги совещания по классификации платформенных структур. - Геология нефти и газа, 1963, № 11.

Основные черты глубинного строения Прикаспийской впадины. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1972, т. XVII. Авт.: Голов А.А., Иогансон Л.И., Неволин Н.В., Самодуров В.И., Фоменко Е.Е., Эвентов Я.С.

Основные этапы формирования складчатой структуры земной коры в докембрии. - В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., "Наука", 1973. Авт.: Кратц К.О., Дедеев В.А., Митрофанов Ф.П., Глебовицкий В.А., Запольнов А.К. и др.

Павлов А.П. Некоторые новые данные по тектонике притиманской части Печорского края. - Ежегодник по геологии и минералогии России, т. XI, вып. 1-3. М., 1909.

Палеогеография СССР. Т. 1, М., 1974. 275 с.

Пап А.М. Формационное деление докембрия Белоруссии. - Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 3, с. 627-630.

Пап А.М. Главные черты геологического строения, формационный анализ метаморфических и магматических образований докембрия БССР и особенности их метаморфизма. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 1. М., "Недра", 1976, с. 51-55.

Пашкевич И.К. Геомагнитное поле Украинской ССР и некоторые вопросы связи его с тектоникой и глубинным строением земной коры. Автореф. Киев, 1971.

Педашенко А.И. Кристаллический фундамент средней части Русской платформы. М., Гостехиздат, 1959. 216 с.

Плаксенко Н.А., И.К. Коваль, И.Н. Щеголев. Железисто-кремнистые формации докембрия Курской магнитной аномалии. - В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцовистых формаций мира, Киев, 1972, с. 76-85.

Полищук В.Д. Стратиграфия докембрийских образований. - В кн.: Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т. 1. М., "Недра", 1970. с. 19-47.

Поротова Г.А., М.С. Сипакова. О геологической интерпретации магнитных аномалий Кольского полуострова. - Зап. ЛПИ, 1963, XVI, вып. 2.

Постников А.В. Ранне-среднепротерозойские прогрессивно-метаморфизованные образования фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. - В кн.: Нефть и газ. М., 1975, с. 4-5. (МИНХ и ГП).

Постников Д.В., Р.Т. Меньшикова, Ю.П. Аршинов. Предварительные результаты определения абсолютного возраста пород кристаллического фундамента, вскрытых Миннибаевской скважиной. - В кн.: Глубинные исследования архейского фундамента востока Русской платформы в Миннибаевской скважине 20000. Казань, 1976, с. 111-118.

Потапов И.И. Схема классификации тектонических форм. - Сов. геология, 1960, № 8.

Прияткина Л.А., Глебовицкий В.А., Шлайфштейн Б.А. О ранних стадиях развития Беломорско-Лапландского пояса. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Вып. 2. Л., 1975.

Пура В.А. Структура южного склона Балтийского щита. Автореф. канд. дис. Таллин, 1974.

Пура В.А., Г.А. Мурина, С.Л. Миркина. Возраст порфиroidных гранитов-рапакиви северной Эстонии по данным стронциевого и свинцового методов. - Изв. АН ЭССР, Химия, геология, 1974, т. 23, № 2, с. 169-171.

Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М., "Наука", 1977, 142 с. Авт.: Валеев Р.Н., Гафаров Р.А. и др.

Разницын В.А. Что представляет собой Донбасс и Днепровско-Донецкий прогиб. - Изв. вузов, Геология и разведка, 1974, № 3.

Рыманов В.М. Некоторые данные о проявлении палеозойско-нижнемезозойского вулканизма на Русской платформе. - Развед. геофизика, 1968, № 25.

Салье М.Е., В.А. Глебовицкий. Металлогеническая специализация пегматитов восточной части Балтийского щита, Л., 1976. 187 с.

Симоненко Т.Н. Магнитные аномалии и положение глубинных границ земной коры. - В кн.: Геофиз. сб., 1967, № 19. Киев, "Наукова думка", с. 70-76.

Симоненко Т.Н., М.М. Толстихина. Блоковое строение складчатого фундамента европейской части СССР. - Геотектоника, 1968, № 4.

Ситдиков Б.С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Изд-во Казанск. ун-та, 1968. 435 с.

Ситдиков Б.С., В.А. Полянин. Особенности петрографического состава, геологического строения и условий формирования кристаллического фундамента Татарского свода. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 1. М., "Недра", 1976, с. 115-119.

Сотношение архей и нижнего протерозоя Карелии. - В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. Тезисы докл. XIX сессии. М., 1975, с. 21-22. Авт.: Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Шулешко И.К., Грачева Т.В., Ляликов А.В.

Средне-Русский авлакоген - древний аналог современных рифтовых образований. - Сов. геология, 1975, № 1. Авт.: Федьинский В.В., Соколов Б.А., Страхова Н.А., Фельдт В.Г.

Строение и формационное расчленение докембрия Воронежского кристаллического массива. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. Т. 1. М., "Недра", 1976, с. 83-91. Авт.: Леоненко И.Н., Голивин Н.И., Зайцев Ю.С., Полищук В.Д., Павловский В.И., Чернышев Н.М.\*

Строение континентальной земной коры на территории СССР (по геофизическим данным). Л., "Недра", 1974, 112 с. (Тр. ВСЕГЕИ, вып. 210). Авт.: Булина А.В., Булин Н.К., Мартынова Г.И., Мильштейн Д.М.

Суботин С.И. О причинах и механизме образования платформенных и геосинклинальных прогибов земной коры. - В кн.: Структура земной коры и деформация горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960. (МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 18).

