

Латвийские  
геологические фонды

Инв. №

2646

Осно. май экз.

27.4 - 61г.

PRF 36. tip. Smiltene P. 832 M. 5.000

СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР

ВСЕСОЮЗНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ РАЗВЕДКИ (ВНИИГЕОФИЗИКА)  
ЛЕНИНГРАДСКИЙ ФИЛИАЛ

**ОТЧЕТ ПО ТЕМЕ 358**

*Геологическая структура Севера и Северо-Запада  
Русской платформы и разработка направления  
геофизических работ на нефть и газ "*  
*(на основе обобщения результатов геофизических исследований)*

ЛЕНИНГРАД, 1960 г.

Управление геологии и охраны недр  
при Совете Министров Латвийской ССР  
ГЕОЛФОНД  
Инв. № 2646  
Дата 27. III - 61г.

СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ  
МЕТОДОВ РАЗВЕДКИ "ВНИИГЕОФИЗИКА"

Ленинградский филиал

Отчет составили:

"УТВЕРЖДАЮ"

ЗАКАШАНСКИЙ М.С.  
ПЕЛСИК М.И., ФОТИАДИ Э.Э.  
ХАРИТОНОВ Л.Я.  
при участии КОРНЕВой А.Н.,  
ШАРИКОВА А.Е. и  
ПУСТОВОЙ Л.Е.

ДИРЕКТОР ЛЕНИНГРАДСКОГО ФИЛИАЛА

*Глебовский* (Глебовский Е.С.)

"3" марта 1961 г.



О Т Ч Е Т

по теме № 358

"Геологическая структура северо-запада Русской платформы  
и выбор участков геофизических работ на нефть и газ на  
основе обобщения результатов геофизических исследований"

ЗАМ ДИРЕКТОРА  
ЛЕНИНГРАДСКОГО ФИЛИАЛА ВНИИГЕОФИЗИКИ -

*А. Поляков* (А. Поляков)

РУКОВОДИТЕЛЬ ЛАБОРАТОРИИ -

*Н. Сапрыкин* (Н. Сапрыкин)

ОТВЕТСТВЕННЫЙ ИСПОЛНИТЕЛЬ  
ТЕМЫ -

*М. Закашанский* (М. Закашанский)

Ленинград  
1960

А Н Н О Т А Ц И Я

В отчете рассматривается геологическое строение всего Балтийского щита и приводится геологическая карта его в масштабе 1:2500000, составленная по опубликованным картам СССР, Финляндии, Швеции и Норвегии. Приводится описание аномальных физических (магнитного и гравитационного) полей щита и устанавливаются некоторые общие связи между последними и геологическими особенностями этого крупного структурного элемента.

В отчете сообщаются обобщенные данные о плотности и магнитной восприимчивости кристаллических пород докембрия (до-синия).

На геологической карте Балтийского щита приводится также схема строения докембрийского фундамента районов Русской платформы, прилегающих к нему.

На основе всех имеющихся сведений, полученных в результате бурения, освещается геологический разрез осадочного чехла западных и северо-западных районов. Устанавливаются определенные закономерные связи между аномальными физическими полями, в основном магнитным полем, и границами бассейнов осадконакопления разных эпох и веков палеозоя. Выделяются две наиболее мобильные и тектонически активные зоны: Польско-Карельская и Брянско-Эстонская; которые, надо полагать, и определяли формирование структуры западной части платформы.

Намечается связь между аномальными физическими полями, орографией и положением речных долин. Рекомендуется геофизические исследования сопровождать дешевыми и нетрудоемкими

ми геоморфологическими исследованиями.

В отчете приводится уточненная по геологогеофизическим материалам, полученным к 1960 г., схема структуры поверхности кристаллического фундамента западных районов платформы и выделяется район наиболее перспективный для поисков нефти.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
СПИСОК ГРАФИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ . . . . .	6
СПИСОК ТАБЛИЦ . . . . .	8
В В Е Д Е Н И Е (М.С.Закашанский). . . . .	9
Глава I. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (Л.Я.Харитонов). . . . .	14
1. Архейские образования. . . . .	17
2. Докембрийский фундамент Южной и Северной Норвегии . . . . .	44
3. Протерозой. . . . .	47
4. Эокембрий . . . . .	96
5. Последокембрийские-дочетвертичные отложе- ния Балтийского щита. . . . .	101
а) неметаморфизованные отложения палеозоя. . . . .	101
б) мезозойские отложения . . . . .	104
в) метаморфизованные кембро-силурийские образова- ния горной части каледонид. . . . .	105
г) магматические породы каледонской горной цепи. . . . .	109
д) щелочные интрузии Балтийского щита. . . . .	111
е) площади, расположенные к западу и северо-западу от норвежских каледонид . . . . .	113
6. Тектоническое районирование и схема тектоники Балтийского щита. . . . .	115
Глава II. НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ДРУ- ГИХ РЕГИОНОВ (М.С.Закашанский при участии А.Н.Корневой) . . . . .	123
1. Балтийский щит . . . . .	123
2. Украинский кристаллический массив. . . . .	129
3. Воронежский массив . . . . .	139
4. Белорусский массив . . . . .	143
Глава III. АНОМАЛЬНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И СВЯЗЬ ИХ С ОСНОВНЫМИ ЧЕРТАМИ ГЕОЛОГИЧЕС- КОГО СТРОЕНИЯ ПОСЛЕДНЕГО (М.С.Закашанский при участии А.Е.Шарикова и Л.Е.Шустовой) . . . . .	153.

1. Аномальное магнитное поле . . . . .	153
2. Аномальное гравитационное поле . . . . .	165
ГЛАВА IV. СХЕМА СТРОЕНИЯ ДОВЕЛЕРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА РАЙОНОВ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ПРИЛЕГАЮЩИХ К БАЛТИЙСКОМУ ШУТУ /Э.Э.Лотниды/ . . . . .	181
1. Строение /рельеф/ современной поверхности фундамента . . . . .	181
2. Внутреннее строение и вещественный состав фундамента. . . . .	191
ГЛАВА V. КРАТКИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЗАПАДНЫХ И СЕВЕРО-ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ /И.И.Нелсинг/. . . . .	204
1. Архейские и протерозойские отложения . . . . .	204
2. Палеозойская группа . . . . .	210
3. Мезозойская группа . . . . .	254
4. Кайнозойская группа . . . . .	259
ГЛАВА VI. ПЕРСПЕКТИВЫ НЕТЕТЕГАЗОНОСНОСТИ РАССМАТРИВАЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ /И.С.Завашанский/ . . . . .	260
ГЛАВА VII. О НЕКОТОРЫХ СВЯЗЯХ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ И ГРАВИТАЦИОННЫХ ПОЛЕЙ С ПАЛВОГЕОГРАФИ- ЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ ПЛАТ- ФОРМЫ /И.С.Завашанский/ . . . . .	270
ГЛАВА VIII. СХЕМА СТРУКТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ КРИСТАЛЛИ- ЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ ПЛАТФОРМЫ /И.С.Завашанский/ . . . . .	290
ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ /И.С.Завашанский/ . . . . .	324
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	330
РЕЦЕНЗИИ . . . . .	349
ПРОТОКОЛ . . . . .	372.

СПИСОК

графических материалов к отчету по теме № 358

		К-во листов	№ папки
1.	<del>Приложение № 1 Геологическая карта Балтийского щита и схема строения докембрийского фундамента прилегающих районов Русской платформы. М. 1:2.500.000</del>	<del>2</del>	<del>1</del>
2.	Приложение № 2 Карта магнитных аномалий Балтийского щита М. 1:2.500.000	1	2
3.	Приложение № 3 Гравиметрическая карта зарубежной части Балтийского щита. М. 1:2.500.000	1	2
4.	Приложение № 4 Гравиметрическая карта восточной части Балтийского щита. М. 1:2.500.000	1	3
5.	Приложение № 5 Карта магнитных аномалий Севера и Северо-Запада Русской платформы. М. 1:1.000.000	15	2
6.	Приложение № 6 Гравиметрическая карта Севера и Северо-Запада Русской платформы. М. 1:1.000.000	16	3
7.	Приложение № 7 Схема сопоставления аномальных магнитного и гравитационного полей с границами пространства осадков палеозоя. М. 1:2.500.000	4	2
8.	Приложение № 8 Схема структуры поверхности кристаллического фундамента западных районов Русской платформы. М. 1:2.500.000	1	2

Графические материалы в тексте:

1. Графики различий средних значений плотности и магнитной восприимчивости докембрийских пород некоторых районов Украинского щита  
 . . . . . на стр.

2. Схема сопоставления аномальных магнитного и гравитационного полей с границами распространения осадков позднего докембрия-раннего кембрия  
..... на стр.
3. То же среднего кембрия - среднего ордовика  
..... на стр.
4. То же позднего ордовика - раннего силура  
..... на стр.
5. То же нижнефранского подъя/руса-фаменского яруса ..... на стр.
6. Схематический геолого-гравиметрический разрез по линии Ухта-Комь.

СПИСОК ТАБЛИЦ

Стр.

1. Стратиграфия свекофенид и беломорсаамид
2. Стратиграфия протерозоя Балтийского щита
3. Таблица физических свойств пород Балтийского щита . . . . .
4. То же Украинского кристаллического щита . .
5. То же докембрийских пород Воронежского массива . . . . .
6. То же Белорусского массива . . . . .
7. Сводная таблица <sup>средних</sup> значений плотности и магнитной восприимчивости для главнейших разновидностей докембрийских пород . . . . .

## В В Е Д Е Н И Е

Тема № 358 предусматривалась как часть обобщающей темы № 323 в проблеме "Структура Русской платформы и разработка направлений поисков и разведки на нефть и газ."

Основной задачей последней темы явилось уточнение представлений о геологической структуре Русской платформы на основании предварительного выполнения рядом тематических партий различных организаций более детальных работ по отдельным регионам этой территории. Одной из таких частных тем и явилась тема № 358. В рамках её имелась в виду сводка и анализ геологических и геофизических материалов северо-западных районов Русской платформы. Территория, по которой следовало выполнить обобщение, включала Ленинградскую, Псковскую, Новгородскую и, частично, Вологодскую области, а также, северную часть Прибалтики.

Основной задачей работ по теме 358 являлось уточнение структурных черт указанной территории и выделение участков наиболее перспективных для поисково-разведочных работ на нефть и газ.

В середине 1958г. обобщающая тема № 323 в связи с переходом ответственного исполнителя на другую работу, была ликвидирована, и все затраты по ней, а так же некоторые разделы для исполнения были переданы в тему № 358. Так, в тему № 358 было передано завершение составления и редактирование геологической карты Балтийского щита в масштабе 1:2.500.000, написание объяснительной записки к ней, а также составление тектонической схемы в м. 1:10.000:000<sup>х)</sup>. На ту же территорию должны были быть составлены сводные карты

х) Перечисленные работы осуществлялись институтом Земной коры Ленинградского Гос. Университета по договору с Ленинградским филиалом ВНИИ Геофизика.

аномалии силы тяжести и аномального магнитного поля м-ба 1:2.500.000. Должно было быть дано описание аномальных полей и выяснена связь между ними и основными характерными особенностями геологического строения щита. Кроме того, программа работ по теме 358 была расширена также за счет включения в рассмотрение геологического строения средней и южной части территории Прибалтики и Белорусской ССР. Эти районы ранее также предполагалось рассмотреть в рамках темы 323.

Геологическому строению различных частей Балтийского щита посвящена обширная литература как отечественная, так и зарубежная. Результаты геофизических исследований в районах Кольского п-ва и Карелии освещены в многочисленных отчетах Западного геофизического треста ГУГиОН СССР. Первая попытка дать на основе геологических и геофизических данных общее представление о структуре Балтийского щита была сделана Э.Э.Фотиади в 1957 г. в отчете № 216/56 /ВНИИГеофизика/. Этим же автором совместно с Л.Я.Харитоновым /институт Земной коры Лен.Гос.Университета/, уже в рамках темы 323, работы по которой впоследствии переданы в тему 358, была в основном составлена геологическая карта Балтийского щита и схема строения кристаллического фундамента прилегающих районов Русской плиты. Ввиду большой трудоемкости оформления карты она размножена лишь в пяти экземплярах, из которых - три карты прилагаются к отчетам, высылаемым в следующие организации: ВГФ, ВНИГРИ, в план которого включено продолжение работ по проблеме нефтеносности западных районов платформы и ВНИИГеофизики. Четвертый экземпляр хранится в Ленфилиале ВНИИГеофизики, а пятый - передан в Ленинградский Государственный университет.

6

Сводка и обобщение геофизических материалов по отдельным видам полезных ископаемых или по отдельным районам восточной части Балтийского щита выполнялись Западным геофизическим трестом. Кольский полуостров и Карелия покрыты  $Z$ -аэромагнитной съемкой различного масштаба, а в 1958-60 г.г. были засняты Т-аэромагнитометрами АСГМ-25 в м-бе 1:200.000. Плановая гравиметрическая съемка миллионного масштаба этих территорий началась лишь в 1960 г. До этого года гравитационное поле было освещено редкой сетью маятниковых пунктов, и лишь отдельные небольшие участки гравиметровыми наблюдениями. В северо-западной части платформы наибольшая изученность относится к районам Прибалтики, Псковской, Новгородской и Ленинградской областей, где проведен сравнительно большой объем геофизических работ, а местами глубокое бурение, в связи с поисками нефти и газа и некоторых других полезных ископаемых /уголь, сланцы и другие/. Геофизические исследования выполнялись здесь партиями и экспедициями треста "Моснефтегеофизика" - конторой "Спецгеофизика", Западного геофизического треста и в некотором объеме республиканских академий наук. В последние годы значительные работы были проведены на этой территории в связи с поисками структур, пригодных для подземного газохранилища.

По этой территории имеется ряд сводных работ как геологических, так и геофизических, освещающих её глубинное строение. К ним относятся работы В.Н.Котлукова и Б.В.Митгарца, Б.М.Люткевича и М.И.Пейсика, А.Н.Гейслера и многих других.

По геофизическим работам известны обобщения О.А.Калининой / 69 /, Черепанова Н.Н. / 165 /, Фотиади Э.Э., которым

освещена структура всей территории Русской платформы, в том числе и её северо-западных районов, и других исследователей. При этом наиболее поздние сводные работы включали материалы разведочной геофизики, полученные к 1955-56 г.г.

Результаты геофизических исследований в Белоруссии изложены во многих отчетах Западного геофизического треста /М.С.Закашанский/, конторы "Спецгеофизика" /М.С.Маркузе и др./. По этим работам в последнее время в печати появилось несколько статей /Б.В.Бондаренко, М.П.Хотько/.

Район обобщения примерно ограничивается по широте от  $52^{\circ}$  на юге до  $60^{\circ}$  на севере, а по долготе - от  $20^{\circ}$  на западе до  $36^{\circ}$  на востоке : Кроме того, при проведении обобщения был собран и систематизирован большой материал по гравитационному и магнитному полям более северных районов. Эти материалы в виде карт аномальных полей миллионного масштаба международной разграфки также приложены к отчету. Систематизация материалов по аномальным физическим полям северных районов платформы выполнена была в связи с предположением о расширении в дальнейшем территории обобщения.

Кроме того, в процессе проработки темы были составлены конспекты некоторых вспомогательных карт, которые не прилагаются к отчету. Эти карты, использованные в некоторой степени в теме 358, в еще большей степени будут использованы в дальнейшем при обобщениях и тектонических построениях более крупного масштаба. К категории вспомогательных карт относятся - комплект карты миллионного масштаба геофизической изученности по состоянию на 1959 г., комплект

карты гидрографической сети и орографической карты. Последние две карты составлены также в миллионном масштабе.

В проработке темы участвовал значительный коллектив сотрудников под общим руководством М.С.Закашанского.

Глава I составлена канд. геолого-минералогич. наук доцентом Ленинградского Государственного Университета Л.Я.Харионовым. Глава II - написана М.С.Закашанским при участии А.Е.Шарикова и Л.Е.Шустовой. Большой по объему материал к главе III собран и систематизирован А.Н.Корневой; глава написана М.С.Закашанским. Четвертая глава составлена Э.Э.Фотиади. Глава V написана М.И.Пейсиком, привлеченным на временную работу к теме 358. Глава VI написана М.С.Закашанским. Материалы к главе VII подобраны и проанализированы М.С.Закашанским; им же составлен текст главы.

Структурная схема западных районов Русской платформы составлена М.С.Закашанским. Им же в главе VIII дано описание этой схемы. "Выводы" написаны М.С.Закашанским. Кроме указанных авторов отчета, большие и трудоемкие работы были выполнены сотрудниками темы 358. Расчеты глубин по материалам аномальных магнитного и гравитационного полей произведены А.А.Грозновой и А.Н.Корневой. А.А.Зильбершмидт проработано было большое число опубликованных статей по геологии тектонике, орогидрографии и т.д.

Чрезвычайно трудоемкие картосоставительские и оформительские работы были осуществлены группой картографов Е.И.Беловой, Л.А.Лапко, Е.А.Галимон, Р.К.Розенрод и Г.С.Шайновичем под общим руководством инженера-картографа К.А.Романовой.

## Глава I

### КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Геологическая карта Балтийского шита составлена с учетом имевшихся к началу 1957 года опубликованных карт Швеции, Норвегии, Финляндии и СССР. В последующее время, по мере получения новых материалов, внеслись в нее соответствующие коррективы.

Карта составлена в одной, общей для всего шита, легенде, причем за основу принята легенда карты восточной, советской, части Балтийского шита. Ввиду того, что в настоящее время не существует унифицированной стратиграфической схемы докембрийских образований Балтийского шита, составитель карты встретился с большими трудностями, преодолеть которые в целом ряде случаев не удалось. Поэтому легенду в данной карте следует считать до известной степени условной, отражающей более или менее общепринятое разделение докембрия советскими, финскими и отчасти шведскими геологами. Норвежские геологи, судя по использованной нами карте Хольтедала, в настоящее время воздерживаются от возрастного расчленения докембрийских пород на общепринятые группы: архей и протерозой.

Уже после составления данной сводной карты появилось довольно много, в особенности для советской части Балтийского шита и отчасти южной Финляндии, определений радиогеологического возраста различных формаций, позволяющих ставить вопрос о границах и объеме таких крупных подразделений, как архей и протерозой. Эти же данные, наряду с

переоценкой общепринятых геолого-тектонических и литологических критериев подразделения докембрия на указанные группы, вынуждают в целом ряде случаев пересмотреть ряд привычных представлений о принадлежности тех или иных геологических образований и формаций к архейской и протерозойской группам. Естественно, что они не могли быть приняты во внимание при составлении данной карты и решение всех многих еще неясных, в связи с этими данными, вопросов - дело будущих исследований. В данной записке мы только отчасти коснемся этих новых данных.

Предпринятое по инициативе ВНИИ Геофизики составление геологической карты было вызвано необходимостью иметь сводную обзорную геологическую карту всего Балтийского щита для геологической интерпретации региональных геофизических аномалий. Геологическая оценка последних может быть использована для последующего истолкования геофизических данных для фундамента Русской платформы.

В качестве первого опыта такого рода интерпретации дана схема строения с-з части Русской плиты.

Работа по составлению карты выполнялась Л.Я.Харитоновым (Ленинградский Университет), которым составлена геологическая карта щита. Схема строения фундамента с-з части Русской плиты выполнена Э.Э.Фатхали при участии Л.Я.Харитонова. Оформление составительского оригинала выполнено картографом ВСЕГЕМ Л.И.Романовой. Чрезвычайно трудоемкие работы по составлению и оформлению четырех экземпляров оттисков выполнены сотрудниками темы № 358 - инженером-картографом Романовой К.А. и техниками - карто-

графами Е.А.Галимов и Г.М.Вайновичем. Большую помощь в работе оказала А.В.Хлоякина, сделавшая ряд переводов иностранной литературы.

Настоящая глава, в которой дается описание геологической карты собственно Балтийского щита, составлена Л.Я.Харитоновым. Описание схемы строения докембрийского фундамента районов, прилегающих к щиту, составлена Э.Л.Фотиади и приводится в главе IV.

Работа по составлению геологической карты Балтийского щита была выполнена Институтом Земной коры Ленинградского Государственного Университета по договору на средства ВНИИГеофизики. Геологическая карта Балтийского щита вложена в папку № I графических приложений к данному отчету.

### I. Геологическое строение Балтийского щита

Геологические образования, развитые на Балтийском щите, подразделяются на кайнозойские, мезозойские, палеозойские, протерозойские и архейские группы.

В настоящей записке будем касаться докембрийских-архейских и протерозойских образований; только отчасти коснемся наиболее ранних палеозойских-эокембрийских, толщ.

Описание норвежских валлоунов так же, как и палео-мезозойских отложений платформы, не входит в нашу прямую задачу. Их коснемся только в той мере, в какой необходимо для объяснения принятой на карте для этих образований легенды.

Докембрийские образования Балтийского щита у советских геологов принято подразделять на архей и протерозой, причем в первую группу включаются все докарельские-беломерские и саамские, комплексы гнейсов и прорывающие их интрузивные породы и гранитоиды.

В протерозойскую группу обычно включаются породы, известные под названием карельских (ладожские, калевийские

и ятулийские) и ютлийских осадочных и вулканических пород и прорывающие их интрузии.

Шведские и финские геологи в архейскую группу включают горные породы древних свекофенских горных сооружений и карельские образования. В протерозойскую же группу (альгонскую) они включают только ютлийские образования.

На геологической карте Балтийского щита принято расчленение советских геологов. Для обоснования такого подразделения, следует сослаться на то, что в карельских образованиях имеют место органические структуры<sup>61)</sup> в известняках и скопления битумов (шунгитов) в филлитах и глинистых сланцах, в то время как в бесспорно более древних, чем эти породы, кристаллических сланцах и гнейсах, относимых к архею, такие образования не имеют места.

По имеющимся определениям абсолютного возраста породы, непосредственно подстилающие содержащие органические структуры известняки, имеют возраст около  $18-19 \times 10^8$  лет.

К бесспорно архейским образованиям относятся породы, подстилающие протерозой, и для которых значения радио-геологического возраста более  $19-20 \times 10^8$  лет.

I. Архейские образования

(Стратиграфия, тектоника, магматизм)

На данной карте к архейским образованиям отнесены гнейсы и кристаллические сланцы беломорского побережья, саамские гнейсы Кольского полуострова и свекофенские гнейсы Западной, Центральной и Южной Финляндии и Средней Швеции. К архею же отнесен гнейсово-мигматитовый

комплекс полярной Норвегии и так называемый доэо кембрийский (Хольтедаль, 1957 г.) фундамент Южной Норвегии (за исключением супракрустальных формаций Бамле-Консберга и Телемарк и прорывающих их интрузий, которые нами включены в состав протерозойской группы). Гнейсовый комплекс Беломоро-саанид и свекофенид, большей частью мигматизированные, на геологической карте показаны одним цветом и обозначены как *A gn*

Эти, главным образом, первично терригенные, высоко-метаморфизованные и нередко обогащенные минералами, богатыми  $Al_2O_3$  (гранит, кордиерит, силлиманит, кизанит, андалузит) породы в пределах восточной части щита в Беломорском районе подразделяется на три и даже четыре свиты: 1) биотитовые гнейсы, 2) существенно-амфиболовые и 3) кизанит-гранатовые гнейсы. Так как для других частей Балтийского щита такое расчленение на картах пока не произведено, то все гнейсы даны без расчленения.

На Кольском полуострове архейские гнейсы представлены двумя комплексами: 1) комплексом преимущественно гранатовых гнейсов и 2) комплексом слюдяных гнейсов. Стратиграфическое положение этих гнейсовых комплексов относительно друг друга точно не установлено. Прежде предполагали, что комплекс слюдяных гнейсов занимает наиболее высокое стратиграфическое положение, и к нему приурочены железные руды — амфибол-магнетитовые сланцы и магнетитовые кварциты. При более детальном исследовании железистые кварциты обнаружены были и среди комплекса гранатовых гнейсов.

Амфиболовые гнейсы, широко развитые среди архейских пород Беломорья, здесь имеют ограниченное распространение в районе Петозерской депрессии.

В тектоническом отношении область Западного Беломорья и южная часть Кольского полуострова представляет одно целое - глубоко эродированную антиклинорную структуру, занимающую срединное положение между главной - финляндско-Карельской и Кольской зонами карелид. Эта крупная структура первого порядка распадается на серию меньших по ширине антиклинорий, синклинорий второго порядка, в свою очередь, осложненных поперечной системой складок с.в. простирания. Характерно общее опрокидывание структур на юго-запад, на Карельский массив главной зоны карелид.

В осевой части Беломорского антиклинория располагается мощный массив гранулитов, с южной и западной стороны обрамленный карельскими образованиями Финской Лепландии. Многие геологи как советские, так и финляндские, видят в гранулитах карельскую протерозойскую структуру. Эта точка зрения принята и на данной карте, где кислые, вероятно седиментогенные породы - собственно гранулиты - кварц - гранат - полевошпатовые породы обозначены как нижнепротерозойские образования ( Pt, qz ), а интрузивные основные метаморфизованные породы - основные гранулиты, как нижнепротерозойские интрузии ( Pt, v ) ряда габбро-габбро-норит - диорит и анортозит.

Магматические породы в Беломорье разделяются на две группы: на нижне- и верхнеархейские. В составе первой группы имеют место амфиболитизированные, часть полностью,

основные и ультраосновные породы, гиперстеновые диориты и, главным образом, олигоклазовые гранаты. Последние не образуют обширных массивов, а представлены небольшими телами и дают послойную интрузию в гнейсы.

Последующее магматическое развитие, по данным Н.Г. Судовникова - второй период интрузивной деятельности, дислокации и гранитизации начинается гипабиссальными интрузиями габбро-норитов, габбро-перидотитов и анортозитов, широко известных под названием друзитов. Многочисленные, большей частью некие, пластовые и секущие тела этих пород заключены в древнейших гнейсах и гранодиоритах, прерывают последние и содержат ископаемые уже мигматизированных древнейших гранитами гнейсов. Многие из мелких тел друзитов представляют собой, по Судникову, результат тектонического расчленения, их будинажа в пластичной гранитизирующей среде, возникающей в связи с новой орогенезом и широко проявленными процессами гранитизации и мигматизации. Эти граниты второй группы, главным образом, микроклиновые, оказывают воздействие на основные породы группы друзитов и вследствие этого относятся к более молодым, предположительно верхнеархейским гранитам, связаны с более поздней орогенной.

Более поздние исследования Западного Беломорья, произведенные К.А. Шуркиным, привели его к выводу о существовании в пределах Беломорья интрузивных пород только одной орогенной. Древнейшие основные породы перидотит - габбро - норит, габбро-анортозит и гиперстеновые диориты составляют раннеорогенные интрузии. Гранодиориты, анатектиты, мигматиты

различного состава и перматиты являются синорогенными интрузиями. Завершает магматизм позднеорогенные трещинные интрузии габброидных пород и гранитов. Наиболее молодые магматические породы в пределах Беломорского района представлены дайками диабазов, порфиритов и мелочных интрузий. Относят я они уже к протерозою и нижнему палеозою.

В тектоническом отношении комплексы козьских высокоглиноземистых слюдящих и гранатовых гнейсов образуют в северо-западной части полуострова серию простирающихся на с.з. крупных синклиналией и антиклиналий, сложенных изоклиналиейми складками, опрокинутыми на северо-восток, т.е. в направлении противоположном опрощиванию, наблюдаемому в структурах беломорских гнейсов. К ядрам синклиналией приурочены комплексы гнейсов, с которыми связаны железные руды.

Характерной чертой тектоники площадей архейских гнейсовых комплексов является наличие крупного колесообразного изгиба их по простиранию на участке озера Имандра - р. Тунома. К этому изгибу приурочен крупный массив основных пород Главный хребет Чуна-Монче-Волчь и Анио тундр, относимый к образованиям протерозоя.

Относительно времени образования этой структуры трудно что-либо сказать, т.к. сопряженность тектонических элементов пород протерозоя (Главный хребет) и архея оставляет этот вопрос открытым. Если принять во внимание, что комплексы протерозойских пород козьской серии опрокинуты на юго-запад, то можно предполагать, что структура архейских гнейсовых комплексов (которые, как сказано было в ше, опрокинуты на с.з.) является в целом допротерозойской.

Опрокидывание гнейсов архейской кольской серии на се предполагают существование в этом направлении древнего жесткого массива. Таким массивом, возможно, был Мурманский массив, реоморфизованный интрузиями (или гранитизирующей), как в архее, так и в более позднее время в протерозое при образовании микроклиновых, большей частью порфиробластических (метасоматических) гранитов (см. ниже).

Магматические породы Кольского полуострова, причисляемые к архею, характеризуются серией, начинающейся ультраосновными, большей частью амфиболитизированными, породами - габбро-амфиболитами, гиперстеновыми диоритами-олигоклазовыми и микроклиновыми гранитами.

Особенно характерными породами являются гиперстеновые диориты и тесно связанные с ними более основные дифференциаты. Они образуют серию в общем согласных интрузивных тел, расположенных, главным образом, в зоне развития гнейсов кольской серии. Один из наиболее крупных массивов располагается между гранулитовым массивом и Печенгскими тундрами и очень сходен с гиперстеновыми диоритами гранулитового массива. К гиперстеновым диоритам приурочены мелкие залежи пироксено-магнетитовых руд и железистых кварцитов, которые рассматриваются как образования, возникшие при широких процессах кремневого и железистого аутометасоматоза в наиболее основных разновидностях пород этого комплекса.

Гиперстеновые диориты имеют место также и в составе основных гранулитов Кольского полуострова, но там они относятся обычно к более молодым верхнеархейским или даже нижнепротерозойским образованиям (последняя трак-

товка возраста принята на карте). Разграничение гиперстеновых диоритов на две разновозрастные группы было основано на факте прорывания одних из них олигоклазовыми гранитами, считавшимися нижеархейскими.

Такое подразделение является, конечно, условным и не исключено, что имеет место одна группа гиперстеновых пород, а олигоклазовые граниты принадлежат к двум возрастам: одни — архейские, другие — протерозойские.

Таким образом, вопрос о стратиграфическом положении олигоклазовых гранитов не является простым. В пользу существования древних олигоклазовых гранитов говорит факт наличия галек последних в конгломератах железорудной формации Сидварангера (Сев. Норвегия). С другой стороны наблюдаются факты пересечения железорудных гнейсов Кольского полуострова более молодыми олигоклазовыми гранитами. Если отнести железорудные формации Сидварангера и Кольского полуострова к протерозою, то, очевидно, имеют место олигоклазовые граниты двух возрастов.

Также сложен вопрос о возрасте большей части метасоматических микроклинных гранитов. Последние особенно широко развиты в пределах Мурманского берега Кольского полуострова (Мурманский массив). Детальные исследования показали, что в составе этого массива имеют место гнейсо-граниты, различные гнейсы и другие супракристалльные породы, прорываемые и мигматизируемые микроклинными, главным образом, метасоматическими, порфиробластическими гранитами, обычно относимыми к верхнему архею.

Однако известно, что в зонах контактов с протерозоей —

скими супракристалльными породами наблюдается прорывание и мигматизация последних микроклиновыми порфиробластическими гранитами. Поэтому проблема расчленения гранитов как олигоклазовых, так и микроклиновых на разновозрастные образования может быть решена при более подробных радиогеологических определениях возраста их. До этих данных было бы целесообразно сохранить на карте прежнее стратиграфическое подразделение: олигоклазовые граниты и прорываемые ими гиперстеновые диориты отнесены к комплексу нижнеархейских интрузий, а микроклиновые граниты в главной массе отнесены к верхнеархейским. Только небольшие площади последних, где устанавливается прорывание ими пород, причисляемых к протерозою, показаны как ниже-протерозойские.

Определения радиогеологического возраста, выполненные за последние годы в лаборатории геологии докембрия Академии наук СССР, показывают, что среди архейских гнейсовых комплексов Кольского полуострова и Карелии и более молодых, чем эти гнейсовые комплексы, пород выделяется, по крайней мере, три крупных группы: катархейская с возрастом от  $2800-3500 \cdot 10^6$  л, саамская -  $2300-2700 \cdot 10^6$  лет, к которой А.А.Полканов (1958) относит гнейсы свиты Поросозера и Полмос туури (на данной карте они обозначены по литологическому сходству с койвскими гнейсами, как ниже-протерозойские) и беломорские -  $1800-2100 \cdot 10^6$  лет.

Наибольшие значения абсолютного возраста, которые получены для Беломорского района относятся к ксенолитам мигматитов, включенных в метагаббродиабазы позднеорогенной группы ( $1840-2390 \cdot 10^6$  лет).

Большой диапазон возрастов от 2500 до 1700-1800. $10^6$  л, полученный для архейских образований Беломорского района, показывает, что на протяжении длительной геологической истории архея, охватывающей интервал времени около 1000. $10^6$  лет, имело место несколько орогений с несколькими (не менее 2-х) циклами интрузий кислой магмы. С этой точки зрения концепция Н.Г. Удовикова для Беломорского района о наличии здесь образований, по крайней мере, двух орогений, представляется вероятной.

Наличие среди Мурманского массива пород с широким диапазоном возрастов от 3500. $10^6$  л. до 1700-1800. $10^6$  л. дает основание считать, что этот массив является сложным, но в общем первично очень древним массивом, подвергавшимся полной или частичной и неоднократной реоморфизации как в архее, так и в протерозое. Этим, по-видимому, следует объяснить существование в пределах этого массива разновременных микроклинных гранитов.

Архейские образования Финляндии, Швеции и Норвегии, как уже упоминалось, скандинавскими геологами рассматриваются в большем объеме, чем это принято в СССР и Канаде. Поэтому в странах Скандинавии в архей включают все докембрийские породы.

Так как на данной карте подразделения докембрия принято такое как в СССР, то т.е. карельские образования Финляндии и Швеции отнесены к протерозое, а более древние, чем карельские породы - свекофенские супракрустальные породы - и прорывающие их интрузии обозначены как архейские.

До недавнего времени, еще в период составления данной геологической карты, принадлежность к архею типичных свекофенских пород Центральной и Южной Финляндии и Средней Швеции не вызвала сомнения. Однако, после опубликования весной 1958 года работы Коузо по определению радиогеологического возраста пород Финляндии, а осенью 1958 года работы Э.К. Герлинга и А.А. Пожикова о радиогеологических возрастах докембрийских пород восточной части Балтийского щита и отчасти Финляндии выяснилось, что возраст свекофенских пород близок к карельским. Таким образом, возникает вопрос об объединении карельского и свекофенского геологического циклов и соответственно свекофенских и карельских супра- и инфра-кристаллических пород.

В соответствии с составленной картой свекофенские образования Скандинавии, за немногим исключением (Шведская Лапландия), рассматриваются нами в составе архейской группы. Среди свекофенских образований значительным распространением, в особенности в Средней Швеции, пользуются породы лептитогеллефлиновой серии, в нижних частях разреза представленные существенно-натриевыми и калиевыми породами, с прослоями известняков и иногда сланцев и песчаников ( АЯ ). С лептитовой формацией тесно связаны железные (магнетит-гематитовые) руды, залегающие в форме линз и пластовых залежей. Среди них различают руды, богатые апатитом и не содержащие последнего. Карбонатные руды содержат марганец до 5%. Более поздними являются сульфидные руды. Генезис пород лептитовой формации объясняется различно. Наличие в лептитах и геллефлинтах

первичных лавовых и туфовых структур в районе Гриттингофельда указывает на наличие среди них вулканических пород, проникших друг в друга и переходящих в осадочные породы. Наряду с этим Баклунд высказывает мнение о том, что лептиты представляют собой сильно метаморфизованные и измененные метасоматозом, первично песчаные и песчаноглинистые породы.

Более высокое стратиграфическое положение занимает слабометаморфизованные породы, залегающие без видимого несогласия на калиевых лептитах. Они представлены граувакками (частью конгломератами) и черными и серыми сланцами, перекрытыми конгломератами с гальками гелефлитов.

В сильно метаморфизованных разломах сланцы содержат биотит, мусковит, андалузит, кордиерит. В составе описываемой толщи часто встречаются зеленокаменные эффузивные породы (АЯ).

Такой разрез лептитовой и более молодой серий наблюдается в более западных районах Средней Швеции (к западу от Стокгольма). В более восточных районах, так называемая серия Ларсбо, залегающая на лептитах представлена кварцитами (и спаргмитами - полевошпато-кварцевыми породами), глинистыми сланцами и переслаивающимися с ними известняками.

Наряду с описанными свекофенскими супракрустальными формациями в районе к юго-западу и югу от г. Стокгольма и к северу от г. Евле на широких площадях развиты древнейшие свекофенские граниты (ургрениты Швеции, куда входит и так называемый Упсальский гранит).

Упомянутые гранат-, кордиерит-, силиманит- и андалузит-содержащие сорландские гнейсы имеют много общего с описываемыми ниже южно-финляндскими гнейсами кянцигитами, расположенными на их простирании. Среди них имеются кислые и основные вулканические породы, а также карбонатные породы. Первоначально гнейсы, содержащие высокоглиноземистые минералы, представляли собой, преимущественно, пелитовые осадочные породы. Описываемые гнейсовые комплексы рассматриваются шведскими геологами как высокометаморфизованные аналоги вышеописанных пород лептитовой формации.

Такое стратиграфическое сопоставление лептитов и сорландских гнейсов оспаривалось Баклуном, который видел в сорландских гнейсах наиболее нижние части разреза свионийской толщи, а в лептитовой серии более верхние его части.

Метаморфизм, согласно Магнуссону (1957 г.), в свекофенских комплексах Средней Швеции был двукратный. Вначале внедрились древнейшие гранитоиды "урграниты" упсальского типа. Эта интрузивная серия по Магнуссону является сильно дифференцированной, начинается габбро- и габбро-диоритами и завершается древнейшими гранитами (граниты Упсала и Венчель). Вместе с образованием интрузивной серии продолжается складкообразование, начавшееся еще в период накопления свионийских супракрустальных серий. Сульфидное рудообразование типа месторождения Белун связывается им с этой интрузивной деятельностью. Более поздние осадочные и вулканические породы, которые по Магнуссону возможны среди гнейсовых комплексов, пока еще не установлены.

среди них.

Вторая фаза метаморфизма проявилась в связи с образованием простых (недифференцированных) позднесвионидских гранитов Филлингебра и Стокгольма, сопровождавшихся пегматитами и регионально-образующимися мигматитами (адергноисами). Образование мигматитов Магнуссон объясняет в связи с глубоким погружением области и складкообразованием.

Рудные образования в адергноисах — в их кровле, типа месторождений Сиеберг, Уте и др. связываются с этими процессами. Между периодом формирования древнейших гранитов и фазой складчатости и образованием гранитов и мигматитов второй генерации имел место относительно спокойный в тектоническом отношении интервал времени, к которому приурочено появление залеж основных пород, следовавших по прежнему тектоническим направлениям. Эти амфибонизированные основные породы прорывается более молодыми позднесвионидскими гранитами. В отличие от описанных представлений Баклунд рассматривал uppsalский (древний) гранит как гранитизированную осадочную породу, стратиграфическое положение которой определялось им между нижней серией сериандских гнейсов и верхней серией лептитов.

В более северных районах Швеции, в Вестерботтене и Норрботтене, в свионидских образованиях, по самым последним данным, относится серия шелертса, состоящая из серых и черных сланцев, песчаников, граувакк, конгломератов, основных и кислых пород и их туфов, различных вулканических пород железорудного района Кируна-Гелливаре и порфирей Арвидсъяура. Более поздние, вероятно, соответствующие ургранитам Средней Швеции, интрузивные сильно дифференцированные серии от

габбро и габбро-диоритов до гранитов по Магнуссону отделяют раннесвионийские толщи от позднесвионийских осадочных пород варгфос серии, состоящей из конгломератов, песчаников, грауваак, сланцев и андезитовых лав.

На прежних геологических картах вся варгфос серия относилась к карельским образованиям и поэтому на нашей сводной карте она отнесена к протерозою.

К свионийским же образованиям шведские геологи причисляют серию кируна с её знаменитыми железными рудами. Эта серия представлена зеленокаменными, главным образом, эффузивными породами и порфирами, выше которых залегает мощный (600 м) конгломерат Курраваара, переполненный гальками порфировых и зеленокаменных пород. Этот конгломерат переслаивается с лавами, туфами и граувааками. Выше залегает кварцевые порфиры и сиенит-порфиры с мощными залежами богатых железных руд. Более высокое стратиграфическое положение занимает т.н. нижний хауки комплекс, состоящий из кварцитов, серпентиновых сланцев диабазов и туфов. Вся толща прорывается хорошо дифференцированной серией габбро-диоритов-сиенитов и гранитов.

Финские геологи (Микколя, 1941) склонны серию кируна сопоставлять с лапонийской (карельской серией Финской Лапландии). Это сходство, обнаруживаемое в литологическом составе обеих серий, подкрепляется аналогичной, более молодой, интрузивной серией, имеющейся также в Финской Лапландии. Позднесвионийские граниты в западной части Северной Швеции представлены большими массивами Ревэлд гранита, который некоторые шведские геологи (Гавелин С.) рассматривают

как продукты гранитизации свионийских супракрустальных образований.

Сланцевые толщи свексфенид Южной и Юго-западной Финляндии ранее подразделялись Седерхольмом на свионийские и ботнижские образования. В состав свиония он включал вулканические породы, лептиты и лептитоподобные порфиры и порфириты и сильно метаморфизованные нормально осадочные породы. К ботнижским породам он относил менее метаморфизованные первично осадочные породы зоны Тампере. Новые исследования показали, что сильно метаморфизованные осадочные породы Южной Финляндии, обычно относимые к свиония, в действительности тесно связаны с ботнижскими осадочными образованиями и представляют более метаморфизованные разновидности этих же пород (Симоен, 1953). Вулканические же породы порфиры и порфириты — собственно свионийские более типичны для Центральной Швеции и известны, как уже говорилось выше, под названием лептитовой формации. В Финляндии такие породы известны также, но они не типичны и, как отмечает Вейринен (1954), имеют ограниченное распространение (зона Киско, а также на побережье — между Турку и западной границей Выборгского нагесса раякиви). Развитие здесь лептито-подобные породы — кварцполевошпатовые сланцы, местами, по-видимому, подстилается порфиритами, агломератами и брекчиями базальтового состава (уралитовые и плагиноклазовые порфириты и связанные с ними андезиты и дациты). По мнению Вейринена, лептитовые породы Южной Финляндии трудно сопоставлять с лептитовой свионийской формацией Средней Швеции и их следует рассматривать как образования, свойственные только Финляндии.

Он предлагает их выделить под названием **Фенонийской** (финляндской) серии.

Гнейсовые толщи этой серии, часто **кинцигитовые** следящие гнейсы, богаты высокоглиноземистыми минералами - гранатом, кордиеритом, андалузитом и силлиманитом, расположены в виде синклиналей, лежащих на древних гнейсо-гранитах. В составе этой серии имеются известняки, диопсидовые песчаники и связанные с ними параамфиболиты в ряде мест - полосчатые железные руды, а иногда кварциты или углистые сланцы.

В восточном направлении, в районе Хельсинки, увеличивается мощность кварцитов в составе пород серии. Возможно, к ним относятся также кварциты Суурсари (Готланд) и Тетярсари в Финском заливе (СССР).

По Вейринену нижний отдел серии представлен **кинцигитовыми** гнейсами, чередующимися со следящими гнейсами. Окружающие их граниты повсюду являются более молодыми, секущими. Кинцигиты, развитые в виде синклиналей, когда-то "плавали" на расплавленной гранитной магне. Вместе с тем они, как супракрустальные образования, должны были относиться на твердой земной коре. Возможно, что останцы этого уничтоженного твердого фундамента сохранились в виде порфириров, более всего сопоставимых со шведским свионом.

Через архипелаг Турку кинцигиты прослеживаются на запад в Швецию, где известны под названием серии Малари или гнейсов Сорланды.

Исследователи Финляндии подчеркивают первично осадочный генезис пород описываемой серии. То обстоятельство,

что в них отмечается очень высокое содержание (обилие высокоглиноземистых минералов) указывает на высокую степень химического выветривания первично осадочного материала, как это наблюдается в каолиновых глинах (Вейринен, 1954). Это, а также и наличие в сланцах мелкой пологой складчатости позволяет Вейринену говорить о том, что здесь имел место не геосинклинальный тип осадков и не геосинклинальная неглубокая складчатость.

Вейринен склонен считать, что описываемая серия пород представляет собой эпиконтинентальные образования с присутствием или кварцитами, известняками, отчасти железными рудами и первично глинистыми породами - ныне гнейсами кинцититами. Их образование можно происходить в условиях почти завершающегося интенсивного развития эрозийного процесса и последующего механического переноса.

Симонен (1953) после своих исследований в зоне Тампере и к нему приходит к существенно другим представлениям по геологии Южной Финляндии. Основываясь на наблюдениях в зоне, расположенной к югу от Тампере, он считает, что слюдяные сланцы, гнейсы кинцититовые и перекрывающие их основные вулканисты (и амфиболиты) являются аналогами осадочных и вулканических пород района Тампере, что значительно более метаморфизованными. Если в зоне Тампере метаморфизм соответствует эпидото-амфиболитовой фации (филлиты и вулканисты), то далее к югу появляются слюдяные сланцы-породы амфиболитовой фации и кинцититы - породы пироксено-роговиковой фации.

Стратиграфическая последовательность пород, устанавливаемая в Южной Финляндии из анализа складчатой структуры,

снизу вверх следующая: - гнейсы киндигиты - слюдяные сланцы (  $Agn$  ) - амфиболиты и амфиболовые сланцы (  $A\mu$  ), в общем, соответствует стратиграфической последовательности в зоне Тампере: граувакки - кварц<sup>ц)</sup>-полевошпатовые породы (  $Aph$  ) основные вулканиты (см. ниже). Вместе с тем, по его данным, эта стратиграфическая последовательность отражается также и в метаморфических фациях: ниже залегающие породы более сильно метаморфизованы. Метаморфизм не связывается с гранитами и гранитацией<sup>из)</sup>, так как последние были более поздними, чем региональный метаморфизм.

В противоположность Вейрину, Симонен считает, что киндигиты могли образоваться не обязательно из пород, перенесших глубокое (каолиновое) разложение, а из слабо разложенных грауваккоподобных пород, сходных с породами зоны Тампере. Это положение иллюстрируется им многочисленными сравнениями химического состава тех и других пород.

Что же касается прибрежных Южно-Финляндских пород, среди которых имеет место карбонатные породы, железные руды, графитовые сланцы и, наконец, кварциты, то они по мнению Симонена представляют собой образования, вероятно, только фациально отличающиеся от типично геосинклинальных образований гнейсов более северной полосы и сланцев зоны Тампере. Они напоминают субгеосинклинальные образования (миогеосинклинальные по Симонену).

Новые съёмки листа Турку (М.Херме - доклад на совещании в Хельсинки в мае 1958 г.) привели М.Херме к аналогичным представлениям.

Ботнийская серия, типично развитая в зоне Тампере, характеризуется следующим разрезом:

(сверху вниз) основные эффузивы - 1000 метров;  
конгломераты и ассоциирующиеся с ними пласты других осадочных пород 700-800 метров;  
основные и средние эффузивы - 800-1500 метров;  
кварц-полевошпатовые породы (аркозы, граувакки и пирокластические породы) - 1500-2200 метров;  
ленточные осадки (граувакковые сланцы) - 3000 метров.

Всего - 7-8,5 тис. метров.

На карте осадочные породы ботнийской серии обозначены как *A ph*, а вулканические как *A u*. Указанная стратиграфическая последовательность пород зоны Тампере была установлена А.Симонен (1953) при весьма детальном исследовании разрезов. Так как основание этой серии неизвестно, то приведенная мощность должна рассматриваться как минимальная.

Ленточные слабо метаморфизованные граувакковые сланцы характеризуются ленточной слоистостью, которую Эскола (1932) рассматривает как сезонную, образовавшуюся в условиях холодного климата. Мощность лент сильно варьирует от нескольких мм до нескольких метров. Грубо - зернистые псаммитовые основания лент содержат угловатые или округлые частицы кварца и светлого полевого шпата, иногда мелкие обломки кварцита и глинистого сланца, включенные в микрокристаллическую основную массу, которая

аналогична глинистым слоям верхней части ленты. При метаморфизации ленточная слоистость нарушается во многих местах, и в этом случае граувакковые сланцы постепенно переходят в сильно метаморфизованные слюдяные сланцы и гнейсы — породы с гранобластической структурой.

Кварцево-полевошпатовые породы в большинстве случаев аналогичны по составу граувакковым частям ленточных сланцев и, при отсутствии слюдосодержащей части, в ассоциации с конгломератом сходны с аркозовыми песчаниками. Некоторые тонкозернистые разновидности этих пород с высоким содержанием  $N_2O$ , возможно, являются кислыми пирокластическими породами.

Конгломераты полиминеральные по составу характеризуются слабой сортировкой. Галька представлена, преимущественно, осадочными и вулканическими породами; имеется только очень небольшое количество галек гранитных пород.

Цемент метаморфизован — смесь песка и глины. Нередко в цементе имеется и пирокластический материал.

Конгломераты перемежаются с пластами базальтовых лав, туффитов и агломератов.

Конгломераты в районе Суоденниеми-Ловка (к северо-западу от г. Тампере) существенно отличаются от развитых в районе оз. Насиярви (Тампере) тем, что в них гальки представлены глубинными породами, непосредственно подстилающими конгломерат. Широкое развитие основных и средних эффузивов характерно для верхней части разреза. Для них характерны бласто-порфировые структуры. Порфириты офитовые, флиндальные и миндалекаменные иногда ассоциируют с мелкими пластообразными телами метадиабазов, метагаббро и метадiorитов (лавналитов).

В экструзивных породах иногда встречаются шаровые лавы. Химический состав вулканитов варьирует от базальтового до риолитового, преобладают, однако, базальтические уралиты и плагиоклазовые порфириты. Кислые эффузивы развиты спорадически. Средние типы довольно характерны для зоны Тампере, в особенности богаты калием разновидности трахандезитов.

Изучение разреза зоны Тампере и вещественного состава пород позволило финским геологам прийти к обоснованному заключению о геосинклинальном характере образования зоны Тампере. Граувакковый характер песчаных частей ленточных пород свидетельствует, что эрозия, перенос и осадкообразование происходили очень быстро при незначительном и неполном химическом выветривании и сортировке материала. Высокое содержание в этих породах бора говорит о морской среде. Сравнительная крупнозернистость осадков (5-7 мм) говорит о мелководных условиях седиментации в быстро погружающемся бассейне (> 3000 м мощности), что свидетельствует о высокой тектонической активности области седиментации. Основные эффузивы, перекрывающие осадочные породы, явились источником для вышележащих конгломератов и ассоциирующихся с ними пород. Последние аккумуляровались по берегам системы вулканических островов, поднявшейся из геосинклинали кордильеры.

Что же касается конгломератов района Суоденниemi и Лавиа, то поскольку они непосредственно залегают на глубинных породах-диоритах и содержат гальки последних, то их образование предшествовали активной магматической деятельности и поднятие области еще на ранних стадиях

орогенеза (интрагеосинклинальные поднятия, подобные тем, которые наблюдаются во многих позднейших геосинклинальных системах).

В центральном поднятии происходил разрыв, дававший материал для отложения осадков в соседних опускающихся прогибах. Такое использование предботнического перерыва исключает представление Седерхольма о наличии большого перерыва и эпохи диастрофизма на границе между ботническими и свеинонскими образованиями. Магматическая деятельность и тектонические движения, предшествовавшие образованию конгломератов Суоденниеме-Лавиа, рассматриваются теперь как один из ранних этапов развития архейской геосинклинали, а свеинонские и ботнические образования — как принадлежащие к разным этапам одного геологического цикла.

Тектоника свекофонид характеризуется, в общем, широкими простираниями пород и складок, отклоняющимися до меридионального у побережья Ботнического залива в районе г. Вааса в Финляндии; в зоне, прилегающей к цепи карелия, простирание — северо-западное и меридиональное.

Для комплекса пород южной Финляндии, как отмечает Вейринен, характерна простая пологая складчатость, свойственная по его данным, и лептито-гелефлинтовой серии Швеции. Магнуссон, однако, считает, что лептито-гелефлинтовая и более верхние серии Грититте и Ларсбо интенсивно смяты вместе с ургранитами частью в изоклинальное, частью в открытые складки.

Обращает внимание обтекающий характер простирания гнейсов-мигматитов и сланцевых пород свекофенид вокруг огромной массы Центрального гранита Финляндии. Хотя этот гранит считается позднеархейским (  $A\gamma_2$  ), так как всюду отмечаются следы воздействия его на супракристалльные породы, все же весьма возможно, что в своей основе эта площадь гранитов представляет собой более древний массив, позднее в той или иной мере, главным образом, в краевых частях, реоморфизованный.

По данным финских геологов оси складок свекофенид, в общем, залегают полого, однако, Вегман обратил внимание на то, что в Юго-западной Финляндии оси складок довольно круто погружаются на запад, в то время как на противоположном берегу Ботнического залива в Средней Швеции они также круто падают на восток. Таким образом, область Ботнического залива располагается в зоне осевой депрессии. Вубинов предполагал, что в Южной Финляндии наблюдается более глубокий эрозионный срез складчатой структуры, чем в Средней Швеции. Этим по его мнению, возможно, следует объяснить бедность рудами свекофенид Финляндии в сравнении со Швецией (при предположении, что руды приурочены к более верхним горизонтам свекофенид).

Тектоническое развитие свекофенид Финляндии по Вейринену (1954) распадается на три этапа. Первый этап, документация которого практически почти невозможна, по его мнению охватывает время деформации лептитовой серии, почти отсутствующей в Финляндии и развитой только в Швеции. Вторым этапом - ранняя складчатость фенонийских

образованиями земной прибрежной зоны Финляндии сопровождалась внедрением древнейших гранитов, являющихся теперь как бы основанием для "плавающих" на них синклиналей, образованных супракристалльными породами. Характерны пластические деформации перед и совместная складчатость покровных образований и древнейших гранитоидов. Ввиду малой мощности негеосинклинальных финскийских образований (сотни и может быть около тысячи мт) складчатость была простой с малой амплитудой складок.

Магматические породы образовавшиеся во время этой ранней складчатости свекофенид образует весьма типичную серию магматических дифференциатов, начинающуюся габбровыми породами и кончающуюся гранодиоритами и гранитами. Особенностью этой серии пород является как отсутствие ультраосновных и ультракислых дифференциатов, так и наличие внутри серии постепенных переходов между различными типами пород. Наконец, характерной особенностью древнейших гранодиоритов является наличие гнейсовых текстур (Ах.). Вейринен подчеркивает, что эта древнейшая серия магматических пород внедрилась в земную кору в тот начальный период истории развития земной коры, когда последняя была весьма тонкой и тот фундамент, на котором отлагалась финскийская серия, почти полностью исчез "растаял" на обширных площадях свекофенид Финляндии и Швеции и супракристалльные породы оказались как бы "плавающими" на этой магматической постели.

В свете представлений по стратиграфии свекофенид, развиваемых Симоненом, возникновение этой древнейшей

28  
86  
магматической серии свекофенид, следует рассматривать как синкинематическую группу пород, образовавшуюся на ранних стадиях развития геосинклинали. По Вогману первая деформация в свекофенидах была складчатой без большого погружения и сопровождалась синкинематическими интрузиями от основных пород до гранодиоритов.

Наиболее поздний этап свекофенской складчатости по Вейринену характеризуется не повсеместными пластическими деформациями, как это имело место в более ранний этап, а проявлением дислокации в отдельных складчатых поясах, что связано с образованием к этому времени твердой земной коры. Так, в частности, Вейринен считает, что огромная глыба гранитов Центральной Финляндии служила жестким массивом, вокруг которого формировались обтекающие её складчатые пояса гнейсов и сланцев. Дислокации этой поздней фазы складчатости сопровождалась надвигами и образованием поясов катаклаза и мигматизации, по которым шло образование шильных гнейсов и мигматитов. С этой поздней складчатостью свекофенид связано образование позднекинематических, главным образом, микроклинных гранитов и явления гранитизации. По Магнуссону их образование происходило одновременно со складчатостью и глубоким погружением области свекофенид.

Вогман считает, что такие типичные позднеорогенные граниты прибрежного района Южной Финляндии, как граниты типа Ганго, никогда не представляли собой жидкой магмы, но представляли массу породы, насыщенную межгранулярным гранитным расплавом. Эти зоны гранитизации по его мнению представляли собой вытянутые пояса погружения.

Новейшие съёмки Юго-западной Финляндии, выполненные под руководством М.Херме, привели его к заключению, что широкая полоса позднекинематических микроклинковых гранитов Южной Финляндии приурочена к огромному по протяжению широтному разлому, протягивающемуся в виде ломаной линии почти через всю Южную Финляндию. Этот разлом распознаётся приблизительно на границе между находящимися южнее эпиконтинентальными образованиями свекофенид (фенонийская серия Вайсфьорна) и собственно геосинклинальными фациями, расположенными к северу.

Небезинтересно отметить, что продолжением этого разлома, по-видимому, является тектоническое нарушение, проходящее к северу от Стокгольма в Швеции (Магнуссон, 1957).

Между описываемыми фазами свекофенского орогенеза, как шведские, так и финские геологи отмечают период относительного тектонического покоя, к которому приурочена дайковая формация основных пород (амфиболитов), пересекающих древнюю серию гранодиоритовых пород и в то же время испытывающих воздействие позднекинематических гранитов. Нестами отмечаются явления поздних дислокаций в этих дайках, выражающиеся в их складчатости. Труднее распознаются дислокации свекофенского и карельского возраста, поскольку в зоне соприкосновения карелид и свекофенид простирание пород согласное.

Наиболее поздние докембрийские дислокации в поле распространения свекофенид связаны с разломами также широтного простирания, по которым шло поднятие магмы, давшей серию посткинематических пород группы рапакиви.

Описание выше особенности тектоно-магматического развития площадей свекофенид Швеции и Финляндии довольно близко напоминает таковые же явления в Беломоро-саамидах восточной, советской части дита. Действительно петрографическое сходство ряда типов пород Беломоро-саамид и свекофенид, две фазы тектонических движений, разделенных и там и здесь периодом интрузий основной магмы, наличие двух разновозрастных серий гранитоидов дает основание ставить вопрос о их возрастной близости. Такое сопоставление не вызвало обычно особых возражений у геологов и при составлении описываемой геологической карты было принято за основу при выработке общей легенды для карты. Вместе с тем следует заметить, что при всей близости этих формаций между ними имеются некоторые различия, которые следует иметь в виду. В пределах Беломоро-саамид нам пока точно неизвестны более или менее хорошо очерченные площади или районы, которые характеризовались бы внутренним развитием эпиконтинентальных (субгеосинклинальных) образований, подобных южно-финляндским и в особенности средне-шведским, с их, характерными для них, рудами. Возможно, они у нас еще не выявлены, хотя местами присутствие карбонатных пород в Беломоридах не исключает наличия сходных со средне-шведскими формаций.

Трудности разграничения свекофенид от геосинклинальных карелид в Восточной Финляндии и Северной Швеции, ввиду с близкими данными абсолютного возраста (Э.К.Герлинг, А.А.Полканов, 1958, Коуво, 1958) ставят вопрос о возможном объединении свекофенид с карелидами. Беломорида же, судя по данным радиогеологического возраста, как-будто

бы старше карелид, хотя среди беломорид имеются ииры и карельского и свекофенского возраста.

Новые проблемы, вытекающие из данных радиогеологических определений возраста, должны быть естественно разрешены при будущих исследованиях.

## 2. Дозокембрийский фундамент Южной и Северной Норвегии

Как уже упоминалось выше, норвежские геологи на вновь изданной геологической карте (Хольтедаль, 1953, русское издание - 1957 г.) не расчленяют докембрий на архей и протерозой, а на общем фоне дозокембрийского фундамента изображают штриховкой различные литологические типы супракрупальных и глубинных пород, только в отдельных случаях отмечая принадлежность их к формациям, широко известным в литературе под названием консберг-бамле, телемарк и трисиль (нотнид). Поскольку для других частей Балтийского щита дано расчленение на протерозойские и архейские породы, нами было сочтено возможным отнести формацию телемарк и прорывающие их граниты к среднему протерозою ( $Pt_2$ ), а нижележащие породы ("порфириты", "лептиты" и другие породы формации консберг-бамле) - к нижнему протерозою ( $Pt_1$ ), что же касается трисильских песчаников, то они норвежскими геологами относятся к нотнид и собственно на карте они обозначены как  $Pt_3$ .

Вся остальная площадь дозокембрийского фундамента Южной Норвегии, в пределах которой отсутствуют покровные и глубинные породы вышеупомянутых формаций, приравненных нами к протерозою, показана как площадь развития архейского

фундамента (А) или собственно дозокембрийский (архейский) фундамент.

Что же касается Северной (полярной) Норвегии, непосредственно прилегающей к Швеции на юге и к территории СССР на востоке, то мы сочли возможным отнести обширную площадь фундамента к мигматизированным гнейсам архея. Среди этой большой площади, бесспорно, имеются также различные гранитоиды и основные глубинные породы, но поскольку на норвежской карте они не оцифрованы, то на нашей карте они не показаны.

Серии пород, входящие в состав дозокембрийского фундамента среди зокембрия Финмаркена (серии равнас, босекон и другие), рассматриваются как протерозойские.

Ниже, в таблице I, дано возможное сопоставление геологических образований свекофенид и беломоро-саамид, отнесенных на карте к архейской группе.

У

Таблица 1

СТРАТИГРАФИЯ  
СВЕКОФЕНИД И БЕЛОМОРО-САМИД

Финляндия и Центральная Финляндия		Средняя Швеция		СССР	
Прибрежный район Восточной Финляндии	Зона Ташере	Сорланд	Бергслаген /Лейптингский район/	Беломорский район	Большой полуост- ров
Плагио-микроклино- вый гранит / $A\gamma_2$ /. Различные основные породы. $A\gamma_2$	Плагио-микроклино- вый гранит / $A\gamma_2$ /. Основные интрузии / $A\gamma_2$ /.	Граниты Стоггольм- Биллингсборг / $A\gamma_2$ /.	Известковые граниты / $A\gamma_2$ /. Сланцы / сланцы пород. Плагиограниты / $A\gamma_1$ /.	Базальтоидные граниты / $A\gamma_2$ /. Интрузии габбро- диоритовой серии / $A\gamma_2$ /. Плагиограниты и гранодиор. / $A\gamma_1$ /. Основные интрузии / $A\gamma_1$ /. Гиперстеновые диа- ориты, габбро, амфиболиты.	Известковые граниты / $A\gamma_2$ /. Плагиограниты и гранодиориты / $A\gamma_1$ /. Комплекс гиперстеновых диоритов и основных пород / $A\gamma_2$ /
Кварцевые, кварцы и сланцы / Оркней, Норвегия / Гранитовые породы и туфы, подушечные вапны, аргозы и сланцевые сланцы.	Основные эффузивы.				Амфиболиты кварциты
Конгломераты / Орк- ней, Финляндия, Швеция /.	Конгломераты и со- провождающие их другие осадочные породы.		Конгломераты, черные и серые сланцы / кварц Григгсберг.		
Гнейсо-граниты и диориты / $A\gamma_1$ / Габбро, габбро-ми- фиболиты, перидориты / $A\gamma_1$ /.	Гранодиориты и диа- ориты / $A\gamma_1$ /. Основ- ные породы с амфи- болитами / $A\gamma_1$ /.	Граниты Утсала / $A\gamma_1$ /	Гнейсы с вулканитами. Сланцы с графитом. Кар- бонатные породы, квар- циты, граувакки и кон- гломераты.	Гранатовые, диоритовые части кордиеритовые гнейсы. Амфиболитовые гней- сы с включением крас- нов и пачками биотитовых гнейсов.	Сланцевые гнейсы и амфи- болиты. Гранатовые и амфиболито- вые гнейсы.
Лептиты, лептитовые гнейсы с кордиеритом, гранатом и антофилитом / антофилиты /.	Основные и средние эффузивы. Кварцевые попелитовые породы / граувакки, аргозы, пирокластические по- роды / Лептитовые граувакковые сланцы.	Лептиты, богатые известью и руд- ными минералами. Гнейсы гранато- вые и кордиери- товые с силли- манитом и анта- луантом	Лептиты-галефлитовая серия / известняки и до- ломиты, железные руды и серпик, волочда, ка- левые и истровые леп- титы / эффузивы /.	Биотитовые гнейсы и миг- матиты с включением амфиболитов.	

ПРИМЕЧАНИЕ: Составление свеклофенид и беломоро-самид условно.

### 3. Протерозой

(стратиграфия и основные особенности тектоники и магматизма)

Для стратиграфических сопоставлений протерозоя Балтийского щита в качестве опорной площади выбрана территория Карельского массива, охватывающего центральную и западную части КАССР и Восточную Финляндию, где стратиграфическая последовательность супракристалльных образований наиболее ясна. В обрамлении этого массива развиты комплексы супракристалльных пород, сопоставимые с подобными же породами массива, но отличающиеся по типу разреза. За пределами этих краевых зон развиты гнейсовые комплексы ботоморид и свекофенид, отнесенные к архею.

Общей особенностью стратиграфии карельского массива и обрамляющих его зон является наличие ятулийской серии пород. Для последней характерны специфические породы, представленные метаморфизованной корой выветривания (базальные сланцы), кварцевые конгломераты и вышележащие серицитовые кварциты. Данный комплекс пород, образовавшийся в условиях интенсивного химического выветривания может быть принят в качестве корреляционного горизонта для сопоставления далеко отстоящих разрезов Балтийского щита. Предполагается, что эти образования, тесно связанные с климатом, могли возникнуть одновременно в пределах сравнительно ограниченной площади Балтийского щита, находившейся в ятулийское время в одной климатической зоне. I)

I) В этой связи интересно отметить наличие на кристаллическом основании Канадского щита догуронской коры выветривания (см. статью *Rozkoš* в сборн. "Proterozoic in Canada").

43

Однородность, монолитный кварцевый состав песчаников и их фациальная устойчивость как на площади Карельского массива, так и на сопредельных территориях, допускает предположение о том, что эти породы образовались в обстановке, близкой к платформенной, с выравненным рельефом и представляет собой эволюционную серию. Сравнительно небольшая, в общем, мощность докембрийских терригенных отложений, редко превышающая несколько тысяч метров, может служить некоторым основанием для предположения о том, что в докембрии (и в частности в доятулийское и ятулийское время) рельеф вообще не отличался большими высотами и расчлененностью. Корреляционное значение ятулийских пород особенно велико в тех случаях, когда к этим терригенным континентальным и эпиконтинентальным образованиям присоединяется верхний член разреза - морская фация карбонатных пород и филлитов с черным углистым (шунгитовым) веществом.

В последующем изложении после рассмотрения разреза ятулийских и выше - и нижеятулийских докембрийских образований, причисляемых к протерозойской группе (карелидам) и развитым на Карельском массиве и в его обрамлении будет дано сопоставление с подобными же образованиями Кольского полуострова, Финляндии, Швеции и Норвегии.

х х х

К протерозойским образованиям отнесены супракристалльные образования, для которых известны базальные образования и кристаллический фундамент, для которого абсолютный возраст более  $18-20 \cdot 10^8$  (Э.К.Герлинг и А.А.Полканов, 1958).

44

Поэтому такие доятулийские комплексы, как железорудная формация Карелии, Сидварангера и некоторые другие сланцевые и гнейсовые комплексы с конгломератами в основании, вероятно, следовало бы отнести к нижней подгруппе протерозоя. Следует заметить, однако, что на Кольском полуострове железные руды тесно связаны с архейскими (саамскими) гнейсами, и принадлежность их к протерозою не доказана. Поэтому на карте они обозначены как породы протерозойского или архейского возраста ( *Amt - Pt* ). Ятулийские, калевийские, лавонские, а также готские образования следует отнести к верхней (или средней) подгруппе протерозоя ( *Pt<sub>2</sub>* ). Мотийские образования можно рассматривать или как самые нижние члены докембрической серии пород или как верхнепротерозойские ( *Pt<sub>3</sub>* ).

На Карельском массиве ятулийская серия ( *Pt<sub>2</sub>* ) в наиболее полных разрезах развита в синклиналих структурах - прогибах, из которых наиболее значительные - Онежская и Сегозерская несколько отличается по мощности терригенных и карбонато-глинисто-сланцевых фаций. В первой - терригенные породы по мощности уступают карбонатным, в то время как во второй - терригенные толщи достигают значительно больших мощностей (400-700 м). Следующая с Онежской структурой картину дают меньшие по размерам синклинали Суоярви, Туломозера и М.Янисярви.

Полные разрезы ятулия характеризуются наличием в основании базальных сланцев (метаморфизованная кора выветривания), кварцевых конгломератов, выше сменяемых серицитовыми и сливными кварцитами с прослоями глинистых сланцев,

кварцевых конгломератов и граволитов с характерной для них косой слоистостью водных потоков (мощность от 100 до 400 - 700 м). В толще кварцитов имеются покровы диабазов-спилитов. Кварцито-песчаники выше в разрезе сменяются мергелистыми сланцами, доломитами, мраморами - (300-350 м) и шунгитсодержащими глинистыми сланцами (250-300 м), с силлами габбро-диабазов. В наиболее полных разрезах имеет место эффузивы Суусарского вулканического комплекса - авгитовые порфириты, манделштейны, шаровые лавы, туфобрекчии, туфы и пикриты.

Между кварцито-диабазовой толщей нижней части разреза ятулия и песчано-карбонатно-глинисто-сланцевой верхней его частью во многих местах устанавливается перерыв (Сегозеро, Суоярви, Воронов Бор, Повенец и др.). В хорошо изученных Сегозерской, Онежской и Суоярвической структурах отмечается постепенное фациальное изменение пород, состоящее в том, что по периферии этих структур преобладают грубокластические терригенные породы, замещающие к центру мергелисто-карбонатными и глинисто-сланцевыми породами.

В антиклинальных поднятиях, на крыльях синклиналиев разрез ятулия неполный и представлен кварцитами и диабазами или только диабазами и более молодыми конгломератами и конгломерато-брекчиями. Более молодые, чем эти диабазы, полимиктовые конгломераты (Чибинские, Харитонов, 1937), состоящие из галек гранитов и диабазов и рогов кварцитов ятулийского типа, соответствуют по времени образования перерыву между кварцито-диабазовой нижней и кварцито-карбонатно-глинисто-сланцевой верхней толщами ятулия. Это

хорошо устанавливается в западном крыле Оножского синкли-  
 нория, где чебинские конгломераты, залегающие на диабазах,  
 подстилаемых кварцитами и корой выветривания к югу, в райо-  
 не рудника Воронов Бор, перекрываются песчаниками и карбо-  
 натными породами.

Перерыв, документируемый указанными конгломератами,  
 свидетельствует о тектонических движениях, происшедших  
 на границе между названными выше толщами, которые в Карелии  
 принято называть соответственно сегозерскими ( $Pt_2^1$ ) и  
 оножскими ( $Pt_2^2$ ) отделами (системами по автору) или  
 сериями ятулия.

В антиклинальных поднятиях под диабазами и кварцитами  
 ятулия залегают более древние породы фундамента и лежащие  
 на них конгломераты и аркозы (сарнолийские по Ескола, 1919,  
 1948). Последние иногда фациально замещают конгломераты.  
 В крыльях синклинориев сарнолийские конгломераты и аркозы  
 выходя на неровности в кристаллическом фундаменте, непосред-  
 ственно перекрываются ятулийскими кварцевыми конгломера-  
 тами и кварцитами. В контакте последних с подстилаю-  
 щими конгломератами на них наблюдается следы континенталь-  
 ного выветривания (выветренная галька гранита - Харитонов,  
 1938, Вейринен, 1938), свидетельствующие об имевшем место  
 послесарнолийского, но доятулийского перерыве (Ескола, 1948).  
 Ятулийские кварцевые конгломераты и кварциты и согласно  
 их подстилающие сарнолийские конгломераты несогласно зале-  
 гают на древних круто залегающих породах железорудной фор-  
 мации ( $Pt_1 - Amt$ ) гимельская серия (и ленточно-слоистых  
 кварцево-хлоритовых и других сланцах и метаморфизованных

спялитах (бергаульская серия)  $Pt_1$ . Породы обеих серий прорваны микроклиновыми гранитами, валуны которых встречаются в сарнилийских конгломератах. На этих гранитах также образуются вышележащие аркозы, фациально замещающие конгломераты, и кора выветривания (Харитонов, 1987, 1988). Таким образом, микроклиновые граниты являются ятулийскими (досарнилийскими).

На геологической карте главная масса этих гранитов обозначена как позднеархейские граниты ( $A\gamma_2$ ), т.к. эти граниты вступают железорудную гимольскую серию. Граниты, прорывающие бергаульскую серию, относимую к нижнему протерозою, показаны как раннепротерозойские ( $Pt_1$ ).

Гимольская серия представлена толщей конгломератов, переслаивающихся с пачками гнейсов. Галька в конгломерате состоит из плагиобiotитового гнейсо-гранита и биотито-амфиболового гнейса. В конгломератах имеются шаломощные покровы метамандельштейнов. Выше залегают кварцево-биотитовые сланцы, среди которых встречаются гранатовые и ставролитовые разновидности и различные сланцы (амфиболовые, талькохлоритовые, кварцево-серпичитовые и амфиболо-магнетитовые сланцы) и магнетитовые кварциты.

Стратиграфически выше развиты плагиопорфиры и амфиболиты.

На обширных площадях Карельского массива развиты наиболее древние породы фундамента - гранитизированные и мигматизированные микроклиновым гранитом ( $A\gamma_2$ ) плагио-гнейсо-граниты ( $A\gamma_1$ ) с реликтами еще более

древних биотитовых и биотито-амфиболовых гнейсов и амфиболитов ( Agn ).

Поскольку в гинюльском конгломерате содержится галька гнейсо-гранитов и гнейсов, то последние следует считать наиболее древними породами фундамента. На геологической карте они показаны как аналоги подобных же пород беломорид и свекофенид. Такое обозначение и сравнение следует считать до некоторой степени условным, так как мы пока не располагаем для этого надежными геологическими и радиогео-логическими данными. Имеющиеся далеко еще неполные материа-лы по определению абсолютного возраста позволяют ставить вопрос о том, что геологические образования фундамента ка-рельского массива в своей основе старше беломорид и свеко-фенид.

Стратиграфический разрез ятулийских и более древних супракрустальных образований, причисляемых к протерозою, различен в разных структурах. Эти особенности геологичес-кого разреза, так же, как и характер изменения фаций, свиде-тельствуют об определяющей роли вертикальных дифференци-альных движений в процессе формирования ятулийских образо-ваний и структур; они определяли накопление осадков в мульдах и их размыв (или отсутствие седиментации) в анти-клинальных поднятиях и обусловили простую пологую складча-тость и расщепление в породах ятулия. В связи с этими движениями происходили разломы в земной коре, по которым поднималась основная масса, образовавшаяся в силлы и дайки ( Pt<sub>2</sub>v ). Некоторые из этих разломов проходили на границе между синклиналиями и антиклинальными поднятиями.

Иотинские песчаники (  $Pt_3$  ) на Карельском массиве, развитые в его восточной Прионежской части, с перерывом перекрывают породы Онежского отдела ятулия и имеют в основании конгломерат из обломков подстилающих пород суисарского вулканического комплекса. Они складывают широкую синоклизообразную мульду, от которой сохранилось западно-онезжское крыло (петрозаводские и поквинские песчаники). На иотинских песчаниках залегают филлиты и слабо метаморфизованные зеленоватые-серые и красноватые алевролиты, выше с перерывом, но без заметного несогласия переходящие в песчаники и синие глины кембрия прибалтийского разреза (  $Ст.$  ). Последние перекрываются мощной толщей красноцветов среднего и верхнего девона.

На Карельском массиве отчетливо устанавливается трех- и даже четырехъярусное строение. Нижний ярус - архейский фундамент, совместно с фрагментарно развитыми породами нижнего протерозоя интенсивно гранитизирован. Осадочно-вулканические породы собраны в крутые изоклиналильные складки. Средний ярус - ятулий полого и несогласно залегают на нижнем. Глубинные породы представлены силлами и дайками диабазов и габбро-диабазов и послерогенными рипакиви (  $Pt_3 \gamma_1$  ). Третий ярус образован иотинскими песчаниками с силлами и дайками габбро-диабазов (  $Pt_3 \nu_2$  ).

Самый верхний ярус представлен палеозойскими отложениями Русской платформы.

В общем ходе геологического развития наблюдается последовательное упрощение геологических структур<sup>p</sup> и с начала ятулийского времени Карельский массив приобрел консолидацию.

В Восточно-Карельском обрамлении Карельского массива на границе с бегоморидами ятулийские образования представлены теми же кварцитами с характерными для них кварцевыми конгломератами и вышележащими диабазами. В тех случаях, когда кварциты непосредственно залегают на гнейсо-гранитах (на крыльях синклиналий и в антиклиналях) встречается сарнилийские конгломераты с господствующей галькой гранитов и иногда диабазов. Местами наблюдается также и кора выветривания на гранитах (оз. Вотула). Стратиграфически выше залегают кварциты и диабазы. В синклиналиях стратиграфически ниже их залегают толщи серпентино-хлорито-кварцевых феллитов, рассланцованных кератофилов, зеленых сланцев и амфиболитов, т.е. парандовской серии. Наблюдаемые между ними и кварцитами и диабазами ятулия контакты обычно согласные. На геологической карте порядка парандовской серии и вышележащие кварциты и диабазы ятулия показаны как нерасчлененные нижне- и средне-протерозойские образования ( $Pt_1 + Pt'_2$ ), хотя собственно кварциты ятулия выделены особо ( $Pt'_2$ ).

Кроме описанных пород, здесь широко развиты кварцевые порфиры и граниты, прорывающие супракрустальные породы.

Наиболее молодыми породами являются своеобразные, аналогичные чибинским, полимиктовые конгломераты с галькой гранитов, грано-диоритов, метадиоритов, диабазовых эффузивов, кератофилов, кварцевых порфиров и в более редких случаях с галькой кварцитов. Только в одном месте, в д. Куиковарака, конгломераты обогащены галькой кварцита.

Соотношения их с саридийскими конгломератами требует уточнения.

Возможно, что здесь имеют место еще более молодые кварцито-песчаники и диабазы, которые автор (Харитонов, 1941) относит к онежскому отделу. Этот вопрос, однако, требует также уточнения. В наиболее восточной части описываемой зоны, у края Беломорид, развиты мощные толщи гнейсов с высокоглиноземистыми минералами ( Pt, gr ). В верхней части разреза развиты порфиробластические параамфиболиты и маломощные пачки серицитовых кварцитов с псаммитовой структурой (оз. Пелозеро). В одном месте эти кварциты с кварцевыми конгломератами, сходные с ятулийскими, согласно перекрывают описываемые породы, а сами перекрываются диабазовыми порфиритами и кварцевыми порфирами. В основании толщи гнейсов имеются базальные конгломераты с галькой плагиогранита и кварца (Кириченко, 1953 г.).

Севернее, в районе Тихозеро - Челозеро развиты такие же мелкозернистые гнейсы, содержащие высокоглиноземистые минералы (тихозерская серия - Pt, gr ). Их перекрывают кварциты и вышележащие параамфиболиты. Несколько южнее, на Кукаозере, кварциты и диабазы сильно рассланцованы и метаморфизованы (сланцеватые амфиболиты). Вышеупомянутые кварциты, перекрывающие гнейсы и кварциты Кукаозера, возможно, одновозрастны, и здесь, следовательно, может иметь место та же картина, что и южнее, на Пелозере. На Кукаозере развит, кроме того, карбонатный ятулий с графитом.

тистыми сланцами и параамфиболитами с пачками сланцев, обогащенных высокоглиноземистыми минералами. Развитые здесь конгломераты содержат, кроме гальки гранита, гальку сланцевого амфиболита и кварцита. Поэтому, вероятно, правильно предположение Неуструева (1939) о том, что этот конгломерат занимает положение между карбонатной и кварцито-амфиболитовой толщами, т.е. соответствует по времени образования чибинскому конгломерату онежского отдела Карельского массива.

В восточно-карельской зоне, начиная от Шомбозера на севере и кончая Уросозером на юге, прослеживается мощный пояс <sup>о</sup>бластмилонитов, свидетельствующий о тектоническом смещении типа крутопадающего на юго-запад разлома (надвига). Вследствие этого юго-западная часть района (Карельский массив) оказалась как бы приподнятой. От Уросозера данный пояс бластмилонитов протягивается с перерывами на юго-запад, в район Кумчозера, и далее через д.д. Святнаволоки и Койкару к Чалке и Водлозеру, пересекая Карельский массив на Онего-Сегозерском водоразделе. На участке д.Покровское - д.Святнаволоки разлом сопровождается параллельными более мелкими местными чешуйчатыми надвиговыми смещениями (Харитонов, 1937, 1938).

Весь пояс представляет огромную, обращенную на восток - северо-восток дугу. К ней приурочены в ряде мест серпентиниты и другие основные породы и граниты, а также различные гидротермальные рудные месторождения и рудопроявления.

В юго-восточном направлении Восточно-Карельская зона находит продолжение в Архангельской области, где протерозойские образования распространены на широкой площади и представлены как среднепротерозойскими кварцитами, диабазами и их метаморфическими производными, так и более древними нижнепротерозойскими метаморфическими породами. Эти породы здесь пока нерасчленены (на карте обозначены

$Pt_1 + Pt_2'$ ). Здесь также имеют место наиболее верхние части разреза - эффузивы Ветреного пояса, обычно сопоставляемые с суйсарской свитой ( $Pt_2$ ). На границе с беломорскими гнейсами здесь предполагается разлом. Такое же нарушение имеется и на юго-западной границе молодых эффузивов Ветреного пояса, о чем свидетельствует пояс серпентинитов и связанных с ними основных пород.

В западном обрамлении Карельского массива от северного побережья Ладожского озера до Северной Финляндии, с перерывом в районе Нурмес прослеживается пояс карельских образований. На западном крыле Карельского массива в южной части наблюдается полный разрез ятулия ( $Pt_2$ ), несогласно лежащего на гранитах и включе них в них зелено-каменных породах ( $Pt, \mu$ ). Здесь же стратиграфически ниже ятулия залегает осадочная и вулканогенная ялонварская толща ( $Pt, \mu$ ), сходная с парандовской серией. Однако, её соотношение с развитыми здесь сериюлинскими (Хатуной) конгломератами так же, как и структурные соотношения её с ятулием, пока точно неизвестны и требуют уточнения. Западнее ятулийские образования с перерывом перекрывается ладожскими филлитами. В поясе Приладожских

54

куполов толща карбонатных пород с орто- и парафиобритами, сопоставимая с карбонатным ятулием ( $Pt_2^2$ ), без видимого перерыва и несогласия также перекрывается мощной толщей ритмично слоистых филлитов ( $Pt_2^3$ ). Еще западнее, в районе г.Сортавала, и далее филлиты постепенно переходят в более метаморфизованные породы — кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты.

В северном направлении ладожские филлиты переходят в палеозойские. Последние, согласно Вейрину (1933, 1954), с перерывом и несогласием залегают на кварцитах ятулия. Карбонатный ятулий здесь отсутствует, поэтому калевийские филлиты залегают или на размытой поверхности ятулийских кварцитов и диабазов и содержат гальки последних в базальных конгломератах, или же непосредственно залегают на гнейсо-гранитах. Западные калевийские филлиты более метаморфизованы и покрываются гранитами ( $Pt_2\gamma$ ). Изложенные данные о стратиграфическом положении ладожской серии пород встречают возражения некоторых геологов, придающих большое значение надвигам, устанавливаемым в Северном Приладожье, по поясам милонитов на границах различных формаций. Автор, исследовавший эти формации, считает, что наблюдавшиеся там тектонические нарушения не мешают распознавать первичные стратиграфические соотношения пород (Харитонов, 1959 год).

В северной части Восточно-Финляндской зоны, в области Кайнуу, карельские образования, представленные кварцитами ятулийского типа (фашия кайнуу), с перерывом перекрываются мощной толщей конгломератов и вышележащих кварцито-песчаников фашия яуракка (Вейринен, 1933). Эти кварцито-

песчаники по возрасту сопоставляются с калевийскими филлитами, имеющими здесь также значительное распространение. Комплекс осадочных пород участка Вьерема и Ииминки - Утаярви Вейрилон, 1954, по возрасту также сопоставляет с калевием ( $Pt_2^3$ ).

В западной части Восточно-Финляндской зоны карелид, в зоне Куопио, имеет место ятулийские западные фации с полным разрезом ятулии, начиная от базальных образований и кварцитов и кончая доломитами и графитистыми филлитами. Эти западные фации, существенно отличающиеся по типу разреза и отсутствию внутреннего несогласия от более восточных ятулийских и калевийских фаций, по Вейрину (1954) являются аллохтонными. Еще западнее, в области Саво, ятулия постепенно исчезает, и господствующее распространение имеют геосинклинальные образования центральной зоны орогена. К западу они сменяются свекофенскими гнейсами, а на юго, через район оз. Сайма, последние соединяются со свекофенскими образованиями зоны Тампере. Эти пространственные и структурные связи высокометаморфизованных гнейсов карелид и близких по составу пород свекофенид настоятельно ставят вопрос о том, насколько правильно они относятся к разновозрастным образованиям. После получения близких цифр абсолютного возраста для метаморфизма и прорывающих гранитов в карельских и свекофенских гнейсах (Коуво, 1958) Э.К. Герлинг и А.А. Поппанов, 1958) этот вопрос стал еще более актуальным.

Калевийская сланцевая толща, несогласно лежащая на ятулийских кварцитах и набазах, могла бы быть сопоставлена

с онежским отделом ятулия. Но так как в Северном Приладожье на М.Янисарви аналогичные калевийским и лежащие на их простирании ладожские филлиты с перерывом несогласно залегают на шунгитовых сланцах и доломитах онежского отдела ятулия, то такое сопоставление мало вероятно. Стратиграфически они, возможно, соответствуют наиболее верхней (надшунгитовой) толще онежского отдела, но представлены флишевыми образованиями.

Восточно-финляндская зона карелид отличается сложной тектоникой с широким проявлением надвигов в восточном направлении. Интенсивная складчатость, метаморфизм, гранитизация и внедрение интрузий здесь посткалевийские. Среди глубинных пород характерны серпентиниты, большей частью приуроченные к надвиговым структурам. Комплекс других глубинных пород карелид — от основных до кислых, представлен также всеми другими промежуточными типами пород. Характерно широкое развитие основных пород и чар окитов, кварцевых диоритов и гранодиоритов, постепенно сменяемых гранитами. Для последних характерны порфировидные разновидности. Гранитоиды и другие глубинные породы карельской зоны в западном направлении трудно отличимы от подобных же пород свекофенид (Вейнионен, 1954). На карте посткалевийскими ( $Pt, \gamma$ ) гранитами обозначены те массивы, которые непосредственно граничат и прорывают бесспорно карельские образования.

Наряду с перечисленными орогенными глубинными породами в северном Приладожье имеются акорогенные интрузии

основных пород, пегматоидные граниты-рапакиви и габбро-диабазы ютнийского возраста (  $Pt_3 \gamma, \delta$  ).

В Северном Приладожье ютнийские (  $Pt_3$  ) образования в коренном залегании не известны. Имеются указания о наличии ютнийских песчаников в данной части северного побережья Ладожского озера и в прибрежной части Валаамских островов. В районе Салми при бурении были обнаружены конгломераты, которые, возможно, следует относить к ютнию. Эффузивы района Салми также, вероятно, ютнийские.

В Юго-западной Финляндии, в районе г.Пери, провинция Сатакунта, на большой площади развиты ютнийские отложения. В краевых частях площади распространения этих пород развиты конгломераты и грубозернистые песчаники, тогда как в центральной части развиты более мелкозернистые частично красные кварцито-песчаники, вероятно, верхнего отдела формации. В качестве прослоев в тех и других песчаниках встречаются глинистые сланцы и алевролиты.

Песчаники отложились на граниты-рапакиви, которые уже до отложения песчаников подверглись глубокому размытию. Песчаники Сатакунта пересекают и диабазами, совершенно подобными диабазами Асби в Швеции, которые были обнаружены в базальных конгломератах кембрия.

В долине реки Оулу в Финляндии бурением было установлено распространение толщи метаморфизованных пород мощностью в 500 м. Эта толща, получившая название формации мухос прослежена на площади 500 x II - 24 км и состоит, большей частью, из песчаноглинистых пород розового, крас-

ного и зеленовато-серого цветов. Эти отложения по возрасту сопоставляются в Финляндии с песчаниками Сатакунты (Симоной и Коувонен, 1957 г.), и относятся к поттийским образованиям. Нами они отнесены к верхнему протерозою ( $Pt_3$ ).

В северном обрамлении Карельского массива происходит сочленение вышеописанных Восточно-Финляндской и Восточно-Карельской зон карелид. Стратиграфическая последовательность супракрустальных серий и тектоно-магматическое развитие в этой широтной зоне карелид близко напоминает таковое в Восточно-Карельской зоне.

В Панаярви, в зоне восточного ответвления Финско-Лапландской площади, в антиклинальных структурах (поднятиях, имеющих нередко характер куполов) на древнем гнейсо-граните залегают базальные конгломераты сариолийского типа, выше сменяемые аркозами. Более высокое стратиграфическое положение занимает спилитовые и часть кератофировые эффузивы, перекрытые полимиктовыми конгломератами с гальками всех перечисленных ниже железистых пород (Шыгалов, 1958).

В синклинальных структурах развиты кварцито-песчаники, переслаивающиеся с эффузивами и выше лежащие острые мергелистые сланцы и доломиты, выше по разрезу сменяемые глинистыми сланцами и филлитами. На южном берегу Панаярви указанные выше верхние полимиктовые конгломераты перекрыты карбонатными породами. Весь комплекс этих, как это очевидно из приведенных разрезов, ятулийских и более древних пород собран в складки широтного и меридионального простирания, опрокинутые на прилегающий с востока гнейсо-гранитный массив Беломорид. В поясах интенсивного расслаивания и в особенности на контакте с породами

Фундамента ятулийские образования прорваны малыми телами гранитов.

К западу от Панаарви, в Северной Финляндии, в Куусамо и в бассейне реки Кеми, в общем, наблюдается ятулийская последовательность пород, но разрез их, отличался отсутствием сариольских конгломератов и большей мощностью, близко напоминает полный тип, свойственный симкиналлим. Здесь, согласно М.Херие (1949), между гранитами основания и кварцитами встроены крупные интрузии анортоситов и габбро-осципитов, так что контакт, по-видимому, тектонический. Кварциты подстилаются и прорываются диабазами и мандельштейнами. Последние сменяются туфами и филлитами, к которым приурочены линии доломита. В филлитах залегают пласты внутриформационных конгломератов Тайвалокоски. Наиболее молодыми породами здесь являются конгломераты Кивало, содержащие валуны и гальки всех пород и не залегающие в основании карельских образований, а выполняющие расщелину в интрузивных породах.

Севернее, в Финской Лапландии, наиболее нижним членом разреза, т.н. лалонийской серией, являются силлиманитовые гнейсы, вероятно, согласно перекрытые кварцитами (Никкола, 1941). Из других осадочных пород широко развиты слюдястые кварцевополевшпатовые и богатые высокоглинозистыми минералами сланцы. С черными, содержащими графит и сульфиды, сланцами ассоциирует карбонатные породы, имеющие ограниченное распространение. Широкое развитие имеют зеленочаменные эффузии, большая часть которых старше осадочных пород, а другие хронологически близки последним.

Точная стратиграфическая последовательность пород в лапонийской серии не установлена, однако, в ней встречаются все те комплексы пород, которые слагают Восточно-Карельскую зону, и по аналогии с ней можно считать, что здесь имеется в основании толща гнейсов и часть эффузивов, выше которых залегают метаморфизованные эффузивы (основные и кислые), сланцы и филлиты с карбонатными породами. Эти образования на карте показаны как нерасчлененные ниже- и среднепротерозойские ( $Pt_1 + Pt_2'$ ). Только наиболее значительные выходы кварцитов выделены отдельно ( $Pt_2'$ ).

Более высокое стратиграфическое положение здесь занимает молассовая серия кумпу-ораньени, состоящая из полимиктовых конгломератов, грубозернистых кварцито-песчаников и фациально замещающих их сланцев оранжеми (Миккола, 1941). Грауваки района Киттеля, имеющие широкое распространение и образовавшиеся за счет выветривания зеленокаменных пород, вероятно, следует рассматривать как принадлежащие к этой же серии. Сопоставление серии кумпу-ораньени с другими карельскими сериями точно не установлено. Вейринен (1954) приравнивает ее по возрасту к калевье. Поэтому на карте она показана как  $Pt_2^3$ .

Протерозойские образования Финской Лапландии через государственную границу со Швецией по реке Торнео переходят на территорию последней. Однако, в Швеции сходные с лапонийской серией протерозойские образования серии кируна рассматриваются как свионийские и только образования вылежских серий вакко, палла, каликс и вартфорс приравниваются к карельским.

61

В отношении серий паяла и каликс, представленных базальными конгломератами, аркозами, карбонатными породами джеспилитовыми кварцитами (с осадочными железными рудами), а также агломератами, туфами и зеленокаменными породами и вышележащими графитовыми сланцами, то поскольку они непосредственно связаны с лапонийскими (карельскими) сериями Финляндии, их, безусловно, можно отнести к протерозою ( $Pt_2$ )

Породы этих серий несогласно залегают на более ранних порфирах и порфиритах типа серии кируна.

Описанные породы прорываются хорошо дифференцированными синкинематическими интрузивами, т.е. серии капаранде, включающей два ряда образований: первого, представленного габбро-диоритами, сиенитами, гранитами ( $Pt_2 \gamma$ ) и второго - характерного наличием пертитовых полевых шпатов, начинающегося плагиоклазовым пертитесиенитом, кварцево-пелитовым сиенитом и пертитовым гранитом.

В доломитах серии каликс, переслаивавшихся с подущечными лавами, имеются концентрически слоистые водорослевые структуры. Породы этой серии прорывает серий капарандский плагиогранит.

При более поздних работах было установлено, что валуны этого гранита содержатся в конгломерате района Бельинге, которые следует отнести, подобно финляндской серии кумпу, к мелассовым образованиям карелии. Того же возраста считаются развитие в этом районе порфириты. Что касается серии вакко, непосредственно со слабым несогласием залегающей на серии кируна и состоящей из базальных конгломератов, сланцев филлитов и кварцито-песчаников, то её

стратиграфическое положение строго не установлено. Некоторым финские геологи склонны были видеть в вакко-серии аналога серии кунпу ( $Pt_2^3$ ); многие же шведские геологи видят в ней аналога серий паяла и каликс, хотя, может быть, она соответствует белленге серии.

Как уже упоминалось, варгфорс серия на реке Шелефте в Вестерботене прежде относилась к карелии, т.е. считали, что в конгломерате этой серии имеется валун поздне-свионийского ревзид-гранита. Это был, пожалуй, единственный надежный факт для установления того, что карельские образования моложе свионийских (Вейринен, 1954). Теперь (Магнуссон, 1957) установлено, однако, что большая часть пород варгфорс серии с т а р ш е ревзид-гранита и жильных гнейсов. Только, быть может, самая верхняя часть этой серии принадлежит к карельским образованиям, но этот вопрос в Швеции не решен еще окончательно.

Наиболее молодые интрузивные породы - граниты прорывают все карельские образования Финской и Шведской Лапландии и сопровождаются широкими ореолами мигматитов, пегматитами и местами сульфидными рудами. Огромные массы этих, т.е. дина-гранитов и ната-гранитов представляют собой позднеорогенные образования, и поскольку они не сопровождаются основными и промежуточными дифференциатами, то по мнению Вейринена (1954) многие из них, и в частности финско-лапландские, являют собой пример палингенных гранитов.

Из приведенного обзора нетрудно заключить, что обширная область карелии Финской и Шведской Лапландии и Восточной Карелии характеризуется, в общем, довольно сходными

стратиграфическим разрезом. Для нижней части последнего характерно наличие первично терригенной песчано-глинистой толщи с базальным конгломератом в основании (например, в Пелозеро КАССР). Выше залегают различные парагнейсы и сланцы, часть мергелистого, часть высокоглиноземистого состава (параамфиболиты и богатые  $Al_2O_3$  сланцы) и часть вулканические породы, которые представляют собой, судя по составу, мощности и неустойчивости по простиранию, геосинклинальные отложения диастрофической серии, напоминающие флишеподобные толщи, накопившиеся в течение весьма короткого времени. Эти, главным образом, терригенные образования представляют собой, вероятнее всего, продукты эрозии горных сооружений, возникших в течение предшествующего этапа геологического развития. Выше в разрезе они трансгрессивно, местами, возможно, с перерывом, соответствующим предятулийскому, перекрывается ятулийскими кварцитами и эффузивами сегозерского отдела (серии). Местами в полных разрезах синклиналий встречаются и более верхние части разреза - песчаники, доломиты и филлиты онжского отдела (серии) - эпиконтинентальные образования, свойственные эволюционному этапу развития ятулийского времени. Наиболее высокое стратиграфическое положение занимает с перерывом и несогласием (?) залегающие на кварцитовой серии молассовые серии кумпу и блекинго в Финской и Шведской Лапландии, представляющие собой продукты размыва поздних карельских горных сооружений (моласса).

В восточно-финляндской зоне карелид хронологически им соответствует геосинклинальные флишевые толщи

ладожской и калевийской серий, а в зоне Кивимяки-Утаярви молассовые (  $Pt_2^3$  ) образования (Вейринен, 1954).

Тектоно-магматическое развитие в рассматриваемой Восточно-Карельской зоне и в Лапландии также весьма сходно. Карельские образования и там и здесь интенсивно складчатны, собраны в узкие сжатые складки, обычно опрокинутые на более древние архейские массивы. Внедрение глубинных пород основного и кислого состава и явления гранитации происходят как синтетонично с главной фазой посткарельской складчатости, так и в связи с постскладчатыми разломами и надвигами (посторогенные основные интрузии и граниты).

К первым относятся различные основные интрузии ряда габбро-габбро-диабазов-габбро-диоритов-гранодиоритов-гранитов района Чалка-Ведлозеро, Койкары, Надвоицы - Тунгуда Тишкозера-Панаярви в КАССР, габбро-диориты, сиениты и граниты серии хапаранда финской и Шведской Лапландии (  $Pt_2^1 \gamma$  ).

В Восточно-финляндской зоне сюда принадлежат основные породы и граниты первой постладожской группы.

Ко второй относятся, главным образом, гнейзные интрузии, начиная от серпентинитов, габбро, габбро-диоритов, пироксенитов до габбро-диоритов, диоритов и гранитов (  $Pt_2 \gamma$  ). В Швеции к этим более поздним интрузиям относят обширные массы липа-гранитов, которые рассматриваются как интрузии, связанные с главной фазой складчатости. Вейринен, как уже говорилось выше, видит в них палингенные образования. Разнообразно и полно проявленная посткарельская тектоника

и сопряженный с ней магматизм резко выделяет Восточно-Финляндскую, Восточно-Карельскую зоны и расположенную севернее от них Лапландскую площадь карелид от Карельского массива с его простой тектоникой ятулий и доятулийской интенсивной складчатостью и гранитизацией.

Описанные зоны наибольшего площадного развития карелид занимают осевое положение на территории Балтийского щита. Поэтому их следует объединить в главную зону карелид. Карельский массив в тектоническом отношении представляет собой срединный массив в главной зоне карелид.

С северо-востока и юго-запада главная зона ограничена площадями гнейсов беломорид и свекофенид. Беломориды на северо-востоке граничат с широкой зоной Кольских карелид. В свою очередь свекофениды на юго-западе соприкасаются со шведскими карелидами (готидами).

Кольские карелиды подразделяются на Меченгско-Варзугскую и Кейвскую зоны, разделенные между собой антиклинальным поднятием фундамента.

Стратиграфическая последовательность супракрустальных серий в первой из них по новым данным чрезвычайно напоминает таковую же в Восточно-Карельской зоне. Нижняя первично терригенная толща с подчиненными основными и кислыми эффузивами и редкими карбонатными породами, представленная гнейсами и редкими карбонатными породами, представленная гнейсами и сланцами типа кейв, распространена на западном берегу озера Имандра и в обрамлении площади развития зеленокаменных пород, кварцитов и доломитов междуречья Умбы-Варзуги-Стрельны нерасчлененная нижне- и среднепротерозойская серия Имандра-Варзуга - на карте  $Pt_1 + Pt_2'$

В северном обрамлении участка этой площади нижний гнейсовый комплекс согласно перекрывает толщой графитовых, ставролитовых и ксеноитовых сланцев, т.е. серии кеив (Малые Кейвы). На последних, а там где они отсутствуют прямо на гранитах, залегают кварциты и кварцевые конгломераты с галькой, сильно измененных гранитов, гнейсов, двусидящих сланцев и аркозовых песчаников.

В конгломератах Щучьей губы (оз. Имандра), р. Чакомы и северного обрамления площади зеленокаменных пород отсутствует галька гнейсов и сланцев серии кеив и сходных с ней пород, из чего можно заключить, что они старше последних. Имеющиеся на реке Чакоме другие конгломераты с галькой гнейсов типа кеивских, вероятно, относятся к субятулийскому перорыву. Выше кварцевых конгломератов залегают кварцито-песчаники и переслаиваются с покровами и силлами диабазов. В более верхних частях разреза они перекрыты мергелистыми сланцами, доломитами и филлитами серии Имандра-Варзуга.

В наиболее северо-западной части зоны, в Печенге, наблюдается несколько более сложный геологический разрез, хотя принципиально близкий к ятулийскому разрезу серии имандра-варзуга. В связи с находками Н.А. Курилевой (1947) органических остатков, В.И. Нехорошинов, Б.С. Соколов и другие отнесли печенгскую формацию к нижнему палеозою (ордовизию). Автор во время своих исследований в Печенге в 1956 году не нашел подтверждения находкам Н.А. Курилевой и думает, что прежнес представление о карельском возрасте Печенги нельзя считать опровергнутым.

В связи с этим он счел возможным на данной карте показать печенгскую толщу, как относящуюся к ятулийским образованиям (  $Pt_2$  ).

Супракрустальные образования Печенгской синклинали структуры подразделяется на три свиты:

1) нижняя свита, трансгрессивно лежащая на породах архея и состоящая из базальных конгломератов саридийского типа и аркозов и вышележащих эффузивов (вероятно, в том числе и района озера Пороярви); она может быть сопоставлена с парандовской серией и с саридийскими образованиями;

2) средняя свита конгломератов, кварцитов, карбонатных пород с водорослевыми структурами и переслаивающихся с ними диабазов. Выше залегает мощная толща филлитов (600 - 1000 м) с офиолитами гипербазитового состава, несущими сульфидное медно-никелевое оруденение. Эти свиты могут быть сопоставлены с сегозерским отделом (  $Pt_2'$  );

3) верхняя свита, начинающаяся полимиктовыми конгломератами, перекрытыми весьма мощной (6-7 км) толщей переслаивания авгитовых порфиритов, туфов, туфосланцев и филлитов. Разрез заканчивается толщей метаандезитов. Ее можно сравнить с онежским отделом или калевием.