Тектоническая карта СССР. Масштаб 1:10 000 000. Под ред. А.А. Богданова. М., Изд-во ГУГК, 1961.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1:5 000 000. Гл. ред. Н.С. Шатский. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Тектоническая карта фундамента территории СССР. Масштаб 1:5 000 000. Гл. ред. Д.В. Наливкин. Л., 1974.

Тектоническая карта фундамента территории СССР. Объяснит. записка к тектон. карте фундамента территории СССР. Л., 1974. 31 с. Авт.: Дедеев В.А., Запольнов А.К., Кратц К.О., Наливкин В.Д., Сурков В.С., Фотиади Э.Э.

Толстихина М.М. О блоковом строении фундамента Русской платформы. - В кн.: Проблемы региональной геологии и металлогении. Л., 1967. (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 143).

Трубки взрыва и дайки кимберлитоподобных пород Русской платформы. - Изв. АН СССР, 1967, № 10. Авт.: Гоньшакова В.И., Рутницкий В.О., Бойчук М.Д., Зарицкий Н.И., Стрекозов Н.Ф.

Тугаринов А.И., Е.В. Бибилова, Н.В. Горлов. О возрастном соотношении карельской и беломорской формации. - Геохимия, 1970, № 3.

Тугаринов А.И., Е.В. Бибилова, С.И. Зыков. К геохронологии Воронежского массива. Тезисы докл. Межобл. геол. совещ. по геологии и минерал. ресурсам. Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1962.

Тугаринов А.И., Г.В. Войткевич. Докембрийская геохронология материков. М., 1970, 430 с.

Уразаев И.М. Строение и состав земной коры в Волго-Камском районе по геомагнитным данным. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 3.

Ушакова Э.Г. Магматические формации Русской платформы. - В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Труды 1-го регион. петрогр. совещ. по Европ. части СССР. Киев, 1970.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М., "Недра", 1976, 527 с.

Фоменко К.Е. Глубинное строение Прикаспийской впадины по геолого-геофизическим данным. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1972а, т. XVII (5).

Фоменко К.Е. Строение кристаллического фундамента Прикаспийской впадины по геофизическим данным. - Геология нефти и газа, 1972б, № 10.

Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостехиздат, 1958. (Труды ВНИИгеофизики, вып. 4).

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973.

Характеристика гравитационного и магнитного полей. - В кн.: Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л., "Наука", 1969.

Чернышев Н.М. Докембрийские интрузивные комплексы основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива и общие черты их рудоносности. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 4, с. 35-47.

Чернышев Н.М. К вопросу о структурно-формационном положении и минерагении основных и ультраосновных пород Воронежского кристаллического массива. - В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., "Наука", 1937, с. 198-207.

Шатский Н.С. О тектонике Восточно-Европейской платформы. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1937, т. XV (1).

Шатский Н.С. О синеклизах А.П. Павлова. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1940, т. XVIII (3-4).

Шатский Н.С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1945а, № 4.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. - В кн.: Материалы к познанию геологического строения СССР, нов. сер., вып. 2 (6). М., 1945б.

Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 1.

Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, 5.

Шейнманн Ю.М. Заметки к классификации структур материков. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 3.

Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Кратц К.О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., „Наука“, 1973.

Эллерн С.С., Р.Н. Валеев, Б.С. Ситдииков. Некоторые закономерности распространения девонских вулканогенных образований на востоке Русской платформы. - Сов. геология, 1963, № 8.

Яншин А.Л., Р.Г. Гарецкий, А.Е. Шлезингер. Роль ученых Академии наук СССР в развитии учения о платформах и некоторые современные его аспекты. - Геотектоника, 1974, № 3.

Goodwin A.M. Giant impacting and the development of the Earth crust. - In.: The early history of the Earth. Ed. by Windley. - L-NY, 1976, p. 77-95.

Gorokhov I.M., E.S. Varschavskaya, E.P. Kutuyavin, S.B. Lobach-Zhuchenko. Preliminary Rb-Sr geochronology of the North Ladoga Region, Soviet Karelia. - Eclogae geol. Helv., 1970, vol. 63, N 1.

Miyashiro A. Evolution of the metamorphic belts. J. Petrol., 1961, vol. 2, N 3, p. 277-311.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение (К.О. Кратц) .....	3
Геофизическое районирование фундамента (А.Н. Берковский) .....	7
Расчленение и корреляция нижнедокембрийских комплексов фундамента (Л.П. Бондаренко, К.О. Кратц, А.Н. Берковский) .....	24
Геохронологическая характеристика пород фундамента (С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев) .....	51
Эволюция метаморфизма раннедокембрийских образований фундамента (Л.П. Бондаренко, В.Б. Дагелайский, К.О. Кратц) .....	56
Тектоническое районирование фундамента (А.К. Запольнов, К.О. Кратц) .....	66
К-А зоны восточной части Балтийского щита и их сравнение с некоторыми структурами фундамента Русской плиты (С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев, Н.А. Арестова, А.Ф. Краснова) ....	83
Сравнительный анализ региональной структуры фундамента и платформенного чехла (А.К. Запольнов) .....	94
Заключение (О.К. Кратц, А.К. Запольнов) .....	109
Список литературы .....	111

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ  
РУССКОЙ ПЛИТЫ

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геохронологии  
докембрия АН СССР

Редактор издательства Л.А. Рейхерт  
Художник Д.С. Данилов  
Технический редактор В.В. Шиханова  
Корректор О.М. Бобылева

ИБ № 8940

Подписано к печати 29.05.79. М-25687. Формат 60 x 90 1/16  
Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Печ. л. 7 1/2 + 6 вкл. (8 печ. л.) =  
= 15.50 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 16.04. Тираж 650. Изд. № 7252.  
Тип. зак. № 45. Цена 2 р. 80 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства „Наука“  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

00k.

9997