В южном обрамлении Печенгской структуры развиты гнейсы, сходные с таковыми же низов разреза, развитого в зоне серии имандре-варзуга и серии кейв (  $Pt, gn$  ).

В кейвской зоне, расположенной севернее, первично терригенная гнейсовая толща (  $Pt, gn$  ) с подчиненными зелено-

каменными (частью, вероятно, и кислыми) эффузивами и силлами, достигает большой мощности (тысячи метров). Вверх по разрезу они постепенно без несогласия сменяются высокоглиноземистыми черными кристаллическими гранатовыми, ставролитовыми и кванитовыми порфиробластическими сланцами с мусковито-кварцевой основной массой. Последние выше в разрезе сменяются ставролитовыми кварцево-слюдяными сланцами, мусковитовыми кварцитами и карбонатными песчаниками. Весьма вероятно, что последние соответствует ятулийским кварцито-песчаникам и карбонатным породам, т.к. ниже, как выше было показано, аналогичные кванито-ставролитовые сланцы святи кевы согласно перекрывается ятулийскими кварцито-песчаниками серии имандра-варзуга.

В тектоническом отношении обе зоны представляют собой синклинории, близкие к широтному простиранию, со сложной внутренней структурой, образованные в течение одной орогенической эпохи. Для Кеввской зоны характерно опрокидывание складок на юг, на область антиклинального поднятия фундамента. В Печенгско-варзугской зоне, в общем, характерно опрокидывание в обратную сторону на север.

С севера на кеввскую зону по разлому надвинуты глыбы пород Мурманского массива. С юга на комплекс пород серии имандра-варзуга также надвинута глыба беломорид.

Глубинные магматические породы Печенгско-варзугской зоны представлены офиолитами перидотит-пироксенит оливинитового состава, внедрившимися по плоскостям

надвигов, крупными массивами габбро и габбро-анортозитов, габбро-поритов, как правило, приуроченными к тектоническим разломам внутри толщ и расположенным на границе супракрустальных пород с фундаментом (серпентиниты Печенги (  $Pt_2 \nu$  ), основными и ультраосновными интрузиями Имандри-Варзуги и Мончетундри габбро-анортозиты Кейв и др. (  $Pt_3 \delta$  и  $Pt_2 \nu$  ). С ними генетически и пространственно связано медно-никелевое сульфидное оруденение.

Кислые интрузии - синорогенные и позднеорогенные, порфировидные микроклиновые граниты (  $Pt_2 \gamma$  ) и щелочные граниты представляют собой наиболее поздние проявления глубинного магматизма, если не считать еще более молодых даек габбро-диабазов, щелочных ультраосновных и щелочных пород Хибин, Ловозера и других тундр, относящихся по времени к позднедекембриским, каледонским и герцинским. Следует заметить при этом, что щелочные граниты, с их широкими полями мигматитов и арعалами метасоматитов внедрились позднее регионального метаморфизма супракрустальных пород кейвской серии.

До последнего времени они, по аналогии с щелочными породами тундры Гремяхи и оз. Вырмес, относились условно к палеозою, и этот возраст показан для них на карте. Последние исследования радиогеологического возраста (Герлинг и Полканов, 1958) дают основание говорить о наличии щелочных пород в протерозое. В связи с новыми данными в легенде сделана оговорка.

К северу от Кейвской зоны, вплоть до Баренцева моря, простирается широкое поле микроклиновых гнейсо-

70

вых гранитов упомянутого выше Мурманского массива. Эти граниты прорывают архейские гнейсовые комплексы и по аналогии с другими районами относились ранее к поаднеархейским. Этот же возраст сохранен для них на карте (A<sub>2</sub>). Следует, однако, заметить, что при более детальных работах было установлено, что подобные же микроклиновые граниты прорывают супракристалльные толщи, относимые к протерозою. Поэтому часть этих гранитов отнесена к Pt<sub>2</sub>γ

В полосе, непосредственно прилегающей к Кейвской зоне имеют место супракристалльные породы, сопровождаемые эффузивами кислого и основного состава и напоминающие разрез нижней части разреза серии имандра-варзуга. Более молодые образования здесь не известны, но на простирании в горе Белого моря встречаются типичные ятулийские кварциты и диабазы с конгломератами в основании. Так как Мурманский массив является поднятым по надвигу, то, видимо, ятулийские образования здесь были большей частью эродированы. В структурном отношении он подобен Карельскому срединному массиву.

Помимо бесперных карельских образований, описанных выше, некоторые советские и финские геологи и карелидам относят гранулитовую формацию.

Этот массив метаморфизованных и минерализованных основных гиперотенных пород ряда диорит-габбро-норит и лабрадорит-перидотит с ита, в приграничной части СССР и Финляндии и на территории последней, обрамляется супракристалльными карельскими формациями, представляющими

собой ответвления Лапландской площади карелид. Среди них особого внимания заслуживают гнейсы, высоко глиноземистые сланцы и вышележащие кварциты Корва-тундры, напоминающие подобные же породы кейвской серии. Южнее расположены реликты толщ метаморфизованных эффузивов, стратиграфическое положение которых аналогично подобным же породам Северной Карелии и Финской Лапландии. Кислые гранулиты, составляющие кровлю основных пород гранулитового массива, имеющего общее погружение на запад-северо-запад, более широко развиты в Финляндии. Юго-восточным продолжением этого же массива является аналогичный по составу Кандавакско-Колвицкий массив гранулитов, погружающийся на восток-юго-восток. Как по северному, так и по южному контакту гранулитов, по разломам располагаются ультраосновные и основные интрузии нескольких генераций.

Обращает внимание серпентитовый пояс южного обрамления гранулитового массива, в состав которого, кроме серпентинитов, входит дунито-пироксенитовый массив Подас. Кислые интрузии микроклиновых Ната-гранитов и щелочных гранитов Явриски и Сальной тундры относятся к позднеорогенным ( Pt<sub>2</sub>γ ).

Беломорские гнейсы в восточной части массива, обрамляющие гранулиты с севера и юга, залегают с ними согласно и в приконтактных зонах мидонитизированы. Совершенно очевидно, что последние участвовали в карельском орогенезе, так же, как и обрамляющие массив протерозойские породы.

Широкая площадь свекофенид Финляндии и Средней Швеции отделяет зону карелид от готид Южной Швеции. По Магнуссону (1949) готиды старше карелид. Баклунд (1936) объединяя их с карелидами. В последнем издании своей книги "Геология Швеции" Магнуссон вопрос о соотношениях готид с карелидами оставляет открытым. Готидами в Южной Швеции он называет домотийские, но, по-видимому, послесвионийские образования (Магнуссон, 1957 г.). К готидам относятся различные супракrustальные формации Смаланда, Вермланда и Дальсланда.

В пределах Юго-западной Швеции к протерозойским образованиям на карте отнесены так называемые готские гнейсы ( $Pt, gn$ ) и залегающие на них серии омиль, востано и др. ( $Pt_2$ ).

Готские гнейсы Юго-западной Швеции, переходящие через границу в Южную Норвегию, представляют собой красные или серые довольно грубозернистые породы, содержащие микроклин-пертит, кислый плагиоклаз, кварц, магнетит и изменчивое содержание слюды и роговой обманки. В них хорошо выражена гнейсовая текстура, имеющая, в общем, с-з простирание. В гнейсах заключены пластовые тела пород габбро-норитового и гранато-пироксенового состава, обычно сильно метаморфизованные и огнейсованные (гипериты). Во внутренней части района гнейсы залегают, преимущественно, полого, но на окраинах, в особенности на восточной, падают круто. В целом гнейсовая область представляет собой крупный купол-антиклинорий, вытянутый в меридиональном направлении, распадающийся на более мелкие куполообразные структуры.

В тесной связи с красными гнейсами встречаются по-  
почаще серые двуслюдяные гнейсы и гнейсограниты. В пос-  
ледних местах хорошо сохранились черты структуры грани-  
та, и они подобно "островам" сохранились в толще "омываю-  
щих" их гнейсов.

По Магнуссону (1957) основная масса гнейсов южной  
Швеции, видимо, вначале представляла собой гранитовые и  
связанные с ними различные зеленокаменные породы. В по-  
следующем эти породы при тектонических движениях превра-  
тились в различной степени раздробленные и даже рас-  
слоенные породы и так называемые шпировые гнейсы. При  
формировании южно-шведских гнейсов решающую роль играли,  
по его данным, процессы динамометаморфизма, сопровождае-  
мые будинообразованием "явления горячего вальцевания с рас-  
тягиванием и сплющиванием заключенных в первичных породах  
интрузивных тел".

Во многих частях гнейсового поля обнаруживается хо-  
рошо сохранившиеся супракристалльные образования. Среди  
них следует отметить омельскую формацию в Северо-восточ-  
ном Дальсланде и Юго-западном Верmlandе (район оз. Вет-  
тери) и формация вестано в Северо-восточном Сконе (самая  
южная часть Швеции). Осадочные образования омельской  
серии состоят частично из пелловоплатовых кварцитов,  
иногда с хорошей косою слоистостью дельтового типа и  
знаками волновой ряби. Вулканические породы представ-  
лены порфирами. Более молодые омельские и креллефель-  
ские граниты также широко развиты, сильно огнейсованы  
и занимает довольно большие площади. В северной части

распространения омовской серии, в мульде Гильберта, омовская серия кварцитов залегает на гнейсовом фундаменте через кору каолинового выветривания. Этот факт, по нашему мнению, является решающим для сопоставления омовской серии с ятулием Карельского массива (по крайней мере с нижним сегозерским отделом). Гнейсовая толща, подстилающая мульду Гильберта состоит из полосчатых и жильных гнейсов серого цвета, чередующихся с амфиболитами и красными гнейсами, нередко очковыми. Предполагается, что среди этих гнейсов большой удельный вес имели супракрустальные породы (измененные вулканические породы, карбонаты и даже кварциты района Хоршебергент и Хаммарев).

Серия вестано состоит из лептито-гелефлиновых пород, слюдяных сланцев и вышележащих конгломератов и кварцитов. В кварцитах имеет место слой гематитовой железной руды. Конгломераты подстилается амфиболитами, рассматриваемыми, как метаморфизованные туфы и диабазы. Корлсхамские граниты прорывает породы этой серии. В восточной части Южной Швеции к протерозойским образованиям нами отнесены супракрустальные породы в Смаландской гранитной области. Среди огромной массы смаландских гранитов встречаются участки кварцевых порфиров и частью дацитов и андезитов. Эта порфировая серия лав, туфов и туфобрекчий старше гранитов, и предполагают, что порфиры, будучи эффузивными аналогами гранитов, некогда составляли кровлю последних. Осадочные горные породы, и прежде всего вестервикские кварциты, занимали, по-видимому, большие площади,

но были гранитизированы в связи с интрузией смаландских гранитов. Эти гранитизированные породы представляют собой промежуточные образования между Гранитами и кварцитами. С кварцитами Вестервика связаны месторождения железа, меди, кобальта.

В восточной части Южной Швеции встречаются также конгломераты с галькой древних гранитов фундамента (мальмбекский конгломерат). Эти конгломераты прорываются смаландским гранитом. В Вестландском районе известны медные и цинковые руды с пирротином (Фредриксберские месторождения), а также единственный в Швеции Эдельфорский рудник, где серный колчедан в кварцевой жиле содержит самородное золото. В северной части восточной половины Южной Швеции (в северо-восточной части Вермланда) известна также кварцитовая формация (ремсбергская серия) с порфирами и железными рудами. В эту формацию входит также конгломерат с гальками геллефлинттовых кварцитовых валунов. Несколько севернее, в районе Лоос, также развита осадочная, сильно метаморфизованная серия с кварцитами и конгломератами, содержащими гальку древних гранитов. Выше этой толщи залегает серия, состоящая, главным образом, из зеленокаменных пород вулканического происхождения. Эти, так называемые сублоос серия и вулканогенная нижняя лоос серия, как предполагают, залегают с несогласием на гранитах и более древних породах свионинской лептитовой серии. Более верхняя серия - верхний лоос, состоящая снизу вверх из аркозов с обломками зеленокаменных пород, серо-белых кварцитов, граувакк, сланцев

и, наконец, фиолетово-белых кварцитов по Энкерману могла бы быть сопоставлена с ятулием (с его нижним отделом). Еще более верхняя серия района Лоос - ноппи серия с конгломератами в основании, кварцитами, порфирами, туфами и граувакками могла бы рассматриваться как самый верхний отдел (онежский по С.Н. Бубнову, 1952).

Перечисленные и кратко охарактеризованные супракрустальные формации Южной Швеции в настоящее время подразделяются на староготские (раннеготские) осадочные и вулканогенные образования, в состав которых включаются комплексы пород, встречающиеся в готских гнейсах. Эти супракрустальные формации прорваны и изменены старо - (ранне-) готскими дифференцированными интрузиями состава от габбро, через диориты до гранитов. Теперь это полностью метаморфизованные серии пород, которые совместно с названными выше староготскими супракрустальными породами, составляют собственно гнейсы <sup>9</sup>типа Юго-западной Швеции и нами условно обозначены на карте как *Pt grz* (нижний протерозой).

Процессы огнесования и вальцевания этих пород произошли до отложения вышележащих пород серии омаль и вестан, в староготскую (нижнепротерозойскую) фазу тектогенеза. Более молодые серии омоль, вестон, вестирвик, смаланд, а также серии верхний лоос и ноппи относятся к более молодому готскому циклу (собственно готские образования). Они прорываются готскими габбро, диоритами и гранитами Смаланда, Филиппштедта, Омоль и Кроппьефельда.

Более высокое стратиграфическое положение занимает серия даль, на западном берегу озера Веннерн. Эта серия состоит из конгломератов с гранитной и гнейсовой галькой (частично замещаемых песчаниками, граувакками с обломками лептита, сланца и кварцита) и вышележащих глинистых и филлитовых, частью мергелистых, сланцев с диабазами, граувакковыми сланцами и песчаниками (так называемая толща диан). Эта серия может быть сопоставлена с юппи серией и приравнена или к онежскому отделу ятулия или к калевии. <sup>1)</sup> Складкообразование серии даль несколько старше позднеорогенных гранитов Богусланда, которые нами обозначены как  $Pt_2\gamma$ . Они, как недавно установлено, прорывает серию даль. Касаясь соотношений дальской серии с другими супракрустальными образованиями, следует заметить, что согласно Магнуссону (1957) под её базальными образованиями залегает каплетуская серия, в нижней части состоящая из многочисленных покровов кварцевых порфиров, переслаивающихся с граувакками. Выше их залегают гелефлиты, затем конгломераты с галькой кроппефьольского гранита и граувакки. На новой карте Швеции (1958) каплетуская серия приравнена по возрасту к дальской.

Процессы складчатости дальской серии в Швеции связаны с блоковым расчленением фундамента. Блоки фундамента погружались на разные уровни и тем самым вызвали образование складок в покровных толщах дальской серии. Породы этой серии к тому же пересечены во многих местах

1) До недавнего времени серию даль в Швеции относили к алегонку (-ютини). Но после того, как было обнаружено, что граниты Богусланда прорывает эту серию, её стали относить к карельским образованиям.

сбросами. Широко развиты также надвиги в восточном направлении.

Несмотря на то, казалось бы простую, в общем, пологую складчатость структура дальской серии, благодаря сбросам и надвигам, очень усложнена.

Что касается упомянутых выше образований Дооского района (в западной части Средней Швеции), то серии верхний доос и поппи по возрасту приравниваются в Швеции к дальской серии (-карелию). Подобно дальской серии, серии верхний доос и поппи прорваны ратанским порфировидным красным и серым гранитом, обычно сопоставляемым с сорсельским гранитом Северной Швеции (район Шелертса), где последний прорывает предположительно карельскую серию вергфорс. Сюда же относится и дальский гранит. Существует предположение, что доос и поппи серии образовались на более или менее устойчивом архейском фундаменте, и процессы тектогенеза здесь ограничили разломами, по которым поднималась гранитная и основная магма. Интенсивная посткарельская складчатость не распространялась на этот район.

Особо следует отметить характер структурных соотношений области развития готских гнейсов с районом широкого распространения смаландских и филипптадских гранитов. Эта граница очень резкая и характеризуется сильнейшей милонитизацией, как гнейсов и заключенных в них гиперитов, так и граничащих с ними с востока гранитов. Параллельно с основной пограничной тектонической зоной Магнуссон (1957) отмечает наличие мощной зоны милонитизации, прослеживающейся

приблизительно от Гетеборга (несколько южнее) через озеро Веннери и далее на С-З к норвежской границе. За пределами Швеции эта милонитовая зона прослеживается в Норвегии вплоть до озера Мьеса. Эта обращенная выпуклостью на восток милонитовая зона во внутренней части включает в себя рассланцованные готские граниты, порфиры и кварциты готской омовской серии. Предполагается, что этот комплекс пород оказался запрессованным между двумя гнейсовыми блоками.

Область гнейсов и гранито-гнейсов готид Гго-западной Швеции с залегающими на них омовскими кварцитами и зеленокаменными породами напоминает Карельский массив. Серия даль, по-видимому, с перерывом и несогласием залегает на породах серии омов. Она может быть поставлена или с калевием или с онежским отделом ятулия. Что же касается более древних, чем омовская серия, пород, относящихся к фундаменту, то они могли бы быть сопоставлены со столь же древними доятулийскими породами Карельского массива. Относительно действительного возраста гнейсов готид вопрос является открытым, т.к. среди них, вероятно, имеются и более древние (архейские) образования - гнейсо-граниты, составлявшие основную массу. Поэтому принятое на карте обозначение нужно считать условным.

Крупные тектонические нарушения, как внутри Готского массива гнейсов, так и на границе с зоной Смаланда с их гиперитами, очень напоминают такие же структурные соотношения по разломам Карельского массива с Восточно-Карельской зоной и Мурманского массива с Ковской зоной. Эти

срединные массивы по разломам как бы приподняты и надвинуты на складчатые зоны.

К западу от грабена Осло в Южной Норвегии широко развиты кварциты и конгломераты формации телемарк. Их подстилают эффузивы (порфиroidы "лептиты", метаморфизованные кислые лавы, туфы, а также аркозовые песчаники. Если правильно сопоставление этой нижней толщи с формацией бамле-консберга, содержащей наряду с эффузивами кварциты, известняки, слюдяные сланцы и силлиманитовые гнейсы, то полный разрез этого района напоминает разрез Финляндско-Карельской зоны карелид. Согласно Бреггеру (Хольтедаль, 1957, русское издание), на формации бамле, по-видимому, согласно залегает более молодая формация телемарк. Так же, как в Смаланде и в главной зоне карелид, здесь широко развиты более молодые граниты.

С телемаркскими гранитами тесно связаны рудные месторождения, из которых наиболее крупные располагаются по периферии интрузий, в лептитовых и амфиболовых сланцах. Месторождения жильные; кварцевые жилы нередко содержат включения известняка. Рудными минералами являются халькопирит, халькозин, пестрая медная руда, галенит, сфалерит, молибденит, висмутин, аргентит, самородное серебро и золото. Наиболее богатые руды, например, на руднике Омдаль, залегают на значительной глубине. Месторождения молибденита залегают частью в осадочном комплексе, частью же в гранитах.

Среди габбровых массивов имеет место тело пегматитов с литиевой слюдой и касситеритом, имеющие промышленное значение. Указанные минералы связаны с клевлендитом —

кварцевым комплексом гидротермально-пневматолитового происхождения и более позднего по сравнению с обычными пегматитами. Из других магматических пород докембрия Южной Норвегии заслуживает упоминания интрузивный комплекс Эггерсунна - Согдаля. Этот комплекс моложе гнейсов и гранито-гнейсов фундамента. В его составе различают анортозиты (и норито-анортозиты), залегающие в краевых частях массива; бронзитовые граниты ("биркрениты"), развитые в северо-восточной части района и кварцевые монцититы с биотитом и роговой обманкой. С породами этого комплекса связаны ильменитовые месторождения.

В Северной Норвегии среди относимых к архею гранито-гнейсов и гранитов фундамента в районе Каркиноса, в Сидварангере развита серия пород с крупными месторождениями железных руд - магнетитовых кварцитов.

Серие олигоклазовые гранито-гнейсы здесь являются древнейшими породами. На восточном берегу Ленгфьерда на обширной площади распространена толща слюдистых и рогово-обманковых парасланцев. Восточнее залегают рассланцованные конгломераты с сильно деформированной, но крупной галькой и валунами, состоящими, главным образом, из валунов господствующего здесь олигоклазового гранито-гнейса; вместе с тем встречается галька слдяных сланцев и метаморфизованных основных пород. Восточнее залегают кварциты с четко выраженной слоистостью. Они по-видимому постепенно переходят в железистые кварциты. Руды в среднем содержат 34% железа. Вся формация прорывается более молодым микроклиновым гранитом и дайками диабазов.

На территории СССР к западу от оз. Имандра известны две крупные полосы аналогичных железистых кварцитов, залегающих среди гнейсов, причисляемых к архею. Конгломераты, подобные сидварангерским здесь не установлены, но так же, как и в Сидварангере, месторождения пересекается жилами пегматита и дибаза. Возраст Займандровских месторождений считался архейским, поскольку они тесно связаны с вмещающими архейскими гнейсами. Данные абсолютного возраста дают значения от 1970 до  $2530 \cdot 10^6$  лет. Аналогичные месторождения железистых кварцитов имеются в Карелии. Там, подобно Сидварангеру, имеются конгломераты с галькой древнейших гранито-гнейсов и гнейсов. Абсолютный возраст их -  $1880 \cdot 10^6$  лет. Все эти данные пока еще не дают ясного ответа о возрасте пород железорудной формации, в связи с чем они на карте обозначены как *Amt - Pt*

Южнее Сидварангера на территорию Норвегии выходит незначительная часть печенгской формации (конгломераты бухты Неверскрук на оз. Теллеви и филлиты и другие сланцы к западу от реки Пазвик (Пазрева). Важно отметить, что в конгломератах бухты Неверскрук встречаются гальки микроклиновых гранитов и гальки пород железорудной формации. Кроме того, обращает на себя внимание различное простирание обеих формаций: железорудная прослеживается почти в меридиональном направлении, в то время как печенгская имеет с-в-с, близкое к широтному.

Представляет интерес докембрийские образования обнаруженные в окнах в районе Альтафьорда, Ренпорфьорда и Квенанген среди дислоцированного покрова метаморфических

пород каледонской горной цепи в Ижном Финмаркене. В районе Квенанген-Альтафьерд супракрустальные образования докембрия расчленяются на три свиты: 1) нижняя свита (800 м), состоит из зеленокаменных пород с пачками глинистых сланцев, переслаивающихся с известняками; 2) средняя - представлена темными сланцами с граувакками и прослоями доломитов (500-600 м); 3) верхняя свита мощностью 800 м состоит из песчаников, напоминающих граувакки; также присутствуют кварцевые породы и карбонаты с своеобразной конгломератовой текстурой. Среди них имеются интрузии габбро, в которых встречаются кварцевые жилы с промышленным медным оруденением. Описанный комплекс, по-видимому, докембрийский-протерозойский, так как местами на них с несогласием залегают эокембрийские отложения. На карте они отнесены к среднему протерозою (  $Pt_2$  ).

Субнотнииские, нотнииские и более молодые допалеозойские образования Швеции, Норвегии и Иольского п-ва (  $Pt_3$  и  $\mathcal{C}m$  )

Нотнииские и субнотнииские образования развиты в западной части щита, главным образом, в Ижной Швеции и в пограничных с ней частях Норвегии.

Среди них наиболее низкое стратиграфическое положение занимают дальские порфиры в округе Даларна, переходящие также на Норвежскую сторону. Серия дальских порфиров и порфиритов представлена толщей переслаивания лав, туфов и отчасти песчаников. Порфирозовая серия прорывается крупными массами красных гранитов типа рапакиви (  $Pt_3 \gamma_1$  ), обладающих краевыми гранит-порфирозовыми фациями и являющимися глубинными аналогами порфирозовой серии.

Дальские порфиры и граниты встречаются в областях каледонид, и поэтому они бесспорно являются докембрийскими образованиями. Упомянувшиеся выше граниты типа рапакиви в районах к западу от Шелефтеа (сорсельгранит) и в районе Лоос (ротанский гранит) причисляются к этим раннеюотнииским гранитам ( Pt<sub>3</sub>γ<sub>1</sub> ).

Предполагается, что порфиры, аналогичные дальским, широко развиты на дне Ботнического залива, а также под юотниискими песчаниками района Бвде.

Юотнииские песчаники широко развиты в округе Каларна в Швеции и в районе Тресиль в Норвегии. Менее значительные по площади распространения юотнииские песчаники известны в районе Бвде, в Нордингре и в других местах Швеции. Песчаники юотния, по-видимому, прежде занимали обширные площади, но теперь сохранилось только в грабенах, ограниченных сбросами. Толщи песчаников обычно начинаются конгломератами, которые выше сменяются серыми и красными песчаниками с дельтовой слоистостью и со знаками волновой ряби. Мощность их 600-800 метров. Выше упомянутые порфиры и родственные им граниты - рапакиви тесно связаны с юотниискими песчаниками, но обычно залегают ниже их. Валун и обломки порфиров и гранитов встречается в юотнииских песчаниках, и поэтому порфиры и рапакиви считаются субюотниискими. Вместе с тем наблюдения показывают, что верхние покровы дальского порфира залегают в нижних частях разрезов дальского песчаника. Наряду с субюотниискими гранитами рапакиви в Швеции устанавливается несколько более позд-

ние, чем ратан, дала и сорсель граниты типа рапакиви, которые тесно связаны с габбро и лабрадоритами. Это рапакиви, габбро и лабрадориты района Норлингго и Рагунда. Эти породы, однако, перекрываются песчаниками и прорывающими их оливиновыми диабазами.

На нашей карте более ранние рапакиви обозначены как ранние ютнийские (собственно субютнийские или даже несколько более древние -  $Pt_3 \gamma_1$ ) и позднейтнийские (послесубютнийские -  $Pt_3 \gamma_2$ ). Связанные с последними габбро и лабрадориты обозначены как  $Pt_3 \nu_1$ .

Как уже упоминалось, в песчаниках ютния залегают жилы и дайки диабазов и габбро-диабазов (диабазы Осбу). Наряду с интрузиями среди песчаников имеются также и вулканические покровы, для которых характерно наличие в пустотах хлорита, халцедона и агата. В силле Нордингго в габбро-диабазе ( $Pt_3 \nu_2$ ) встречается титано-магнетит. Руда в среднем по месторождению содержит 25% железа, 8% двуокиси титана и 0,35% пятиокиси ванадия.

Весьма широкое распространение дайки ютнийских диабазов имеют в Южной Швеции. Некоторые из диабазовых тел имеют сложное дифференцированное строение от оливинового диабаз до гранита.

В Южной Швеции к ютнийским образованиям относят также альмессирскую формацию в Северном Смаланде, представленную базальным конгломератом, красными и белыми песчаниками и вышележащими конгломератами, гальки которых попадают в диабаз дайковой формации, пересекающей осадочную толщу. Альмессокрасная формация собрана в

слабоволнистые складки.

В Швеции к молодым альгонским (потнийским) образованиям относят визингформацию, развитую по берегу озера Веттери, на его островах и в некоторых других местах. Её возраст, бесспорно, доордовичский, так как валуны этих пород встречается в базальных конгломератах ордовика. Магнуссон (1957) предполагает, что её можно по возрасту сопоставить с эокембрием, который описывается ниже.

Визингформация делится на три свиты: 1) нижняя состоит из базальных песчаников (145 м), 2) средняя - из толщи аркозовых песчаников (315 м) и 3) верхняя - сланцевая, причем преобладают темные сланцы (580 м).

К потнийским образованиям на Кольском полуострове условно относятся песчаники Торского берега и Турьего мыса. Вместе с тем имеются некоторые косвенные данные позволяющие ставить вопрос о пересмотре их стратиграфического положения.

До недавнего времени песчано-глинистые, почти неметаморфизованные, толщи палеозоя Онежского полуострова и Зимнего берега Белого моря (Архангельская область) относились к верхнему девону. Сюда же условно относили песчаники и конгломераты Турьего мыса и Телячьего острова в Кандалашском заливе. После того, как в скважине Н.Тодина Н.С.Иголкиной были обнаружены остатки червей в толще глины, залегающих на глинах, аналогичные Пенонским каменноподобным глинам, развитым в верхней части разреза палеозоя Онежского полуострова, вопрос о

девонском возрасте песчано-глинистых отложений Онежского полуострова должен быть пересмотрен.

Основываясь на данных скважины в Н.Толме, А.Н. Зоричева (1951 г.) относит каменноподобные глины Онежского полуострова, вскрытые в Неноксе, к кембрию.

Скважина, пробуренная в толще палеозоя Онежского полуострова, в районе Неноксы вскрыла под мощной толщей упомянутых каменноподобных глин (154 м) толщу рассланцованных гравелитов и очень мощную толщу оранжевых песчаников (333 м), лежащих на выветренных гранитах архея. Как известно, в этом же районе, еще до войны Н.В.Альбовым (1940) была обнаружена в одной скважине довольно мощная толща туфов щелочных базальтов, по-видимому, лежащих на кембрийских глинах. Поскольку среди этих туфов встречаются обломки красноватых аргиллитов, а также прослой песчаников и сланцев, можно предполагать, что отложение этих туфов происходило как одновременно с отложением кембрийской толщи глин и песчаников, так и несколько позднее. Сопоставляя эти данные с установленными И.С.Ожинским (1938) и Н.Г. Судовиковым (1936) фактами одновременного образования песчаников и конгломератов Турьего мыса и Телячьего острова в Кандалакшском заливе с развитием здесь же щелочными базальтами, которые по химическому составу совершенно аналогичны туфам Неноксы, приходится пересмотреть девонский возраст пород Турьего мыса и Телячьего острова и рассматривать их как кембрийские или эокембрийские отложения.

В пользу кембрийского (вообще нижнепалеозойского), а не девонского возраста щелочных пород Турьего мыса и

Телячьего острова, а также и одновременно с ними образовавшихся терригенных тел, говорят данные определения возраста по радиоактивному распаду интрузивных аналогов щелочных базальтов (375-340 млн лет).

Толщи красных песчаников остальной части Терского берега и района устья р. Поной менее дислоцированы и литологически отличаются от песчаников Турьего мыса. Вместе с тем они имеют сходство с жерновыми песчаниками верхнего девона Канина полуострова. Возраст этих толщ предполагается более молодым. В противоположность этому А.А. Кухаренко (устное сообщение) указывает, что порфировидные ранакивиобразные граниты содержат ксенолиты песчаников Турьего мыса, и, следовательно, последние едва ли моложе среднего протерозоя.

Ввиду неясности возраста терские песчаники и песчаники Турьего мыса на карте условно обозначены как ютнийские.

В таблице II дана вероятная корреляция протерозойских образований Балтийского щита.

СТРАТИГРАФИЯ ПРОТЕРОЗОИ БАЛТИЙСКОГО ШТА

Таблица II.

Возраст	Скандинавская зона карелид			Финляндско-Карельская зона карелид			Кольская зона карелид	
	Даная Норвегия	Готский массив	Смоленд	Восточная Финляндия	Карельский массив	Восточная Карелия, Печенга-Варзуга, Сев. Финляндия и Сев. Швеция	Печенга-Варзуга	Нурманский массив
Верхний протерозой /или нижний 30-кембрий/		Дайки основных пород Иогнииские песчаники Перерыв		Дайки и силлы основных пород Иогнииские песчаники Перерыв			Дайки основных пород Иогнииские песчаники Перерыв	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Средний/или верхний протерозой/ Pt <sub>2</sub>	Главная складчатость, граниты теленари	Посторогенные бохус-граниты  Главная складчатость	Граниты рапакиви  Главная складчатость. Граниты и гранитизация	Посторогенные основные интрузии и граниты  Главная складчатость, основные интрузии, граниты и гранитизация, метаморфизм  /1700-1750.10 <sup>6</sup> / Несогласие, перерыв	Граниты рапакиви /1640.10 <sup>6</sup> /	Посторогенные основные интрузии и граниты  Главная складчатость, основные интрузии, граниты, гранитизация и метаморфизм /1670-1770.10 <sup>6</sup> /	Посторогенные щелочно-граниты /1600 - 1740.10 <sup>6</sup> /	
		Серия дель? Перерыв, несогласие		Калевийские и валонские филлиты /или? / Нурман-кварциты. Несогласие, перерыв		Кунпу/серия/моласса? / Беленге серия.  Несогласие, перерыв	Верхняя часть серии печенга /эффузивы, филлиты, конгломераты/. Несогласие, перерыв	
	Сланцы, кварциты в конгломератах телемарк	Складчатость. Серия омаль кварцита в эффузивы  Кора выветривания, перерыв, несогласие	Серия/смоленд, вестервик и др. осадочные и вулканич. породы	Складчатость Основные интрузии и силлы. Метаморфизм. Визонтинен-тальная итулийская серия, состоящая из двух отделов, разделенных перерывом: верхнего-омельского песчаниково-доломито-сланцевого с эффузивами и нижнего сегевского кварцито-диабазового с кварцевыми конгломератами и порой выветривания в основании 1670.10 <sup>6</sup>			Складчатость. Серия имендра-варзуга, печенга/эффузивы, филлиты, доломиты, кварциты, конгломераты	Складчатость. Верхняя часть конгломератов-печенга /диабазы, кварциты, кварцевые конгломераты/ перерыв?
				Перерыв			перерыв	перерыв?

1	2	3	4	5	6	7	8	9
				Сарколийские конгломераты. Клонпарская спилито-кратоферовая свита. Соотношения с сарколийскими точно не установлены.	Сарколийские архоны и конгломераты. Перерыв, несогласие.	Гессинизинальные флишодино серии парасланцев, парагнейсов, пара- и орто-амфиболитов и метавулканитов с конгломератами в основании /серии парандовская, небоверская, тиня-оверская, кейвская и др./ Соотношения базальных конгломератов этих серий с конгломератами сарколий точно неизвестны. Возможно, они синхронны.		Сарколийские конгломераты и архоны. Перерыв, несогласие.
Нижний протерозой Рт,	Депривиты, порфириты, туфы, осадочные породы и скопные толщи бамис-вансберг-серии				Главная складчатость. Граниты, основные интрузии. /1780-1880.10 <sup>6</sup> / Бергаульская свита филлитов и др. метаморфических осадочных пород и эффузивов			Граниты, основные интрузии. Сланцеватые амфиболиты и парасланцы
						несогласие, перерыв		?
					Гнейсовая серия метаморфизованных осадочных пород эффузивов, железистых кварцитов. Базальные конгломераты. Перерыв, несогласие	Граниты Ваннадровская, Содварангеровская серии железорудных пород. В восточной части железистые кварциты магнетитовой вараки и др.		Железорудные гнейсы и амфиболиты
Архей > 2000.10 <sup>6</sup>	Гнейсы, гранито-гнейсы и другие супра- и рудные породы		Гнейсо-граниты и гнейсы /2000.10 <sup>6</sup> и > 2000.10 <sup>6</sup> л		Гнейсо-граниты и гнейсы /2000.10 <sup>6</sup> /	Гнейсограниты и более древние гнейсовые комплексы / > 2000 . 10 <sup>6</sup> /		Гранито-гнейсы > 2000.10 <sup>6</sup>

ПРИМЕЧАНИЕ: цифры радиологического возраста по А.А.Полванову и В.К.Герлингу /1958/.

х/ на геологической карте эти серии отнесены согласно общепринятым представлениям к нижнему протерозою и отчасти к нерасчлененному нижнему и среднему протерозою.

#### 4. Эокембрий

Эокембрийские образования Швеции и Норвегии составляют восточное обрамление каледонской горной цепи. Наибольшее площадное распространение они имеют в Южной Норвегии, Швеции и на севере Норвегии, в Финмаркене, а также в СССР, на территории Рыбачьего полуострова и о. Кильдина. Предположительно к ним же относятся метаморфические комплексы Капины и Тимана.

Стратиграфия эокембрия в районе к северу от оз. Мьеса в Норвегии изучена наиболее подробно. В основании разреза залегают темносерые/голубые полевоспатовые песчаники, чередующиеся с черными сланцами. Имеются прослойки конгломерата. Мощность 500 м.

На них залегают маломощные красные сланцы и известняки, перекрытые конгломератами бири (100 м и более). Выше следуют темные известняки бири, переходящие по разрезу в темные сланцы с прослоями известняков.

Затем идут т.н. муэльвские спарагмиты - грубые гранитоподобные красные песчаники с гальками кварца (мощность не < 300 м). С этими породами тесно связаны муэльвские конгломераты, напоминающие по внешнему виду тиллиты. Примерная мощность 10-20 мт. Выше залегают красные и зеленые глинистые сланцы, подобные по текстуре ледниковым ленточным глинам (40 м). Еще выше лежит мощная толща кварцевых песчаников.

В Швеции эокембрийские образования края горных цепей разделяются на две толщи: нижние - собственно спарагмитовую

(полевошпатовые песчаники и конгломераты) и верхнюю - кварцито-сланцевую. Эти толщи отделены несогласием, развившимся в образовании пенеплена, на котором местами встречаются тиллиты.

Спарагмиты выполняли неровности древнего рельефа и в конце периода были перекрыты ледниковыми образованиями - тиллитами. Кварцито-песчаники характеризует изменившиеся климатические условия в послеледниковый (докембрийский период).

Легко видеть, что описанный выше разрез эокембрия Южной Норвегии сходен с тем подразделением, которое дано для Швеции. Нижняя часть разреза до муэльвских конгломератов сопоставима по составу с нижней спарагмитовой серией Швеции. Верхние серии также имеют большое сходство представлены тиллитами и вышележащими кварцевыми и кварцитовыми песчаниками. Последние первоначально отложились в обширном морском бассейне перед образованием кембрийских галл. Развившаяся затем обширная каледонская геосинклиналь оказалась на месте эокембрийского послеспарагмитового бассейна. В пограничной с докембрием области края шведской горной цепи каледонид в виде узкой полосы развиты эокембрийские образования, представленные серыми и голубыми сравнительно чистыми кварцевыми песчаниками и кварцитами с редкими прослоями конгломератов и аркозов. Выше них в некоторых местах встречаются отложения кембрия с окаменелостями. С другой стороны эта песчаниковая серия подстигается тиллитами и спарагмитами. В Финмаркене,

в Северной Норвегии докембрийские отложения в районе Тане-Фьерда, согласно Хольтедану (1957), разделяются на древнюю свиту с доломитами, состоящую, кроме последних, из преобладающих кварцевых песчаников с прослоями более темных глинистых сланцев. Мощность ее не менее 1200 м.

Более молодая свита с тиллитами состоит из конгломератов, песчаников и глинистых сланцев, и со слабым, но отчетливым несогласием залегает на древней. Тиллиты в нижней части разреза достигают 60 м мощности. Преобладают валуны и гальки доломитов иногда со структурами строматолитов. Кроме них, в гальке присутствуют породы древнего фундамента (граниты, гнейсы, диабазы и т.п.). Выше залегает свита красных полимиктовых песчаников с гранатом, магнетитом и цирконом. Ее мощность 400 м. Постепенно эти толщи переходят в верхние тиллиты серо-зеленого цвета. Их сменяют маломощные темные песчанистые сланцы и светлые песчаники, в свою очередь перекрытые красно-фиолетовыми глинистыми сланцами с прослоями зеленых сланцев (мощность > 100 м). В верхних частях разреза породы приобретают однообразную синие-зеленую окраску и напоминают ленточно-слоистые четвертичные глины. Далее в разрезе идут красные кварцитовидные песчаники с зеленоватыми и красными прослоями глинистых сланцев (мощность около 500 м). Еще выше - толща белых кварцитовидных песчаников, чередующихся с темными песчанистыми или глинистыми сланцами.

На Варангер полуострове более древние породы песчанниковой свиты слагают северную и южную части полуострова. Более молодая свита контактирует с древней в южной части

полуострова, где она с отчетливым несогласием залегает на древней свите. Здесь же установлено, что типичные ледниковые тиллиты залегают на выравненной и испорченной льдом поверхности песчаников древней свиты. В Финмаркене также установлено, что более молодая свита залегает иногда непосредственно на древнем фундаменте.

На территории СССР, на полуостровах Среднем и Рыбачьем и острове Кильдин эокембрийские отложения подразделяется также на две свиты: 1) нижнюю - свиту Среднего п-ва - о. Кильдина и 2) верхнюю - свиту Рыбачьего полуострова.

Наиболее нижнее стратиграфическое положение здесь занимает свита Среднего полуострова, состоящая в нижней части из базальных конгломератов, аркозовых песчаников и кварцитов с глауконитом ( ~ 1300 м). Выше залегают карбонатные породы и глинистые сланцы Среднего полуострова и острова Кильдина с (*Gimnozolen*) мощностью не меньше 300 м. Еще выше залегают толща аркозов, песчаников и черных глинистых сланцев ( ~ 300 м).

Свита Рыбачьего полуострова, отделенная от свиты Среднего сбросом, начинается с мощной толща конгломератов (250-300 м), которые, вероятнее всего, соответствуют тиллитам Варангер полуострова. Выше их залегают очень мощная толща аркозовых песчаников, с прослоями конгломератов и сланцев (мощность около 4500 м). Наиболее высокое стратиграфическое положение занимает толща глинистых и песчано-глинистых сланцев (200-300 м).

На полуострове Канин к эокембрийским образованиям относятся метаморфический комплекс свиты хребта Пае, состоящий

из слюдяно-гранатовых сланцев и филлитов. Мощность ее оценивается в 4000 м. Метаморфические породы прорывается гранитами и основными породами. Более высокое стратиграфическое положение занимает мощная толща кварцевых песчаников, известковистых кварцитов и вышележащих доломитов и известняков с *Collenia*. Общая мощность их оценивается в 1500-2000 м. Эти отложения перекрыты известняками силура (лландоверия), а также песчаниками и базальтами верхнего девона.

Карбонатные породы с *Collenia* и песчаники Канина полуострова, по-видимому, следует сопоставлять со свитой Среднего полуострова, т.е. с дотиллитовым отделом эокембрия. Тогда метаморфический комплекс хребта Пасе, может быть, более правильно было бы относить к протерозою.

На Тимане, согласно Э.А.Кальберг и О.А.Солищеву, биотито-кварцевые и слюдяно-известковые сланцы (мощность ~ 2000-2500 м) четкасской свиты (на Южном Тимане подгурской свиты), вероятно, следует сопоставлять с метаморфическими породами хребта Пасе на Канине. На них с несогласием залегают базальные конгломераты (200 м), кварциты, песчаники (аньгская свита Северного Тимана и джеджимская свита Южного Тимана). Выше залегают темносерые, мелкозернистые мраморы и известняки с водорослями *Collenia* (мощность ~ 3000 м, вероятно, преувеличена). Еще более высокое положение в разрезе занимает доломитовые известняки Южного Тимана и пукодьжская свита Северного Тимана (мощность ~ 1000 м). Наконец, наиболее высокое положение в разрезе

96  
- 101 -  
занимает бистринская свита глинистых оселковых сланцев. Породы Тимано-Канинской зоны дислоцированы и метаморфизованы и прорваны интрузиями основных, кислых и щелочных пород. Принадлежность наиболее сильно метаморфизованных пород к эокамбрию нельзя считать вполне доказанной. Они могут быть и более древними и, подобно сходной по степени метаморфизации свите коив, иметь нижнепротерозойский возраст.

5. Последокамбийские, дочетвертичные отложения  
Балтийского шита

а) неметаморфизованные отложения палеозоя

Восточный край каледонского горного сооружения  
в Скандинавии

Кембро-силурийские отложения восточного края каледонид протягиваются в виде узкой полосы у восточного подножия каледонской горной цепи на территории Швеции и Северной Норвегии. Значительных размеров площадь этих отложений достигает близ государственной границы с Норвегией, в районе Емланда (Средняя Швеция). Сравнительно небольшие площади кембро-силура известны к западу от Стокгольма, в Северном Смоланде, к югу от озера Венерн и наконец, на островах Готланд, Бланд и прилегающем к нему восточном побережье и оконечности Южной Швеции (в Скандинавии). В Норвегии описываемые отложения известны в грабене Осло, а также на обширных площадях к юго-западу

97  
от поля оокембрийских спарагмитов, в области развития берген-ионтунского комплекса изверженных пород.

Кембрийские отложения в Южной Норвегии (р-н Осло) представлены, в основном, базальными конгломератами, лежащими или на оокембрийских кварцитах, на докембрийских гранитах или, наконец, на породах телемаркской серии протерозоя. В восточном направлении базальные конгломераты выкливаются. Более высокое стратиграфическое положение занимает черные кварцевые сланцы, содержащие пирит и углистые включения и относящиеся к среднему кембрию. В Швеции этот отдел выражен почти такими же отложениями. В ордовике различаются три отдела: 1) нижний, - преимущественно сланцевый, (гранитолитовые сланцы) завершающийся ортопералитовыми известняками, 2) средний - толща чередования пятнистых известняков и сланцев, 3) верхний - преимущественно представлен известняками. В районе Осло мощность ордовика 350-650 м. Отложения силура (Готландия) здесь представлены как карбонатными, так и глинисто-сланцевыми отложениями мощностью 350-650 м.

Верхняя толща силура характеризуется терригенными фациями, мощностью почти до 1000 м.

В грабене Осло кембро-силурийские отложения были перекрыты лавами (ромбен-порфирами) пермского возраста. Эти отложения прорваны крупными массивами щелочных пород ( Pz ) (см. ниже). В других районах Норвегии (в области развития берген-ионтунских изверженных пород) кембро-силурийские отложения представлены филлитами.

Вдоль края горной цепи в виде узкой полосы развиты совершенно неметаморфизованные кембро-силурийские отложения, для которых характерно наличие у основания толщ мелкогалечных кварцевых конгломератов, залегающих на кристаллическом фундаменте. Выше лежащие отложения представлены маломощными зелеными и красными глинистыми сланцами, песчаниками, слоями известняков ( $Ст_1$ ), и, наконец, кварцевыми сланцами ( $Ст_2-Ст_3$ ). Эти отложения перекрываются надвинутыми с запада метаморфизованными породами горной цепи - "сланцами Севе", в основании которых почти повсюду залегают отложения кварцитов эокембрия. Мощность неметаморфизованного кембро-силура увеличивается с юго-запада на северо-восток (у Торнотреска, в Швеции она равна 113 м, а в Нур-Репсе, в Норвегии - 170 м.).

В Финмаркене (Северная Норвегия) кембрийские отложения нижнего кембрия в целом представлены переслаивающимися красными, шоколадными и зелеными сланцами и светлыми кварцевыми песчаниками мощностью 230 м. Кварцевые сланцы здесь отсутствуют. Кембрийские отложения в Финмаркене, в районе Альта-Эльв, залегают на древнем докембрийском фундаменте, в то время как в районе Танафьорда они залегают на эокембрийских отложениях.

Выше светлых кварцевых песчаников в Финмаркене известны отложения, представленные чередующимися слоями глинистого сланца и песчаника. В них найдены брахиоподы, позволяющие датировать возраст их от среднего до верхнего кембрия.

В Емтланде (Швеция) преобладают ордовикские породы, представленные снизу вверх - граувакками, сланцами и известняками. Подчиненное распространение имеют силурийские конгломераты, кварциты, и известняки. За пределами края горной цепи в Швеции, в Даларне, близ оз. Сильян, силурийские отложения образуют "кольцевую" залежь вокруг более древнего гранита дала (= рапакиви).

В районе к югу от оз. Венери, в Юго-западной Швеции, треугольное поле палеозойских отложения образовано песчаниками кембрия и известняками ордовика. Такие же образования развиты на восточном берегу оз. Веттера. Севернее развиты только кембрийские песчаники. На южной оконечности Швеции, в Скании, палеозойские образования представлены песчаниками кембрия, известняками ордовика и, главным образом, сланцами (алевролитами) силура. Палеозойские отложения здесь пересекаются системой джек с-з простирания, возраст которых определяется как пермский.

Остров Еланд и прилегающее к нему с запада побережье материка также сложены палеозойскими отложениями. На материке обнажаются кембрийские песчаники. Те же породы имеются и на острове Еланде, но там они перекрыты кварцевыми сланцами кембрия и известняками ордовика. На острове Готланде обнажаются песчаники и известняки силура. Мощность силура здесь достигает 500 м, тогда, как на материке в Швеции, он имеет всего - 50 м (Бубнов, 1932 г.).

#### б) мезозойские отложения

Кроме палеозойских отложений, в Швеции имеет место мезозойские отложения (триас, юра, мел), показанные на нашей карте одним цветом ( Mz ).

100

в) метаморфизованные кембро-силурийские образования горной части каледонид

(  $Pz_1^{sv}$ ,  $Pz_1^{kl}$ ,  $Pz_{\mu}$  и  $Pz_1$  )

На геологической карте принято подразделение метаморфических образований каледонид на две группы: сланцы севе- (  $Pz_1^{sv}$  ) и сланцы коли (  $Pz_1^{kl}$  ), подобно тому, как это было дано на обзорной карте Швеции Магнуссоном (1957). Кроме этого, на карте специальными значками показаны зелено-каменные эффузивы (  $Pz_{\mu}$  ).

Сланцы покрова севе, выходящие на территории Швеции и далее в Норвегии известны как образования Тронхеймской мульды.

В наиболее южной части эти метаморфизованные кембро-силурийские отложения (в южной Тронхейм) с востока граничат с широким полем сильно смятой эокембрийской спарагмитовой формацией, в свою очередь, на востоке граничащим с фундаментом и неметаморфизованным кембросилурусом по линии большого надвига. В "окнах" этого эокембрийского поля обнажаются более древние породы - гранитоиды протерозоя и рапакиви. Супракрупальные образования Тронхеймской мульды в Норвегии подразделяются на три основные группы. Наиболее древняя, лежащая на спарагмитах, группа рорус, по возрасту относящаяся к образованиям от кембрия до нижнего ордовика, представлена, главным образом, слюдистыми сланцами и метаморфизованными глинистыми отложениями (с известняками). Мощность их до 1000 м. Вторая группа <sup>к</sup>бмар-нижнеордовикская представлена, главным образом, вулканическими образованиями

зеленокаменными породами, а также подчиненными осадочными породами кварцитами ("голубыми кварцитами") и известняками. Бюмаркская группа завершается мощным конгломератом с галькой яшмы, кварца, зеленых сланцев и трондземитов. Мощность пород этой группы значительна (~ 2500 м). Верхняя группа ховин, в своей нижней части относящаяся к верхнему ордовику (?), начинается с конгломератов, состоящих из галек метаморфизованных песчаников, известняков, зеленокаменных пород и сургучных яшм. Выше лежащие осадочные породы в различных местах представлены разными фациями: глинистыми сланцами, песчаниками, известняками. В северо-западном районе мульды выше них залегают мощные андезитовые порфириты. В центральной части над известняками залегают сланцы, песчаники и кислые по составу вулканические обломочные породы-риолитовые туфы. Наконец, наиболее верхние толщи представлены черными и частью серыми сланцами и аргиллитами с фауной среднего ордовика. В юго-восточном районе характерно развитие сланцев и песчаников мощностью до 2000 м и выше лежащих гранитоидных сланцев.

Верхняя часть группы ховин, начинающаяся базальными конгломератами (150 м) выше перекрывается риолитами и мощными песчаниками (500 м).

В центральной части района Тронхэга развиты наиболее молодая группа пород хорг, представленная конгломератами (65 м) и выше лежащими темными, серыми песчаниками, сланцами и прослоями риолитовых туфов. Выше описанные образования, развитые на территории Норвегии, в пределах мульды Тронхейма, прослеживаются на востоке в Швеции, где они описываются

в качестве сланцев группы оре и севе, составляющих часть большого западного надвига. Господствующим распространенным здесь является порода нижнего надвига севе, представленная кварцитами, аркозами и слюдяными сланцами с многочисленными дайками диабазов. С южной стороны их обрамляют очковые гнейсы. Вблизи границы с Норвегией на покров оре надвинут комплекс слюдяных сланцев и гнейсов, относящихся к покрову севе в западной части содержащий в своем составе амфиболиты. Выше залегают сланцы менее метаморфизованной группы коли, представленные кварцитами, филлитами и слюдяными сланцами.

Тронхеймская мульда и ее восточное шведское продолжение с северной стороны на поверхности обрамляется выходами пород докембрийского фундамента. Далее на север горная цепь прослеживается без перерыва почти до Нарвика, где снова выходят на поверхность породы древнего фундамента. На всем этом протяжении непрерывно прослеживается в основной части горного хребта на шведской стороне группа пород коли, главным образом, представленная филлитами и слюдяными сланцами с подчиненными известковыми филлитами, кварцитами, сланцами и конгломератами. Восточнее, в Швеции, группа пород, образующая большой западный надвиг (группа севе) представлена, главным образом, слюдяными сланцами и гнейсами с подчиненными гранатовыми гнейсами и частью мигматитами. Как в метаморфизованных породах группы севе, так и в породах группы коли широко развиты амфиболиты эффузивного и частью интрузивного происхождения. Метаморфические породы, описанные выше, содержат

мало или вовсе не содержат окаменелостей; поэтому в ряде случаев принадлежность их к кембрю-силуру еще не доказана. Следует иметь в виду возможные наличия здесь пород эокембрия.

На Норвежской стороне, севернее Тронхеймской мульды, в Нурланне (к северу от Тронхейма), почти до Нарвика протягивается группа слюдяных сланцев и мраморов (нурланнская группа). Последние представлены, главным образом, доломитами. Здесь они особенно характерны и составляют мощность в несколько сот и даже тысяч метров. В районе Сулительма обнаружены ископаемые (морские лилии и мшанки), что позволяет относить данные породы к ордовику.

В комплексе осадочных пород имеются крупные месторождения железных руд ( $Fe = 33-35\%$ ). В структурном отношении зона Нурланна представляет собой синклиналию Нордмаркен (Бубнов, 1932). В областях кульминации осей складок в окнах обнажаются переработанные каледонской складчатостью участки древнего фундамента.

Далее на северо-восток, в провинции Тромс, представлены, в основном, те же метаморфические комплексы пород, что и в Нурланне. Нурландские железорудные сланцы, продолжают также и в Тромсе. Стратиграфическое расчленение в Тромсе по возрасту следующее: 1) нижняя группа, соответствующая кембрю, представлена неметаморфизованными осадочными породами (хиолитусовая зона); 2) далее следует толща "мягких сланцев" - филлитов с прослоями доломитов и известняков; 3) группа слюдяных сланцев тромса, сильнее метаморфизованных.

104

В Финмаркене преобладают метаморфизованные в той или иной степени эокембрийские отложения. Они надвинуты (по большому надвигу) на описанные выше неметаморфизованные отложения кембрия. Среди эокембрия здесь отчетливо различаются слабо или почти неметаморфизованные отложения полуострова Варангера, которые на востоке на территории СССР прослеживаются на полуостровах Среднем, Рыбачьем, острове Кильдине и на Канине полуострове и более или менее сильно метаморфизованные породы Норсангерфьерда, Танафьерда и др., надвинутые на неметаморфизованный эокембрия. Последние горизонтом тиллитовых конгломератов расчленяются на нижнюю часть - древнюю песчаниковую свиту, содержащую доломиты с водорослевыми структурами и известняками, и молодую - песчаниковую и филлитовую свиты, местами непосредственно залегающих на древнем фундаменте (см. стр. ). В метаморфическом комплексе Финмаркена породы представлены филлитами, кварцитами и гнейсами, причем степень метаморфизма пород возрастает в направлении с юго-востока на северо-запад. Тектоно-магматическое развитие норвежских и шведских каледонид охватывает большой интервал времени от эокембрия до девона.

г) Магматические породы каледонской  
горной цепи

Общей особенностью каледонид является резко выраженное направление движений с с-з на ю-з с образованием большого надвига. В направлении, обратном движению масс, увеличивается степень метаморфизма пород так же, как и

количество интрузивных магматических пород, главная масса которых приурочена к границе Западно-Норвежского древнего (переработанного в каледонскую эрогению) срединного массива и супракрустальным комплексом горной цепи. Это особенно бросается в глаза на обзорной карте, где в Норвегии в виде прибрежной полосы прослеживается цепь кислых интрузий ( Pzγ ). Иные, в Берген-Нонтунском районе широко развиты основные и средние (и только часть кислые) породы. На севере, на Лофотенах, в северном Тромсе и в Финмаркене опять же господствуют основные интрузии. Последние, наряду с кислыми интрузиями, встречаются и в горной хребте, но по размерам они резко уступают вышеупомянутым. В супракрустальном комплексе господствуют основные и часть кислые эффузивы и силлы.

Среди пород берген-нонтунской группы (мангеритовой группы) имеют место ультраосновные разновидности местами с никельсодержащим пирротинном, но большинство пород представлено габбро и анортозитами. Имеют место мангеритовые массивы (пориты с пертитовым калиевым полевым шпатом) в районе Ютунхейма. Кислые породы в этой группе образуют менее крупные массивы и представлены гиперстеновыми, эгириновыми, роговообманковыми и биотитовыми гранитами. Интрузии Тронхеймской группы представлены небольшими телами перидотитов и габбро, своеобразными гранодиоритами гиперстено-эвгитовыми, микроклино- и альбит-содержащими породами — опдалитами и, наконец, трондсьемитами, наиболее характерными изверженными породами южной части каледонид. Это гранодиориты, бедные цветными минералами

106  
-111-  
(биотитом), содержащие много натрия и мало калия, с зональ-  
ным строением плагиоклаза.

Изверженные породы предположительно каледонского  
возраста в Норланде, Тромсе и Финмарке представлено,  
главным образом, гранитами, основными породами преимущест-  
венно состава габбро и редко подчиненными перидотитами  
и серпентинитами.

Комплекс изверженных пород Лофотенских островов, пред-  
ставленный габбро-перидотитами, анартозитами, ксенитами и  
гранитами, нами только условно отнесен к палеозою, так как  
истинный возраст этих пород неизвестен.

#### д) Щелочные интрузии Балтийского вала

Послекоаледонская история Скандинавии характеризуется  
накоплением континентальных девонских отложений, несоглас-  
но залегающих на осадчатых породах горной области в  
прибрежном районе Тронхеймфьорда, Хорбонгерфьорда и в не-  
которых других местах. На Кольском полуострове флористичес-  
ки доказаны как верхнедевонские осадочные и вулканические  
образования развиты в кровле Довозерского массива нефе-  
линовых сиенитов.

Наконец, наиболее молодые палеозойские-перские супра-  
кристалльные отложения известны в грабене Осло.

Щелочные интрузии, наиболее типично и полно развитые  
в грабене Осло и на Кольском полуострове, датируются как  
герцинские (в первом случае как послеперские и во  
втором — как послеврхнедевонские). Между тем существует

большая группа интрузий, главным образом, мелких, имеющих кольцевое и коническое строение или развитых в форме даек. Поскольку они залегают, главным образом, среди пород кристаллического фундамента, то возраст их точно не установлен и по аналогии с довозерским массивом на Кольском полуострове они относились к палеозою. Некоторые из этих интрузий, имеющие абсолютный возраст в интервале от 380 до 520.10<sup>6</sup> лет и прорывающие эокембрийские (кембрийские) образования на Турьем мысу Кольского полуострова, возможно, следует относить к каледонским интрузиям. Таковыми являются ультраосновные - щелочные интрузии Вни, Африканди, Салмагорь, Вуориярви и др. Новыми исследованиями абсолютного возраста (Э.К.Горлинг и А.А.Полканов, 1958) на Кольском полуострове установлено наличие протерозойских интрузий щелочных пород (ультраосновной - щелочной плутон Гремяха - Вирмес 1600-1675.10<sup>6</sup> лет, а в Карелии массив Блеть - озеро (1630-1720.10<sup>6</sup> лет). Таким образом, намечаются три группы щелочных пород на Балтийском щите:

- 1) наиболее древняя группа - щелочные граниты, сиениты, нефелиновые сиениты, основные и ультраосновные щелочные породы Кольского полуострова и Северной Карелии по данным абсолютного возраста может принадлежать к протерозою. Сюда относятся щелочные граниты - кейв, массив Гремяха-Вирмес и в Карелии массив Блетьозера;
- 2) более молодая группа раннекаледонских и мелких каледонских интрузий щелочных ультраосновных

пород типа Еши, Африкандя, Вуорилarvi и др.;

э) группа герцинских интрузий Кольского полуострова - нефелиновые сиениты Хибин и Ловозера и несколько более молодые интрузии грабена Осло - эссекситы, хьелсоситы и ларвикиты, сиениты, последние иногда с нефелином, богатые нефелином разновидности пород - ларделиты, кварцевые сиениты, нормаркиты и гравитные породы - экериты.

Щелочные породы, возраст которых не установлен, имеются в Норвегии в районе Фене, в Швеции (в районе к востоку от Упсала - Алиунге и с Альтенфьорде), в Финляндии (Иивора). Они на карте все показаны как нижнепалеозойские интрузии. Протерозойские щелочные породы на карте показаны как палеозойские, так как во времени составления карты (1957) еще не были опубликованы данные абсолютного возраста. Однако, для щелочных гранитов сделана в тексте легенды оговорка о возможном их протерозойском возрасте.

Наиболее молодыми проявлениями магматизма на Балтийском щите являются нейки и вулканы кайнозоя, представленные базальтами, андозитами, риолитами, дацитами (на карте обозначены черным цветом и соответствующими буквами).

б) Площади, расположенные к западу и северо-западу от норвежских каледонид  
(срединные массивы в каледонидах)

Западно-Норвежские каледонские срединные массивы преимущественно сложены гнейсовыми породами различного

происхождения. Это гнейсы фундамен/та, структура которых каледонская или почти полностью каледонская.

Среди них имеют место граниты, гнейсо-граниты и сильно-по-метаморфизованные кембро-силурийские отложения, кварциты и плитчатые гнейсы эокембрия, кристаллические известняки. Из магматических пород имеются участки с анортозитом, эклогитами, габбро и перидотитами. Также имеют место очковые гнейсы. До недавнего времени эти комплексы пород рассматривались как древнейшие. Среди них имеют место бесспорно древнейшие кристаллические породы, но подвергавшиеся метаморфизму в точной каледонской орогенезе, так как их сланцеватость ориентирована несогласно с выходящим кембро-силурием.

Однако, как показывают новейшие исследования (Хольтедаль, 1957) в целом ряде мест среди этих пород различаются эокембрийские и кембро-силурийские осадочные породы и каледонские интрузии, сильно метаморфизованные при тектонических движениях каледонского орогенеза. Эокембрийские породы чаще представлены кварцитами, а кембросилурийские - рогово-обманковыми сланцами, нередко с гранатом.

Там, где древнейшие образования фундамента были возмещены в каледонские движения, сланцеватость гнейсов в значительной степени ориентирована так же, как и сланцеватость более молодых пород, и тогда теряется четкая граница между породами древнего фундамента и эокембрийскими и кембро-силурийскими образованиями. В целом, площадь

описываемых пород, располагающихся по западному краю норвежских каледонид, а отчасти обнажающихся внутри них в виде "окоп", следует рассматривать как срединный массив (массивы) древнейших и покрывающих их более молодых пород, в различной степени переработанных в процессе докембрийских складко- и горообразовательных движений.

#### б. Тектоническое районирование и схема тектоники Балтийского щита

Балтийский щит на северо-западе и севере обрамлен каледонидами, а на юге и востоке - отложениями верхнего структурного яруса Русской платформы. Подразделение щита на крупные структурные единицы произведено на основании геологического разреза в широком смысле, т.е. учитывались не только стратиграфическая последовательность супра-крупных образований и их генетические типы, но и явления мигматизма, метаморфизма и гранитизации, а также и типы тектонических структур. Руководящими разрезами для целей сопоставления приняты разрез карельских и прежде всего ятулийских образований, как фациально наиболее устойчивые. Опираясь на эти разрезы в пределах Балтийского щита можно выделить следующие крупные структурные элементы.

1. Районы или площади с эпиконтинентальным разрезом ятулийских (карельских) образований, представленных серной кварцито-доломито-глинистых сланцев. Эти ятулийские образования полого залегают через кору выветривания

на более древних образованиях сариолийской серии и вместе с последними с резким угловым несогласием залегают на породах фундамента. Последний состоит из двух подъярусов: нижний подъярус - древнейшие гранито-гнейсы и верхний подъярус - супракристалльные образования гимольской, бергаульской, окдварангеровской, зашандровской (?) серии Карелии и Кольского полуострова, ранее (старо) - готские серии юго-западной Швеции и сходные серии Южной Норвегии. Как правило, интенсивная складчатость, метаморфизм и гранитизация в пределах этих площадей доятулийские (досариолийские). К сариолийскому времени эти площади приобрели консолидацию и в последующем развитии вести себя в общем как жесткие массивы. Более позднее проявление глубинных как основных, так и кислых пород связано было с расколами фундамента. Глубинные породы основного ряда сопровождались спинитовым вулканизмом, а граниты - излияниями кварцевых порфиров (доонежские - послесегозерские).

Эти срединные массивы первой величины - Карельский, Мурманский и Готский (и некоторые более мелкие массивы в Восточной Финляндии) составляют основу, скелет структуры Балтийского щита. Их можно назвать древними платформами архейско-нижнепроторовского возраста.

Если нижнепроторовские - гимольские, бергаульские и другие вышеперечисленные серии отнести к карельским образованиям, то срединные массивы можно называть ранними карелидами.

112

-117-

II. Зоны геосинклинальных карельских формаций,  
обрамляющих срединные массивы

а) Карельский срединный массив с востока и севера обрамляется предятулийскими геосинклинальными флишеидными первично терригенными и вулканогенными сериями (тихозерская и др.), согласно перекрывают ятулийскими (се/гозерскими) осадочными и вулканическими породами послегозерского происхождения. Оба комплекса серии залегают согласно, интенсивно складчатые, сильно метаморфизованы, прорваны постгозерскими гранитами и кварцевыми порфирами и местами сильно гранитизированы. Местами среди них обнаруживаются выходы гранито-гнейсового фундамента, иногда гранитизированные. Гранито-гнейсовое окно составляет нижний структурный ярус описываемых зон, а вышележащие супракрустальные серии - нижний структурный подъярус верхнего яруса. Верхний подъярус второго этажа составляют залегающие на них с перерывом формации онежской серии в Восточной и Северной Карелии, серии кумпу-орангеми в Финской Лапландии и белленге в Северной Швеции. Эти образования в северной Карелии, Финляндии и Швеции прорваны гранитами.

С запада Карельский срединный массив обрамляется послепятулийскими - калевийскими и ладожскими флишеидными геосинклинальными образованиями карельской формации. Эти породы интенсивно складчатые, метаморфизованы и гранитизированы в послекалевийское (посткарельское) время. Среди них также обнаруживаются древние окна фундамента, по

113  
-118-  
отношению к которым перечисленные образования составляют второй структурный ярус. В составе последнего можно отметить также два подъяруса: нижний - ятулийский-кварцито-карбонатно-вулканогенный, обрамляющий окна купола, и верхний - ладожско-каледонийский, флишеидный.

б) Мурманский срединный массив с полого залегающим ятулием только с южной стороны обрамляется флишеидными геосинклинальными гнейсовыми комплексами кейвской и тундровой серий. Последние согласно перекрыты субгеосинклинальными вулканогенными и осадочными породами ятулийского типа и метаморфизованными спилитовыми породами свецовой толщи кейвской серии, являющиеся первично остаточными породами - метаморфизованными продуктами глубокого химического выветривания - кварцитами и углистыми сланцами. На севере он ограничен ранними каледонидами.

в) Готский срединный массив с полого залегающей омальской серией кварцитов, вулканических пород и серией даль обрамляется складчатыми, метаморфизованными и гранитизированными породами смеланд, весторвик и других серий Южной Швеции и консберг-бамле-телемарк серий Южной Норвегии.

Таким образом вокруг срединных массивов ранней консолидации формируются геосинклинальные карельские и готские формации с более поздней гранитизацией, глубоким метаморфизмом и складчатостью. Это зоны поздних карелид.

Перечисленные зоны позднекарельских складчатых образований и площади раннекарельских срединных массивов

составляют следующие главные структуры щита:

1. Главная зона карелид охватывает восточно-финляндскую и восточно-карельскую зоны с крупным срединным Карельским массивом. Финско и Шведско-Лапландская площади карелид представляют собой северо-западное продолжение указанных выше зон.

2. Кольская зона карелид, состоящая из коновской и поченго-варзугской субзон, с юга обрамляет Мурманский срединный массив.

3. Скандинавская зона готид (карелид) с Готским срединным массивом составляет третий важнейший структурный элемент Балтийского щита.

Сложнее и труднее решается проблема структурной связи с карелидами беломорид и свекофенид.

Обширные площади первых и особенно последних располагаются между вышеупомянутыми тремя главными карельскими структурными элементами Балтийского щита.

Почти все исследователи до последнего времени видели в беломорских и свекофенских образованиях более древние комплексы в сравнении с карельскими, и с этой точки зрения они могли бы быть сопоставлены в породами карельского фундамента. В пользу этого, как представляется, свидетельствует тесная связь беломорских гнейсов с кольскими гнейсами, а последние, вероятно, составляют фундамент кольских карелид. Вместе с тем нельзя не учитывать и следующих особенностей, характеризующих тесную взаимосвязь беломорид с карелидами.

а) Отсутствует ясная стратиграфическая и структурная граница между беломорскими и карельскими гнейсами.

Среди базальных образований последних (также и в сарионийских конгломератах Карельского массива) нет валунов и галек гнейсов и амфиболитов беломорского комплекса.

б) В беломоридах по геологическим данным и значениям абсолютного возраста отчетливо намечается две орогении. Ранняя орогения, реликты которой сохранились в виде пока еще трудно распознаваемых ядер антиклинальных структур, образованных, гранатизированными гранито-гнейсами, так называемой первой нижней толщи, может быть сопоставлена по времени с гранито-гнейсовым фундаментом карелид.

Более поздняя складчатость северо-западного простирания, сопряженная с карелидами обрамления срединных массивов и охватившая также в осевой части беломория грапулийский массив, по проявлению магнетизма и структуре тесно связана с карельской орогенией.

Граниты карельского возраста геологически не отличаются от гранитов позднебеломорского возраста.

В связи с изложенными данными беломорида может быть следует рассматривать в целом, как первично древние в своей основе структуру с присущей ей тектоникой, но в последующем оказывающейся вовлеченной в карельский орогенез. Если это так, то верхние толщи беломорского комплекса могут иметь карельский возраст, а сами беломорида, в их современном виде, представляют глубокое сечение осевой части карелид, доятулийского возраста.

Также сложна и еще не решена проблема соотношений свекофенид и карелид.

В Финляндии граница между свекофенидами и геосинклинальными карелидами, если к ним относить ладожские, калевийские и саво-сланцы, практически не устанавливается. Магматические комплексы карелид и свекофенид также не различимы. Также трудно различимы карелиды от свекофенид в Швеции. Как выяснилось в последние годы (Магнуссон, 1957) варгфорская формация, длительное время считаемая по возрасту соответствующей карельской, составляет верхнюю часть меллефтской супракрустальной серии, относимой к свионийскими образованиям и прорываемой гранитами типа Ревзид.

В связи с проблемой свекофенид важно отметить подчеркнутое Симоненом (1953 г.) различие между разрезами свекофенид южного прибрежного района Финляндии и более северных площадей свекофенид. Разрезы первого представлены субгеосинклинальными (многогеосинклинальными по Симонену) образованиями (феннонииские по Вайронену), в то время как более северные разрезы, в том числе и зоны Тампере, представлены типично геосинклинальными (эвгеосинклинальными по Симонену).

Наконец, данные абсолютного возраста не в состоянии по времени различить карельские и свекофенские гранитоиды и процессы метаморфизма. Эсколе (1960) считает, что в результате регенерации и калиевого метасоматоза свекофениды могут иметь чужой — карельский возраст. Это вполне вероятно по нашему мнению в зонах тесного сопряжения карелид и свекофенид.

Однако определение возраста аргоновым методом почти не измененных метаморфизмом филлитов из зоны Тампере, выполненное Герлингом на образце любезно переданном автору Симоновом, показали возраст 1770 млн лет, т.е. такой же как и для пород карельского возраста, хотя зона тампере расположена далеко от карелид и не подвергалась воздействию гранитов карелид. Все эти данные снова ставят вопрос о том не являются ли свекофениды, наряду с ладожско-калевскими сериями, также карельскими (послеятулийскими) образованиями наиболее осевой части геосинклинали?

В соответствии с изложенным на тектонической схеме (приложение № I) Балтийского щита дано его расчленение на главные структурные элементы: карелиды, с срединными массивами, в основе которых находится архейский гранито-гнейсовый фундамент; свекофениды и беломориды, как площади, расположенные между карелидами, структурно с ними связанные, но положение которых относительно карелид пока не совсем ясно.

## НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД БАЛТИЙСКОГО ЦИТА И ДРУГИХ РЕГИОНОВ

В настоящей главе приведены результаты систематизации и анализа некоторых дополнительных материалов по плотности и магнитной восприимчивости пород Кольско-Карельской части Балтийского щита. Для этих районов имеется ряд опубликованных работ, где данные об этих параметрах представлены в систематизированном виде. Однако в последние годы появился новый материал, который и приведен здесь.

Кроме того, в этой главе сообщаются также дополнительные к известным сведениям о физических свойствах пород кристаллического фундамента некоторых других региональных структур Западной Русской платформы—Украинского щита, Белорусского и Воронежского подземных выступов фундамента. Сведения эти почерпнуты из материалов, собранных геофизическим сектором ВСЕГЕИ для составления справочника физических свойств по Европейской части СССР.

### I. Балтийский щит

Основной особенностью пород, слагающих докембрийский кристаллический фундамент, является глубокая их метаморфизация как первично осадочных, так эффузивных и интрузивных комплексов. На Балтийском щите докембрийские образования пользуются исключительно широким распространением. Гнейсы архея (биотитовые, гранато-амфиболовые, серицитовые и другие разновидности) относятся к беломорской и кольской (саамской) сериям и представляют самые древние образования.

Беломорская серия слагает все карельское побережье Белого моря и юго-западную часть Мурманской области. Она прорывается основными, ультраосновными и гранитными интрузиями.

Кольская серия имеет распространение в северо-западной

и южных частях Кольского полуострова. Она отличается от беломорской свиты наличием в своем составе магнетитовых сланцев и кварцитов, образующих железорудные месторождения Кольского полуострова.

Пока неясно возрастное положение гнейсов и кислых гранулитов гранулитового комплекса и некоторых сильно мигматизированных гнейсов западной и юго-западной частей Карелии, для которых определяется то архейский, то протерозойский возраст. На геологической карте все они отнесены к нижнему протерозою.

Протерозой Карелии и Кольского полуострова подразделяется на три подгруппы - нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижний протерозой представлен разнообразными метаморфизованными осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями, имеющими широкое распространение в Карелии и в центральной части Кольского полуострова. Они приурочены, главным образом, к крупным сложным синклинорным зонам, например: Централь-<sup>ной</sup> Карельской (гимольская серия) в Карелии, Печенго (Имандра) - Варзугской и Кейвской - на Кольском полуострове. В среднем протерозое широко развиты кварциты, конгломераты, различные сланцы, основные эффузивы, туфы и связанные с ними интрузии. Эти образования слагают в основном пологие синклинальные структуры в пределах указанных выше синклинорных зон. К верхнепротерозойской группе относятся ютнийская серия, представленная конгломератами, кварцитами и песчаниками западного берега Онежского озера. Все протерозойские образования прорываются интрузиями различного состава. Сведения о физических свойствах пород Балтийского щита приведены в табл. № I.

## ТАБЛИЦА

физических свойств пород Балтийского щита

№ п/п	Название породы	Район, участок, м-ние	Возраст	Объемная плотность $\gamma$ в г/см <sup>3</sup>		Магнитная воспр. $\chi \cdot 10^6$	
				$\gamma$ ср. к-во опред.	Предел. значения	$\chi$ ср. к-во опр.	Пред. значен
1	2	3	4	5	6	7	8
1.	Песчаник	Карелия	Pt	$\frac{2,67}{38}$	$\frac{2,53}{2,79}$	-	-
2.	Сланец глинистый, песчано-глинист.	Карелия; Суояр- винское м-ние	Pt, Pt <sub>2</sub>	$\frac{2,57}{32}$	$\frac{1,96}{3,01}$	-	-
3.	Известняк, доломит, мрамор	Карелия, Туломо- зерское и Суояр- винское м-ния	Pt	$\frac{2,76}{59}$	$\frac{2,37}{3,02}$	-	-
4.	Гнейс амфиболовый	Кольский п/в	A /беломорский комплекс/	$\frac{2,65}{108}$	$\frac{2,50}{3,22}$	$\frac{-}{150}$	$\frac{0}{1000}$
5.	Гнейс биотитов., двуслюдяной	Кольский п-ов	" -	$\frac{2,60}{160}$	$\frac{1,92}{3,04}$	$\frac{-}{31}$	$\frac{0}{100}$
6.	Гнейс гранато-биотит., кианито-гранатовый	" -	" -	$\frac{2,76}{77}$	$\frac{2,20}{3,32}$	$\frac{-}{34}$	$\frac{0}{900}$
7.	Гранито-гнейс	Кольский п-ов /Монче-Чуна и Волчья тундры/ Питкярантское м-ние	A - Pt /беломорск. комплекс, свита Имандра-Варзуга/ Pt <sub>2</sub>	$\frac{2,63}{514}$	$\frac{2,28}{3,15}$	$\frac{250}{596}$	$\frac{0}{2500}$

1	2	3	4	5	6	7	8
8.	Гранито-гнейс	Кольский п-ов	A	$\frac{2,65}{232}$	-	По Г.Шаблинскому	
9.	Амфиболит	Кольский п-ов Монче-Чуна и Волчьей тундры/	A-Pt /беломор. комплекс, свита Полмас-Лешая/	$\frac{3,00}{207}$	$\frac{2,62}{3,65}$	$\frac{50}{160}$	$\frac{0}{2000}$
10.	Сланцы, биотитов. и амфи- боловые, сланцы биотито- амфиболовые, кварцево- серпичитов.	Питкярантское и Хаутоварское м-ния	Pt <sub>2</sub> , Pt.	$\frac{2,87}{297}$	$\frac{2,20}{4,00}$	$\frac{250}{242}$	$\frac{0}{9300}$
11.	Сланец зеленокаменный и графитизированный; филлиты	Кольский п-ов; Карелия; Хауто- варское м-ние	A-P /свита Полмас-Лешая/ Pt.	$\frac{2,72}{243}$	$\frac{2,20}{4,00}$	$\frac{250}{973}$	$\frac{0}{25000}$
12.	Скарн магнетитовый	Вуориявинское Себля-Ярвинское и Ена-Ковдорское м-ния	Pz	-	-	$\frac{5000}{89}$	$\frac{4000}{270000}$
13.	Кварциты магнетитовые	Маньгинское м-ние	A-Pt	$\frac{3,50}{191}$	$\frac{2,65}{4,71}$	$\frac{56000}{5}$	$\frac{15000}{131000}$
14.	Рапакиви	Карелия, Питкя- ранское м-ние	Pt <sub>2</sub>	$\frac{2,60}{152}$	$\frac{2,52}{2,03}$	$\frac{50}{165}$	$\frac{0}{100}$
15.	Гранит	Кольский п-ов	Pt /гранулито- вая формация/	$\frac{2,76}{125}$	$\frac{2,63}{2,87}$	$\frac{-}{42}$	$\frac{0}{250}$
16.	Гранит	Карелия	Pt	$\frac{2,67}{251}$	$\frac{2,52}{2,97}$	-	-
17.	Сиенит нефелиновый	Кольский п-ов	Pt /свита Имандра- Варь уга/	$\frac{2,90}{31}$	$\frac{2,20}{3,20}$	$\frac{200}{100}$	$\frac{100}{20000}$
18.	Сиенит щелочной	- " -		$\frac{2,64}{1759}$		По Г.Шаблинскому	

1	2	3	4	5	6	7	8
19.	Сиенит	Кольский п-ов; Карелия; Хаутоварское м-ние	Pt/свита Имандра- Варзуга/; Pt-A; Pt,	$\frac{2,63}{148}$	$\frac{2,40}{3,40}$	$\frac{50}{11}$	$\frac{0}{300}$
20.	Гранодиорит	Карелия	Pt-A	$\frac{2,74}{19}$	$\frac{2,57}{2,98}$	-	-
21.	Диорит	Кольский п-ов /Монче- Чуна и Волчьи тундры/; Карелия	Pt-A/гранулитовая формация/	$\frac{2,78}{211}$	$\frac{2,12}{3,29}$	$\frac{-}{760}$	$\frac{100}{2700}$
22.	Габбро	Кольский п-ов /Монче- тундра/	Pt-A	$\frac{2,94}{105}$	$\frac{2,93}{3,00}$	-	-
23.	Габбро-норит	Карелия; Кольский п-ов /Монче-Чуна и Волчьи Тундры/	Pt-A/беломорский комплексе, гранули- товая формация/	$\frac{2,90}{553}$	$\frac{2,48}{3,43}$	$\frac{550}{537}$	$\frac{0}{20.000}$
24.	Норит	Кольский п-ов /Монче-тундра/		$\frac{3,10}{208}$	$\frac{2,95}{3,18}$	-	-
25.	Габбро-диабаз	Кольский п-ов	Pt, /свита иманд- ра Варзуга/	$\frac{3,00}{48}$	$\frac{2,60}{3,20}$	-	-
26.	Пироксенит	Кольский п-ов /Монча- Чуна и Волчьи Тундры/; Вуори-Ярвинское, Себль- Ярвинское и Ена-Ковдор- ское м-ния	Pt-A/свита иманд- ра-Варзуга/; Pz	$\frac{3,14}{490}$	$\frac{2,0}{4,0}$	$\frac{1800}{2882}$	$\frac{100}{890000}$
27.	Пироксенит оливи- новый	Кольский п-ов /Монче- тундра/		$\frac{3,14}{197}$	$\frac{3,08}{3,20}$	-	-
28.	Перидотит	Кольский п-ов /Монче- Чуна и Волчьи тундры/; Хаутоварское м-ние	Pt-A; Pt,	$\frac{3,11}{013}$	$\frac{2,40}{3,40}$	$\frac{3800}{390}$	$\frac{100}{10.000}$

212

20

104

1	2	3	4	5	6	7	8
29.	Металлеридотит	Кольский п-ов	Pt-A / свита Полмос- Лешая/	2,85 <u>18</u>	2,40 <u>3,00</u>	6000 <u>75</u>	0 <u>150.000</u>
30.	Порфир-кварцевый	Кольский п-ов Хаутоварское м-ние	Pt-A / свита Полмос- Лешая/;	2,69 <u>338</u>	2,20 <u>3,40</u>	600 <u>377</u>	0 <u>14500</u>
31.	Диабаз	Кольский п-ов /Монче-Чуна, Волчьи тундры/	Pt-A / Печенгская формация/	3,02 <u>170</u>	2,65 <u>3,40</u>	900 <u>105</u>	-
32.	Метадиабаз	Кольский п-ов; Хаутоварское м-ние	Pt / свита Имандра- Варзуга/; Pt,	2,76 <u>390</u>	2,0 <u>3,40</u>	1300 <u>481</u>	-0 <u>12000</u>
33.	Порфирит диабазовый	Кольский п-ов	Pt / свита Имандра- Варзуга/	2,85 <u>83</u>	2,55 <u>3,05</u>	5000 <u>81</u>	100 <u>25000</u>
34.	Эффузивно-осадочные поро- ды	-	-	2,93 <u>302</u>			

По Г. Шаблинскому - 128 -

## 2. Украинский кристаллический массив

В составе докембрия Украинского кристаллического массива выделяются архейские, нижнепротерозойские и верхнепротерозойские образования.

Гнейсы архея встречаются на всей территории щита в виде отдельных участков и глыб среди гранитов и мигматитов.

Преобладающими являются биотит-плаггиоклазовые и протексен-плаггиокла<sup>3</sup>вые гнейсы. Гнейсовая толща интенсивно дислоцирована. Она прорвана массивами гранитов кировоградского комплекса.

Складчатость и метаморфизм гнейсов, а также внедрение гранитов кировоградского комплекса рассматриваются как процессы одновременные и относятся к среднему этапу образования архейского подвижного пояса Украины.

К нижнему протерозою относятся приднепровская серия. Нижняя часть ее составляет толща амфиболитов с прослоями осадочно-метаморфических пород. Выше залегает криворожская свита метаморфических пород, вмещающая богатейшие месторождения железных руд. Отложения обеих толщ развиты в Приднепровской части Украинского щита и продолжают в область Курских магнитных аномалий.

К магматическим образованиям протерозойского этапа развития, по-видимому, относятся краснозато-бурные гранодиорит и диорит р. Соби, микроклиновые граниты днепровско-токовско-го и осницкого комплексов, а также граниты, развитые в районе Умани. К завершающему этапу нижнепротерозойского магматизма относится коростеньский комплекс

интрузивных пород, представленных основными породами (габбро, лабрадориты) гранитами и рапакивиобразными гранитами.

## ТАБЛИЦА

физических свойств пород Украинского кристаллического щита

№ п/п	Название породы	Район, участок, м-ние	Возраст	Объемная плотность $\gamma \cdot 10^6$		Пред. значения	Пред. значения
				Средн. зн. к-во обр.	Средн. зн. к-во обр.		
1	2	3	4	5	6	7	8
1.	Гнейс биотитовый	Центральная часть	-	$\frac{2,66}{913}$	$\frac{2,32}{3,05}$	$\frac{650}{304}$	$\frac{10}{10000}$
2.	- " -	Р-н Средн. Побужья	-	$\frac{2,73}{100}$	$\frac{2,59}{2,98}$	$\frac{2500}{100}$	$\frac{10}{12300}$
3.	- " -	Приазовский р-н	-	$\frac{2,63}{169}$	$\frac{2,50}{3,03}$	-	-
4.	- " -	Волынский р-н	-	$\frac{2,63}{150}$	$\frac{2,54}{2,50}$	-	-
5.	Гнейс амфиболобиотит., пироксено-плагиоклаз., амфиболо-пироксено- плагиоклазовый	Центральная часть	-	$\frac{2,75}{095}$	$\frac{2,32}{3,10}$	$\frac{1350}{500}$	$\frac{10}{>10000}$
6.	Гнейс амфиболобиотит., амфиболо-пироксено-пла- гиоклаз., биотито-пирок- сено-плагиоклазовый	Р-н Среднего Побужья	-	$\frac{2,91}{078}$	$\frac{2,63}{3,13}$	$\frac{4400}{073}$	$\frac{10}{45000}$
7.	Гнейс амфиболо - гранатовый	Приазовский р-н	-	$\frac{3,10}{15}$	$\frac{3,00}{3,20}$	-	-

1	2	3	4	5	6	7	8
8.	Гнейс порфирито-силлиманитогранато-биотитовый	Центральная часть	A,	$\frac{2,74}{43}$	$\frac{2,61}{2,95}$	$\frac{2600}{43}$	$\frac{10}{5000}$
9.	Гнейс биотито-гранатовый	Р-н Среднего Побужья	"	$\frac{2,80}{40}$	$\frac{2,70}{3,12}$	$\frac{50}{36}$	$\frac{10}{2500}$
10.	"	Приазовский р-н	"	$\frac{2,86}{135}$	$\frac{2,60}{3,00}$	-	-
11.	Амфиболит	Центральная часть	"	$\frac{2,97}{792}$	$\frac{2,48}{3,21}$	$\frac{1700}{733}$	$\frac{10}{10000}$
12.	"	Р-н Среднего Побужья	"	$\frac{3,00}{447}$	$\frac{2,96}{3,29}$	$\frac{3200}{445}$	$\frac{10}{72400}$
13.	"	Приазовский р-н	"	$\frac{2,94}{249}$	$\frac{2,72}{3,30}$	$\frac{2100}{21}$	$\frac{200}{10000}$
14.	Габбро амфиболит	Центральная часть	"	$\frac{3,01}{94}$	$\frac{2,81}{3,15}$	$\frac{1100}{94}$	$\frac{10}{10000}$
15.	"	Р-н Среднего Побужья	"	$\frac{3,10}{40}$	$\frac{2,95}{3,14}$	$\frac{2900}{40}$	$\frac{60}{9700}$
16.	"	Приазовский р-н	"	$\frac{3,25}{18}$	$\frac{3,20}{3,30}$	-	-
17.	Сланец гранатовый	"	"	$\frac{2,90}{115}$	$\frac{2,85}{3,05}$	$\frac{2100}{52}$	$\frac{200}{10000}$
18.	Сланец хлоритовый и талько-хлоритовый	"	"	$\frac{3,03}{81}$	$\frac{2,80}{3,30}$	-	-

124

1	2	3	4	5	6	7	8
19.	Сланец глинисто-слоистый	Волынский р-н	Pt	$\frac{2,45}{498}$	$\frac{1,90}{2,76}$	-	-
20.	Кварцит	Центральная часть	A <sub>1</sub>	$\frac{2,60}{88}$	$\frac{2,51}{2,75}$	$\frac{50}{38}$	$\frac{10}{100}$
21.	"	Приазовский р-н	"	$\frac{2,62}{88}$	$\frac{2,56}{2,75}$	-	-
22.	"	Волынский р-н	Pt	$\frac{2,59}{149}$	$\frac{2,50}{2,71}$	-	-
23.	Чернокит, чернокит с гранатом	Центральная часть	A <sub>1</sub>	$\frac{2,68}{1484}$	$\frac{2,45}{3,00}$	$\frac{850}{1407}$	$\frac{10}{5000}$
24.	"	р-н Среднего Побужья	"	$\frac{2,66}{2050}$	$\frac{2,47}{3,13}$	$\frac{850}{2072}$	$\frac{10}{38600}$
25.	Мигматит розово-серого гранита, полимigmatит	Центральная часть	"	$\frac{2,60}{1776}$	$\frac{2,45}{2,95}$	$\frac{560}{1776}$	$\frac{10}{10000}$
26.	Мигматит Кировоградского гранита	Волынский р-н	A <sub>2</sub>	$\frac{2,61}{148}$	$\frac{2,44}{2,03}$	-	-
27.	Гранит аллито-пегматоидный, крупно-порфировидный / Кировоградский / порфировидный / Уманский / Серый / Митомирский / пегматоидный	Центральная часть	"	$\frac{2,59}{2052}$	$\frac{2,45}{3,00}$	$\frac{350}{2599}$	$\frac{10}{10000}$
28.	Гранит порфировидный Кировоград, аллито-пегматоидный	р-н Среднего Побужья	"	$\frac{2,63}{2829}$	$\frac{2,50}{2,92}$	$\frac{1100}{2823}$	$\frac{10}{10800}$

128

17

1 2 3 4 5 6 7 8

29.	Гранит амфиболовый, серый биотитовый, порфиоровидный биотито-роговообманковый	Приазовский район	A <sub>1</sub>	2,58 1045	2,50 2,88	-	200 5000
30.	Гранит серый/диломирский/розовый порфиоровидный, розовый м/з /Коростеньский/, порфир	Волянский р-н	A <sub>2</sub>	2,56 1800	2,45 2,73	-	200 10000
31.	Пегматит	Центральная часть	-	2,56 350	2,51 2,90	200 131	10 10000
32.	-	р-н Среднего Побужья	-	2,60 135	2,56 2,81	600 135	8 34200
33.	-	Приазовский р-н	-	2,58 350	2,50 2,73	-	-
34.	Ралакиви	Центральная часть	Pt	2,59 1025	2,41 2,83	-	-
35.	Гранит ралакиви	-	-	2,55 622	2,47 2,72	-	200 1000
36.	Гранодиорит	-	A <sub>2</sub>	2,70 149	2,51 3,00	1100 93	10 10000
37.	-	Р-н Среднего Побужья	-	2,70 427	2,61 3,02	2,900 427	10 18000
38.	-	Приазовский р-н	-	2,65 28	2,60 2,70	-	-
39.	Диорит	р-н Среднего Побужья	-	2,90 108	2,65 3,15	3700 108	20 12900

1	2	3	4	5	6	7	8
40.	Диорит	Волынский р-н	A <sub>2</sub>	$\frac{2,98}{171}$	$\frac{2,60}{3,04}$	$\frac{1500}{139}$	$\frac{200}{10000}$
41.	Монцитит	Центральная часть	Pt	$\frac{2,75}{80}$	$\frac{2,55}{2,94}$	$\frac{3500}{11}$	$\frac{100}{10000}$
42.	Лабрадорит	Волынский р-н	"	$\frac{2,64}{106}$	$\frac{2,55}{2,72}$	$\frac{1550}{35}$	$\frac{200}{10000}$
43.	Габбро	Центральная часть	"	$\frac{2,94}{34}$	$\frac{2,71}{3,10}$	$\frac{3000}{32}$	$\frac{10}{10000}$
44.	"	Приазовский р-н	"	$\frac{3,13}{305}$	$\frac{2,65}{3,40}$	$\frac{6700}{40}$	$\frac{200}{10000}$
45.	"	Волынский р-н	"	$\frac{2,72}{159}$	$\frac{2,57}{3,02}$	$\frac{1500}{23}$	$\frac{200}{5000}$
46.	Габбро оливиновое	"	"	$\frac{3,07}{780}$	$\frac{2,77}{3,45}$	$\frac{1520}{745}$	$\frac{200}{10000}$
47.	Габбро-анартозит	"	"	$\frac{2,69}{177}$	$\frac{2,50}{3,05}$	-	-
48.	Габбро-норит	Центральная часть	"	$\frac{2,90}{68}$	$\frac{2,61}{3,15}$	$\frac{2300}{47}$	$\frac{100}{10000}$
49.	Базальт, диабаз	Приазовский р-н	Pz	$\frac{2,78}{239}$	$\frac{2,65}{2,95}$	-	$\frac{200}{10000}$
50.	Диабаз	Волынский р-н	Pt	$\frac{2,90}{106}$	$\frac{2,85}{2,98}$	$\frac{550}{104}$	$\frac{200}{10000}$

1	2	3	4	5	6	7	8
51.	Пироксенит	Центральная часть	A,	$\frac{3,19}{23}$	$\frac{3,06}{3,21}$	$\frac{3000}{23}$	$\frac{100}{10000}$
52.	"	р-н Среднего Побужья	"	$\frac{3,14}{102}$	$\frac{2,80}{3,35}$	$\frac{2700}{102}$	$\frac{20}{23500}$
53.	"	Приазовский р-н	"	$\frac{3,08}{15}$	$\frac{2,80}{3,30}$	$\frac{4900}{15}$	$\frac{200}{10000}$
54.	Серпентинит	р-н Среднего Побужья	"	$\frac{2,48}{665}$	$\frac{1,83}{2,90}$	$\frac{4600}{665}$	$\frac{40}{385000}$
55.	"	Приазовский р-н	"	$\frac{2,40}{3}$	$\frac{2,38}{2,45}$	-	$\frac{10.000}{10.000}$
56.	Сиенит нефелиновый	"	Pt	$\frac{2,57}{22}$	$\frac{2,50}{2,65}$	-	-
57.	Сиенит аллютопетматонидный	"	"	$\frac{2,65}{207}$	$\frac{2,47}{2,85}$	$\frac{4200}{12}$	$\frac{200}{10.000}$
58.	Файялит	"	"	$\frac{2,62}{18}$	$\frac{2,58}{2,68}$	-	-
59.	Мариуполит	"	"	$\frac{2,63}{181}$	$\frac{2,00}{2,80}$	-	-
60.	Миласит	"	"	$\frac{2,67}{109}$	$\frac{2,58}{2,68}$	-	-
61.	Песчаник овручский	Волинская часть цита	"	$\frac{2,45}{498}$	$\frac{1,90}{2,75}$	-	-

121 132

Анализируя данные приведенной таблицы можно видеть, что для наиболее распространенных разновидностей пород районов Среднего Побужья средние значения плотности и магнитной восприимчивости их выше, чем для соответствующих пород центральной части щита, расположенной к востоку. Эта закономерность более наглядно иллюстрируется прилагаемым рисунком.

Повышенная плотность гнейсового комплекса, гранитов и других петрографических разновидностей районов Среднего Побужья, по сравнению с докембрийскими породами более восточных районов щита, по-видимому, и обуславливает наибольшие интенсивности положительных аномалий силы тяжести.

Следует также отметить, что в районах Среднего Побужья, к югу и юго-западу от Винницы, развиты положительные магнитные аномалии, которые отражают области распространения гнейсового комплекса, чернокитов и других пород, отличающихся повышенной магнитной восприимчивостью по сравнению с аналогичными разновидностями пород центральной части щита.

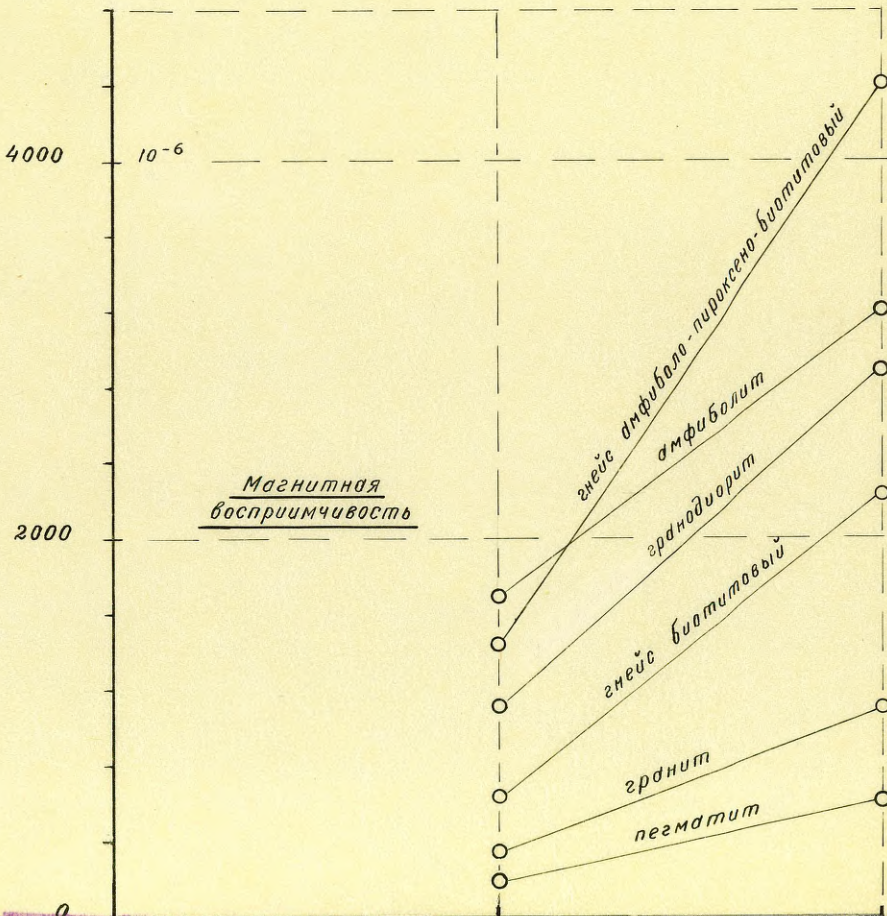
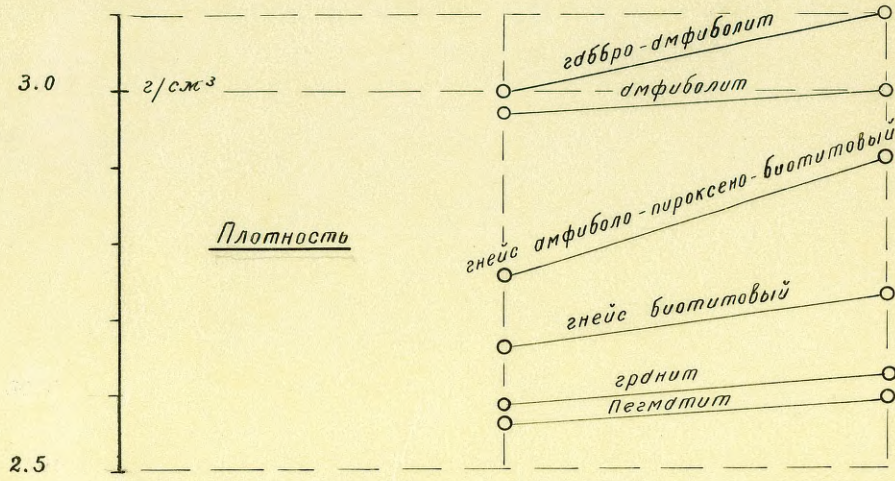
Если иметь в виду, что средние значения вычислялись из достаточно больших совокупностей  $n$ , включающих сотни и даже тысячи образцов, и что превышение плотности и магнитной восприимчивости пород Побужья, отмечается для ряда петрографических разновидностей, можно полагать, что этот факт достаточно закономерен и отображает определенное различие в условиях образования и развития этих частей Украинского щита.

Нам представляется, что, кроме различий химико-минералогического состава одноименных пород Побужья и восточных

121a

133

Различие  
 средних значений плотности и магнитной восприимчивости  
 докембрийских пород районов Украинского щита.



Управление геолог. и охр. недр.  
 при Совете Министр. в Латвийской ССР  
 ГЕОЛФОНД  
 Инв. № 2646  
 Дата 27-III-67г.

1

частей щита, в определенной мере сказавшихся на изменении их физических свойств, немаловажную роль, по-видимому, сыграли и различные тектонические условия развития этих районов. Известно, что в западной части щита, в районах Побужья, преобладают северо-западные простирания. Указанные простирания рассматриваются как подтверждение его участия в движениях герцинского этапа складчатости. Вместе с тем, район Побужья достаточно близко прилегает к тектонически активной области Восточных Карпат, складкообразование в пределах которой происходило в несколько фаз. Древнейшая из них была до верхнего карбона, а последующие происходили в мезозое и кайнозое. Нельзя не думать, что длительно развивавшиеся складчатые движения Восточных Карпат не сказались на Украинском щите и, в частности, его западных районах. Представляется, что одной из форм их воздействия и являлись метаморфизм и уплотнение пород Побужья, в то время, как породы центральной части щита оказались менее поддающимися.

### 3. Воронежский массив

Кристаллический фундамент Воронежского подземного выступа (антеклизы) относится к нижнему протерозою. В нем существенную роль занимают железорудные сланцы и кварциты, образующие железорудную свиту. Мощность свиты варьирует от 75 до 400 м.

Подстилается железорудная свита гнейсо-сланцевой свитой, содержащей слюдяные гнейсы, мигматиты, слюдяные и хлоритовые сланцы. Перекрывается железорудная свита известково-сланцевой толщей, состоящей из кварц-сланцевых, извест-

ково-сланцевых сланцев и карбонатов. Метаморфический комплекс интродуцирован существенно микроклиновыми гранитами, рапакивиобразными гранитами и граносиенитами.

В некоторых скважинах, пробуренных на Воронежском массиве, среди железистых кварцитов встречены дайки габбродиоритов. В таблице № 3 приводятся данные о плотности и магнитной восприимчивости пород фундамента этого региона.

## ТАБЛИЦА

Физических свойств докембрийских пород Воронежского массива

№ п/п	Наименование пород	Возраст	Объемная плотность $\rho$ в г/см <sup>3</sup>		Магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^6$	
			Средн. значен. к-во образцов	Пределные значения	Среднее знач. к-во определ.	Пределные значения
1	2	3	4	5	6	7
1.	Гранито-гнейсы	Pt	$\frac{2,63}{203}$	$\frac{2,18}{3,23}$	$\frac{350}{121}$	$\frac{0}{12500}$
2.	Сланцы биотитовые	"	$\frac{2,69}{565}$	$\frac{157}{3,40}$	$\frac{2300}{1605}$	$\frac{0}{17000}$
3.	Сланцы хлоритовые	"	$\frac{2,61}{230}$	$\frac{2,02}{3,60}$		
•	Сланцы серицитовые	"	$\frac{2,31}{234}$	$\frac{1,8}{3,00}$		
•	Амфиболит	"	$\frac{2,96}{25}$	$\frac{2,60}{3,40}$	$\frac{150}{57}$	$\frac{0}{460}$
•	Кварцит магнетитовый	"	$\frac{3,43}{2535}$	$\frac{2,44}{4,70}$	$\frac{16400}{712}$	-
•	" гематитовый	"	$\frac{3,36}{287}$	$\frac{2,57}{4,35}$	$\frac{74000}{1243}$	-
•	" маргитовый	"	$\frac{3,32}{2154}$	$\frac{2,42}{4,37}$	-	-
•	" безрудный	"	$\frac{3,09}{34}$	$\frac{2,54}{}$	-	-

1	2	3	4	5	6	7
10. Гранит		A	$\frac{2,63}{61}$	$\frac{2,36}{2,90}$	$\frac{500}{46}$	$\frac{80}{6300}$
11. Длорит		"-	$\frac{2,77}{13}$	$\frac{2,50}{2,90}$	$\frac{200}{18}$	$\frac{70}{1153}$
12. Сиснит		"-	$\frac{2,65}{6}$	$\frac{2,64}{2,67}$	$\frac{800}{21}$	$\frac{20}{4200}$
13. Габбро		Pt	$\frac{2,88}{8}$	$\frac{2,54}{2,90}$	$\frac{0}{8}$	$\frac{0}{150}$

4. Белорусский массив

Допалеозойский кристаллический фундамент массива сложен метаморфическими и магматическими породами. Метаморфические породы представлены биотитовыми двуслюдяными микроклин-плагиоклазовыми гнейсами. Гнейсы обычно мигматизированы гранитными интрузиями.

Из магматических образований широко известны как гранитоидные, так и габброидные породы. Породы первого ряда представлены микроклинными гранитами, переходящими в гранодиорит, кварцевыми диоритами, диоритами и родственными им породами. В районе д.д. Зубневичи и Морино (около 110 км к западу от Минска) вскрыты и пройдены на значительную мощность основные габброидные породы - габбро и габбро-нориты. Обычно эти породы окварцованы, катаклазированы и сгнейсованы. Содержат они значительное количество рудного минерала, благодаря чему отчетливо проявляется на аномальном магнитном поле.

ТАБЛИЦА

Физических свойств докембрийских пород Белорусского массива

№ п/п	Наименование породы	Возраст	Объемная плотность $\rho$ в г/см <sup>3</sup>		Магнитная восприимчивость $\chi \cdot 10^6$		Предел. значен. к-во определ.	Предел. значения
			Средн. знач. к-во определ.	Предел. знач.	Средн. значен. к-во определ.	Предел. значения		
1	2	3	4	5	6	7	7	
1.	Гранит	A	$\frac{2,61}{9}$	$\frac{2,59}{2,68}$	$\frac{200}{57}$	$\frac{0}{1100}$		
2.	Гранодиорит	"	$\frac{2,63}{45}$	$\frac{2,57}{2,75}$	$\frac{2600}{9}$	$\frac{1100}{3400}$		
3.	Диорит	"	$\frac{2,76}{13}$	$\frac{2,68}{2,87}$	$\frac{300}{13}$	$\frac{10}{1140}$		
4.	Габбро биотито-пироксено- вое и амфиболо-пироксено- вое	"	$\frac{2,77^X}{76}$	$\frac{2,58^X}{2,90}$	$\frac{2400}{109}$	$\frac{180}{5300}$		
5.	Гнейс биотит./огней- сов. габбро /	"			$\frac{750}{16}$	$\frac{10}{4540}$		
6.	Диабазы, базальты юго-зап. р-нов БССР	Ст.			$\frac{5700}{21}$	$\frac{1000}{12000}$		

X/ Из скважин Д.Д.Зубковичи и Морино.

По данным настоящей таблицы следует сделать следующие замечания:

1. Число определений физических свойств недостаточно для получения полного представления о характере и закономерности изменения параметров в пределах Белорусского массива

2. Пониженное значение средней плотности гранодиоритов (2,63 г/см<sup>3</sup>) объясняется тем, что 3/4 исследован<sup>н</sup>ой совокупности представлены породами из скважины у д.Синкевичи, а 1/4 - из Пинской опорной скважины.

При этом, в связи с высоким содержанием в синкевичских гранодиоритах кварца (15-30%) и тем, что главным цветным минералом в них является биотит, средняя плотность их (2,61 г/см<sup>3</sup>) равна плотности гранитов. Гранодиориты же из Пинской скважины, содержащие меньшее количество кварца, а из цветных минералов - роговую обманку, естественно, характеризуются большей средней плотностью (2,71 г/см<sup>3</sup>).

3. Диориты (правда, по небольшому числу образцов) обладают средней плотностью 2,76 г/см<sup>3</sup>. Вместе с тем диориты Волынского района Украинского щита (см.табл. № 2) обладают высокой средней плотностью - 2,98 г/см<sup>3</sup>. Таким образом, в противоположность Э.Э.Фотиади ( 155 т.П, стр.60), приходится констатировать существенное различие между средней плотностью диоритов Белорусского массива и Украинского щита, обусловленное различием химико-минералогического состава этих пород.

В дополнение к вышеприведенным сведениям считаем небезинтересным привести также сводную таблицу, в которой

сопоставлены средние значения плотности и магнитной восприимчивости наиболее распространенных разновидностей пород для всех четырех рассмотренных регионов Русской платформы.

Для Украинского щита приведены предельные (максимальные и минимальные) средние значения для рассмотренных его четырех частей. Количество образцов в данном случае показано для соответствующих средних значений параметров. В группу сланцев хлоритовых по Балтийскому щиту включены зеленокаменные сланцы, графитизированные и филлиты.

СВОДНАЯ ТАБЛИЦА

средних значений плотности и магнитной восприимчивости для  
главнейших разновидностей докембрийских пород

№ п/п	Наименование пород	Наименование регионов		Балтийский щит		Воронежский массив		Белорусский массив	
		Украинский щит	Балтийский щит	Воронежский массив	Белорусский массив				
		σ г/см <sup>3</sup>		σ г/см <sup>3</sup>		σ г/см <sup>3</sup>		σ г/см <sup>3</sup>	
		x · 10 <sup>6</sup>		x · 10 <sup>6</sup>		x · 10 <sup>6</sup>		x · 10 <sup>6</sup>	
		Средние значения к-во образцов		Средние значения к-во образцов		Средние значения к-во образцов		Средние значения к-во образцов	
1		3	4	5	6	7	8	9	10
1.	Песчаник	$\frac{2,45}{498}$	-	$\frac{2,67}{88}$	-	-	-	-	-
2.	Кварцит	$\frac{2,59-2,62}{149-86}$	$\frac{50}{38}$	-	-	$\frac{3,09}{34}$	-	-	-
3.	Сланцы биогито-вые	-	-	$\frac{2,87}{297}$	$\frac{250}{242}$	$\frac{2,69}{000}$	-	-	-
4.	Сланцы серицитовые	-	-	-	-	$\frac{2,31}{234}$	$\frac{2300}{1005}$	-	-
5.	Сланец хлопчатый	$\frac{3,03}{81}$	-	$\frac{2,72}{243}$	$\frac{250}{973}$	$\frac{2,61}{230}$	-	-	-
6.	Гнейс биотитовый	$\frac{2,63-2,73}{109-700}$	$\frac{650-2500}{304-100}$	$\frac{2,60}{100}$	$\frac{0}{31}$	-	-	-	$\frac{750}{16}$

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

7. Гнейс биотито-гранатовый	$\frac{2,80-2,86}{40-135}$	$\frac{50}{36}$	$\frac{2,76}{77}$	$\frac{0}{34}$	-	-	-	-	-
8. Гнейс амфиболо-пироксено-биотитовый	$\frac{2,75-2,91}{695-676}$	$\frac{1350-4400}{506-676}$	$\frac{2,65}{105}$	$\frac{0}{150}$	-	-	-	-	-
9. Амфиболит	$\frac{2,94-3,00}{249-447}$	$\frac{1700-8200}{733-440}$	$\frac{3,00}{207}$	$\frac{50}{160}$	$\frac{2,96}{29}$	$\frac{150}{37}$	-	-	-
10. Мигматиты	$\frac{2,60-2,61}{1770-140}$	$\frac{560}{1776}$	-	-	-	-	-	-	-
11. Гранито-гнейс	-	-	$\frac{2,63}{514}$	$\frac{350}{590}$	$\frac{2,63}{265}$	$\frac{350}{121}$	-	-	-
12. Гранит	$\frac{2,56-2,63}{1600-2529}$	$\frac{350-1100}{2599-2525}$	$\frac{2,70}{370}$	$\frac{0}{42}$	$\frac{2,63}{61}$	$\frac{500}{40}$	$\frac{2,61}{9}$	$\frac{200}{37}$	-
13. Чернокилы	$\frac{2,66-2,68}{2050-1464}$	$\frac{850}{3479}$	-	-	-	-	-	-	-
14. Гранит-ралаквы	$\frac{2,55-2,59}{622-1025}$	-	$\frac{2,60}{152}$	$\frac{50}{165}$	-	-	-	-	-
15. Пегматит	$\frac{2,56-2,60}{350-650}$	$\frac{200-600}{131-135}$	-	-	-	-	-	-	-
16. Гранодиорит	$\frac{2,66-2,70}{25-427}$	$\frac{1100-2900}{93-427}$	$\frac{2,74}{19}$	-	-	-	-	$\frac{2,63}{45}$	$\frac{2600}{0}$
17. Диорит	$\frac{2,90-2,98}{168-171}$	$\frac{1500-3700}{139-105}$	$\frac{2,78}{211}$	-	$\frac{2,77}{13}$	$\frac{200}{13}$	$\frac{2,76}{13}$	$\frac{300}{13}$	-
18. Сленит	$\frac{2,65}{207}$	$\frac{4200}{12}$	$\frac{2,68}{148}$	$\frac{50}{11}$	$\frac{2,65}{0}$	$\frac{800}{21}$	-	-	-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
19.	Габбро	$\frac{2,72-3,13}{159-306}$	$\frac{1500-6700}{28-40}$	$\frac{2,94}{165}$	-	$\frac{2,88}{8}$	$\frac{0}{8}$	$\frac{2,77}{76}$	$\frac{2400}{109}$
20.	Габбро-норит	$\frac{2,90.}{68}$	$\frac{2800}{47}$	$\frac{2,90}{553}$	$\frac{550}{557}$	-	-	-	-
21.	Габбро-амфиболит	$\frac{3,01-3,25}{94-18}$	$\frac{1100-2900}{94-40}$	-	-	-	-	-	-
22.	Габбро-оливиновое	$\frac{3,07}{780}$	$\frac{1500}{746}$	-	-	-	-	-	-
23.	Норит	-	-	$\frac{3,10}{208}$	-	-	-	-	-
24.	Перидотит	-	-	$\frac{3,11}{613}$	$\frac{3800}{390}$	-	-	-	-
25.	Пироксенит оливи- новый	-	-	$\frac{3,14}{197}$	-	-	-	-	-
26.	Пироксенит	$\frac{3,08-3,19}{15-23}$	$\frac{2700-4900}{102-13}$	$\frac{3,14}{490}$	$\frac{1800}{?}$	-	-	-	-
27.	Диабазы, базальты	$\frac{2,78-2,90}{239-106}$	$\frac{550}{104}$	$\frac{2,78-3,02}{390-170}$	$\frac{900-1300}{105-481}$	-	-	-	$\frac{5000}{21}$

my

Рассмотрение данных сводной таблицы для группы метаморфических пород показывает, что различные разновидности гнейсов Украинского щита характеризуются в целом более высокой плотностью и магнитной восприимчивостью, чем аналогичные образования Балтийского щита. Это различие средних значений, по-видимому, следует связывать не с различием возраста рассматриваемых образований, а с химико-минералогическим составом исходного материала собственно гнейсовых разновидностей и магматических ингредиентов, участвовавших в их метаморфизме.

Обращает на себя внимание близость средних значений плотности амфиболитов (2,94 - 3,0) во всех трех регионах, где они подверглись изучению, и резкое различие их магнитной восприимчивости. В то время как амфиболиты Украинского щита характеризуются в целом высокой магнитностью, на Балтийском щите и Воронежском массиве они отличаются слабой магнитной активностью. Не вызывается ли такое различие физических свойств различным происхождением амфиболитов разных районов? Известно, что одни петрографы рассматривают амфиболит, как результат метаморфизации основных магматических пород. Другие считают, что амфиболиты образовались в результате метаморфизации осадочных карбонатных отложений. Напрашивается вывод - не являются ли амфиболиты Украинского щита продуктом первичномагнитных основных пород, а амфиболиты Балтийского щита и Воронежского массива первично осадочных карбонатных пород? Не претендуя на решение вопроса о генезисе амфиболитов этих регионов, нам, однако, представляется, что использование данных о физических свойствах

может оказать существенную помощь в его разрешении. При этом наиболее вероятное решение могут дать сведения о магнитных свойствах амфиболитов того или иного района или участка внутри него.

Средние значения плотности гранитов (так же как и гранито-гнейсов) для всех четырех структурно-тектонических регионов весьма близки между собой и варьируют в сравнительно узких пределах (2,56 - 2,63 г/см<sup>3</sup>). Исключением является группа гранитов Балтийского щита, для которой средняя плотность достигает 2,70 г/см<sup>3</sup>. Однако, существенное повышение средней плотности этой группы, как показывает более детальный анализ, вызвано включением в нее большого числа образцов из гранулитовой формации Кольского полуострова. Для гранитов этой формации характерно наличие тяжелых цветных минералов - граната и гиперстена, которые они, по-видимому, заимствуют из боковых пород гранулитового комплекса. Присутствием этих минералов и обуславливается повышенная плотность гранитов гранулитовой формации и общее повышение приведенной в таблице средней плотности всей группы гранитов Балтийского щита.

В отношении гранитов-рапакиви, то имеющийся большой материал по Украинскому щиту вновь подтверждает и для этого региона в общем низкую плотность их, что неоднократно отмечалось в литературе.

Обращает на себя внимание большие пределы изменения средней плотности диоритов разных регионов. В то время, как средние плотности их (2,90 - 2,98 г/см<sup>3</sup>) на Украинском

ците близки к максимальным значениям, известным в литературе для этих пород, средние значения в остальных регионах ( $2,76 - 2,78 \text{ г/см}^3$ ) соответствуют минимальным значениям. Такой разброс средних величин может быть объяснен, главным образом, различием минералогического состава, в частности, различным содержанием кварца и темноцветных минералов. По-видимому, в исследованную группу образцов Украины вошло большое число "чистых" диоритов, в то время как по остальным регионам были включены кварцесодержащие и кварцевые разновидности этих пород, в которых содержание кварца повышается до 15%, а темноцветных минералов снижается на 15-10%. Этими же причинами следует объяснить и более высокую магнитность диоритов Украинского щита по сравнению с одноименными породами других районов.

Следует отметить постоянство средней плотности сиени-тов ( $2,65 \text{ г/см}^3$ ) и габбро-норитов ( $2,90 \text{ г/см}^3$ ) в разных регионах.

Такими подытоживающие замечания, вытекающие из приведенных в настоящей главе материалов о физических свойствах кристаллических пород докембрия.

### Глава III

## АНОМАЛЬНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ БАЛТИЙСКОГО ПИТА И СВЯЗЬ ИХ С ОСНОВНЫМИ ЧЕРТАМИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПОСЛЕДНЕГО

### I. Аномальное магнитное поле

Аэромагнитная съемка Кольского полуострова в период 1948-55 гг. производилась  $Z$ -аэромагнитометром в масштабе 1:200000. Некоторые перспективные районы (гранулитовая формация, свита имандра-варзуга и др.) покрыты съемкой более крупного масштаба от 1:100000 до 1:50000. В 1958 году восточная часть территории Мурманской области вновь была перекрыта съемкой масштаба 1:200000 с  $T$ -аэромагнитометром АСГМ-25. К западу от Кировской железной дороги, севернее параллели  $68^{\circ}$ , некоторые участки покрыты съемкой масштаба 1:50000. Маршруты съемки задавались вкрест простирания основных геологических структур и имели в основном северо-восточное и частично широтное направление.

Результаты аэромагнитной съемки  $\Delta T$ , спантографированные до масштаба 1:2500000, приведены на приложении № 2.

Участки, прилегающие к Мончегорску и к Мурманску с северо-запада,  $T$ -аэромагнитной съемкой покрыты не были. В их пределах показаны схематизированные контуры аномальных зон, по данным  $Z$ -аэромагнитной съемки.

На территории Мурманской области, исходя из особенностей геологического строения, выделяют два геотектони-

ческих района: Кольский и Беломорский.

Основной закономерностью магнитного поля области является преимущественно северо-западная ориентировка осей аномалий, совпадающих с общим простираанием геотектонических зон региона.

Кольский геотектонический район в большей части характеризуется повышенным, довольно сложным, меняющимся магнитным полем.

В пределах Мурманского Среднего массива, в его северо-западной части, отмечена широкая аномальная зона, связанная с породами гранодиоритового состава, в которых присутствует вкрапленность магнетита. Интенсивность в отдельных местах этой зоны достигает 2000 гамм. В прибрежной юго-восточной части аномальное поле приобретает пятнистый характер и отдельные аномалии соответствуют штокам, дайкам и иным телам диабазов, габбро-диабазов и ультраосновных пород.

Центральная часть Кольского полуострова характеризуется крупной магнитной аномалией, захватывающей Кольский синклинорий и Централь<sup>но</sup>-Кольскую антиклинорную зону.

Эта аномалия связана, во-первых, с гнейсами, в которых встречается спорадическая вкрапленность магнетита и ильменита, и, во-вторых, с габбро-анортозитами, несущими титано-магнетитовое оруденение. Тела габбро-анортозитов достигают по простираанию до 10-20 км и по мощности до 1 км. К северо-западу эта аномалия сужается и к югу от Мурманска выклинивается.

На фоне пониженного поля, в зоне разлома, между Мурманским массивом и свитой кейв на картах крупномасштабных съёмок отмечены локальные магнитные аномалии (интенсивность до 2000 гамм), связанные с массивами ультраосновных и основных пород горы Лешая, Охмыльк, Полмос - тундры и др.

Печенгско-Варзугская синкликорная зона в северо-западной части характеризуется повышенным магнитным полем, связанным с диабазами печенгской формации и сланцеватыми амфиболитами тундровой свиты (г.г. Кевлик, Кенирим). В центральной части зоны, по данным Z-аэросъёмки, в районе Заимандровской группы железорудных месторождений, приуроченных к антиклинальной структуре, четко выделяются две полосы аномалий, связанных с железистыми кварцитами, залегающими в слюдяных гнейсах. Одна из этих полос, соответствующая северо-восточному крылу антиклинали, включает Оленегорское и Кахозерское месторождения, а вторая, соответствующая юго-западному крылу - месторождения Кировогорское, ХУ годовщины Октября, горы Баумана и Железной вараки. Мончегорский плутон ультраосновных и основных пород также по данным Z-аэросъёмки отличается спокойным магнитным полем порядка 500 гамм. Юго-восточная часть синклизория, включающая свиту имандра - варзуга, проявляется в магнитном поле линейно вытянутыми аномалиями, связанными с магнито-активными сланцами и диабазами. По северному контакту свиты аномалиями до 1200 и больше гамм отмечаются известные интрузии габбро-норитов и норитов Федоровых и Панских тундр. Особенно

четко выделяются северные контакты массивов, расположенные в зоне разломов. Полосовыми аномалиями, интенсивностью до 1200 гамм, отмечается южный контакт свиты с архейскими гнейсами Беломорского района.

Беломорский геотектонический район, в отличие от Кольского, характеризуется в основном нормальным, в общем, пониженным магнитным полем. Такое отличие от Кольского геотектонического района объясняется тем, что широко распространенные в Беломорском районе гнейсы и мигматиты являются слабо магнитными породами. Слабая магнитность этих пород обусловлена - во-первых, почти полным отсутствием в их комплексе железорудных сланцев, типичных для гнейсов Кольского района, во-вторых, отсутствием вулканических протерозойских пород и, в-третьих, интенсивной мигматизацией пород под влиянием интрузий олигоклазовых и микроклиновых гранитов. Характерно, что гнейсы Беломорского района имеют пониженную плотность по сравнению с гнейсами Кольского района.

В пределах Беломорского района на юго-восточном побережье озера Имандра локальные магнитные аномалии приурочены к зоне разлома, которая контролируется интрузиями ультраосновных и щелочных пород Африканди, Сальми Хаозера и др. Повышенная магнитность этих пород обусловлена наличием в них титано-магнетитового оруденения.

Между средним течением реки Лотты и Колвицкими озерами магнитные аномалии связаны с породами основного состава гранулитовой формации. В пятидесяти километрах к югу от Лотозера изометрической аномалией до тысячи двухсот гамм отмечается Ено-Ковдорский массив ультра-

140 182 -157 -  
основных и щелочных пород и связанное с ними месторождение магнетитовых руд.

В северо-западной части аномалии, связанной с гранулитовой формацией, к северу от р. Лотты аэросъёмкой масштаба 1:50000 выявлена линейно вытянутая аномалия, имеющая простирание с северо-запада на юго-восток от озера Алла-Акки-ярви до Анис-тундры. Эта аномалия отражает, по-видимому, крупный разлом, к которому приурочены интрузии гипербазитов, перспективные на поиски медно-никелевых сульфидных руд типа Алла-Акки-ярви.

Аэромагнитная съёмка Карелии в период 1946-1950 гг. проводилась Z-аэромагнитометром в масштабе 1:200000. Некоторые перспективные районы железорудных и других месторождений покрыты съёмкой более крупного масштаба от 1:100000 до 1:50000. Отсутствие увязки отдельных участков съёмок между собой и привязки их к общему единому уровню для всей территории Карелии определило невозможность составления по их данным единой карты изоаномал магнитного поля. Однако, пользуясь графиками - аэромагнитной съёмки, оказалось возможным выделить отдельные аномальные участки, которые в большинстве случаев образуют характерные зоны различных размеров и простираний. Этими аномальными зонами, спантографированными до масштаба 1:2500000, и охарактеризовано магнитное поле территории Карелии.

На территории Карелии, исходя из особенностей геологического строения, выделяют два геотектонических района - Беломорский и Карельский.

Беломорский геотектонический район, прилегающий к

западному побережью Белого моря и представленный архейскими гнейсами беломорского комплекса, характеризуется, в основном, слабоотрицательным и нормальным магнитным полем.

Карельский геотектонический район, в состав которого входит крупный срединный Карельский массив, отображается в магнитной поле большим количеством полосовых и изо-метрических аномалий. Простираение этих аномалий, меняющееся от северо-западного до меридионального, в общем, соответствует простираению крупных структур карелид, представленных синклиналильными зонами и разделяющими их антиклиналильными поднятиями. Интенсивность и характер аномалий зависят от петрографического состава и условий залегания формации, свит и месторождений.

Месторождения магнетитовых кварцитов железорудной формации такие как Костомукшское, Тикозерское, Гимольское, расположенные между озером Среднее Куйто и озером Гимольским, создают сильные магнитные аномалии, достигающие 200000 гамм и приуроченные к линейно вытянутым зонам.

Рудные тела магнетитовых кварцитов небольшой мощности, такие как Маньгинское и Киндасовское, расположенные к западу от Петрозаводска, отмечаются менее интенсивными значениями поля до 2000 гамм. Интенсивность этих аномалий резко убывает с увеличением высоты съемки. Все магнитные аномалии, связанные с магнетитовыми кварцитами представляют собой локальные полосовые зоны, приуроченные к реликтовым структурам железорудной формации. Характерной особенностью их является крайняя невидержан-

ность их по интенсивности аномалий вертикальной составляющей.

Титаномагнетитовые месторождения, связанные с ультраосновными и основными породами, такие как Елетьозерское (восточнее Пяозера), Койкорское (к югу от Медвежьегорска), Пудожгорское, характеризуются изометрическими формами и высокими значениями поля. На первом из них максимальная интенсивность составляет 76000 гамм. Протерозойский осадочно-вулканогенный комплекс (парандовская и тунгудская серии) с приуроченными к нему месторождениями колчеданных руд (Хаутаварское, Улялегское, Парандовское) отмечается изометричными и линейными магнитными аномалиями, величина которых достигает 3000 гамм.

Большая часть аномалий Карелии связана с разломами, по которым внедрялись основные и ультраосновные интрузии архея, протерозоя. Обычно такие разломы приурочены к краевым и осевым частям синклиналиных прогибов. К аномалиям подобного генезиса можно отнести аномалии Олонги, Пяозера, Кукасовера, Тикшодера и Северной Карелии.

Аномалии, расположенные на восточном и северо-восточном побережье Ладожского озера, по-видимому, следует связывать с породами основного состава (габбро, габбро-диабазы), выходящими на поверхность на островах в северной части озера и внедрившимися по разлому.

Полосовые аномалии к югу от Онежской губы Белого моря протягиваются на территорию Архангельской области. В пределах этой полосы расположен ряд выходов основных и ультраосновных пород осевой части синклиналиной структуры Ветренного пояса. Представляется, что рассматриваемая

протяженная аномальная полоса контролирует в северной и средней части осевой, а в южной - краевой разломы в этой крупной тектонической структуре.

Для составления карты магнитных аномалий зарубежной части щита были использованы следующие материалы. По Швеции была принята карта вертикальной составляющей магнитного поля гидрографической службы Швеции (автор Молин). При составлении ее автором использованы 2147 наблюдений, полученных за период 1921-1938 гг. Покрываемая площадь составляет 440000 кв.км. Средняя густота пунктов - один пункт на 205 кв.км. Наибольшая густота пунктов падает на южную часть Швеции, где 1 пункт приходится на 33 кв.км. Карта построена в масштабе 1:400000 с сечением изоаномал через 200 гамм.

По Финляндии были использованы данные по 800 пунктам, приведенные в рукописном "Каталоге магнитных определений по Земному шару", хранящемся в Ленинградском отделении ИЗМИРАН<sup>а</sup>. Карта построена с сечением изоаномал через 200 гамм. К сожалению, соответствующие материалы по территории Норвегии отсутствуют.

Магнитное поле зарубежной части щита характеризуется значительной расчлененностью, отражающей его характерные элементы. На территории Швеции наибольшая расчлененность аномального поля и наибольшее развитие положительных аномалий имеют место в северной и восточной ее частях. Ряд достаточно значительных по площади аномальных участков развит и в южной и западной частях Средней Швеции, примерно между широтами  $59^{\circ}$ - $64^{\circ}$ . Та часть Средней Швеции, которая располагается вдоль

западного побережья Ботнического залива, характеризуется слабо интенсивными аномалиями с максимальными вариациями от - 200 до + 200 гамм. Слабо аномальным, в общем, отрицательным полем характеризуется и западная часть южной Швеции. Здесь, как это видно на геологической карте Балтийского щита, развиты так называемые готские гнейсы, относимые к нижнему протерозою. Гнейсы эти представляют собой красные или серые довольно грубозернистые породы, содержащие микроклин пертит, кислый плагиоклаз, кварц, в редких случаях магнетит и изменчивое содержание слюды и роговой обманки.

Следует также отметить наличие в северной и центральной части Швеции участков отрицательных аномалий значительной интенсивности, до - 1000 гамм и меньше. К северной части Швеции - Шведской Лапландии, характеризующейся большим числом положительных аномалий - в 1000 и больше гамм приурочен ряд железорудных месторождений, из которых некоторые весьма значительны, например, Кирунвара, Люссавара, Гелливар (в 100 км к югу от г. Кируна) и другие. Здесь насчитывается более тридцати месторождений. Они в основном, по-видимому, и вызвано аномальное магнитное поле данной территории. Следует отметить, что южная граница этого района магнитных аномалий проходит примерно вдоль реки Шеллефте-Эльв. Вдоль последней, почти по всей ее длине, фиксируется цепочка магнитных аномалий. Кроме того, река Шеллефте-Эльв ограничивает с юга также

и область развития ургранитов Шведской Лапландии. Нельзя также не обратить внимание и на приуроченность к этой зоне ряда массивов раннеотрийских гранитов типа рапакиви (Сорсельгранита). Такое соотношение фактов вынуждает поставить вопрос - не зоной ли разлома ограничивается северная часть Швеции с ее характерной мозаичной структурой аномального поля значительной интенсивности от ее центральной части, где магнитное поле в целом весьма спокойное?

В центральной части Швеции, примерно между  $59^{\circ}$  и  $61^{\circ}$  северной широты, расположено весьма значительное число железорудных месторождений, которые тесно связаны с лептитовой формацией. Однако большинство из них ограничено по размерам. Самое крупное месторождение в этом районе - Гренсберг. Надо полагать, что многие аномальные участки здесь, так же как и в северной части страны, связаны с региональным железным оруденением. Вместе с тем следует отметить, что область в общем повышенного аномального магнитного поля Средней Швеции близко совпадает с областью развития древнейших свекофенских гранитов (урграниты Швеции). Создается впечатление, что урграниты Швеции обладают более высокой магнитной восприимчивостью, чем позднесвионийские граниты в западной части Северной Швеции, где они представлены большими массивами так называемого Ревзидгранита.

На территории Финляндии аномальное поле менее расчлененное, чем в Швеции, по-видимому, главным образом,

за счет меньшей густоты сети пунктов, использованных для построения карты. Однако и здесь довольно отчетливо выделяются три района, отличающиеся по характеру аномального поля. В северной, лапландской части Финляндии преобладают положительные аномалии и локализируются участки максимумов, превышающих 1000 гамм. Средняя часть территории характеризуется слабоаномальным, в большей части отрицательным полем. И, наконец, юго-западная часть, где положительные аномалии вновь преобладают. Линейная аномалия северо-западной ориентировки в Финской Лапландии приурочена к так называемой лапонийской серии, представленной метаморфическими породами, среди которых широкое развитие имеют зеленокаменные основные эффузивы. К ней приурочен ряд железорудных месторождений. Серия эта относится к нижне- и среднепротерозойским образованиям.

Аномалия в районе г.Рованиemi приурочена к южной краевой зоне гранитного массива, в пределах которой встречаются силлы, дайки и интрузии основных и ультраосновных пород. Обращает на себя внимание, что северо-восточная периферия этого же массива ограничивается южной частью вышерассмотренной аномалии Лапландии.

Наконец, аномалия, расположенная вблизи меридиана  $28^{\circ}$ , по-видимому, может быть объяснена комплексом основных и ультраосновных интрузий, имеющих достаточно широкое развитие в ее южной половине. Этот комплекс, надо полагать, связан с разломом на северо-западе Карельского среднего массива.

Наиболее интенсивные аномалии Юго-западной Финляндии расположены вблизи контакта гнейсового и амфиболитового комплексов свекофенид с более молодыми верхнеархейскими гранитными массивами. Можно полагать, что контакты эти имеют тектонический характер и что вдоль них происходило внедрение магмы основного состава. Комплекс основных и ультраосновных пород имеет достаточно широкое развитие в этой части Финляндии. Вероятная связь рассматриваемых аномалий с разломами подтверждается новейшими геологическими съёмками юго-западной части Финляндии, проведенными под руководством М. Херме. Последний пришел к заключению, что широкая полоса микроклиновых гранитов Южной Лапландии приурочена к протяженному широтному разлому, проходящему почти через всю эту территорию. Разлом этот располагается приблизительно у северной границы массива в зоне сочленения его с геосинклинальной гнейсовой фацией свекофенид.

Указанный факт еще раз подтверждает установленную для многих регионов тесную связь между линейными протяженными аномалиями магнитного поля и разрывными тектоническими нарушениями, вдоль которых приходят в соприкосновение разнородные по геологическому строению блоки фундамента.

## 2. Аномальное гравитационное поле

Для составления карты аномалии силы тяжести восточной части Балтийского щита были использованы, в основном, маятниковые определения и в некоторых районах - гравиметровые съемки, проведенные Западным Геофизическим трестом в 1952 и 1958 гг. (в районе Карелии - Онежско-Ладожская и Медвежьегорская экспедиция, в Мурманской области - Хибинская экспедиция).

Для зарубежной части Балтийского щита были собраны и использованы данные по Финляндии, Швеции и Норвегии.

Гравиметрическая карта Финляндии составлена Пезоненом по данным гравиметровых съёмок 1954-1956 гг. Этими съёмками выполнены 8000 измерений, главным образом, на юго-востоке Финляндии. Кроме того, использованы данные маятниковых определений, выполненных до 1954 года во всех частях страны, южнее полярного круга. В период 1954-1956 гг. были также произведены 38 измерений на островах Финского, Ботнического заливов и Балтийского моря. В 1956 году измерения силы тяжести были произведены на акватории Финского и Ботнического заливов и Балтийского моря. Общее число морских измерений - 178. Карта Пезонена составлена в редукции Фая. Нами аномальное гравитационное поле Финляндии было пересчитано и дано в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя, равной  $2,67 \text{ г/см}^3$ .

Для Швеции использована гравиметрическая карта Б.Ви-  
делянда. Она построена по данным гравиметровых съёмок, выполненных в период 1941-1948 гг. Ими покрыта площадь

всей страны. Съёмки проводились гравиметрами Норгарда. Общее число пунктов по всей территории превышает 3000.

Для Норвегии были использованы данные маятниковых определений, выполненных всего лишь на 60 пунктах страны. Данные приведены в работе Хейсканена за 1945 год. Гравиметрическая карта зарубежной части Балтийского щита <sup>1)</sup> дана в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя  $2.67 \text{ г/см}^3$ . Для вычисления значений аномалий силы тяжести использована международная нормальная формула 1930 года. Хотя на картах Швеции изоаномалы проведены через 5 мгл, при построении сводной карты для единообразия последние были генерализованы и разрежены до 10 мгл.

При рассмотрении карты аномалий силы тяжести зарубежных районов Балтийского щита можно видеть, что по характеру поля ее можно разделить на две части - западную и восточную.

Западная часть, включающая Норвегию и крайне западные районы Швеции, расположена в области каледонского горного сооружения. Она характеризуется отчетливой линейно-вытянутой в северо-северо-восточном направлении зоной отрицательных аномалий интенсивностью до - 110 мгл. В её пределах выделяется ряд чашеобразных минимумов со значениями - 70 - 110 мгл.

К северо-западу от этой зоны, насколько можно судить по небольшому числу маятниковых пунктов, аномалии силы тяжести весьма резко возрастают, достигая в районе Лофотенских островов + 80 мгл. Таким образом, вдоль северо-западного побережья Скандинавии фиксируется гравитационная

---

1) Приложение № 3.

ступень с вероятным средним градиентом в 3 мгл/км. Следует напомнить, что дно Норвежского моря северо-западной Лофотенских островов, недалеко от них, претерпевает крутое погружение с амплитудой не меньшей 1500 метров.

Согласно Нансену, в этом районе уклон дна достигает 20°, что даже для некоторых горных сооружений является чрезвычайно крутым.

Такое соотношение гравитационного поля и поведения ложа морского бассейна в сравнительно узкой полосе указывает на тектоническую природу образования последнего и на приуроченность северо-западного берега Скандинавского полуострова к области глубинных разломов.

Рассматриваемая полосовая зона отрицательного аномального поля на юге, в районе г. Осло, ограничивается интенсивным максимумом до + 40 мгл. К северо-западному крылу максимума приурочен грабен Осло, выполненный осадочными и вулканическими неметаморфизованными отложениями перми и кембросилура и палеозойскими интрузиями нефелиновых сиенитов.

Восточная часть рассматриваемой территории, включающей большую часть Швеции и Финляндии, характеризуется существенно иным характером аномального гравитационного поля. Здесь структура поля, в отличие от западной части, не имеет отчетливо выраженных и выдержанных на значительном расстоянии линейных аномальных зон. В целом поле имеет мозаикоподобный вид с относительно небольшими размерами отдельных аномалий и сложным очертанием изваномал. Вместе с тем представляется возможным и в этой части территории

усмотреть две зоны, различающиеся как по характеру аномального поля, так и по средней интенсивности его. В первой из этих зон, занимающей восточную часть Скандинавии, поле более переменное, чем во второй, а интенсивность аномалий переменное, варьирует в пределах от - 20 мгл до нулевых значений, и лишь на отдельных небольших участках до + 10 мгл.

Вторая же зона, которая занимает северную и западную части Финляндии и Ботнического залива, в целом отличается менее переменным полем и большими отрицательными аномалиями, превышающими по своим значениям - 20 мгл. На отдельных довольно больших участках аномалии достигают - 40 - - 60 мгл.

Все указанные зоны имеют в целом северо-восточную ориентировку, согласную с общим простиранием главных структурных элементов в этой части Балтийского щита. Различный характер гравитационного поля отдельных крупных частей этого региона указывает на то, что щит нельзя рассматривать как единое структурно-тектоническое целое, а надо полагать, что отдельные части его отличались своими условиями образования и развития.

В южной части Финляндии выделяется дугообразная полоса положительных аномалий, южная часть которой уходит в Эстонию, а восточная - на территорию Карелии, к северному побережью Ладожского озера.

Вопрос о геологической природе аномального гравитационного поля Балтийского щита дискутировался в зарубежной и отечественной литературе. При этом зарубежными авторами для объяснения общего отрицательного поля щита была выдвинута гипотеза аизостатического всплывания его в результате таяния льда и освобождения от нагрузки ледника. Еще А.Д.Архангельский, а затем и другие советские исследователи показали несостоятельность этой гипотезы, так как по всем имеющимся геологическим данным, поднятие щита последовательно развивалось в течение очень длительного геологического времени, примерно с середины палеозоя, и имеет несомненно тектоническую природу. Особо интенсивные подвижки претерпела западная часть Скандинавского полуострова в третичное время. Кроме того, существенное улучшение гравиметрической изученности щита за последнее десятилетие показывает на достаточно сложную структуру поля, как в пределах щита в целом, так и на площади наибольшего послеледникового поднятия. Средняя величина аномалии силы тяжести по щиту близка к нулю. Отдельные же отклонения от этого среднего уровня могут и должны быть объяснены геологическими факторами, приуроченными к верхней части земной коры. Поэтому нет необходимости в привлечении умозрительных построений о всплывании щита после разгрузки его от растаявшего ледника.

Как указано было выше, каледонское складчатое сооружение граничит на востоке с докембрийским фундаментом. Между ними проходит главный надвиг. Гравитационное

поле при переходе через линию главного надвига резко меняется. Как отмечалось, каледонидам соответствует линейно вытянутая зона интенсивных отрицательных аномалий. Эта зона по простиранию распадается на ряд чашеобразных минимумов. Вопрос о причинах, создавших рассматриваемую полосовую аномалию на данной стадии познания геолого-тектонических условий слабо знакомого нам зарубежного региона, безусловно, не может быть решен сколько-нибудь удовлетворительно. И поэтому здесь приходится ограничиться установлением проявляющихся связей и самими общими соображениями о вероятной природе аномального гравитационного поля. Огромная протяженность аномальной полосы, как бы трассирующей передовую складчатую зону Балтийского щита, высокая интенсивность аномалий в данном случае трудно объяснить лишь факторами, зависящими от неоднородности структуры и вещественного состава верхней части коры. Надо допустить, что здесь на формирование поля доминирующее влияние оказали глубинные причины, лежащие как в нижних слоях коры (базальтовый слой), так и в подстилающем кору субстрате. Нельзя не обратить внимание на то, что осевая зона полосовой отрицательной аномалии приурочена к горной области Скандинавского полуострова, где высокие плато достигают 2000 м и больше. Ранее считали, что эта горная область является остатком древних каледонских сооружений. В последнее время выяснилось, что западная часть полуострова представляет собой пояс земной коры, поднявшийся сравнительно недавно, по-видимому, в третичный период. Поднятие это генетически связано со сбросами, которые широко развиты у

побережья. О значительной интенсивности тектонических движений в третичном периоде в северной части Атлантического океана говорит вулканическая деятельность в Гренландии, Исландии, на Фарерских и Британских островах. На юге Скандинавского полуострова, в Сконе, известны третичные базальты. В связи с этим, естественно предположить, что вулканическая деятельность связана с опусканиями, в результате которых образовался и дугообразный район опускания у побережья Норвегии, и поднятиями, создавшими Скандинавскую горную область. Интенсивные тектонические подвижки земной коры в сравнительно недалеком прошлом и вызвали перераспределение масс в глубоких ее частях. В горной части массы оказались разуплотненными, а в прилегающей опущенной части, в Норвежском море, массы претерпели уплотнение. Это различие в свойствах глубоких частей коры, по-видимому, следует связывать с различной толщиной гранитного слоя — большей под Норвежскими щитами и меньшей под северной частью Атлантического океана.

В.В.Белоусов в своем капитальном труде "Основные вопросы геотектоники", рассматривая вопрос о тектонической природе океанов, высказывает предположение, "что при том погружении, которое испытали вторичные океанические впадины (к которым он относит Индийский и Атлантический океаны. — М.З.), частично происходило разрушение гранитного слоя, может быть, путем его "растворения" в глубже лежащем базальте.

В настоящей работе не представляется

возможным более подробно останавливаться на этом вопросе. Приведенные факты дают лишь основание установить генетическую связь между геологической историей этой части полуострова и характером гравитационного поля.

Однако, кроме глубинных факторов, определенное, может быть и подчиненное, влияние оказывают на поле силы тяжести и тектонические структуры. Так подмечается, что к главнейшим синклинальным структурам каледонид приурочиваются чащеобразные минимумы. Самый северный минимум, который из-за недостатка данных не околтурен, близко совпадает с синклиналию Торнетреск, а минимум к югу от него приурочен к Уфугенской синклинали. Гравитационный минимум в - 110 мгл, расположенный к северу от широты  $62^{\circ}$ , приурочен к Тронхеймской мульде, представляющей словно складчатый и опустившийся участок земной коры, состоящий из отдельных складок пород нижнего палеозоя. Значительная часть мульды сложена сравнительно слабо метаморфизованными породами - конгломератами, подушечными лавами и т.п.

Заканчивая рассмотрение скандинавской полосы отрицательных аномалий силы тяжести, следует обратить внимание на ее ответвление, направленное примерно от широты  $62^{\circ}$  на юг к озерам Венерн и Веттерн. Западный край этого ответвления проходит вдоль тектонического контакта, отделяющего готский массив от более древних образований Южной Швеции. При этом сам минимум приурочен к обширному полю развития гранитоидов, известных в литературе под названием Смаландских гранитов.

Выше указывалось, что аномальное гравитационное поле докембрийской складчатости Балтийского щита резко отличается от поля силы тяжести каледонского складчатого сооружения. Территория Швеции характеризуется мозаичной структурой гравитационного поля. При этом области развития свекофенид Средней Швеции, представленных различными гнейсами, амфиболитами и другими глубоко метаморфизованными породами, соответствует в целом относительно повышенное поле. Массивы гранитов Дала, Ротан и Сорсель Швеции, являющиеся аналогами посторогенных раннеоттийских гранитов рапакиви восточной части щита, располагается в зоне повышенных градиентов, что указывает на их межформационные условия образования и залегания.

Поле силы тяжести Финляндии довольно хорошо согласуется с геологической картой страны. Область широкого развития микроклиновых и микроклин-плагиоклазовых гранитов Центральной Финляндии характеризуется пониженным, в целом отрицательным, полем аномалий силы тяжести. Относительно более высоким полем характеризуется область распространения гнейсо-гранитов, гранодиоритов и т.н. гранитов I группы восточной части Финляндии.

На юге страны к массивам гранитов рапакиви приурочены достаточно интенсивные отрицательные аномалии. Так, Аландский массив гранитов-рапакиви располагается вблизи аномалии в  $-60$  мгл. При этом небезинтересно отметить, что экстремум совпадает с Аландским морем, в котором дно образует глубокую впадину. Такое соотношение

гравитационного поля с рельефом дна дает основание предполагать о тектонической обусловленности последнего и приуроченности впадины Аландского моря к сбросовому нарушению, служившему путем для подъема из глубин гранитов рапакиви. Большие размеры по площади отрицательной аномалии в районе Аландских островов и к югу от них позволяет допускать широкое развитие гранитов рапакиви в этой части акватория Балтийского моря. Выборгский массив гранитов рапакиви также расположен в пределах гравитационного минимума в - 40 мгл. Судя по данным морской съёмки в Финском заливе, можно предполагать, что массив скрыт под водами залива и дальше выходит на южном его берегу, где скважинами встречены рапакиви в Таллине и Азери. Это предположение было высказано в литературе впервые Б.А. Андреевым (6).

На юго-западе Финляндии, в районе Раума, отрицательная аномалия в - 30 мгл соответствует массиву гранитов рапакиви Лайтила. И здесь по величине аномального участка можно предполагать, что не весь массив вскрыт эрозией и что значительная часть его имеет подземное продолжение к северо-западу от обнаженного и <sup>а</sup>эскартированного участка.

Обширная зона положительных аномалий, протягивающаяся от юго-западного района Финляндии к Ладожскому озеру, соответствует области развития различных гнейсов архейского возраста.

Гранулитовый комплекс северной части Финляндии отличается относительно повышенными слабо положительными аномалиями силы тяжести.

Гравитационное поле восточной части шита ввиду слабой изученности его охарактеризовано, к сожалению, весьма схематично. Естественно, что до проведения планомерной съёмки установить более или менее определенные связи между аномальным полем силы тяжести и геологическим строением очень затруднительно. Как уже указывалась выше, карта этой части шита составлена главным образом по материалам маятниковых определений силы тяжести и лишь для небольших участков (между Ладожским и Онежским озерами и к востоку от озера Имандра) поле было уточнено гравиметровыми съёмками.

Следует отметить, что аномальное поле Карелии удовлетворительно увязывается с полем Финляндии. I)

Поле Карелии и Кольского полуострова в основном характеризуются положительными аномалиями. Простираение региональных аномалий в северной части территории имеет северо-западную ориентировку. Здесь выделяются две протяженные полосы повышенных значений аномалий указанной ориентировки. Первая из этих полос приурочена к южной части Кольского полуострова. Начинается она от озера Имандра и протягивается на юго-восток вдоль всего полуострова. Другая протяженная полоса идет вдоль южного берега Кандалакшской губы и на юго-востоке через Соловецкие острова переходит на Онежский полуостров.

В южной половине рассматриваемой площади аномальные полосы и зоны подчиняются субширотной ориентировке, а

---

I) Напомним, что, из-за использования различных формул нормального поля у нас и за рубежом, общий уровень поля Финляндии на 10 мгд ниже, чем в Карелии.

внутри этих зон отдельные аномалии имеют различные направления. В этой части щита выделяется зона повышенных аномалий между Ладожским и Онежским озерами и зона пониженного поля, пересекающая Карелию примерно на широте Медвежьегорска.

В западной части Северной Карелии поле, насколько можно судить по небольшому числу маятниковых пунктов, вытянуто в долготном направлении.

Сопоставление гравитационного поля восточной части Балтийского щита с геологической картой позволяет отметить некоторые общие связи. Осевая линия полосовой зоны максимумов южной части Кольского полуострова близко совпадает с тектоническим разрывом, отделяющим нижне- и среднепротерозойские образования свиты имандра - варзуга от архейского метаморфического комплекса Беломорид.

Вторая полоса повышенных значений аномального поля, расположенная на южном побережье Белого моря, достаточно близко совпадает с областью развития здесь наиболее древних супракристаллических пород беломорского комплекса. Расположенный в этой полосе локальный максимум в районе Онеги следует, по-видимому, связывать с интрузией основных пород, вскрытых здесь скважиной.

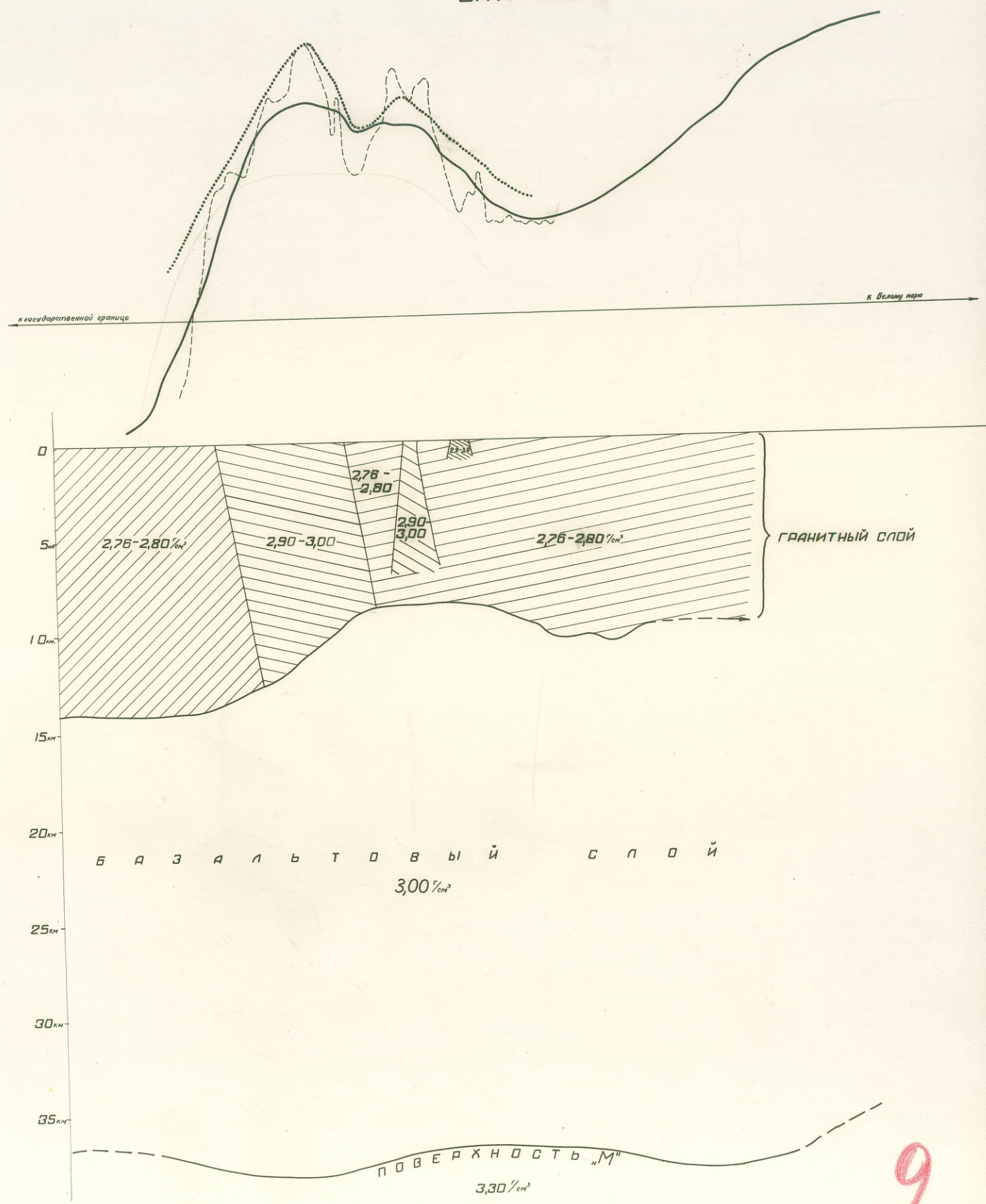
Зона положительных аномалий между Ладожским и Онежским озерами в большей своей части приурочена к области развития микроклиновых и микроклин-плагиоклазовых гранитов и гранодиоритов, во многих местах прорываемых основными и ультраосновными интрузиями среднего

протерозоя. Примечательно, то, что эта зона включает и Ладожский массив гранитов рапакиви, который характеризуется некоторым относительным понижением аномалий силы тяжести. Имея в виду, что микроклиновые граниты, и тем более граниты-рапакиви отличаются пониженными плотностями, надо допустить, что зона положительных аномалий между Ладожским и Онежским озерами обусловлена приближением к дневной поверхности пород основного состава, которые здесь во многих местах вскрыты современным эрозионным срезом. О вероятной связи положительного поля аномалий силы тяжести с приближением фронта пород основного состава говорит и характер магнитного поля, которое отличается широким развитием здесь интенсивных магнитных аномалий.

Для выяснения геологической природы гравитационных аномалий существенный интерес представляют работы по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ) на Балтийском щите. В 1958 году под руководством И.В.Литвиненко в северной части Карелии, по профилю Ухта-Кемь, было проведено изучение глубинного геологического строения методом ГСЗ. Одновременно на этом профиле выполнены гравиметровые наблюдения. Нами сделана попытка количественной интерпретации кривой  $\Delta g$ , результаты которой показаны на рис.

Для расчета вероятной глубины залегания тела, создавшего региональную аномалию, наложенную на общий наклонный гравитационный фон, был использован метод комплексного переменного С.В.Шалаева (167).

# СХЕМАТИЧЕСКИЙ ГЕОЛОГО-ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ УХТА-КЕМЬ



### УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

- ОСРЕДНЕННАЯ КРИВАЯ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ
- РАСЧЕТНАЯ " " " " " "
- НАБЛЮДЕННАЯ " " " " " "

Управление геологии и охраны недр  
 при Совете Министров Л. И. ССР  
 ГЕОЛФОНД  
 Инв. № 2646  
 Дата 27.iii-61.

161

В результате получены следующие значения глубин: глубина центра тяжести аномалеобразующего тела  $\approx 14$  км, а глубина верхней его поверхности  $\approx 10$  км. Как видно, эти глубины хорошо совпадают с глубиной залегания базальтового слоя, даваемой ГСЗ.

Затем были рассчитаны локальные аномалии, полученные вычитанием осредненной кривой  $\Delta g$  из наблюдаемой.

Расчеты выполнены также по методу комплексного переменного и методу, предложенному Н.Н.Михайловым в своем отчете за 1955 год - "Методика геологической интерпретации гравитационных и магнитных наблюдений", хранящемся в фондах НИИГА.

Глубины центров тяжести тел, создающих локальные аномалии, оказались равными - 0,2; 2 и 5 км.

После прикидочных расчетов, используя данные ГСЗ о поведении поверхности "М" и базальтового слоя и сведения о наиболее вероятной плотности этих слоев, палеткой О.А.Шванка был подобран разрез гранитного слоя. Приведенные расчеты еще раз показывают, что аномальное гравитационное поле, за исключением общего регионального фона, вполне удовлетворительно может быть объяснено плотностной дифференциацией в верхней части (до 10-15 км) разреза земной коры. Этот вывод можно распространить на всю территорию Балтийского щита.

Заканчивая рассмотрение самых общих качественных связей между аномалиями силы тяжести и геологическим строением щита, нельзя не подчеркнуть еще и еще раз о нетерпимо слабой изученности гравитационного поля. Это заставляет высказать настоятельное требование о покрытии в самые короткие сроки Карелии и Кольского

полуострова на первом этапе гравиметровой съёмкой хотя бы миллионного масштаба в комплексе с глубинным сейсмозондированием. Отдельные районы и участки, представляющие интерес с точки зрения наличия месторождений полезных ископаемых, следует покрывать гравиметровыми съёмками двухсоттысячного масштаба. Результаты таких съёмок в комплексе с данными других видов работ без сомнения повысят достоверность структурно-тектонических построений по материалам разведочной геофизики.

## Глава IV

СХЕМА СТРОЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА РАЙОНОВ  
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ПРИЛЕГАЮЩИХ К БАЛТИЙСКОМУ ШТИТУ<sup>х)</sup>1. Строение (рельеф) современной поверхности  
фундамента

В настоящем разделе описываются представления о строении современной поверхности докембрийского фундамента, залегающего под толщей более молодых осадочных отложений различной мощности, полученные на основании комплексного использования данных глубокого бурения и соответствующих данных расчетов магнитных и гравитационных аномалий. В значительно меньшей степени использованы данные электроразведки и частично сейсморазведки, имеющиеся для ограниченных районов рассматриваемой территории.

Построение схемы рельефа фундамента - проведение изогипс его поверхности, по вышеперечисленным опорным данным, осуществлялось с учетом ориентировки полосовых зон магнитных аномалий, а по градиентам изменения интенсивности аномалий магнитных и силы тяжести в ряде случаев обосновывался выбор крутизны сечения изогипс поверхности фундамента.

Такой подход к построению рассматриваемой схемы отражен не только на установлении специфических очертаний тех или иных крупных элементов структуры поверхности фун-

---

х) Глава написана Э.Э.Ботвади.

дамента, но и позволил предположительно наметить некоторые ранее неизвестные его структурные элементы, вроде расположенного к северо-западу от Москвы, т.е. Вышневолоцкого погребенного выступа фундамента.

Таков исходный материал и те методические установки, которые использованы и применены при составлении рассматриваемой схемы морфоструктура (рельефа) современной поверхности кристаллического фундамента западных, частично центральных и восточных (между Балтийским цитом и Тиманом) районов Русской платформы.

Перейдем к более детальному порайонному описанию.

#### Западные и центральные районы

Погружение Балтийского цита к югу от Финского залива происходит, по-видимому, более спокойно, чем на его-востоке, хотя определенная дислоцированность фундамента, несомненно, имеется. На фоне общего погружения фундамента выделяется крупный его выступ (Таллин-Порхов-Пушкин), далеко вдающийся в южном направлении. На периферии этого языкообразного выступа геофизическими методами разведки и бурением установлено наличие локального поднятия фундамента, так называемого Локновского выступа, имеющего крутые склоны. При дальнейшем продвижении в том же направлении происходит некоторое выполаживание поверхности фундамента, образующего здесь Латвийскую седловину (районы Плавинаса и более восточные), которая, во-первых, разделяет между собой Среднерусскую и Балтийскую впадины, а, во-вторых, являет-

ся наиболее погруженной частью "моста", соединяющего Балтийский щит с Белорусско-Литовским массивом.

Уместно указать, что всякие представления о Скифских валах как западном, так и восточном, до сих пор серьезно обсуждавшиеся С. Бубновым (Фенно-Сарматия Берли, 1952 г.), должны быть оставлены, как не соответствующие действительности. В работах Н. А. Кудрянцева, а затем Ф. А. Алексеева была доказана несостоятельность подобных представлений. (ВМОИП отд. геол. В 31947).

Данные электроразведки указывают, что поверхность фундамента в пределах Латвийской седловины и в других соседних районах, где проводились подобные работы, довольно значительно нарушена локальными поднятиями и впадинами сравнительно небольших размеров и амплитуды. Довольно крупное поднятие поверхности фундамента намечено по данным электроразведки на латвийском побережье Балтийского моря к северо-северо-востоку от Лепая.

Среднерусская впадина, время заложения которой, вероятно, относится к верхнему протерозою, возникла в зоне Глубинных разломов, отделявших древний Балтийский щит от другого крупнейшего древнего щита, которому Н. С. Шатский дал наименование Сарматского. Последний объединяет современные Украинский и Воронежский массивы, и область Днепровско-Донецкой впадины, разделяющих их, а также области Токмоевского и Татарского выступов. (Изв. АН СССР, сер. геол. В 5 1947 и В I 1952 г.).

Западный склон собственно Среднерусской впадины прохо-

дит на участке к югу от Снежского озера, с запада от Рыбинского водохранилища на Владимир.

Непосредственно к западу от этого склона намечается относительно небольшой выступ фундамента, названный нами Вышневолоцким, который в настоящее время околтурен весьма схематично. На севере и востоке подъем фундамента из районов впадины к центру предполагаемого Вышневолоцкого выступа обосновывается данными бурения. На западе такие представления получены как по данным бурения, так и в результате электроразведочного профиля Валдай - Вышний Волочок. Ихнее ограничение выступа наметилось при интерпретации поперечных протяженных магнитных максимумов Смоленск-Москва, по-видимому, отражающих зону глубинных разломов фундамента, которые контролируют простирания прилегающих к ним структурных элементов.

Предполагаемый Вышневолоцкий выступ на западе, видимо, окаймляется узкой, но сравнительно глубокой Валдайско-Крестовской впадиной (прогибом), которая на северо-востоке сливается со Среднерусской впадиной, а на юго-западе переходит в Оршанско-Витебскую впадину, отделяющую Северо-восточную часть Белорусско-Литовского массива от массива Воронежского.

Бурением и геофизическими методами разведки установлено, что западный склон Валдайско-Крестовской впадины (прогиба) имеет характер довольно крутой флексуры. Приуроченность к этому участку поперечного интенсивного маг-

нитного максимума северо-северо-восточного простирания, а также установление в ряде скважин Крестцовской площади эффузивных излияний (базальты, диабазы), приуроченных к гдовским слоям, свидетельствует о наличии здесь глубинного разлома.

На западном борту Среднерусской впадины, имеющего простирание близкое к меридиональному, отмечается некоторое заливовобразное внедрение этой впадины в пределы юго-восточного склона Балтийского щита. На обнаженной части щита это заливовобразное внедрение имеет непосредственное продолжение через впадину Онежского озера во внутренние части карельской субзоны карелид.

Если рассматриваемое простирание продолжить в обратном направлении через юго-западный угол Среднерусской впадины и дальше, то оно почти совпадает с простиранием древнего Рязано-Саратовского прогиба, которым Среднерусская впадина соединяется с Прикаспийской впадиной.

Указанное устойчивое сохранение одной и той же структурной формы (прогиба) на одном простирании почти через всю Русскую платформу, несомненно, не случайно, и имеет существенное значение для понимания генезиса платформенных структур определенного типа.

Ниже будет описан крупный языкообразный уступ фундамента, намечающийся при погружении Балтийского щита в юго-восточном направлении, и представляющий как бы продолжение структуры Ветреного пояса, который довольно глубоко вдаётся в пределы Средне-Русской впадины, обуславливая изменение

ее простирается от близкого к широтному на западе, к почти меридиональному на северо-востоке. К юго-восточным краевым частям этого уступа приурочены Солигаличские и Суханские верхнепермские поднятия II порядка. Можно высказать предположение, что указанный уступ далее к юго-востоку, будучи глубоко погребенным, отражает некоторый пережим Средне-Русской впадины, седловину, подобную ранее рассмотренной Латвийской.

Что касается южного ограниченной впадины, то, судя по наличию протяженных полос магнитных максимумов, здесь можно предполагать присутствие резких дислокаций, связанных с глубинными разломами фундамента.

Строение Среднерусской впадины в более северной ее части остается еще слабо изученным. На основании имеющихся в настоящее время материалов представляется, что Среднерусская впадина, продолжаясь несколько севернее Котласа, соединяется через Котлас — Яренскую впадину с Канино-Тиманской геосинклинальной зоной о чем подробнее говорится в следующем разделе.

#### Районы между Белтийским щитом и Тиманом

На этом пространстве строение поверхности фундамента прежде всего контролируется погребенным и довольно далеким продолжением к востоку структурных элементов Кольского полуострова и восточной и юго-восточной Карелии. Так, со стороны Карелии такое продолжение в виде обширного погребенного выступа, вероятно существует до  $44^{\circ}$  —  $45^{\circ}$  восточной

169  
дольготы, причем, наиболее крупный подобный выступ платообразного характера предполагается на протяжении Восточного пояса.

Структура Кольского п-ва погружается в восточном и юго-восточном направлениях. Относительно неглубокое залегание фундамента намечается к северу от Архангельска и на Кулойском п-ве в пределах Кулой-Пинежского предполагаемого выступа. Далее к юго-востоку, несколько западнее р. Мезени, этот выступ, состоящий, вероятно, из нескольких менее крупных вершин (выступов), прослеживается на всем протяжении западного Притиманья.

Погребенное продолжение Балтийского щита и структуры Кулой-Пинежского выступа разделяется между собой область наибольшего погружения фундамента, которая на юге имеет непосредственную связь с Среднерусской впадиной, на западе, вернее северо-западе, внедряется вплоть до Кандалакского залива, а на востоке узкими прогибами сливается с геосинклинальной областью Тимана.

Кулой-Пинежский выступ, местами пересекаемый узкими прогибами типа Яренского, как и лежащий на его продолжении другой крупный Сисольско-Верхнекамский выступ (на рассматриваемой карте видна лишь его западная переклиная) по нашим представлениям, образует зону северо-восточного обрамления, идущую по краю Русской рифейско-каледонской платформы, т.е. платформы, фундаментом которой является докембрийский (архейско-карельский) складчатый комплекс. Обоснованием для подобного представ-

ления послужили следующие данные:

1. Оба предполагаемых выступа лежат в пределах крупного массива положительных аномалий, сливающихся на юго с подожи-  
тельными аномалиями восточных районов платформы. Кроме того,  
нужно учитывать, что Кулой-Пинежский выступ является непо-  
средственным продолжением карельской структуры Кольского  
п-ва и поэтому можно сделать вывод, что фундамент районов  
этого выступа, частично и Сисольско-Верхнекамского, также  
сложен докембрийским комплексом.

2. К геологическим данным, в определенной степени под-  
тверждающим существование относительно высокого залегания  
поверхности фундамента в пределах предполагаемого Кулой-Пи-  
нежского выступа, относятся в первую очередь данные бурения.  
По этим данным устанавливается резкое сокращение мощности  
кембрийско-синийских отложений к северу от Котласа. Есть  
основания предполагать быстрое <sup>ни</sup> выкливание в том же направ-  
лении девонских отложений. Мощность отложений карбона увели-  
чивается к востоку и западу от сводовых частей Куло<sup>й</sup>-Пинеж-  
ского выступа со 150 м до 300-350 м в юго-западном Прижима-  
нье и до 200-250 м в ряде скважин по Северной Двине.

3. Существование зоны относительно повышенного залегания  
фундамента в пределах намеченного Сисольско-Верхнекамского  
выступа обосновывается данными расчетов магнитных аномалий,  
приуроченных к его западным и восточным частям. Определенным  
подтверждением предлагаемой трактовки является также сущест-  
вование группы периских поднятий Верхнекамского вала в верх-  
нем течении р. Камы к северу от Перми. (ВНИГРИ Нов. сер. вып. 91.  
1955 Чочиа Н.Г.).

9  
171

Ранее приводилось, что Кулой-Пинежский и Сисольско-Верхнекамский предполагаемые выступы непосредственно граничат с областью Канинско-Тиманской складчатости. Ряд расположенных здесь полосовых магнитных максимумов северо-западного-юго-восточного простирания дает основание предполагать существование зоны разломов, разграничивающих области развития карельского, а западнее, видимо, архейского комплексов фундамента внутренних районов платформы и сланцевого фундамента Тиманской области.

Обращает внимание некоторое отклонение рассматриваемой граничной зоны к востоку, примерно на широте полярного круга. Этим подчеркнута возможность существования здесь некоторого выступа, вероятного продолжения Кольского п-ва, присутствием которого, видимо, объясняется изгиб к востоку в простирании Канинско-Тиманской структуры.

Предположение о прогибе, разделяющем Кулой-Пинежский и Сисольско-Верхнекамский выступы, названный Яренской или Котлас-Яренской впадиной, обосновывается данными бурения в Яренске, а также расчетами по магнитным аномалиям и соответствующей гравитационной характеристикой этого участка (зона минимума). В пределах этой впадины, бурением и геофизическими методами разведки в районе Серогово, установлено существование солянокупольных структур.

Через Яренскую впадину, вероятно древнего заложения, подобно Рязано-Саратовской, в раннем палеозое, видимо, осуществлялось соединенье внутренних впадин Русской платформы с Канинско-Тиманской областью.

172

В среднем течении Северной Двины и далее к северо-западу намечается существование области депрессии, продолжение которой нужно видеть в грабене Капдалакского залива.

И наконец, о крупном языкообразном уступе фундамента, расположенном к юго-востоку от Ветреного пояса. Уступ этот довольно глубоко вдается в пределы Среднерусской впадины. С ним, по-видимому, связано изменение простирания последней от близкого к широтному в ее западной половине, на почти меридиональное на северо-востоке. По периферии уступ, видимо, осложнен рядом дизъюнктивов различных размеров, из которых некоторые, вероятно отражаются в дислокациях осадочного покрова, типа дислокаций Сухонского вала, Кунжа-Киуменской полосы поднятия и т.д.

Наконец, несколько слов о Тиманском складчатом сооружении, выход которого на поверхность показан только на небольшом участке у северо-восточной рамки рассматриваемой карты по данным геологической карты СССР и-ба 1:2500000 (1956 г.)

С запада от обозначенного Тимана расположена глубокая впадина, отображаемая зоной гравитационного минимума, в пределах которой видимо происходит сочленение сланцевого и архейско-карельского комплексов фундамента (подробнее см. Э.З. Огтади, Труды ВНИИГеофизики, выпуск IV, Гостоптехиздат 1958г.). Глубины залегания магнитовозмущающих масс (поверхности фундамента) в указанной впадине достигают 5 и более километров. Впадина эта расчленена на северную (соответственно и располагающуюся в пределах освещенной территории), непосредственно примыкающую к разрывным дислокациям Среднего и Южного (за

143  
рамками настоящей карты) Тимана, и другую, контактирующую с платформенными районами (за рамками настоящей карты).

## 2. Внутреннее строение и вещественный состав фундамента

В ряде наших пре-дшествующих работ достаточно ясно было показано значение региональных геофизических исследований (в первую очередь магнитометрических и гравиметрических) на участках выхода докембрийских пород на поверхность (на цитах) для использования выявленных здесь закономерностей и соотношений между гравитационными и магнитными аномалиями и геологическим строением при геологической расшифровке подобных же физических полей во внутренних платформенных районах, где кристаллический фундамент залегает под мощными толщами осадочного покрова.

Кратко коснемся основных интересующих в этом аспекте выводов по Балтийскому циту.

Из сопоставления гравиметрической карты Скандинавского п-ва и Финляндии достаточно отчетливо устанавливается тесная связь распределения аномалий с тектонической структурой этой территории. Прежде всего отмечается резкое отличие аномальных полей силы тяжести в Норвегии и частично Западной Швеции и на остальной части рассматриваемой территории. В первом случае имеет место крупная протяженная зона интенсивной депрессии силы тяжести (отрицательные аномалии). В пределах этой зоны располагается несколько локализованных "ванн" особо интенсивных отрицательных ано-

194

палий. Описываемая по архейская крупная зона отрицательных аномалий соответствует передовой (восточной) части складчатых каледонид. Отмечавшаяся дифференциация зон отражает неоднородность ее внутренней структуры.

В области широкого развития докембрийских образований на рассматриваемой части Балтийского щита аномальное поле силы тяжести значительно дифференцировано и в некоторых случаях имеет мозаичный характер. Устанавливается определенная связь этого дифференцированного поля с крупными структурными элементами щита. Так, прежде всего, области архейских блоков, в частности свекофеннид, выделяются преобладающе положительными аномалиями.

То же относится и области развития этих пород в юго-западной Швеции и юго-восточной Норвегии. Области развития карельских образований (Ланландия) отмечаются пониженными значениями аномалии. Особое значение на образование зон локальных аномалий имеют различные гранитные интрузии, главным образом калиевых гранатов II и III группы и особенно массивов гранитов рапаниви Выборгского и Аландского. Положение, аналогичное описанному, устанавливается и для районов Кольского п-ва и Карелии. Так, Беломорский блок архейских гнейсов характеризуется крупной зоной положительных аномалий, значительной интенсивности. Массивы гранитов I-II группы всегда проявляются относительным снижением напряженности силы тяжести. Массивы гранитов II и III группы характеризуются отрицательными аномалиями, достигающими особой интенсивности для массивов гранитов IV-II группы (рапаниви).

Площади развития основных и ультраосновных пород (диабазов, габбро пироксенитов, перидотитов) характеризуется положительными аномалиями, интенсивность которых зависит от мощности подобных внедрений или покровов. Аналогичная картина наблюдается и для площадей развития амфиболитов.

Зоны карелид отмечаются преимущественно плоскими аномалиями, различными по знаку. Наиболее выдержанная линейность простираения и понижение интенсивности (вплоть до отрицательных) аномалий характерны для скоплений осадочных образований карелид (например Финляндская субзона). При развитии эффузивных образований (спилито-кератофировых) интенсивность аномалий увеличивается, а контуры изоаномал становятся более изрезанными. Внутри карельских массивов, при глубоком эрозионном срезе докембрийского комплекса, аномалии силы тяжести принимают особо выраженный мозаичный характер.

В пределах шведско-финляндской части Балтийского щита положительные магнитные аномалии концентрируются в нескольких зонах. Первая такая довольно обширная зона приурочена к Шведской и Финской Лапландии. Большинство магнитных довольно интенсивных максимумов в Северной Швеции обусловлено широко развитыми на этой территории железорудными скоплениями (Кирунавара, Луоссавара, Елливаре и др.). Железные руды в большинстве случаев здесь встречается в свитах супракрустальных пород, в которые внедрились крупные плутоны гранитов, сиенитов и габбро.

126

В Финской Лепландии железная руда в одних случаях зале-  
гает, например месторождение Гвакамсен-Маа, в контактовой  
зоне между лептитами и интрузивными сионитами, кварцевыми  
сионитами и диоритами, в других - имеет седиментационный  
генезис (Поркюнен-Пахтавара). В ряде случаев магнитные ано-  
малии обусловлены дайками и силлами основных и ультраоснов-  
ных пород.

Следующая крупная область распространения магнитных  
максимумов, в ряде случаев весьма интенсивных, относится к  
средней или т.п. Центральной Швеции. Это наиболее разведан-  
ная часть Швеции, где все железорудные месторождения, кото-  
рых здесь очень много, приурочены к древнейшим лептитам (к  
т.п. натриевым и калиевым лептитам). Крупнейшими железоруд-  
ными месторождениями Центральной Швеции являются группы Грен-  
сберт, Нурберг, Стриберг и др.

Преобладание магнетита над гематитом в железных рудах  
Швеции объясняет широкое развитие интенсивных магнитных мак-  
симумов в ряде районов Швеции. Однако в ряде случаев причи-  
нами подобных же аномалий являются интрузии, дайки и силлы  
основных и ультраосновных пород (например, Южная Швеция).

Наконец, магнетитовые руды скарнового типа, приурочен-  
ные к лептитам и другим архейским метаморфическим породам,  
образует небольшие месторождения на юге Финляндии (Ориярви,  
Сильбоде и др.), расположенные в зоне развитых здесь маг-  
нитных максимумов.

О магнитных аномалиях восточной части Балтийского ци-

122

та (Кольский п-в и Каролия) и о геологических причинах их обуславливающих довольно подробно говорилось в предварительном отчете по теме 1957 года. Кроме того, подобные же сведения были опубликованы. Поэтому при описании рассматриваемой карты в районах, прилегающих к восточной части щита, мы будем считать, что такие данные - общеизвестны.

Выясненные на щите соотношения между геологической картой и картами магнитных и гравитационных аномалий, как уже говорилось, использовались при геологическом истолковании последних в платформенных районах, примыкающих к щиту, где кристаллический фундамент залегает под покровом палеозойских отложений. (В этой работе совместно с автором принимал участие и Л.Л.Харитонов).

Западные и центральные (частично) районы

Преобладающее распространение здесь в фундаменте, особенно на западе, имеют древнейшие глубоко-ометаморфизованные докембрийские гранито-гнейсовые комплексы. Местами выделяются их участки, на которых можно предположить широкое развитие подобных комплексов, утяжеленных внедрениями основных и ультраосновных интрузий типа габбро-поритов, анартозитов и частично перидотитов, что типично, например, для Беломорья восточной части Балтийского щита. В рассматриваемых районах подобные образования замечаются на ряде участков. Особо широкое их развитие намечается в т.н. Шауляйско-Таллинской полосе, осконтуривающей с востока и юга

Рижский залив, что подтверждается в ряде случаев и буровыми сважинами. Эту полосу, по-видимому, с достаточным основанием можно трактовать, как южное окончание массива свекофеннит, развитого в юго-восточной Швеции и юго-западной Финляндии, и предполагать, что в составе фундамента к юго-востоку от Рижского залива распространены комплексы пород типа среднешведской лептито-гелефлитовой формации с их многочисленными железными и сульфидными рудами. В пользу такой интерпретации говорит, как вероятное продолжение на юго-восток лептитовой серии, развитой к югу от Стокгольма, так и разительное сходство карт магнитных аномалий во всех рассматриваемых районах. Поэтому весьма интенсивные и магнитные максимумы, развитые к юго-востоку от Рижского залива, могут быть так же, как в Швеции, обусловлены породами, содержащими ферромагнитные материалы.

Полоса подобных Науняиско-Таллинских образований продолжается к востоку несколько южнее Пскова и не доходит до озера Ильмень, прерываясь крупным массивом калиевых или рупакиви гранитов. Дальнейшее продолжение полосы утяжеленных гнейсов можно видеть на участке с той же геофизической характеристикой у Ленинграда, а главным образом, в подобной же зоне, распространяющейся к югу от Ладожского озера и затем переходящей в Пестовско-Череповецко-Вологодскую полосу, имеющую, как ниже будет сказано, непосредственную связь с Беломоридами восточной Карелии. Отметим, что глубокая сважина в Пестово вскрыла породы фундамента, представляющие сильно серпентизированными разностями, пе-

роходными от габбро и порфиритов и гранитизированных магмой калиевых гранитов.

Другим типом докембрийских образований, имеющим значительное распространение на ряде участков рассматриваемых районов, является массив преимущественно микроклиновых гранитов, либо "очаги" подобной гранитизации (микроклинизации). Местами возможно распространение массивов гранитов типа рапакиви.

Подобные участки, обозначаемые специальным условным знаком, намечаются к востоку от Клайпеды и распространяются в том же направлении и далее в виде широкой цепочки.

Непосредственно вдоль восточного и южного побережья Рижского залива, и под дном залива предположительно также развиты граниты III-й или IV-й групп. Это же можно сказать и о собственно Таллинском участке. Особого внимания заслуживает подобный участок к северо-западу от Ню-города, т.к. Лужский предполагаемый массив гранитов рапакиви, который в аномальном поле непосредственно связан с Выборгским массивом гранитов рапакиви. Правда, вдоль южного побережья Финского залива бурением в ряде мест установлено наличие гнейсов (Ихви, Таллин и др.). Однако это не отвергает высказываемого предположения, а только указывает, что массив рапакиви гранитов, продолжаясь к югу от Выборга под дном Финского залива (что подтверждают выходы рапакиви на некоторых островах залива), на южном побережье залива, видимо не достигает поверхности фундамента, а расположен в нем несколько глубже. Породы гнейсового комплекса образуют под массивом гра-

180

нитов кровли, видимо, небольшой мощности. Далее к югу и юго-востоку граниты II-й и, возможно, IV-й групп получают широкое развитие, что подтверждают некоторые скважины в Локно и у Порхова.

Таковы собственно основные представления о внутренней структуре кристаллического фундамента в Северо-западных и частично центральных районах Русской платформы, намечавшиеся на основании соответствующего истолкования гравитационно-магнитных данных.

Северовосточные и северные районы

В фундаменте этих районов в дополнение к только что описанным древним комплексам докембрийских пород (особенно в южной части рассматриваемых районов), очевидно распространение получают протерозойские комплексы, непосредственно продолжающиеся сюда с Кольского п-ва и частично из Карелии. О последнем вполне обоснованно можно заключать на основании достаточно подробной магнитной съемки всех этих районов.

Обратимся, однако, к более систематическому описанию схемы внутренней структуры фундамента рассматриваемых р-нов. Отмечавшаяся выше Череповецко-Вологодская полоса древнейших угнетенных гнейсов продолжается к северо-востоку через Котлас, где она сливается с областью развития, видимо, подобных же пород, судя по идентичности их геофизической характеристики, развитых на большой площади в восточных районах Русской платформы. В пределах рассматриваемых районов Череповецко-Вологодская полоса, как и Котласская, видимо, объединялись бы с Северо-Двинской полосой подобной же характеристики, ко-

торая имеет непосредственную связь с гнейсами Беломорья, если бы их разъединяли участки развития калиевых гранитов. Аналогичная картина почти повсеместного распространения древнейших гранито-гнейсовых комплексов, местами осложненных участками развития утяжеленных гнейсовых разностей, либо участками - зонами микроклинизации, или внедрениями гранитов III-ей и, возможно, IV групп, характерна для территории южных и юго-восточных районов, расположенных в пределах рассматриваемой карты. На ряде участков подобная характеристика подтверждается данными глубоких скважин.

Обращает внимание довольно большое развитие в рассматриваемых районах протяженных полосовых магнитных аномалий, что может быть истолковано, как отражение значительной дислоцированности фундамента протяженными трещинами и разломами.

Несколько подробнее следует остановиться на районах, непосредственно примыкающих к части щита, погружающейся к югу от Карелии. В полном соответствии с простираниями гранитоидов Карельского массива здесь выделяется крупный Белозерский массив гранитов III и, возможно, частично IV групп и к востоку от него массив с озером Воже в южной части, отвечающий, видимо, породам, близким к гранодиоритам, подобным установленным на р. Верхней Водле и востоку от Онежского озера. Утяжеление намечаемого гранитного массива возможно происходит также за счет внедрений основных масс, что также характерно для гранитов Восточного Прионезья. Нужно подчеркнуть еще одно весьма существенное обстоятельство. В соот-

182

ветствии с магнитной характеристикой поля к югу от Онежского озера, явно отличной от такого поля в области развития на шите Карельских образований, можно заключить, что последние, т.е. Карельские образования Онежского синклиналия, к югу от Онежского озера не прослеживаются, что находится в полном соответствии с геологическими данными, из которых следует, что где-то в южной части Онежского озера южная часть Онежского синклиналия замыкается.

Обращаясь к районам, непосредственно примыкающим к восточным частям Балтийского щита, нужно прежде всего отметить, что аномальное магнитное поле этих районов представляет собой отчетливое продолжение аналогичных его аномальных элементов, развитых в пределах Кольского п-ва и Восточной Карелии.

Откуда следует естественный вывод о распространении развитых в перечисленных районах на щите докембрийских комплексов также и в фундаменте районов севера Русской платформы. Так, основываясь, главным образом, на группах скоплений магнитных максимумов и полосовых аномалий, расположенных на продолжении Кандавакско-Колвинского массива метаморфизованных основных пород, возможным представляется предположить продолжение полей основных гравулитов Кольского полуострова на юго-восток от Зимнего берега Белого моря, несколько севернее Архангельска в направлении к среднему течению р. Вичегды.

Подобное же основание для истолкования различных типов магнитных аномалий, развитых на щите и в северных районах платформы, приуроченных на щите к определенным видам докемб-

рийских образований, существует и в других частях рассматри-  
ваемых районов, в частности, в районах, расположенных и во-  
стоку от р. Мезень. Значительное количество развитых здесь  
интенсивных магнитных максимумов, часть полосовых рас-  
сматривается как отражение продолжения глубоко метаморфизо-  
ванных гнейсов, кристаллических сланцев и интрузивных по-  
род типа кевской формации Кольского полуострова, с которо-  
го эта формация и продолжается.

Специально следует обратить внимание на протяженные  
полосовые магнитные максимумы, в которых можно видеть анало-  
гов подобной же Северокевской аномалии, приуроченной к  
контакту гнейсов и кристаллических сланцев свиты Кев и  
вызванной крутопадающими к северо-востоку габбро-апортози-  
тами, приуроченными к этому контакту.

Группы подобных описанных аномалий, причем с развитием  
среди них т.н. "точечных" интенсивных максимумов, отражают,  
по аналогии с районами шита, области метаморфизованных оса-  
дочных и вулканических пород и интрузии габбро-норитов,  
пироксенов, диабазов (силлы и дайки) типа серии Имандра-  
Верзуга и др. Продолжение последней с Кольского полуостро-  
ва, видимо, и отражает соответствующая полоса, расположен-  
ная непосредственно к востоку от р. Мезени. Аналогичное по-  
ложение существует и для погребенного продолжения комплек-  
сов Ветреного пояса.

Здесь, вероятно, следует подробнее остановиться на Нян-  
донской зоне калиевых гранитов (или зоне значительной мик-  
роклизации), которая располагается несколько южнее

184  
Ветреного пояса. Учитывая, что подобная этой зоне гравитационная характеристика распространяется и в пределы южной части Ветреного пояса можно заключить, что развитие там покровы диабазов, по-видимому, имеет небольшую мощность, т.к. мало меняет вышеназванную геофизическую картину, а под этими покровами распространены комплексы калиевых гранитов.

К участкам на рассматриваемой территории, оставшимся непоясненными, относятся ряд участков, на которых показано предполагаемое развитие гранито-гнейсовых и глубоко метаморфизованных ("утяжеленных") гнейсовых комплексов, а также участки развития калиевых гранитов или зон метаморфизации. Вряд ли в настоящее время для всех подобных зон, помеченных лишь в соответствии с определенной их геофизической характеристикой, возможно привести детальные пояснения, поэтому остановимся лишь на некоторых. Выше уже неоднократно говорилось о погребенном продолжении беломорских гнейсов из восточной Карелии, что подтверждается, например данными бурения в Неноксе, на острове Кий в Онежской губе, в Архангельске и Усть-Шинеге. Подобным же образом, видимо, следует трактовать и аналогичную область, лежащую к югу от Мезенского залива и представляющую собой непосредственное продолжение древнейших беломорских гнейсовых комплексов южной части Кольского полуострова. Однако нужно иметь в виду, что поскольку в пределах Кольского полуострова аналогичную гравиметрическую характеристику помимо беломорских гнейсовых комплексов имеют также участки развития

185  
 метаморфизованных образования серии Ивандри-Варзуга, то нельзя настаивать на категоричности выше высказанных заключений.

Между описанными выше участками развития беломорских гнейсов предполагается развитие комплексов гранитов В-И группы на Онежском полуострове и заходящих в пределы Кандалакшского залива. С таким же предположением согласуется и проявление микроклиннизации в гнейсах Неноксы и Архангельска и исчезновение её в породах фундамента Усть-Пинеги и о.Кня.

Этим собственно можно и закончить обсуждение рассматриваемой части карты.

В заключение несколько слов следует сказать о распространении сланцевого комплекса, развитого на Тимане и Канином полуострове.

Неоднократно в литературе высказывались представления о существовании зоны разломов, разграничивающих между собой области развития сланцевого комплекса Тимана и более древних докембрийских комплексов фундамента Русской платформы. На рассматриваемой карте положение подобной зоны разломов не конкретизировано специальным условным знаком, что возможно является некоторым её недостатком.

Отметим лишь, что по существующим во зрению аналоги Тимано-Канинским сланцевым образованиям сохранились в дислокациях острова Кильдина, полуострова Рыбачий и Варангер-Фьорда, что дает основание распространять погребенные под дном Баренцева моря рифейские складчатые комплексы Тимана в этом направлении.

## Глава У

### КРАТКИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЗАПАДНЫХ И СЕВЕРО-ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

186

Описанию стратиграфии западных и северо-западных районов платформы посвящена обширная литература [1, 19, 29, 40-46, 50, 66, 80, 98, 106-108, 125, 138 и др]. Однако для удобства использования всех имеющихся сведений по этому вопросу, а также для отражения новых данных, полученных в результате бурения, сочли необходимым дать краткое освещение геологического разреза рассматриваемой территории.

В пределах этой площади широко распространены палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения, залегающие на кристаллических породах фундамента.

#### 1. Архейские и протерозойские отложения

Обзор начинается с описания самых древнейших отложений, известных на территории рассматриваемой области. Образование фундамента Русской платформы изучены мало. Только в пределах Балтийского и Украинского щитов они выходят на дневную поверхность, а на Белорусском и Воронежском подземных массивах, они залегают близко к дневной поверхности, что позволило исследовать их сравнительно подробнее и перенести полученные при этом результаты на остальную, закрытую часть территории, где они вскрыты относительно небольшим количеством скважин.

#### Отложения архея

Они представлены, главным образом, гнейсами и гранито-гнейсами, среди которых преобладают биотитовые и биотито-

амфиболовые плагиоклазовые гнейсы. Архейские образования были вскрыты в скважинах Выхма, Бауска, Плявинас, Невель, Опарино и др.

Структура этих пород типично гнейсовая, иногда переходит в гранобластовую. Породы всегда сильно дислоцированы с очень крутыми, до вертикальных, углами падения. Среди гнейсов встречаются интрузии гранитоидов.

Верхний архей - нижний протерозой

К этим образованиям может быть отнесен комплекс парагнейсов и парасланцев. Ни кнепротерозойский возраст его определяется из сопоставления с тараташской свитой Урала. Однако, породы его могут быть отождествлены и с породами тетерево-бугской свиты архея Украинского щита. И поэтому в литературе нет единой, определенной точки зрения на стратиграфическое положение парагнейсов и парасланцев в разрезе докембрия.

Породы, слагающие этот комплекс, отличаются большим разнообразием. Наиболее типичными являются биотито-гранатовые и биотито-гранато-силлиманитовые гнейсы и сланцы, в составе которых встречаются корд<sup>и</sup>ерит и ставролит. Иногда в гнейсах наблюдается повышенное содержание графита, хлорита. Встречаются породы типа амфиболита и магнетитовые гиперстеновые сланцы. Породы этого комплекса широко распространены к югу от Финского залива. Они установлены в большинстве скважин, пробуренных между Гатчиной и Кингисеппом (Никольское, Каськово, Большие Колпаны и др.), где

188

представлены биотитовыми и биотито-мусковитовыми гнейсами с гранатом и силлиманитом. Аналогичные же породы были вскрыты в Старой Руссе и Локновском районе (скв. № 1). Далее на запад, в районе с. Ихви упомянутые отложения пробурены скважинами на значительную глубину. Они здесь представлены роговиками и магнетитовыми гнейсами, содержащими гранат, кордиерит, андалузит и др.

В пределах Белорусской ССР отложения нижнего протерозоя также широко известны, особенно в районе с. Микашевичи, где вскрыты 18 скважинами. Здесь они представлены биотито-гранатовыми и биотито-мусковито-гранато-силлиманитовыми гнейсами, переслаивающимися с обычными гнейсами. В других районах БССР гнейсы отличаются некоторыми характерными особенностями. Так, в Наревле, Старобине, Ровно, Слуцке и в Польше (Кринки) они представлены очковыми гнейсами с магнетитом; в Смилевичах в биотито-гранатовых гнейсах обнаружен графит; в Белице вскрыт более сложный комплекс - биотито-гранатовых и плагиоклазовых гнейсов и биотито-силлиманитовых кварцитов, а в районе с. Концы - переслаивание кварцево-биотитовых гнейсов и фибролитсодержащих кварцитов.

Нижнепротерозойские отложения представлены осадочно-метаморфическим комплексом, состоящим из гнейсов, сланцев и различных кварцитов (хлорито-магнетитовых, роговообманковых и др.). Наиболее полно они представлены за пределами рассматриваемой территории, в районе Курской магнитной аномалии. К северу от нее эти отложения, судя по расположению магнитных аномалий, протягиваются, по-видимому, до широты Смоленска, а возможно, и далее на северо-запад.

189

Образования верхнего протерозоя (шотния) сложены слабо метаморфизованными кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми мелкообломочными песчаниками и уплотненными аргиллитами.

В скважинах Подпорожья и Коноша, помимо окварцевания, эти породы серицитизированы и хлоритизированы. Реже наблюдается доломитизация и сидеритизация пород (Орша, Коноша). Следует указать, что наряду с дислоцированными породами встречаются отложения, залегающие почти горизонтально - в этом случае, они и наименее метаморфизованы (Орша, Яренск, Ненокса и др.).

Как уже отмечалось, архейские и протерозойские образования сопровождаются интрузивными и эффузивными магматическими породами. Гранитоидные породы архея наиболее типично представлены в западных районах рассматриваемой площади. Они вскрыты Минской, Пинской, Вилькинской, Стонишкской и другими скважинами. Представлены они плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Большое сходство с кировоградским гранитом Украины позволяет отнести их к архею.

Гранитные интрузии нижнего протерозоя представлены почти исключительно красными и розовыми микроклиновыми гранитами (Порховская скважина). К верхнепротерозойским кислым магматическим породам относятся граниты-рапакиви и рапакивиобразного облика. Обнаружены они в скважинах южного побережья Финского залива (Таллин, Асери и др.), и составляют, по-видимому, вместе с Выборгским массивом единый крупный интрузив гранитов - рапакиви, занимающий

огромную площадь под дном залива. Кроме Гранитов магматического происхождения, в фундаменте платформы широко развиты метасоматические граниты, связанные с калиевым метасоматозом, образующимся по разным породам, от кислых до основных. Метасоматические граниты содержат остатки первичных пород. Главная фаза калиевого метасоматоза предположительно относится к нижнепротерозойскому времени, так как в породах, относимых к верхнему протерозою, он пока не отмечен.

В ряде скважин были встречены породы переходные от гранита к сиениту (Друскеникай), а за пределами рассматриваемой территории, в Поволжье (с.с. Гусиха, Заборовка), на Дону (Новоханенка) и в Польше (Элк) был вскрыт сиенит среднезернистый, состоящий из полевого шпата и роговой обманки.

Основные изверженные породы: габбро-нориты и габбро-диабазы были вскрыты многочисленными скважинами в Белоруссии и реже встречаются в Прибалтике. Общей особенностью этих пород является повышенная магнитная восприимчивость, в связи с чем они фиксируются в аномальном магнитном поле.

Габбро- и габбро-диоритовые породы были вскрыты скважинами в Зубковичах, Морино, Наровле, Микашевичах. В первых двух пунктах преобладали габбро-нориты с небольшим содержанием гиперстена. В Наровлянской скважине № 4 в гнейсах очкового типа встречены амфиболово-магнетитовые габбро, а в районе с. Микашевичи среди биотито-мусковито-гранато-силлиманитовых гнейсов встречены дайки габбро-диорита.

В Литовской ССР, в Стонишкяе, были вскрыты породы типа чарнокитов и амфиболизированного норита, в Пренае-габбро и диабазы, а в скважине Пин (Польша) габбро-нориты со значительным содержанием магнетита.

Следует также указать на факты нахождения ультраосновных пород. Так, в с.Красное (Бел.ССР) среди метасоматических гранитизированных биотитовых гнейсов встречены дайки, порода которых состоит из чернобурого биотита, хлорито-серпентиновых псевдоморфоз карбоната и угловато-удлиненных зерен кали-натриевого полевого шпата. Предполагается, что это ультраосновная порода, подвергшаяся серпентинизации и гранитизации, после чего она была катаклазирована и получила слоистую текстуру. В скважине Сморгонь (Бел.ССР) среди норитов также присутствует оливин-биотитовая, серпентинизированная и оталькованная порода. В Прибалтике габбро-норитовые породы известны в пределах Локновского поднятия (скважина № 66), где они приурочены к биотитовым и биотито-роговообманковым гнейсам.

Далее на север, в районах Архангельска и Онеги, основные породы встречены вместе с красными плагиоклазо-микроклиновыми гранитами. В Неноксе - это диалагвый габбро-норит, в селе Покровском (около Онеги) - габбро-перидотит и гранатсодержащий амфиболит.

Заканчивая обзор кристаллических пород, известных в пределах рассматриваемой нами территории, следует указать, что изверженные породы встречаются и в толщах более молодого возраста (в кембрии и девоне), совместно с которыми они и описываются.

## 2. Палеозойская группа

192

Как отмечалось выше, в пределах рассматриваемой территории широко развиты отложения палеозоя и в меньшей мере мезозойские осадки. Существовавшая более 50 лет стратиграфическая схема палеозоя была разработана на основании изучения разрезов неглубоких скважин и естественных обнажений, развитых главным образом в северной части Прибалтики и в БССР. При этом все осадочные породы, непосредственно залегающие на кристаллических породах фундамента, относились к кембрийской системе, хотя фаунистически охарактеризована была только их верхняя часть (слои синих глин и зофитовые слои).

Приведенные обстоятельства, а также соображения регионально-геологического порядка (сопоставление с аналогичными отложениями Швеции, Норвегии, Китая и др.) поставили под сомнение правильность отнесения всей этой толщи к кембрию. Сейчас нижнюю часть разреза, представленную кварцито-песчаниками, алевролитами и сланцеватыми глинами, а также туфогенными и эффузивными породами, некоторые исследователи относят к рифейской системе протерозоя (Н.С. Шацкий и др.), другие выделяют ее в синийскую систему в составе палеозоя (Б.С. Соколов) или относят к эокембрию (Е.М. Лыткевич и др.). К последним присоединяется и автор, поскольку он не видит пока никаких оснований выделять в отдельную систему толщу пород, согласно залегающую с вышерасположенными кембрийскими отложениями и имеющую сходный с ними литологический состав.

Не останавливаясь подробно на этом вопросе, укажем, что принятое в последующем изложении разделение отложений, залегающих между фундаментом и ордовиком, на три комплекса — сердобский, валдайский и заведомо кембрийский — балтийский комплекс, является в последнее время общепризнанным и позволяет в случае обоснования возраста нижней толщи легко ее выделить из разреза.

### Сердобский комплекс

Отложения этого комплекса наиболее полное представлени за пределами рассматриваемой территории в Рязано-Саратовском прогибе. Подробно изучены они в Сердобской скважине, где они сложены доломитами (мощн. до 180 м), песчаниками (50 м), краснобурными песчаниками, конгломератами и глинами (мощн. более 300 м). Аналогичные отложения были выделены и в скважинах Пачелмского района, где они имеют мощность 220 метров. В пределах рассматриваемой площади отложения сердобского комплекса имеют меньшую площадь и, обычно, не выделяются из толщи пород, относимых к гдовскому горизонту валдайского комплекса, хотя их присутствие — очевидно. Так, на Карельском перешейке, к северу от р. Вуоксы, на гнейсах залегают песчаники бурые и серые с прослоями аргиллитов и алевролитов (мощн. до 120 метров), выше которых — доломиты и малиновые кварцито-песчаники (мощн. до 5 м), над которыми в свою очередь залегают песчаники типичные для гдовского горизонта валдайского комплекса. По-видимому, к сердобскому комплексу следует

194  
в пределах Бел.ССР относить толщу розовато-оранжевых песчаников, обычно мелкозернистых кварцитовидных или разнозернистых глинистых, в верхней части которых залегают красnobурые и пестрые глины и алевролиты с тонкими прослоями карбонатных пород (городокская, оршанская и пинская свиты). Иногда в верхах толщи залегают эффузивные и туфогенные породы. Они встречены в центральных (Минск, Старобин, Смиловичи) и в северных (Орша, Городок) районах республики и имеют мощность до 480 метров.

В Прибалтике сердобский комплекс, по-видимому, встречен в Плявинасской скважине, где он представлен мергелями, доломитом и песчаником общей мощностью около 20 метров.

В Локновской скважине № I на гнейсах, на глубине 526 м, залегают конгломерат, песчаники и алевролиты с прослоями карбонатных глин общей мощностью 22 м, которые также могут быть отнесены к сердобской серии, так как очень сходны по составу с отложениями оршанской свиты БССР. Подобные же отложения были встречены в Выхне на глубине 403-415 м и их аналоги, по-видимому, имеются в Вильнюсе, Черской, Порхове, Редкино и Зубцове.

К этой же толще, по нашему мнению, следует отнести туффиты и песчаники с диабазами, встреченные над кристаллическим фундаментом в Крестцах, а также красные сланистые песчаники и глины, встреченные в основании разреза скважин Солигалича, Котласа и Яренска.

#### Валдайский комплекс

В составе валдайского комплекса выделяются гдовские и ламинаритовые слои.

135

Гдовские слои представлены кварцевыми песками и песчаниками буро-красного и серо-зеленого цветов, состоящими из плохо окатанных зерен кварца и полевого шпата, сцементированными карбонатным или глинистым цементом. Эти породы переслаиваются глинами и алевролитами плотными слюдистыми, красновато-коричневыми и голубовато-серыми. Гдовский горизонт обычно перекрыт более молодыми палеозойскими отложениями и только на некоторых островах в Финском заливе (Прангли и др.) и на отдельных небольших участках побережья установлено его залегание непосредственно под четвертичными отложениями. Западнее меридиана г. Палдиски породы гдовского горизонта отсутствуют, так как на острове Готланд на кристаллическом основании залегают песчаники балтийского комплекса. В юго-восточном и восточном направлениях мощность его постепенно возрастает, достигает 30 метров в районах Выхмы, Бауски и Пляви-наса, 70-80 метров — на линии Локно-Луга-Лубань-Нестово, а далее — в Невеле, Зубцове, Валдае и Вологде увеличивается до 200 и более метров.

Еще восточнее, в северной части Русской платформы, мощность гдовских слоев, по-видимому, увеличивается еще больше, на что указывают данные Котласской скважины, где она достигает 800 метров.

В юго-западном направлении от Невеля мощность гдовского горизонта постепенно сокращается. В Вильяксе она составляет 32 метра, а в Стонишкяе не превышает нескольких метров.

В пределах Белорусской ССР гдовские слои распространены

196

очень широко. Как и в Прибалтике они представлены терригенными отложениями - песчаниками и алевролитами, реже глинами, гравелитами и конгломератами. В западной части Белорусского подземного выступа, в районах Сморгони, Молодечно, Ивье, Воложин, Ивенец, они имеют мощность до 200 метров, а в Минске, Орше и Городке, достигает 300 м. Следует указать, что некоторые исследователи Бел.ССР (А.С.Махнач, З.А.Горелик и др.) к гдовскому горизонту относят эффузивные и туфогенно-осадочные породы, залегающие ниже гдовских песчаников на территории Вольни и в юго-западной части республики. Мне кажется, что эту мощную толщу (до 200 м) туфов, туфо-брекчий и базальтовых лав правильнее включать в состав сердобского комплекса как и соответствующие породы Крестцов (Валдайский район).

Ляминаритовые слои - представлены тонкослоистыми глинами серыми и зеленовато-серыми с прослоями песков и песчаников, количество которых убывает вверх по разрезу. Глины включают линзы глинистого сидерита; в них встречаются пирит и глауконит. Ляминаритовые слои обнажаются на дневной поверхности вдоль побережья Финского залива (до долины реки Нарвы на западе) и полого погружаются в юго-восточном направлении.

Наименьшая мощность горизонта - 4-5 м отмечена в разрезах Бауски, Плявинаса и Локно. На юге - в Бильнесе, Апсерде, Черской, мощность возрастает до 50 м, а в восточном направлении - к Луге, Порхову, Старой Руссе, Пестово, Вологде, Коноше, она достигает 100 метров. Примерно такую же мощность имеет ляминаритовый горизонт в северной части

197  
Русской платформы в Любиме, Солигаличе, Котласе и Яренске.

Ламинаритовые слои широко распространены также в пределах Белорусской ССР. Мощность их в Друсске составляет 80 м, в Городке и Орше - достигает 200 м, а в районе Минска-Смиловичи и в юго-западной части БССР (Брестская область) сокращается до нескольких десятков метров. В пределах Белорусского выступа фундамента и в районах Пинска и Лунинца ламинаритовые слои не зафиксированы. При этом следует указать на некоторые фациальные особенности этой толщи, в составе которой в центральной и западной частях площади БССР преобладают песчано-алевроитовые породы. Эта же закономерность наблюдается в направлении на восток от Ленинградской области - в сторону Вологодской и Котласской областей, где на смену глинам появляются алевролиты и аргиллиты.

#### Балтийский комплекс (нижний кембрий)

Отложения кембрийской системы представлены нижним, средним и верхним отделами. Нижний кембрий, представленный т.н. балтийским комплексом, включает слои надламинаритовых песчаников, синих глин и эофитоновые слои.

Надламинаритовые слои выделяются в разрезе по преобладанию зеленовато-серых и буровато-лиловых песков и песчаников, переслаивающихся с темносерыми глинами. Надламинаритовые слои рассматриваются как начальный этап формирования отложений балтийского комплекса и повсеместно распространены на всей территории, хотя и имеют мощность, изменяющуюся в широких пределах. Преемственность их с выше-

198

лежачими осадками обосновывается идентичным минералогическим составом пород и наличием в верхней половине этого горизонта остатков червей и отпечатков водорослей таких же, как и в выше залегающих слоях синих глин. Мощность надляминаритовых слоев у границы их выхода надземную поверхность (по побережью Финского залива) не превышает 3-х метров. Как и для нижележащих отложений, она возрастает в юго-восточном и восточном направлениях, достигая 10 метров в районах Локно, Бауски, Плявинаса, Апсерде, Вильниса, Луги, Гатчины, Либани. Далее на юг и восток мощность возрастает до 25-30 метров (Невель, Порхов, Старая Русса, Пестово, Коноша). Следует указать, что в ряде разрезов восточных скважин (Опарино, Котлас, Яренск, Солигалич, Шарья и др.) выделение этого горизонта затруднено из-за преобладания алевроитов во всей толще нижнего кембрия. Судя по разрезу Вологодской скважины следует ожидать возрастание мощности надляминаритового горизонта в восточном направлении до 60 метров.

В пределах БССР надляминаритовый горизонт был выделен на севере в районе г.г. Дрисса и Городок, где мощность его около 25 м, на северо-западе (Сморгонь) и в некоторых скважинах юго-западной части территории, где мощность варьирует от 3 до 30 метров. В Калининградской области и в южной части Литовской ССР надляминаритовые слои не встречены.

Горизонт синих глин сложен зеленовато-серый, реже красно-бурой гидрослюдистой не карбонатной глиной как тонко-слоистого, так и массивного сложения с прослоями

198  
и линзами алевролитов, количество и мощность которых возрастает к подошве и кровле горизонта.

В кровле синих глин залегает характерный горизонт каолиновых светлосерых и табачно-желтых глин, указывающих на выветривание и переотложение пород. В толще синих глин встречается нижнекембрийская фауна и отпечатки водорослей.

Естественные выходы синих глин прослеживаются в северной части площади, главным образом, у подножия глинта. Здесь мощность их не превышает 35 метров. На юг она постепенно сокращается - до 30 метров в Ансерде и 10 метров в Плявинасе и Бауске. По-видимому, далее на юго-запад слои синих глин выпадают из разреза, так как в западной части Литовской ССР и в Калининградской области они уже не отмечаются (Стонишкяй, Нивенское). На восток от Окно мощность их постепенно увеличивается и достигает 80-100 м. в Лопотово, Порхове, Старой Руссе, Луге, Гатчине, Любани, Пестово и Коноше, а еще дальше на восток - в Крестцах, Валдае, Новаровке, Вологде, Солигаличе, Котласе и Шарье, продолжается ее постепенное возрастание до 150 метров.

На юг, в сторону Невеля и Вильяуса, мощность синих глин также увеличивается до 80-100 м и далее в пределах БССР, в районе Дриссы и Сморгони, имеет 130 - метровую мощность.

В юго-западной части БССР синие глины встречены в ряде пунктов (г.Кобрин и др.), где они имеют 60-70 метровую мощность.

200

Зофитоновый горизонт залегает на размытой поверхности синих глин. Он представлен кварцевыми песчаниками сцементированными карбонатным цементом, переслаивающимися с зеленовато-серыми, плотными глинами, содержащими характерную ниже-кембрийскую фауну.

Естественные выходы пород зофитового <sup>но</sup> горизонта наблюдаются в основании глинта, по южному берегу Финского залива.

Восточнее меридиана Кингисеппа породы этого горизонта выпадают из разреза и далее на восток не встречаются. Мощность их в пределах Эстонской ССР не превышает 15 м, а в сторону Ленинградской области она постепенно сокращается до 7 и менее метров.

В западной части рассматриваемой территории наблюдается наибольшее развитие пород этого горизонта (Выхмя, Бауска, Стовишкяй), где мощность их достигает 50 метров. От этих пунктов в восточном направлении мощность постепенно уменьшается до 30 м (Ковенская, Бака, Апсерде, Плявинас, Печори), а в Вильяндсе и Даугавпилсе - до 15 метров. В пределах БССР эти отложения не были выделены, хотя не исключено, что к ним в районе г. Дриссы следует отнести 3 м прослой светло-серых песчаников, залегающих в кровле синих глин.

#### Верхне- и среднекембрийские отложения

На размытой поверхности пород нижнего кембрия залегают песчаники и пески мелко- и реже крупнозернистые, кварцевые и пески с прослоями и линзами зеленых и бурых гидрослюдистых глин. Эти породы содержат характерную фауну и имеют более широкое распространение, чем подстилающие их зофитоновые песчаники.

201

Естественные выходы описываемых отложений, обычно известных под названием икорского горизонта, очень многочисленны в северной Эстонии и Ленинградской области вдоль побережья Финского залива и в долинах впадающих в него рек.

Мощность икорского горизонта в северной Эстонии не превышает 10 м. На восток, в сторону Ленинградской области, она достигает 30 метров, а на юге, в районе Бауски, вероятно, даже больше. Следует указать, что отделение этого горизонта от подстилающих его эофитоновых песчаников в ряде районов представляет значительные трудности. Учитывая это обстоятельство, а также различную интенсивность его размыва, почти не представляется возможным проследить закономерности его распространения в пределах рассматриваемой площади. Поэтому мы ограничиваемся указанием на его присутствие почти повсеместно в пределах рассматриваемой части Русской платформы, за исключением Белорусской ССР, где средне-кембрийские отложения были выделены только в юго-западной части республики (г. Кобрин и др.). Мощность их достигает здесь 30 метров.

#### О р д о в и к

Отложения ордовика залегают несогласно на размытой поверхности пород кембрия. Они развиты только в северо-западной части рассматриваемой нами площади, откуда распространяются далее на запад, в сторону островов на Балтийском море (Готланд и др.). Северная их граница определяется выходами на дневную поверхность к югу от глинта. Примерно на меридиане Лодейного поля они погружаются под

202

более молодые отложения и прослеживаются в виде залива в сторону Пестова и далее на восток до Вологды. Восточнее Вологды и Лябима эти отложения не известны, что позволяет проводить здесь восточную границу их распространения.

Ключая граница распространения ордовика проходит от Балтийского моря, примерно вдоль южной границы Калининградской области, и в 100 км севернее Минска ее широтное направление меняется на северо-восток. С таким направлением она прослеживается до Осташкова. От последнего пункта граница вновь приобретает широтную ориентировку и западнее Солигалича сливается с восточной границей распространения пород ордовика.

В соответствии с ныне принятой схемой ордовик расчленяется на три отдела. Нижний отдел содержит горизонты от оболочного и диактионемовых сланцев до кундского (ортоцератитовые слои) включительно и соответствует тремадокскому и аренигскому ярусам международной стратиграфической схемы. Средний ордовик включает слои от таллинских до кегельских и соответствует пландейльскому ярусу, а верхний отдел расчленяется на слои везенбергские и ликгольмские, что соответствует карадокскому и ангильскому ярусам международной схемы.

Учитывая сложное и дробное расчленение отложений ордовика на слои, которое к тому же в разных пунктах произведено с различной детальностью, не представляется возможным проследить распространение каждого горизонта по всей площади.

203

Поэтому здесь приводится описание распространения отложений в объёме отделов и характеристика отдельных слоев дается без указания на изменение их мощности и на особенности в различных частях площади.

Нижнеордовикские отложения залегают трансгрессивно на кембрии и распространены повсеместно в границах указанных выше. Самые полные разрезы и максимальные мощности (100 м) встречены в наиболее погруженной части Польско-Литовской депрессии (Стонишкяй, Нивенское) и в пределах западной части московской синеклизы (Крестны, Валай, Песто-во, Вологда, Любим).

В северной части территории, в районах, где эти породы приближены к дневной поверхности, мощность их не превышает 40 метров, а в более погруженных частях (Бауска, Кубья, Ваймена и др.) увеличивается до 60 метров.

На северном и западном склонах Белорусского выступа фундамента (Литовская и Белорусская ССР) отложения нижнего ордовика имеют мощность менее 20 метров (Вильнюс, Ковенская, Вака, Преняй, Даугавпилс, Дрисса).

Разрез нижнего ордовика начинается пакерортским горизонтом, представленным оболочными и диктионемовыми слоями.

Оболочные слои — сложены кварцевыми кобальтовыми песками и песчаниками с прослоями гидрослюдисто-каолиновых известковых глин. В породе наблюдаются скопления органического вещества и горючих газов (Стонишкяй). Верхняя граница оболочного песчаника нечеткая.

Диктионемовые слои распространены только в пределах силурийского плато. Сложены пиритизированными

сланцами и с большим содержанием органического вещества. Они залегают в виде линз и прослоев сильно изменяющейся мощности от 1 до 15 метров.

Порода содержит обильную фауну, позволяющую отнести оба описанных горизонта к тремадокскому ярусу ордовика.

Выше залегающий волховский (глаукозитовый) горизонт располагается на размтой поверхности пород пажерертского горизонта. Он представлен глаукозитовым песчаником, в верхней части переслаивающимся с глинистым глаукозитовым известняком, содержащими богатую фауну. Мощность волховского горизонта не превышает 20 метров.

Кундский (ортоцератитовый) горизонт сложен доломитизированными известняками, часто переходящими в известковые глины, образующие маломощные пропластки. Известняки часто битуминозны. Мощность кундского горизонта около 40 метров.

Средний ордовик наиболее полно развит в северо-восточной части площади, где достигает 60-70 метровой мощности (Бауска, Отто, Плявинас, Пестево, Балдай, Вологда, Лубим). В южном и юго-восточном направлениях мощность пород сокращается до 10-20 метров (Вильнюс, Жерморай, Ковенская, Вака, Стонишкяй, Дрисса).

Следует указать, что в пределах локальных структур верхняя часть пород этой толщи выпадает из разреза или размта (Локно, Бауска). Не известны средне-ордовикские отложения также в БССР.

В основании толщи залегает таллинский (эхиносферитовый) горизонт, представленный органогенными глинистыми

серыми известняками с прослоями буро-желтых мергелей, со стяжениями бурого известняка. Мощность достигает 20 м (Черская, Плявинас, Приенай).

Выше залегает кукерский горизонт, представленный серыми и желтовато-серыми известняками мелкозернистыми и глинистыми с обильными органическими остатками. Мощность пород изменяется в пределах от 7 до 25 метров. Максимальная — в районе Порхов-Крестцы.

Итферский горизонт сложен органогенными глинистыми известняками, серыми и буровато-серыми. По литологическому составу они мало отличаются от ниже залегающих известняков кукерского горизонта. Мощность обычно не велика и редко достигает 60 м (Порхов).

Выше залегающие шундоровский, иевский и кегельский горизонты на отдельных участках рассматриваемой площади частично или полностью размывы, имеют сходный литологический состав и, в основном, расчленяются по характерным фаунистическим остаткам.

Мощность шундоровского (губкового) и иевского горизонтов достигает 10 м. Кегельский горизонт, отличающийся более повышенной доломитизацией, имеет мощность до 25 м (Эст.ССР).

Верхний ордовик распространен на значительно меньшей площади, главным образом, в пределах Эстонской, Латвийской и Литовской ССР и Калининградской области. Максимальная мощность этих отложений в районах Бауски, Плявинаса, Даугавпилса достигает 100 м. В южном направлении от этих пунктов она сокращается до 50 м и меньше

206  
(Ковенская Вака, Вильнюс, Преняй, Нивенское и др.), а в районе Стонишкая — 18 м.

В основании толщи залегает везенбергский (раквере) горизонт, мощностью до 20 м. Он представлен серыми и желтовато-серыми известняками и доломитами с прослоями глин и обильной фауной.

Выше залегающий ликгольмский (сааремыйзский) горизонт сложен глинистыми известняками с прослоями мергеля; мощность его до 70 м (Плявинас).

### С и л у р

Силурийские отложения так же, как и отложения позднего ордовика распространены только в северо-западной части площади, в пределах Эстонской, Латвийской, Литовской ССР и Калининградской области. На поверхности они обнажаются только в Эстонской ССР, где северная граница их распространения протягивается через середину острова Хиуме и далее к востоку до меридиана Чудского озера.

Южнее широты г. Выхма силурийские породы погружаются под осадки среднего девона. Наибольшая мощность этих отложений (946 м) была встречена в центральной части Польско-Литовской депрессии (Нивенское). К северу мощность сокращается до 720 м в Стонишкяе, до 200 м — в Бауске и Ансерде и еще севернее, в скважине Выхма — до 100 и менее метров. Подобное же сокращение мощности наблюдается и на восток от Нивенского, вверх по западному склону Белорусского выступа фундамента. Так, в Пренае она составляет

207  
только 230 м. Еще далее на восток и северо-восток отложения силура встречаются уже в неполном объеме, в связи с чем трансгрессивно перекрывающие их породы девона залегают на различных горизонтах венлоксского яруса (Жехморай, Плявинас, Отто) и даже на осадках лландоверского яруса (Вильникс, Даугавпилс, Ваймена, Кубья и др.).

Силур При-балтики хорошо сопоставляется с лландоверским, венлоксским и лудловским ярусами международной стратиграфической схемы.

Нижний отдел силурической системы

Лландоверский ярус. Наибольшую мощность отложения этого яруса имеют в северо-восточной части площади, где достигают 150 м (Пренай) и 120 м (Отто). В юго-восточной ее половине мощность их порядка 50-70 м (Даугавпилс, Вильникс, Плявинас, Пренай и др.) и постепенно сокращается в юго-западном направлении до 14-18 м (Стойишкяй, Низенское). Наиболее детально эти отложения изучены в пределах Эстонской ССР, где разделяются на пять фаунистически охарактеризованных горизонтов, аналоги которых удастся установить в разрезах скважин на всей площади.

Залегающий в основании разреза горизонт поркуни (Бориспольский) сложен светлыми известняками и доломитами, часто битумин<sup>3</sup>ными. В разрезе Плявинаской скважины он имеет мощность 13 м и подстилается бурой глиной с галькой, что указывает на наличие перерыва между осадками ордовика и силура.

Юуруский горизонт представлен серыми мергелями и доломитиз<sup>ур</sup>ованными известняками с характерной фауной.

Мощность отложений до 15 метров (Плявинас, Камариху).

208

Тамсальский горизонт - образуют органогено-обломочные известняки и мергели с многочисленными брахиоподами и другими остатками. Мощность горизонта не превышает 20 м (Плявинас).

Райквильский горизонт - сложен серыми известняками и доломитами тонкослоистыми и часто кавернозными. Мощность горизонта порядка 9 метров в Плявинасской скважине и до 46 м в Выхме.

Адаерский горизонт - представлен битуминозными известняками серыми, глинистыми, а также мергелями и глинами, содержащими богатую фауну граптолитов и брахиопод. Мощность около 10 м (Плявинас, Бауска), максимальная - в Выхме (16 м).

Венлокский ярус - породы этого яруса имеют максимальную, известную нам, мощность в Плявинасской скважине (174 м). Отто она составляет около 150 м, в Бауске, Нивенском, Стонишкяе не превышает 135 метров, в Пренас - 91,3 м.

На северо-запад от Плявинаса, в Эстонской ССР, мощность отложений сокращается до 70 метров. Здесь в венлокском ярусе выделяют два горизонта: яаниский и Яагарахский, аналоги которых известны на всей площади.

Яаниский горизонт в Эстонской ССР представлен мергелями и глинистыми известняками и имеет мощность до 46 м (Марья-Парса). В сторону Плявинаса и Бауски она возрастает до 70-75 м. В Плявинасе и Бауске наряду с мергелями в разрезе появляются прослой глини и глинистых сланцев, которые в центральной части Польско-Литовской депрессии становятся преобладающими среди отложений этого горизонта.

209

Ягарахский горизонт в пределах Эстонской ССР сложен известняками, которые юго-восточнее переходят в доломитизированные известняки. Мощность пород в пределах северо-западной части их развития до 20 м. На юге - в пределах Польско-Литовской депрессии, в разрезе начинает преобладать мергели и известковые глины, иногда интенсивно битуминозные, с обильной фауной граптолитов (Стонишкяй). В районе Бауски и Плявинаса и в пределах Калининградской области мощность ягарахского горизонта достигает 100 м.

### Верхний отдел силурийской системы

Лудловский ярус - отложения этого яруса имеют полную мощность только в центральной части Польско-Литовской депрессии, где она достигает 780 м в Нивенском и около 600 м в Стонишкяе. В остальных пунктах, в частности в скважинах Бауски и Преная и в обнажениях, в пределах Эстонской ССР, сохранилась только часть разреза, в связи с чем характеристика отложений приводится по скважинам Стонишкяй и Нивенская.

В основании лудловской толщи залегают темно-серые слоистые глины с прослоями пиритизированного известняка, имеющие мощность около 70 м (Нижне-лудловский подъярус). Выше по разрезу количество прослоев известняка увеличивается и появляется сплошная 40 метровая пачка массивных мелкозернистых серых известняков. Еще выше залегают серые мергели и серо-зеленые глины с обильной фауной граптолитов и брахиопод. По ассоциации фауны эта толща относится к нижнему лудлову; ее общая мощность до 400 м.

210

В Эстонской ССР, где породы нижнелудловского подъяруса представлены известняками и доломитами, по фауне и литологическим особенностям они расчленяются на горизонты: каармский, паадлский, каугатумский и хесаарский. Суммарная мощность этих отложений не превышает 130 метров.

Верхнелудловские отложения представлены глинами серыми с прослоями мергелей и известняков, выше по разрезу переходящими в детритовые известняки серозеленого цвета. Заканчивается разрез пачкой глин с прослоями зеленовато-серых известняков.

Мощность верхнелудловских пород максимальная в Нивенском - 377 м. В Стонишкяе, она сокращается до 184 метров. В Эстонской ССР, где породы нижнего лудлова обнажаются на острове Саарема, а также в скважинах на побережье, отложения верхнего лудлова не встречены - в связи с чем имеется основание предполагать его развитие только в наиболее погруженной части Польско-Литовской депрессии.

### Девон

Отложения девонской системы распространены по всей рассматриваемой территории. Область их развития ограничена с севера выходами на поверхность пород силура и ордовика (Эстонская ССР и Ленинградская область) и кембрийских отложений (юго-восточный берег Ладожского озера).

На юг от указанных границ простирается обширное пространство, занятое выходами на дневную поверхность отложений девона, известное под названием Главного девонского поля.

211

В северной части его обнажаются отложения живетского яруса, которые в направлении на юг погружаются под осадки верхнего девона. Главная граница Главного девонского поля проходит в пределах БССР, где вновь наблюдается подьем слоев девона в связи с чем обнажаются породы живетского яруса, перекрытые южнее границ выходов мезокайнозойскими осадками.

На запад от этой площади, в пределах Польско-Литовской депрессии, породы девона погружаются на значительные глубины (до 580 м в районе Стонишкая) и перекрываются отложениями пермского периода. На восток от Главного девонского поля, в пределах Московской синеклизы, отложения девона перекрыты несогласно залегающими породами нижнего карбона и преследуются в скважинах далеко за пределами рассматриваемой площади.

До 1953 года на рассматриваемой территории были известны отложения только двух верхних отделов девонской системы (от живетского яруса и выше). Однако, при бурении опорной скважины в центральной части Польско-Литовской депрессии (Стонишкая) между фаунистически охарактеризованными породами лландоверского яруса силура и живетского яруса среднего девона была вскрыта почти 200 - метровая толща пестроцветных пород, которые по фаунистическим остаткам должны быть отнесены к эйфельскому ярусу или даже к нижнему девону.

#### Нижний девон и эйфельский ярус (?) среднего девона

Как указывалось выше, отложения эти были вскрыты

212

только одной скважиной (в Стонишкае). Они залегают на размытой поверхности пород силура и начинаются конгломератом, состоящим из обломков серо-зеленого мергеля, сцементированных известковым цементом. Выше по разрезу залегает толща алевролитистых глин буро-коричневого и зеленовато-серого цветов с прослоями мергелей и известняков в нижней и алевролитов в верхней ее частях. Плохо сохранившиеся органические остатки (чешуи и обломки рыб и обугленные остатки растений) позволяют считать эту толщу древнее живецкого века. Мощность толщи достигает двухсот метров. Следует указать, что при бурении скважины в Кемери (Латвийская ССР) в основании пород, относимых к пярнуским слоям живецкого яруса, также были вскрыты глины, алевролиты и песчаники с комплексом спор эйфельского яруса. В ряде других скважин юго-западных районов Прибалтики выше пород силура залегают терригенные породы значительной мощности, нижняя часть которых обычно без достаточных оснований относится к пярнуским слоям живецкого яруса (Бауска, Дрисса и др.).

#### Живецкий ярус

Породы живецкого яруса, залегающие на размытой поверхности силурийских на западе, ордовикских и кембрийских отложений на востоке и юге, представлены тремя горизонтами, хорошо различающимися по литологии и фауне.

Пярнуский горизонт — обнажается на дневной поверхности в пределах Эстонской ССР и почти в пределах всей площади своего распространения перекрыт нарвскими слоями

213

Он представлен песчаниками и алевролитами с прослоями глин и мергелей, с характерными рыбными остатками, трохи- лисками и мелкими спорами. Мощность его в Эстонской ССР от 30 до 80 метров, а в юго-западных частях площади она возрастает до 100 и более метров. В пределах БССР, вверх по восстанию слоев, мощность постепенно сокращается до 20 и даже до 3 метров.

До сих пор нет ясности в вопросе распространения пород этого горизонта восточнее Чудского озера, хотя и далее на восток в основании разреза наровских слоев залегают похожие на пярнуские, но не содержащие фауны, серые и зеленовато-серые мелкозернистые и среднезернистые песчаники, включающие прослой темносерых глин. Максимальная их мощность около 45 метров устанавливается в Вологде и Солигаличе. В Солигаличе в основании встречены базальты 15 метровой мощности.

Наровский горизонт залегает несогласно на породах пярнуского горизонта или на более древних отложениях. Он протягивается почти 30-километровой полосой выходов от северной окраины Курземского полуострова до Чудского озера. В северной части Ленинградской области горизонт, окаймляя уступ о довинских известняков, протягивается до района ст. Кириши.

Наровские отложения обычно начинаются брекчией из обломков глинистых и карбонатных пород, выше которой залегают мергели и доломиты зеленовато-серые и пестро-окрашенные. Очень часто в основании разреза встречаются также прослой карбонатных песчаников, жирных черных глин и гипсов.

214

Мощность пород в северной полосе их распространения, по долинам р.р.Пярну и Нарва, 20-30 метров. Она постепенно возрастает в южном и юго-восточном направлениях и достигает 60-80 м в районах Тарту, Вильянди, Валмиери, Порхова. Далее на юг, в скв.Плявинаса, она увеличивается до 123 м и продолжает возрастать по направлению к центральной части Польско-Литовской депрессии до 150 м (Стонишкяй).

В пределах БССР нарвские слои широко распространены на востоке и северо-востоке республики (Дрисса, Городок, Богусевск, Орша, Высокое, Кохалово, Туровичи, Костюковичи, Стайки), в центральной части (Минск, Смилловичи, Бебруйск и др.), а также в Припятском прогибе, в подсоловых отложениях.

Эти отложения имеют мощность 120-220 м на востоке и северо-востоке республики, а в центральной части, в пределах Белорусского массива, они сокращаются в мощности до 80-40 метров (Минск, Смилловичи, Молодечно, Радюшковичи, Бебруйск, Рованичи, Глусск и др.). Характерной особенностью развитых здесь отложений является преобладание доломитов и многочисленные перерывы в осадконакоплении, выраженные прослоями карбонатных гравелитов, конгломератов и равнозернистых кварцево-полевшпатовых песчаников.

На территории Припятского прогиба нарвские слои были выделены в скважинах Старобина и Наровли, а также в Луненецком районе. В Старобине они сложены доломитами и доломитовыми мергелями мощностью более 50 метров,

содержащими редкие линзы гипса.

В Наровлянском районе отложения, сопоставляемые с наровскими слоями, залегают непосредственно на породах кристаллического фундамента и имеют мощность порядка 40-50 м. Они здесь сложены глинами, аргиллитами, песчаниками и доломитами.

В северо-восточных районах Русской платформы наровский горизонт также широко распространен. Он здесь достигает 130 метровой мощности (Вологда) и расчленяется на три пачки: нижнюю - карбонатно-глинистую, среднюю - известняковую и верхнюю - карбонатно-сульфатную. Примерно такой же состав наровские слои имеют в Солигаличе и Любиме. В последнем пункте их мощность - меньше 85 м.

Лужский (Тартуский) горизонт - сложен красноватыми песчаниками, песками, алевролитами и глинами. Породы этого горизонта обнажаются на большой площади, протягивающейся от Курземского полуострова на западе до долины р. Волхова на востоке.

В Эстонской ССР и Латвийской ССР он имеет мощность до 200 метров в тех пунктах, где его верхняя часть не размыта. В Польско-Литовской депрессии (Стонишкяй) и в БССР, в Дриссе, Городке, Орше, Костижовичах и ряде других пунктов, мощность лужских слоев варьирует в пределах 100 - 130 метров.

Значительное возрастание мощности отмечается в Припятском прогибе, где лужские слои выделены в разрезах Старобинских скважин. Здесь они представлены песчаниками, алевролитами и песками, переслаивающимися с ожелезненными слюдистыми глинами, суммарной мощностью до 220 м.

216

В Наровлянском районе эти отложения имеют мощность от 40 до 70 м. Такое резкое изменение мощности указывает на различную интенсивность их размыва на разных участках территории БССР.

Лужские отложения в северо-восточной части Русской платформы развиты, примерно, в тех же границах, что и подстилающие их наровские слои. Литологически они почти не отличаются от описанных выше разрезов и имеют в Пестове, Старой Руссе, Старице и Зубцове мощность до 170 метров. Примерно, такую же мощность эти отложения имеют и далее на восток в Вологде, Лябиме и Солигаличе. К северу от Вологды среднедевонские отложения резко сокращаются в мощности и в районе Коноши к тартуско-наревской толще условно относят только 25-метровую пачку тонко и горизонтально-слоистых пестроцветных глин, содержащих остатки растений.

Севернее Коноши, в Няндоме и на северо-восток от нее в Каменном Придуке, Котласе, и Яренске, а также южнее Котласа, в Опарино, среднедевонские отложения не отмечены.

#### Верхний девон

Отложения верхнего девона в пределах Прибалтики распространены, примерно, на той же площади, что и породы среднего девона. Только в северной части территории, где они обнажаются на дневной поверхности, северная граница их проходит на 20-25 километров южнее выходов среднего девона.

От полосы сплошных выходов породы верхнего девона

217

погружаются на юг и юго-восток и в Польско-Литовской депрессии залегают на <sup>глубине</sup> более 600 метров (Стонинский). Следует при этом указать, что в пределах этой депрессии верхнедевонские отложения размыты неравномерно, в связи с чем обычно скважинами вскрывается их неполный разрез. В юго-западной части площади (Нивенское) они вообще не зафиксированы.

На территории БССР верхнедевонские породы широко распространены на востоке и северо-востоке республики, где они обгибают Белорусский выступ фундамента. Кроме того они сохранились в глубоким Припятском прогибе, где имеют наиболее полную мощность. На остальных участках БССР эти отложения размыты или не отлагались.

Породы верхнего девона широко распространены на восток от описываемых выше районов, в пределах Московской синеклизы.

В скважинах Вологды, Либима и Солигалича они залегают на глубинах порядка 1000-1200 м. На север от этих пунктов наблюдается подъём слоев до 600-700 м (Конша-Няндом), а на восток от последних, в сторону Тимана, погружаются до глубин 1100-1300 метров (Котлас, Яренск). Состав верхнедевонских отложений необычайно пестр. Они включают как морские и лагунные, так и прибрежно-морские и континентальные осадки.

В разрезе <sup>р</sup>верхнего девона выделяются отложения франского и фаменского ярусов, в свою очередь, расчленяющиеся на ряд горизонтов.

### Отложения франского яруса

Нижнефранский подъярус - расчленяется на горизонты подснетогорский, снетогорский, псковский, чудовский и нижнешелонский.

Отложения, залегающие в основании разреза (подснетогорский горизонт) имеют мощность порядка 80-120 метров. Они представлены разнозернистыми песками и песчаниками с прослоями алевроитов и глин, преобладающих в верхней части горизонта. Залегающий выше снетогорский горизонт сложен доломитизированными известняками, доломитами и мергелями с прослоями глин. Мощность их изменяется в пределах 10 - 20 метров.

Псковский горизонт представлен известняками и доломитами с прослоями глин и мергелей; мощность изменяется в пределах до 25 м в западной части территории, и до 40 м и несколько больше - в восточной половине площади.

Чудовский горизонт слагают известняки доломитизированные с прослоями глин и мергелей мощностью в пределах 10 м (западные районы) и до 25 метров в восточной части площади.

Заканчивается нижнефранская толща нижнешелонским горизонтом, представленным гидрослюдисто-каолиновыми глинами с прослоями известняков, доломитов и гипса. Мощность этого горизонта 10-25 метров.

Среднефранский подъярус включает горизонты: верхнешелонский, свинордский, ильменский и бургский.

Верхнешелонский горизонт сложен преимущественно глинистыми, сильно доломитизированными известняками, мощность

219  
которых не превышает 10-15 метров.

Свинордский горизонт представлен доломитизированными известняками с прослоями глины с обильной фауной остракод, гастропод и брахиопод. Мощность до 15 метров.

Ильменский горизонт сложен глинами, известняками, мергелями и доломитами с общей мощностью до 15 метров.

Верхний горизонт среднефранского подъяруса, бурежский горизонт, представлен известняками и доломитами с прослоями зеленоватого-серой глины. Мощность этих отложений в западных районах 10-13 метров, в восточных достигает 30 м.

Верхнефранский подъярус разделяется на три горизонта: снежский, надснежский и смотинско-ловатский.

В отличие от среднефранской толщи, сложенной преимущественно карбонатными породами, породы верхнефранского подъяруса представлены, в основном, песчаноглинистыми разностями. Эти отложения широко развиты в Московской синеклизе.

В пределах Принятского прогиба породы верхнефранского подъяруса имеют значительное развитие и в связи с их специфическими особенностями рассматриваются особо.

Снежский горизонт представлен пестроцветными гидрослюдистыми глинами, кварцевыми алевролитами и песчаниками полевошпатово-кварцевыми. Реже наблюдаются прослои доломитов и крепких мергелей. Мощность горизонта достигает 70 метров.

Надснежский горизонт представлен косослоистыми пестроцветными песками с редкими прослоями песчаников и глины.

220  
Мощность его в Баусской скважине 50 метров, по южному побережью озера Ильмень и в бассейне рек Ловать, Пела, Иста и Сясь она достигает 80 метров, а в районе Валдай - 90 метров. Еще более она возрастает в Вологде и Лябине, где превышает 100 метров.

Смотинско-ловатский горизонт представлен переслаиванием пелитоморфных известняков и мергелей с подчиненными прослоями темно-красных известковистых глин, мелкозернистых песчаников и алевроитов. Общая мощность этих пород не превышает 10-12 метров.

Как уже указывалось, отложения франского яруса широко распространены в Припятском прогибе, где они достигают мощности в несколько сот метров.

По литологическому составу они разделяются на 3 свиты: нижнюю-терригенную (нижнецигровские слои - аналог подснетогорских слоев); карбонатную, в состав которой входят слои от верхнецигровских до ливенских (аналоги карбонатной толщи Прибалтики) и верхнюю-соленосную (ливенские слои - аналоги смотинско-ловатской серии).

Нижние песчано-глинистые отложения в некоторых скважинах Наровлянского района залегают на кристаллическом фундаменте; мощность их не превышает 30 м. Вышележащие карбонатно-сульфатные отложения достигают 270 метров, что намного превышает мощность одновозрастных осадков в северной части Русской платформы.

Залегающая выше по разрезу нижняя часть соленосной толщи (400-500 м), которая соответствует нижнему горизонту соли в Ельске и Копаткевичах, многими исследовате-

221  
лями относится к верхнефранскому подъярису (ливенские слои). В Домановичском районе (Гомельская область) подсолонные отложения франского яруса пройдены всего на 200 м и содержат только осадки верхнефранского подъяруса (ливенские и, возможно, воронежско-евлановские слои).

В районе Едьска и Копаткевичей в соленосных отложениях, мощность которых достигает 1200 м залегает 600-метровая межсолонная толща, содержащая фауну задонских и елецких слоев, из чего следует, что нижняя соленосная толща, как и в Наровле, имеет ливенский (верхнефранский) возраст.

В северо-западной части Припятского прогиба нижнещигровские (терригенные) отложения были выделены в скважинах Старобина, Слуцка, и в Лунинецком районе. Они представлены глинами, песками и песчаниками, с редкими прослоями мергелей и доломитов; мощностью до 40 метров.

Перекрывающая их карбонатно-сульфатная толща имеет здесь мощность до 200 метров и подразделяется на два горизонта: нижний - доломитовый мощностью до 150 метров и верхний - гипсово-ангидритовый мощностью до 50 метров. По комплексам фауны эта толща соответствует верхнещигровским, семилукским и воронежско-ливенским слоям.

#### Фаменский ярус

Отложения фаменского яруса сохранились только на отдельных участках рассматриваемой площади. В Прибалтике они развиты только в пределах северного и юго-восточного склонов Польско-Литовской депрессии, где

222  
достигает 200-300 метров. В центральных частях депрессии они не сохранились в связи с размывом в период последующих эпох.

На территории БССР фаненские отложения сохранились только в Припятском прогибе, где достигает 1000 метровой и большей мощности.

В пределах северо-западной части Московской синеклизы отложения описываемого возраста также встречены как в обнажениях по северо-западному склону Московской синеклизы, так и в скважинах Крестцов, Валдая, Пестова, Вологды Солигалича и др. Мощность этих отложений составляет немногим больше 150 метров.

Фаненский ярус представлен нижним подъярусом в составе надсмотинско-ловатского, чимаевского и надчимаевского горизонтов и верхним подъярусом - билевским и надбилевским горизонтами, которым соответствует венгская серия пород в Латвийской ССР.

Надсмотинско-ловатский горизонт сложен пестроцветными доломитовыми мергелями с прослоями песчаников и глин. Характерным является загипсованность нижней части горизонта (линзы и прослой гипса). Мощность горизонта достигает 40 метров. В Крестц<sup>е</sup>цком районе мощность горизонта колеблется в пределах 46-58 м.

Чимаевский горизонт представлен доломитами и доломитовыми мергелями мощностью до 20 м.

Надчимаевский горизонт образован зеленовато-серыми доломитами и песчанистыми мергелями с тонкими прослоями карбонатных глин. Мощность горизонта до 40 м.

223  
Биловский горизонт - сложен доломитами и мергелями зеленовато-серыми и красновато-бурыми, с прослоями кварцевых песчаников. Мощность его 8-10 метров.

Надбиловский горизонт - образован песками, глинами и доломитами, и в пунктах наиболее полного его развития, в Латвийской и Литовской ССР, суммарная мощность достигает 250 метров.

В Припятском прогибе, в его северо-западной части, породы фаменского яруса расчленяются на подсолевою (карбонатно-сульфатную), соленосную и надсолевою толщи. Мощность подсолевой толщи в районе Старобина 180 метров. В ее составе выделяется известняковый горизонт (нижнефаменский подъярус) мощностью 66 м, доломитовый горизонт мощностью 75 м и серокаметровый ангидритовый горизонт. Оба последних горизонта относятся к верхнефаменскому подъярису. Залегающая выше соленосная толща также относится к верхнефаменскому подъярису (к данково-лебединским слоям).

В районах Копаткевичей, Ельска, Наровли и др. (кго-восток Припятского прогиба) к фаменскому ярусу относят межсолевые отложения мощностью свыше 500 метров, (которые соответствуют задонско-елецким слоям) и залегающую над ними верхнюю соленосную толщу (данково-лебединские слои). Соленосная толща перекрывается глинисто-мергелистыми и песчано-глинистыми отложениями, а в некоторых местах и карбонатной брекчией мощностью 100 м и больше. Как видно из изложенного, отложения франского и фаменского ярусов в пределах БССР отличается по своему литологическому составу от пород других районов Русской платформы.

## Карбон

224

Каменноугольные отложения широко распространены в восточной части территории и на юге в пределах Припятского прогиба.

В восточной части площади западная граница их распространения очерчивает западное крыло Московской синеклизы. Она носит, преимущественно, эрозивный характер и проходит по полосе выходов каменноугольных пород, протягивающихся выпуклой дугой от побережья Белого моря на севере, примерно, от долготы  $42^{\circ}$  мимо южного берега Онежского озера и далее, восточнее Тихвина, уходит через Боровичи, Валдай, Осташков и Нелидово за пределы рассматриваемой площади. На восток и юго-восток от границы выходов - породы каменноугольного возраста обнажаются на дневной поверхности на протяжении более, чем 200 километров. Далее эти отложения глубоко погружаются под мощную толщу пермских пород и в наиболее погруженной части залегают на глубинах, превышающих 800 м от уровня моря (Котлас, Яренск, Опарино). В северо-западной части площади, на которой распространены породы карбона, мощность их не превышает 300 м (Конаша, Вологда), в Лубиме она увеличивается до 450 метров, а на юго-восток от этих пунктов, в Шарье, достигает 600 метров. На рассматриваемой площади обычно развиты все три отдела каменноугольной системы, но уже севернее широты Вологды из разреза выпадают отложения турнейского яруса.

В пределах Припятского прогиба (БССР) выделены только нижний и средний отделы, которые по характеру отложений сопоставляются с соответствующими горизонтами Днепровско-Донецкой впадины. Суммарная мощность этих отложений здесь, по-видимому, не превышает 500 метров.

Нижний отдел

Нижнекаменноугольные отложения обнажаются на дневной поверхности полосой, суживающейся с юга на север от 130 до 20 километров. Мощность пород нижнего карбона уменьшается к северо-востоку и изменяется от 170 до 90 метров. Наиболее полно разрез представлен в юго-западной части, где развиты отложения турнейского, визейского и намюрского ярусов. В северо-восточной части площади известны только отложения средней и верхней части визейского яруса и породы намюра.

Турнейский ярус представлен только отложениями ливинского подъяруса, подразделяющегося на малевский и упинский горизонты. Сложены они глинами голубовато-зеленого и желто-бурого цветов с линзовидными прослоями кварцевых песков и глинистых доломитов. Мощность отложений изменяется в широких пределах от 3 м (Боровичи) до 25 м (Нелидово, Зубцов).

В Припятском прогибе отложения этого возраста выделены в Давыдовке, Доманковичах, Копаткевичах, Словечно и др., где представлены серыми и пестроцветными глинами с прослоями песков, песчаников, известняков и доломитов и относятся к самым нижним горизонтам турне. Мощность пород достигает 60-80 м (Ельск, Заозерная), а в Словечно и Копаткевичах не более 10-15 м.

Визейский ярус распространен на большей площади. Слабые его отложения разделяются на три части.

В состав нижней части визе (яснопольянский подъярус) входят горизонты сталиногорский (селижаровский), тульский

226  
и низы алексинского, которые сложены песчано-глинистыми породами суглями прибрежно-морского и континентального происхождения.

Мощность этой толщи изменяется от 10 м на севере до 75 м на юге.

Средняя часть визе (окский подъярус) включает верхне-алексинский и михайловский горизонты, представленные мало-мощными известняками, переслаивающимися с песками и глинами. Мощность до 50 м.

Верхний визе (серпузовский подъярус) — веневский, тарусский и стешевский горизонты, в разрезе которых преобладают известняки и доломиты, характеризуются мощностью до 60 метров.

В БССР отложения визейского яруса установлены в Сло-вечно, Ельске, Домановичах, Копаткевичах и др. Они представ-лены глинами серыми и пестроцветными, иногда переходящими в мергели, с прослоями песков, песчаников, алевролитов и известняков. (Карбонатность пород увеличивается по разрезу снизу вверх). Карбонатность пород увеличивается по разрезу снизу вверх. В породе встречаются линзы бурых углей. Эти отложения расчленяются на две свиты: Ельскую (мощность до 640 метров) и Словечненскую (до 150 м).

На основании фауны фораминифер в визейских отложениях Припятского прогиба выделены аналоги сталиногорского, тувьского, алексинского и михайловского горизонтов, причем наиболее полный разрез этих отложений был вскрыт в районе Словечно.

Верхней, наиболее молодой, частью отложений являются серые глины и органогенно-обломочные известняки с фауной

227  
серпуховского подъяруса, вскрытые на Заозерной площади, где они имеют мощность до 40 метров.

Намюрский ярус, повсеместно развитый в северо-восточной части Русской платформы, представлен здесь только претвинским горизонтом, сложенным серыми доломитами с прослоями красных и фиолетовых глин. Мощность пород этого горизонта изменяется в западной части от 17 м (Ржевское Поволжье, Пестово) до 44 м (р. Чагода). В восточной части площади она несколько меньше — до 30 м. В пределах БССР отложения намюрского яруса не выделены, хотя и не исключено их наличие, в частности, в Заозерной, где к ним относят условно 12-14 м органогенно-обломочных известняков.

#### Средний отдел

Отложения среднего карбона залегают с перерывом на породах нижнего карбона. В их разрезе выделяются ярусы: башкирский и московский.

Башкирский ярус был установлен только в северо-западной части Московской синеклизы, где представлен верхней частью (Пестово) нормального своего разреза. Он здесь сложен известняками белыми и серыми мощностью до 25 метров.

В Припятском прогибе одновозрастные отложения (митвинская свита) были встречены в районе г. Ельска, где представлены известняками и глинами мощностью до 80 м. На Заозерной площади их мощность изменяется в пределах 30-120 м.

928

Московский ярус широко распространен в северной части Московской синеклизы. На этом участке породы среднего карбона представлены песками и глинами. Но уже на близком расстоянии от них, к юго-востоку по падению слоев появляются известняки и доломиты, преобладающие на всей рассматриваемой территории.

Мощность отложений московского яруса возрастает в юго-восточном направлении. Так, в Няндоме она равна 50 м, в Конюше и Пестове - 70 м, в Вологде доходит до 150 м, а южнее - в Любиме и на востоке площади - в Яренске и Больших Порогах достигает 200 м.

В Припятском прогибе, в районе г. Ельска, были также установлены отложения московского яруса, сложенные пестроцветными песчаниками и глинами мощностью до 80 м.

В составе московского яруса по литологическим особенностям и комплексу фауны выделяются горизонты: верейский, каширский, подольский и мячковский.

Верейский горизонт представлен красноцветными глинами и песками с карбонатными прослоями, причем количество прослоев известняка и доломита увеличивается в юго-восточном направлении от границ выходов на поверхность. Мощность пород изменяется в пределах 20-33 м.

Каширский горизонт сложен органогенно-детритовыми и доломитизированными известняками и мергелями с прослоями доломита. Мощность их в синеклизе меняется от 12-15 м до 60 и больше метров.

Подольский горизонт, распространенный более широко, чем подстилающие его отложения, представлен известняками

229  
и доломитами с тонкими прослоями мергелей и глин. Мощность пород от 20-30 м в Няндоме возрастает до 80 и более метров за пределами юго-восточных границ рассматриваемой площади (в Шарье и Котельниче).

Мячковский горизонт, расположенный примерно в тех же границах, что и подольский, сложен чередующимися слоями органогенно-детритовых известняков и мелкозернистых доломитов с тонкими прослоями глин. Как и в нижележащих горизонтах, наблюдается возрастание мощности пород в юго-восточном направлении от 15 м в Конеше до 80 м в Шарье.

#### Верхний отдел

Западная граница выходов верхнекаменноугольных отложений прослеживается от района г. Калинина в сторону Пестова, где окаймляет с юга и севера Пестово-Максатинский выступ. Далее она отступает восточнее района Мологи и протягивается в сторону 42° восточной долготы до берега Белого моря. На восток от границы выходов отложения эти распространяются на всю рассматриваемую территорию, причем обычно перекрыты породами пермского возраста. Мощность отложений верхнего карбона возрастает с севера на юг и с запада на восток. В Няндоме, Конеше, Нижней Тойме, Вологде и в Котласе его мощность не превышает 80 м, а в Шарье, Опарино и Котельниче достигает 200 - 210 метров.

Верхний карбон представлен карбонатными отложениями общая мощность которых составляет 150-200 м.

230  
Следует обратить внимание на сильную доломитизацию и огипсованность верхнекаменноугольных отложений, наиболее интенсивную в северо-восточной части площади.

### Пермская система

Отложения пермской системы развиты на рассматриваемой площади в трех районах.

На западе они выполняют центральную часть Польско-Литовской депрессии и Припятский прогиб, а на востоке занимают обширные пространства в пределах Московской синеклизы.

В районе Польско-Литовской депрессии северная граница развития отложений перми фиксируется выходами на дневную поверхность, которые протягиваются широкой полосой от побережья Балтийского моря (южнее г. Лиенайя) до г. Ауце и далее на юго-восток до г. Жемморай, откуда в южном направлении уходят за пределы рассматриваемой площади. В северной и северо-восточной частях этой депрессии пермские породы залегают на различных горизонтах фаменского яруса, и на западном склоне Белорусского выступа фундамента они перекрывают отложения живецкого яруса. На юге депрессии (Черняховск) ими перекрываются силурийские образования. Мощность пород возрастает с севера на юг от 20 - 40 метров, до 90-100 м в Склявше, Кунигишнай, Стонишкяй и до 300 метров в Южно-Калининградской скважине. В центральной и южной частях депрессии преимущественное развитие получают гидрохимические осадки.

Следует обратить внимание, что в структурных скважинах южнее г. Советска в нижней части ангидритов перми были обнаружены битумы нефтяного ряда, которые, возможно, мигрировали из никележащих образований.

В БССР, в районе Домановичей, мощность пермских отложений, залегающих на визейских известняках составляет около 380 м. Аналогичные отложения известны в Ельском и других районах Припятского прогиба. Представлены они здесь существенно терригенными отложениями.

В Московской синеклизе, на ее северо-западном крыле, на верхнекаменноугольных отложениях без перерыва залегают известняки сакмарского яруса нижней перми. Наиболее полные разрезы отложений пермской системы здесь были вскрыты опорными скважинами в Любиме, Опарино, Вологде, Солигаличе и Шарье, где имеют мощность от 300 до 450 м.

Пермская система во всех трех регионах представлена верхним и нижним отделами.

#### Нижнепермские отложения

В Польско-Литовской синеклизе отложения нижнего отдела пермской системы, по-видимому, имеют ограниченное распространение. Только залегающие в основании разреза маломощные известняки по фауне брахиопод могут быть отнесены к кунгурскому ярусу.

В пределах Припятского прогиба к нижней перми относятся палеонтологически немые пестроцветные глины с прослоями песчаников, алевролитов, ангидритов и галечников мощностью до 160 м (Домановичи), которые по

232

литологическим особенностям напоминают отложения черниговской и пересажской свиты, где была выявлена нижнепермская фауна.

Наиболее полно отложения этого времени представлены в Московской синеклизе. Здесь их выходы на дневную поверхность широко распространены в долинах р.р. Сев. Двины, Тигоды, Вологды и др. В каждом направлении эти отложения полого погружаются под более молодые периоды и вскрываются только буровыми скважинами. Мощность нижнепермских отложений возрастает в восточном направлении, где достигает 300 и более метров.

В составе нижнепермских отложений выделяются следующие ярусы:

Сакмарский, залегающий без перерыва на породах псевдофузулинового горизонта верхнего карбона (восточная часть площади), сложен он доломитами, известняками, ангидритами и гипсами, общая мощность которых достигает 130 м.

Артинский и кунгурский ярусы представлены доломитами известняками, гипсами и ангидритами, расчленение которых на известняковую (артинскую) и гипсово-ангидритовую (кунгурскую) свиты осложняется наличием галогенных отложений во всей толще пород.

В северо-восточной части Русской платформы эти отложения обнажаются в долинах р.р. Сев. Двина, Пинега и Кулой, где имеют мощность до 200 м и известны под местным названием кулойской свиты. В районе Сухонского вала и в

233  
районе Котласа мощность отложений достигает 300 м. Она значительно сокращается в районах Вологды, Любима и Солигалича (до 130 м), что объясняется расчленением нижнепермского бассейна на ряд замкнутых лагун с самостоятельным накоплением осадков.

В состав нижнепермских отложений вносится также условно уфимский ярус, породы которого (красноцветные пески и песчаники) выполняют впадины, образовавшиеся на размытой поверхности артинских отложений.

В районе Пестово и Максатихи породы уфимского яруса залегают непосредственно на отложениях карбона и имеют 20-30 метровую мощность. К северу и северо-востоку от Коноши уфимские отложения широко обнажаются на поверхности. В их разрезе, кроме пестроцветных песчано-глинистых пород, появляются мергели, а мощность возрастает до 40 м в низовьях р. Мезень и до 80 м в долине р. Пинеги.

#### Верхнепермские отложения

Отложения верхней перми широко распространены в пределах Польско-Литовской депрессии и в северной части Московской синеклизы. В Припятском прогибе эти отложения несомненно присутствуют, но изучены очень слабо. Здесь к ним относится корневская свита, представленная песками и песчаниками мощностью до 200 м, содержащая фауну татарского яруса.

В пределах Польско-Литовской депрессии отложения верхней перми представлены казанскими и, возможно, татарским

234

ярусами. Породы казанского яруса обычно залегают на разновозрастных отложениях девона и представлены известняками и доломитами, с прослоями ангидритов, а в центральной части депрессии, с мощными скоплениями каменной соли. В северной части депрессии мощность этих отложений не превышает 30 м. На юг, в сторону Папале, они возрастают до 40 м, а в Ареголе и Вехморле - 50-60 м. В более погруженной части депрессии, в районе Преная, мощность отложений превышает 75 м, причем более 65 м приходится на ~~же~~ ангидриты. В Таураге и Советске наблюдается возрастание мощности казанских отложений до 90 м, причем ангидриты составляют 65-70 м. Еще южнее, в районе Черняховска, мощность этих отложений увеличивается до 133 метров, а в крайней юго-западной части, в Нивенском, превышает 320 м. Следует особо остановиться на разрезе в Нивенском, где на маломощных доломитах и известняках с верхнепермской фауной залегают ангидриты мощностью более 60 м, выше которых 173 метровая толща каменной соли, перекрытая 67 метровой пачкой гипсов, ангидритов, мергелей, доломитов и глини. Ряд исследователей (Лиопиньш П. П. и др.) считает описанную выше гипсо-ангидрито-соленосную толщу аналогом отложений татарского яруса.

В пределах северной части Московской синеклизы отложения верхней перми залегают несогласно на разбитой поверхности уфимских, кунгурских, артинских, сакмарских и даже каменноугольных отложений. Наиболее древние из них, породы казанского яруса, обнажаются широкою полосой,

235  
протягивающейся от районов севернее Череповца в северо-восточном направлении через Кирилов и Коношу и далее на север в сторону Няндома и Вельска и в бассейн р. Кулоя. На всей остальной территории они перекрыты отложениями татарского яруса и залегают на глубинах до 500 метров (Котлас, Опарино).

Породы казанского яруса представлены известняками и доломитами с подчиненными им прослоями глины и песчаников. В верхней части разреза порода обычно гипсована и содержит прослойки гипса и ангидрита. Максимальная мощность (115 м) отмечена в Опарино и в районе Сухонского вала. На запад от этих пунктов, в районе Велогоды, она сокращается до 80 м, а в Коноше не превышает 50 м. Для этих отложений характерно отсутствие закономерности в изменении мощностей, что объясняется наличием самых молодых отложений верхнеказанского яруса, образовавшихся в пределах замкнутых лагуна, по-видимому, на ограниченных участках.

На породах казанского яруса залегают отложения татарского яруса, наиболее широко распространенные в северной части Русской платформы. Представлены они песками и песчаниками, преимущественно, в нижней части разреза и глинами и мергелями в его верхней части. Мощность отложений татарского яруса достигает первых сотен метров.

Вышеописанными отложениями завершается палеозойская эра и после длительного перерыва, связанного с коренной перестройкой всего структурного плана рассматриваемой территории, начинается отложение осадков мезозоя.

### 3. МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

#### Триасовые отложения

Отложения триаса представлены только ветлужским ярусом. Как и подстилающие их породы перми, распространены на трех участках рассматриваемой площади. Наименее они изучены в районах БССР, где условно выделены в ряде районов Припятского прогиба (Прудок, Германова-Слобода, Копаткевичи, Домановичи, Ельск, Наровля, Калинковичи и др.). Здесь они представлены пестроцветными песчаноглинистыми отложениями, расчленяющимися на две толщи. Нижняя, песчаная, имеет мощность в пределах 25-247 м, верхняя, глинистая, мощностью от 25 до 455 м.

В Польско-Литовской депрессии, в северной ее части, отложения триаса не перекрывают полностью подстилающих их пермских пород. На юго-востоке и юге депрессии они распространяются дальше, чем залегающие под ними отложения перми. Разрез триаса начинается обычно бражкой из обломков подстилающих пород, выше которой залегают глина и мергели с прослоями и линзами песчаника; порода имеет характерную кирпично-красную окраску. Мощность их в северной и юго-восточной частях депрессии достигает 60 м

(Наниле, Жеммерай и др.). В районах Ареголы и Мажейкя она увеличивается до 95 метров. Еще далее, на юго-запад, она достигает 150 метров (Пренай, Даугавпилс, Склавше и др.), а в приосевой части депрессии возрастает до 280 м (Стонишкяй, Черняховск) и даже 390 метров (Нивенское).

В северо-восточной части Русской платформы породы ветлужского яруса выполняют так называемый Главный прогиб платформы, откуда широко распространяются на запад на склоны Сухонского вала и Куножо-Кичменгской полосы поднятий и на восток в сторону Тиманского края. Как и везде, на описываемой площади, они представлены здесь пестроцветными континентальными, озерными и речными отложениями, расчленяющимися на две толщи. Нижняя - сложена кварцевыми песчаниками и песками, часто с галькой кремния и конгломератами, с тонкими прослоями глин. Мощность ее достигает 50 м. Верхняя - представлена глинами темно-красными с прослоями и линзами голубоватосерых известковистых песчаников, мощность до 100 и более метров. Наибольшая мощность триасовых отложений отмечена в районе Котласа и Яренска (150-140 м) и в Опарино (более 250 м)

#### Юрские отложения

Отложения юрской системы залегают в виде изолированных участков, часто на значительной площади в пределах Московской синеклизы, Польско-Литовской депрессии и в юго-восточной части БССР.

Наибольшее распространение имеют в южной части Московской синеклизы. Они представлены отложениями байоса,

238

бата и келловей, сложенными песчанистыми и слюдястыми глинами с конкрециями мергелей и доломитов, суммарной мощностью до 50 метров. Залегающие выше мергели и глины оксфордского яруса имеют 15-20 метровую мощность. Их перекрывает отложения нижневолжского яруса, представленные серыми битуминозными глинами, с прослоями глауконитовых и фосфоритовых песчаников, мощностью до 20 м. Венчат разрез глауконитовые пески, глины и горючие сланцы мощностью до 25 метров (верхневолжский ярус).

В пределах Польско-Литовской депрессии породы юры занимают сравнительно небольшую площадь в ее юго-западной части. Они обнажаются на дневной поверхности в виде узкой дугообразной полосы, начинающейся в районе г.Клайпеда, на побережье Балтийского моря, откуда протягиваются до г.Каунаса. Отдельные выходы юрских пород наблюдаются значительно севернее и восточнее описанной выше полосы и залегают на размытой поверхности триасовых (Папиле, Баубляй), пермских (Таураге) и даже девонских (Бетигола, Гринчишки, Шедува и др.) отложений.

Нижний отдел сложен глинистыми сланцами, известковистыми глинами и кварцевыми песками, мощностью до 22 м.

Средний отдел представлен песками и песчаниками кварцевыми с прослоями жирных глин, имеет мощность до 86 м. Породы нижнего и среднего отделов вскрыты скважинами в Нивенском, Полесске, Стонишкяе и др.

Отложения верхнего отдела наиболее детально исследованы. Они распространены на значительно большей площади и представлены породами: келловейского яруса, мощностью до 75 м (Нивенское), сложенными песками и гравелитами с прослоями черных углистых глин; оксфордского яруса, состоящего из слюистых глин и песков мощностью до 140 метров; киммериджского - представленного глауконитовыми песчаниками, мощностью до 60 м (г. Лимзбарк).

В пределах БССР юрские отложения приурочены, главным образом, к ее юго-западной и юго-восточной частям.

В юго-западной части в разрезе юры выделяются нижняя - песчано-глинистая и верхняя - карбонатная толщи. Мощность первой около 20 м, а второй достигает 75 м.

В юго-восточной части республики юрские отложения распространены более широко и достигают мощности 160 - 170 м. Они также расчленяются по литологическим особенностям на две толщи: песчано-глинистую мощностью до 180 м и известково-мергелистую мощностью от 20 до 100 м. Последняя имеет меньшее распространение и известна, главным образом, в Ельском, Наровлянском, Мозырском и Калинковичском районах.

### Меловые отложения

Отложения меловой системы занимают всю центральную часть Польско-Литовской депрессии и ее восточный борт, откуда прослеживаются далеко на восток на территории Белоруссии. Они известны также в пределах Московской синеклизы, где отмечены в отдельных ее районах.

240

В Польско-Литовской депрессии и на территории БССР они залегают на размытой поверхности различных стратиграфических горизонтов от юры до среднего девона. Отложения нижнего мела известны здесь только своей верхней частью - альбским ярусом, сложенным зеленовато-серыми глинами и глауконитовыми песчаниками мощностью до 20 м (Нида, Стонишкяй, Нивенское). Отложения верхнего мела в южной части площади развиты более полно. Здесь известны породы почти всех ярусов верхнего отдела мела: сенманского, туронского, <sup>б'</sup>коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского. Представлены они внизу песками, перекрывающимися в отдельных районах мелоподобными мергелями, а выше по разрезу развиты глауконитовые песчаники с прослоями мергелей и пластами писчего мела. Общая мощность отложений верхнего мела сильно варьирует и в южной части Польско-Литовской депрессии вскрыты скважинами большие толщи мела в 300-350 м.

В Московской синеклизе отложения меловой системы, как отмечалось выше, залегают редкими изолированными пятнами и часто сильно замаскированы залегающими выше четвертичными породами. Поэтому на сегодняшний день они изучены весьма неполно. В пределах этой площади известны, главным образом, отложения нижнего мела, представленные песчаниками с прослоями темных глин валанжинского яруса, отложениями готерива и баррема, сложенными плотными слюдястыми глинами и песками с конкрециями песчаников мощностью до 30 м. Выше залегающие песчаники и пески слю-

дистые мелко и среднезернистые с прослоями глини имеют аптскую фауну и венчают разрез нижнего мела. Они имеют мощность обычно превышающую 30 метров.

### Кайнозойская группа

Кайнозойская группа на рассматриваемой территории представлена отложениями палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем.

Отложения палеогена и неогена имеют ограниченное распространение. Они залегают трансгрессивно на подстилающих их осадках мезозоя в южной части рассматриваемой территории. Наибольшее распространение отложения палеогена и неогена имеют на юге БССР, где они занимают значительные площади. Кроме того, палеогеновые и неогеновые отложения развиты на небольших участках в пределах Калининградской области, Литавской и Украинской ССР.

Сложены отложения палеогена и неогена терригенными образованиями, которые имеют мощность, изменяющуюся в больших пределах - от 5 до 120 м.

Четвертичные отложения образуют почти сплошной покров на рассматриваемой территории. Мощность их определяется характером дочетвертичного и современного рельефов и изменяется в широком пределе до 300 метров.

Глава VI

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РАССМАТРИВАЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ

242

Как известно, мощность осадочного чехла в пределах отрицательных структур рассматриваемой территории достигает 3000 и больше метров. Состав выполняющих их отложений даст основание предполагать, что наиболее погруженные части этих депрессий являлись областями нефте- и газеобразования, а их склоны, осложненные структурами более высоких порядков, могли оказаться площадями накопления нефти и газа.

Рассмотрим перспективы нефтегазоносности геологического разреза снизу вверх.

Наиболее древний комплекс осадочного покрова западных и северо-западных районов Русской платформы — волжно-валдайский комплекс, по данным о битуминозности, газоносности, минерализации вод и коллекторских свойствах слагающих его пород, следует признать бесперспективными по обнаружению в нем промышленных залежей нефти и газа.

Однако наличие признаков битуминозности показывает, что в валдайское время при скоплении органического вещества могло происходить нефтеобразование на Русской платформе, но в количествах недостаточных для формирования нефтяных залежей.

В кембрийских отложениях битумопроявления более часты, чем в подстилающих образованиях волжно-валдайского комплекса. Твердый битум в кембрийских синих глинах был встречен в Эстонии (район Кунда, г.Таллин). По мнению

243  
Е.М.Люткевича (107), битум этот был принесен с берега низне-кембрийского моря.

В Польско-Литовской впадине при опробовании Советской опорной скважины была встречена сильно насыщенная газом высокоминерализованная вода из ижорских слоев среднего или верхнего кембрия.

При дебите перекипавшейся из скважины воды в  $40\text{ м}^3$  /сутки было получено  $10\text{ м}^3$  /сутки свободно выделявшегося газа. Газ содержал 80-85% метана с примесью тяжелых углеводородов. Вблизи северной периклинали впадины, в Бауской скважине из ижорских слоев, залегающих на 1000 м выше чем в Советске, также была получена минерализованная вода, сильно насыщенная газом. Однако в составе газа преобладал азот и редкие газы, достигавшие 94,7%, а метан составлял только 4% всего объема извлеченного газа. Резко различный состав газа в указанных скважинах показывает и на различную природу их накопления. Е.М.Люткевич предполагает, что в районе Советской опорной скважины в ижорские слои газ поступает из вышележащих слоев силура, в которых содержится такого же состава метановый газ. Одинаковый состав газов низов силура и ижорских слоев в этой скважине позволяет допускать соприкосновение разновозрастных горизонтов палеозоя по разломам, по которым перемещались отдельные блоки фундамента. О вероятности развития разломов говорят и результаты совместного анализа геофизических данных и географических элементов в пределах Польско-Литовской впадины.

244

По мнению Е.М.Литкевича, изорские слои являются перспективными для поисков в них нефтяных и газовых месторождений в благоприятных литологических и тектонических условиях северо-западных районов платформы. К перспективным районам им относятся Польско-Литовская впадина и северо-западная часть Московской синеклизы, приуроченная к району г.Вологды.

К более пессимистическому выводу в отношении перспектив нефтеносности кембрийских отложений приходит Б.С. Свечков (140). Этот исследователь, анализируя условия накопления органики и соотношение между глинистыми толщами, обладающими тем или иным количеством рассеянного битума, и песчаными толщами, отличающимися хорошими коллекторскими свойствами, с их региональными длительными перерывами, приходит к выводу, что кембрийские образования, так же, как и синийские, могут быть оценены как регионально бесперспективные с точки зрения поисков нефти.

Нижние горизонты разреза ордовика содержат рассеянный битум, а в восточных районах развития его, в скважинах в Либиме и Пестове, получены в небольших концентрациях углеводородные газы.

В западных районах распространения ордовикского и силурийского морских бассейнов обнаружены наиболее обнадеживающие признаки возможной нефтеносности этих отложений. В Вильнюсской скважине и в скважине, пробуренной в д.Ковенская Вака, что в 30 км к западу от Вильнюса, была обнаружена полужидкая вязкая нефть. Густая мало-

245

подвижная нефть содержалась в трещинах и кавернах известняка, местами пропитанного нефтью. Нефтепроявления наблюдались на интервале нескольких метров. Приурочены они к зоне контакта верхнего ордовика с нижним силуром. На территории Прибалтики в отложениях силура наблюдается достаточно высокое содержание рассеянного битума. Так, в Плявинаской скважине установлены многочисленные прослои битуминозных пород, при этом в известняках лландовери битуминозность достигает 1,56%.

В скважине 64, расположенной на южном склоне Локновского выступа, концентрация рассеянного битума в силуре достигала 2%.

Наибольшие содержания рассеянного битума в породах силура обнаружены в Советской опорной скважине, приуроченной к погруженной, осевой части Польско-Литовской впадины. Здесь в интервале глубин 1640 м - 1922 м содержание битумов варьирует от 0,1% до 3%, а в нижней части этого интервала (1907-1914 м) содержание органического вещества достигает 18,15%.

В этой же скважине в интервале глубин 1845-1905 м наблюдается повышенная газонасыщенность пород. Выделенный газ содержал до 58 см<sup>3</sup>/литр углеводородных составляющих.

Одновременно следует обратить внимание на слабую проницаемость пород силура, представленных главным образом карбонатами.

В связи с плохими коллекторскими свойствами пород силура Е.М.Литкевич считает малоперспективными поиски в

246

них залежей нефти и газа в центральной части Польско-Литовской впадины. Что же касается ее краевых частей, то формирование здесь залежей весьма вероятно при появлении в разрезе силура песчаных или сильно трещиноватых пород. Кроме того, нефть из силура по тектоническим разрывам могла мигрировать как в подстилающие пористые породы кембрия, так и покрывающие отложения девона.

Следует напомнить, что к низам силура относятся значительные нефтепроявления, обнаруженные в Швеции (район Фулони), а на о. Готланд следы нефти в верхах ордовика были установлены при бурении скважины Висбо.

Приведенный фактический материал, а также анализ истории геологического развития рассматриваемых северо-западных районов Русской платформы указывает на весьма вероятную перспективность ордовикских и, особенно, силурийских отложений Польско-Литовской синеклизы.

Имеющиеся материалы по нефтегазоносности живецких отложений среднего девона показывают, что рассеянная битуминозность в них и несколько повышенная газоносность фиксируется в районах, тяготеющих к западному склону Московской синеклизы. Поэтому при благоприятных структурно-тектонических условиях в породах - коллекторах могут быть встречены залежи нефти и газа. К тому же следует иметь в виду, что промышленная нефтеносность Волго-Уральской области и Тимана связана именно с осадочным комплексом среднего девона. Таким образом, значительные площади Московской синеклизы, в том числе территория Вологодской,

247  
Костромской областей являются перспективными для поисков нефти и газа в среднем девоне.

Что же касается отложений верхнего девона, то имеющийся материал по битуминозности их дает основание считать северо-западные районы платформы малоперспективными в отношении нахождения в этих отложениях промышленных скоплений нефти и газа.

Особо следует остановиться на нефтеносных девонских отложениях Белоруссии. Региональные геофизические исследования, планомерно проведенные на территории Белоруссии с 1946 года, позволили наметить границы Припятского прогиба на юге республики и выявить в его пределах ряд перегибов поверхности соленосной толщи. Последующими детальными работами на этих перегибах изучены локальные структуры. Всего к 1959 году геофизическими методами разведки выявлены здесь 42 структуры. Из указанного количества структур глубоким бурением части не освещены только 20. С 1951 по 1958 гг. на них было пробурено и находилось в бурении 52 скважины со средней глубиной около 2500 м. Этими скважинами установлено значительное развитие нефтепроявлений как по разрезу, так и по площади. При этом наиболее интенсивные нефтегазопроявления связаны с отложениями девона.

В Мозырской опорной скважине (д. Слободка) с глубины около 2580 м был поднят керн соли длиной 0,5 м, пропитанный нефтью. С тех же, примерно, глубин во время бурения наблюдалось выделение газа с нефтяной пленкой на выходящем глинистом растворе. Скважина в д. Казанка на глубине порядка 2600 м в соленосной толще встречен гипсово-доломитовый

248  
 пропласток, пропитанный нефтью. В Копаткевичской скважине на глубине 441 м из надсолевых верхнедевонских отложений извлечен керн мелкозернистого песчаника, содержащего около 4% вязкого битума, а с глубины 463 м поднят образец перематой с солью глины, в котором обнаружен более жидкий битум.

Значительные нефтепроявления наблюдались в скважинах, пробуренных на Наровлянской структуре. Здесь с разных глубин была поднята соль с вытянутыми по вертикали крупными кристаллами, между которыми в виде полос и примазок находилась жидкая нефть, которая, по-видимому, была захвачена солью при выжимании последней вверх. Образцы с затвердевшим и полужидким битумом, переходящим в тяжелую жидкую нефть, были подняты из покрывающих соль пород верхнего девона. Накопление фактических материалов по нефтегазосности Принятского прогиба идет непрерывно одновременно с продолжающимся глубоким бурением. В 1959 году было установлено присутствие битуминозной брекчии в скважинах № 17 Прудковской площади и № 1 на Анисимовской площади. В скважине № 16 Восточно-Ельской площади в нижней соленосной толще целый ряд прослоев выделяется повышенными газопоказателями. Повышенная газосность девонских отложений отмечена и в других скважинах (скв. № 1 Восточно-Выступовичская зона, скв. № 1 Ново-Рудненская площадь и т.д.). Однако особый интерес представляет получение в 1952 году промышленного притока нефти в скв. № 2 на Ельской структуре. Здесь в интервале глубин 2437-2450 м из подсолевых песчаников начались выбросы

243

нефти, которые усилились после подъема инструмента, и скважина начала фонтанировать. Несмотря на значительный объем бурения вокруг скважины № 2, оконтурить залежь, вскрытую этой скважиной, до сих пор не удалось. Все приведенные факты позволяют высоко оценивать перспективы нефтеносности Припятского прогиба. При этом можно предполагать, что залежи нефти будут приурочены главным образом к тектоническим зонам, вдоль которых происходил соляной диапиризм и образование экранированных солью залежей. Признаки нефтегазопроявления в карбоне, перми и мезозойском Припятского прогиба носят случайный характер и обусловлены, по-видимому, миграцией битумов из нижележащих девонских отложений по тектоническим зонам. Связывать с отложениями верхнего палеозоя и мезозоя каких-либо серьезных перспектив нефтеносности и газоносности вряд ли возможно.

Каменноугольные отложения, как уже отмечалось в главе У, кроме Припятского прогиба, развиты в северо-восточной части рассматриваемой площади, к востоку от западного крыла Московской синеклизы. В этой части Русской платформы они представлены в основном карбонатными породами. Имеющиеся данные о нефтегазоносности нижнекаменноугольных отложений дают основание считать их бесперспективными. Комплекс пород среднего и верхнего карбона, несмотря на более высокие показатели нефтегазоносности, следует так же признать малоперспективным для поисков в нем залежей нефти и газа.

250

В отношении перспективности пермских отложений можно высказать предположение о возможности нахождения в них небольших залежей нефти лишь в пределах юго-западного При тиманья и в прилегающей с востока южной части Печорской депрессии.

В пределах Польско-Литовской впадины следует обратить внимание на обнаружение битумов нефтяного ряда в двух структурных скважинах в нижней части ангидритов перми. Скважины эти - № 3 и 4 пробурены в 1958 году. ОГПК Главгаза южнее г. Советска, т.е. в зоне, прилегающей с юга к Неману. Возможно, что битумы эти мигрировали в пермские породы из более древних толщ девона, а, возможно, силура. Верхнепермские отложения в этой впадине характеризуются общей слабой битуминозностью, достигающей концентрации 0,1%.

Мезозойские отложения, ввиду их близкого залегания у дневной поверхности, сильного их промывания подземными водами, а также в связи с незначительной мощностью этих отложений, не представляют интереса в отношении нефтегазонасности. Из этого краткого обзора фактического материала по нефтегазопроявлениям в западных и северо-западных районах платформы вытекает, что перспективными для поисков нефти и газа следует считать Польско-Литовскую впадину, Припятский прогиб, западный и северо-западный борты Московской синеклимы. В первой из названных региональных структур промышленная нефтеносность и газонасность могут быть связаны с породами среднего и верхнего кембрия, с прибрежными песчаными фациями нижнего силура

(возможно и верхов ордовика), а также в породах с хорошими коллекторскими свойствами в нижнем и верхнем девоне. В Припятском прогибе основные перспективы нефтеносности должны быть связаны с подсоловными и межсоловными терригенными образованиями среднего и верхнего девона.

Что же касается западного и северо-западного бортов Московской синеклизы, то ввиду скудости представлений о геологическом строении этой территории, перспективы нефтеносности в настоящее время следует связывать с отложениями ордовика и среднего девона.

## Глава УП

О НЕКОТОРЫХ СВЯЗЯХ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНОГО И ГРАВИТАЦИОННОГО  
ПОЛЕЙ С ПАЛЕОГРАФИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ ПЛАТ-  
ФОРМЫ

Ведущая роль тектонических движений в формировании бассейнов седиментации является общепризнанной. В связи с этим, географическое распределение осадков, в основном, определяется указанными движениями. Вместе с тем проявление тектонических движений на платформах в значительной степени зависит (кроме других важных причин) от внутренней структуры фундамента. Геологическая расшифровка физических полей, проявляющихся на поверхности земли, устанавливает тесную связь между гравитационным и магнитным полями и внутренней структурой фундамента. Поэтому следует ожидать, что между характером аномальных физических полей и распределением областей осадконакопления должны существовать определенные закономерные связи, различные в зависимости от особенностей внутреннего строения фундамента.

На тесную связь общей гравиметрической картины юго-восточного Кавказа с третичным этапом геологической истории этой области было достаточно убедительно указано В.В.Вебером и В.В.Фединским (21).

Для центральных районов Русской платформы А.Ш.Файтельсон (150), рассматривая гравитационное поле отдельных участков и строение их осадочного покрова, устанавливает генетическую зависимость между историей развития тектонической структуры осадочных отложений и аномалиями силы тяжести. Проявление этой зависимости можно видеть в определенном соотношении известных геологических структур и

дислокаций с гравитационным полем. На основе значительного числа примеров А.Ш.Файтельсон приходит к выводу, что "зоны повышенных градиентов силы тяжести являются зонами изменения характера отложений определенного возраста и зонами развития дислокаций в осадочных отложениях".

Аналогичные связи между гравитационным полем и структурой осадочного чехла на платформе устанавливались и многими другими исследователями. Однако нами не известны работы, в которых были бы подвергнуты рассмотрению связи между структурой осадочного комплекса пород и характерными чертами магнитного поля.

Несмотря на то, что в последние годы разведочная геофизика доставляет все больше фактов, указывающих на наличие глубокой генетической связи между глубинной структурой земной коры и структурными особенностями осадочного платформенного покрова, многие геологи и геофизики до настоящего времени отрицают эти связи. Выполненный нами совместный анализ гравитационного и магнитного полей и фашиально-палеогеографических карт западных и частично северо-западных районов Русской платформы показывает на существование, с нашей точки зрения, весьма интересных и важных связей между ними. Для проведения такого рода сопоставлений нами были использованы фашиально-палеогеографические карты разных эпох и веков раннего палеозоя и, частично, девона, составленные в последнее время во ВНИГРИ. Карты были любезно предоставлены нам главным редактором атласа В.Д.Паливкиным для выполнения настоящего анализа.

Наиболее древний осадочный комплекс, перекрывающий кристаллический фундамент на рассматриваемой территории, относится к позднему докембрию (нижнему синию).

Представлен он терригенными осадками. Комплекс этот выявлен бурением в линейно-вытянутой полосе шириной, примерно, 200 км, имеющей северо-восточное направление. Полоса протягивается вдоль западного склона Украинского массива, занимает центральную часть Белоруссии и дальше, по видимому, открывается в Московскую синеклизу. Наибольшая мощность осадков в осевой части прогиба, выполненного ими, превышает 400 м. На наличие древнейшего прогиба, выполненного догдовскими осадками, было указано Г.Х.Дикенштейном в 1958 году (47). Однако границы по данным этого исследователя несколько отличается от границ, показанных на последней фациально-палеогеографической карте ВНИГРИ.

Сопоставление области развития осадков позднего докембрия с картой магнитных аномалий показывает, что бассейн осадконакопления примыкает с востока непосредственно к южной части полосы линейных аномалий магнитного поля, протягивающейся из Польши через западные районы платформы к восточному берегу Ладожского озера. Такое совпадение ориентировки, а также взаиморасположение седиментационного бассейна позднего докембрия и магнитных аномалий, надо полагать, не является случайным. Они указывают на вероятную генетическую связь между ними. Связь этого бассейна с гравитационным полем менее четкая,

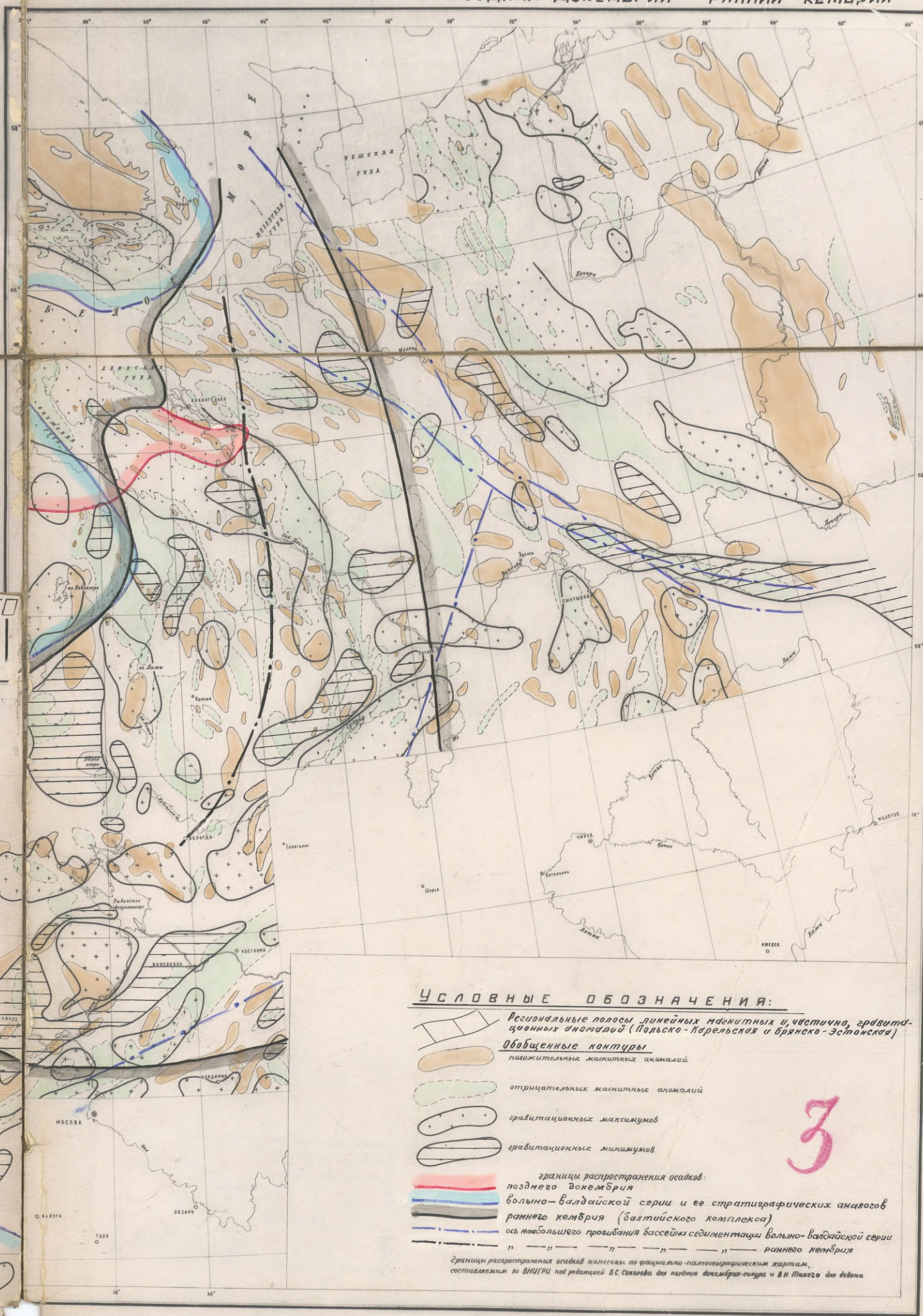
СХЕМА

СОПОСТАВЛЕНИЯ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНОГО И ГРАВИТАЦИОННОГО  
ПОЛЕЙ С ГРАНИЦАМИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСАДКОВ ПАЛЕОЗОЯ



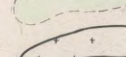
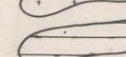


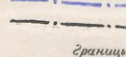
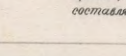
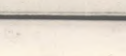
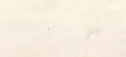
Масштаб 1:2500000



50 км 0 50 100 150 200 км



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

-  Региональные полосы линейных магнитных и, частично, гравитационных аномалий (Польско-Ларельская и Брянско-Эстонская)
  -  Обобщенные контуры положительных магнитных аномалий
  -  отрицательных магнитных аномалий
  -  гравитационных максимумов
  -  гравитационных минимумов
  -  границы распространения осадков: позднего докембрия
  -  вольно-валдайской серии и ее стратиграфических аналогов
  -  раннего кембрия (балтийского комплекса)
  -  ось наибольшего прогибания бассейна седиментации вольно-валдайской серии
  -  раннего кембрия
- Границы распространения осадков нанесены по географико-палеогеографическим картам, составленным во ВНИГРИ под редакцией В.С. Сивилова для позднего докембриума и В.И. Тихого для раннего кембрия.

3

хотя и здесь устанавливается приуроченность к его западной границе ряда линейных аномалий силы тяжести того же северо-восточного простирания. Таким образом, особенности внутренней структуры фундамента, нашедшие отражение в аномальных полях, обусловили образование и развитие позднедокембрийского моря.

Территория Польско-Карельской полосы аномального магнитного поля и приуроченных к ней линейных аномалий силы тяжести в позднем докембрии представляла сушу. в то время как область, расположенная непосредственно к востоку от нее, опускалась, при этом погружение последней происходило вдоль границы полосы аномальных полей. Такое соответствие полей и позднедокембрийского бассейна осадконакопления прослеживается почти на пятисоткилометровом расстоянии. Устанавливаемые соотношения позволяют считать, что территория рассматриваемой полосы магнитных аномалий в позднем докембрии была мобильной и тектонически активной и, что вдоль нее в позднедокембрийское время происходили относительные смещения отдельных крупных блоков фундамента. Восточная граница бассейна, к сожалению, проходит по площади, не покрытой детальной (двухсоттысячной) аэромагнитной съемкой. Может быть поэтому здесь не наблюдается того убедительного соответствия между аномальным магнитным полем и положением границы бассейна, как это имеет место с западной границей. Однако и здесь ряд протяженных магнитных и гравитационных аномалий имеет ту же общую ориентировку, что и восточная граница позднедокембрийского моря.

Достаточно определенные связи выявляют я между магнитным полем и отдельными элементами бассейна седиментации волыно-валдайской серии и ее стратиграфических аналогов (верхний синий). Наиболее примечательным при этом является связь участков наибольшего прогибания бассейна (участков максимальных мощностей осадков) с характерными чертами магнитного и гравитационного полей. Так, на карте изопахит выделяется участок с осью наибольшего прогибания, проходящей от Минска через Городок (западной Витебска) и дальше через район Крестцов, расположенный к востоку от оз. Ильмень. Направление оси совпадает с простираанием Польско-Карельской региональной полосы магнитных аномалий и ряда гравитационных аномалий в этой части платформы. При этом, если на участке Минск-Городок ось несколько смещена к востоку от указанной полосы, то на участке Городок-Крестцы наибольшая мощность валдайского комплекса приурочена почти непосредственно к этой полосе. В частности, северная часть района наибольшего прогибания моря валдайского времени примыкает почти вплотную к линейной интенсивной аномалии, прослеженной более чем на 200 км от г. Холм до М. Винеры и известной в литературе под названием Новгородской аномалии. Такое соотношение наиболее прогнутой части валдайского бассейна осадконакопления в западных районах платформы с характером магнитного и гравитационного полей показывает, что между структурно-тектоническими особенностями фундамента, проявившимися в Польско-Карельской полосе линейных магнитных аномалий и в

гравитационном поле и формированием бассейна также существует генетическая связь. Можно предполагать, что и в валдайское время происходили дифференцированные вертикальные движения отдельных блоков земной коры вдоль той же Польско-Карельской полосы магнитных аномалий. При этих движениях территория, расположенная к западу от рассматриваемой полосы, претерпела опускание и покрылась морем, наступавшим с юго-востока. Кроме того, можно утверждать, что линейная аномалия (Новгородская) вызвана разломом в фундаменте, вдоль которого произошло внедрение основной магмы и подводные излияния в валдайское время. Опускание вдоль разлома обусловило также накопление к востоку от него большой мощности осадков валдайского комплекса.

Как известно (28), Крестцовскими скважинами № 1 и 2, расположенными в 15-20 км к востоку от Новгородской линейной аномалии, в нижней части осадочной толщи обнаружено чередование туфогенных песчаников и туффитов, содержащих обломки диабазов, диабазового порфирита. Кроме того, в туффитовой толще встречены излияния основных пород, образующие пластовые залежи, лавовые покровы и жилы диабазов и диабазовых порфиритов. Приведенные факты и дают основание к утверждению о связи Новгородской магнитной аномалии с разломом, время образования которого относится к позднему докембрию - раннему кембрию, т.е. ко времени отложения волыно-валдайской серии осадков. При этом можно полагать, что тектонические движения по этому разлому

происходили и в последующие этапы геологической истории. Так, с этим разломом близко совпадает восточная береговая линия верхнеордовического моря. Бассейн седиментации нижнефранского времени, занимавший обширную площадь в центральных районах платформы, заметно сужается на линии Городок-Крестцы, т.е. на линии, к которой приурочен разлом, и в западные районы вдается лишь сравнительно <sup>узким заливом</sup> Верхнефранское море, заливавшее обширные пространства Русской платформы, на западе доходило, примерно, до линии Новгород-Городок, т.е. до зоны указанного разлома. Здесь же проходит и западная граница осадконакопления фаменского века.

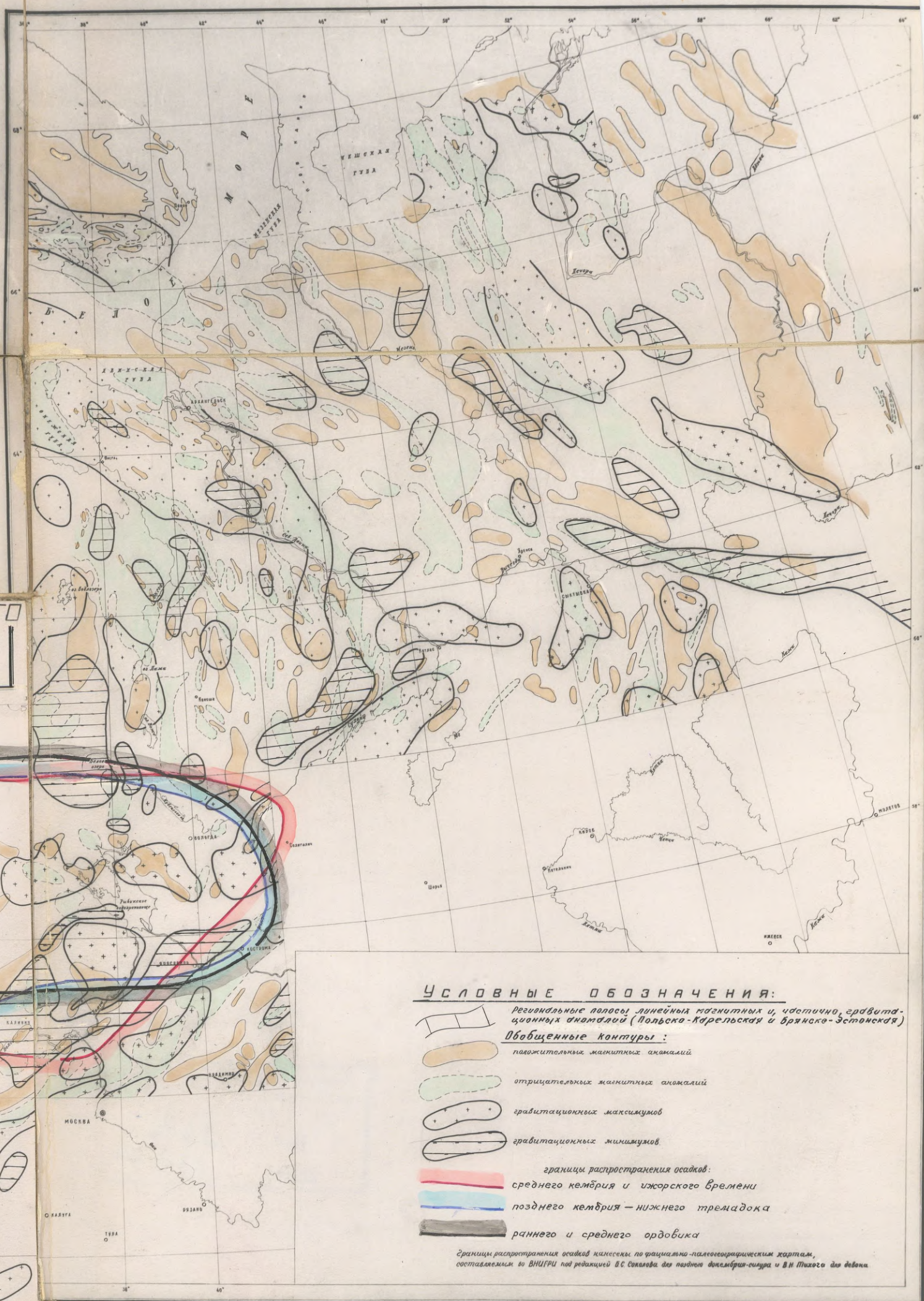
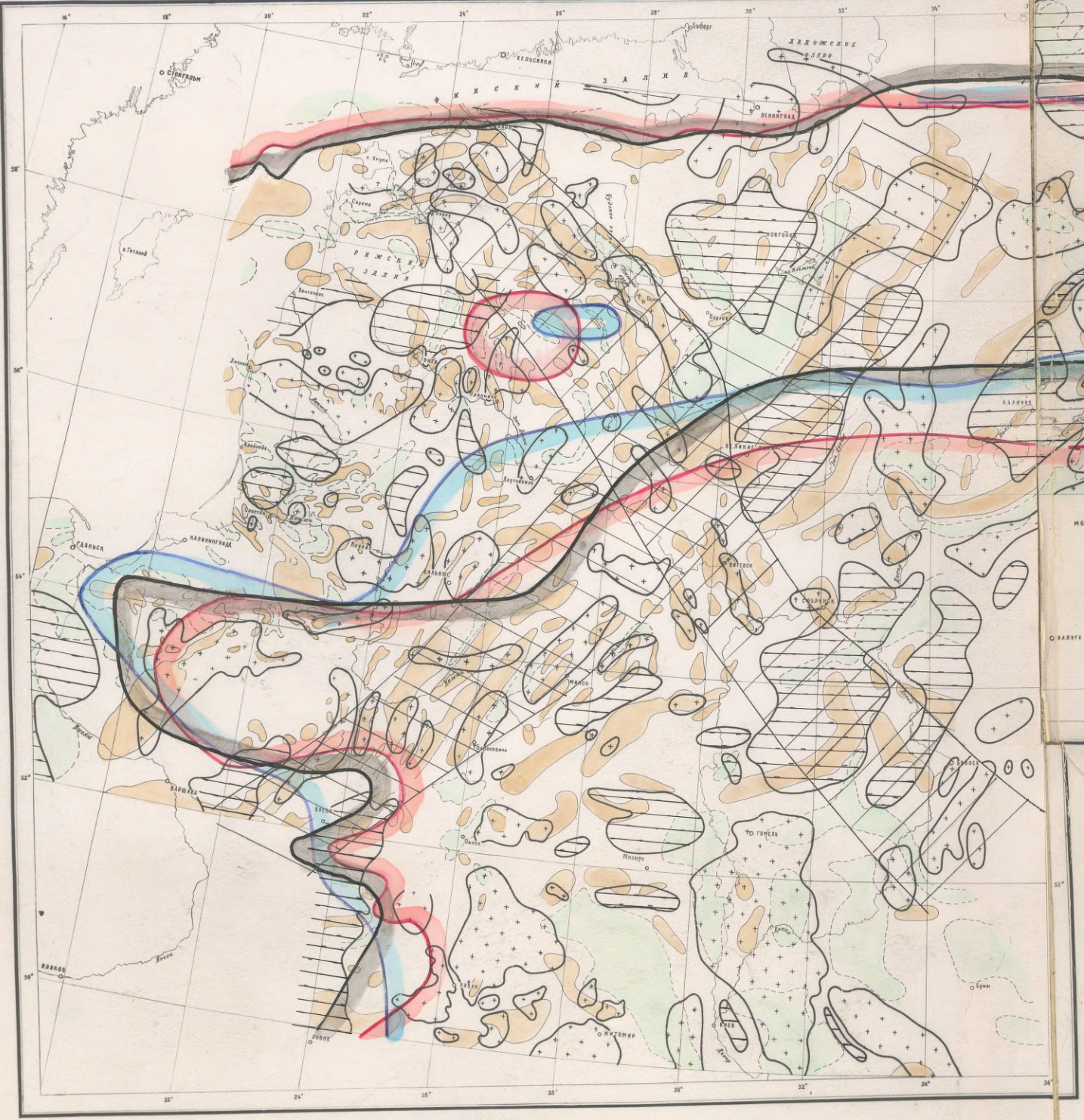
Нам представляется небезинтересным обратить внимание и на следующие факты, наблюдаемые в этой зоне. В толще девонских отложений прослеживается закономерная вертикальная тектоническая трещиноватость северо-восточного направления (азимут -  $25^{\circ}$  -  $30^{\circ}$ ), т.е. того же направления, что и аномальная зона. К южной части Новгородской магнитной аномалии приурочена Ловатская группа отторженцев ордовикских и кембрийских пород, принесенных ледником с северо-запада. Наконец, в этом районе наблюдается согласное с направлением магнитного поля северо-восточная ориентировка русел рек (Ловати, Полисти и др.). Все приведенные факты дают достаточно основания утверждать, что Польско-Карельская полоса линейных магнитных аномалий и, в особенности ее северная часть, являлась весьма мобильной, начиная с позднего докембрия.

В области развития отложений

Вольно-Валдайской серии считаем необходимым обратить внимание еще на вторую зону большого прогибания бассейна осадконакопления, расположенную в северных районах платформы, к северо-востоку от линии Сыктывкар-Архангельск. Следует отметить, что этот прогиб на карте изопохит аргументирован небольшим числом скважин. В связи с этим любой дополнительный материал, дающий хотя-бы косвенные указания для уточнения его местоположения, безусловно должен быть использован. На прил. № 7 л. I показана ось северного прогибания, снятая с карты изопохит. Она имеет северо-западную ориентировку, согласную с общим простиранием аномальных магнитного и гравитационного полей. Уже один этот факт не является случайным, а указывает на закономерную связь бассейна осадконакопления вольно-валдайской серии в этом районе со структурой фундамента, находящей отражение в физических полях. Наибольшее опускание бассейна приурочено к системе линейно вытянутых с юго-востока на северо-запад аномалий магнитного поля. Система на всем своем протяжении состоит из двух полюс — полюсы линейных отрицательных аномалий на юге и сопряженной с ней полюсы положительных аномалий на севере. На карте изопохит юго-восточная часть наибольшего прогибания приурочена к площади характеризующейся отрицательными аномалиями магнитного поля. Примерно на широте  $63^{\circ}$  авторы карты без обоснования фактическими данными бурения поворачивают ось прогиба на север, в связи с чем последняя перемещается в полюсу положительных аномалий.

# СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНОГО И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЕЙ С ГРАНИЦАМИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСАДКОВ ПАЛЕОЗОЯ

Масштаб 1:2500000



**Условные обозначения:**

Регулярные полосы линейных магнитных и, частично, гравитационных аномалий (Польско-Карельская и Брянско-Застовская)

**Обобщенные контуры:**

- положительных магнитных аномалий
- отрицательных магнитных аномалий
- гравитационных максимумов
- гравитационных минимумов

**границы распространения осадков:**

- среднего кембрия и ижорского времени
- позднего кембрия — нижнего триадака
- раннего и среднего ордовика

Границы распространения осадков нанесены по географико-палеогеографическим картам, составленным во ВНИГРИ под редакцией В.С. Сивилова для позднего кембрия-силура и В.И. Милова для девона.

50 км 0 50 100 150 200 км

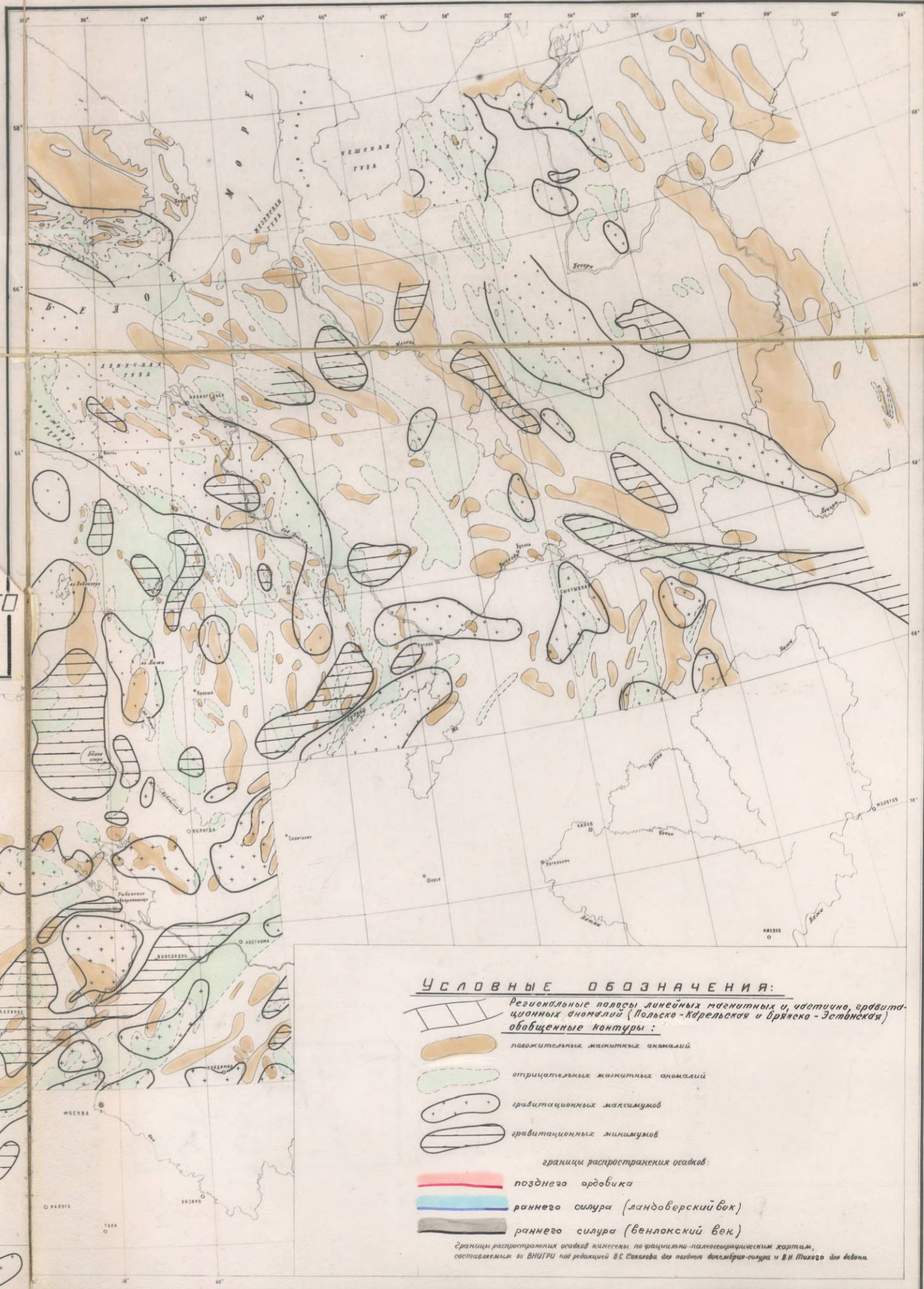
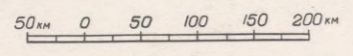
Допуская, что каждая из указанных выше полос магнитных аномалий связана с определенной структурно-тектонической зоной, нам представляется, что весь прогиб будет приурочен к одной из этих полос. Поскольку приуроченность юго-восточной части прогиба к полосе отрицательных аномалий аргументирована более надежно, нам представляется более вероятным осевую часть всего прогиба проводить вдоль указанной полосы. Мы полагаем, что наибольшее опускание моря валдайского времени в этой части платформы следует проводить примерно через населенные пункты Вашгорт и Кулой и дальше западной нижней течения Мезени. Предлагаемое уточнение палеогеографической карты не противоречит имеющимся фактическим материалам, положенным в основу ее составления, и, что всего важнее, показывает на возможность и необходимость использования геофизических карт при фациально-палеогеографических построениях.

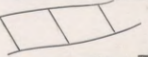

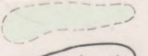
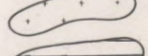
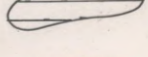


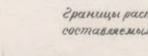
Следует также обратить внимание на восточную границу моря позднего ордовика, которая имеет северо-восточное направление, т.е. такое же, что и Польско-Карельская полоса магнитных аномалий. Граница моря располагается весьма близко от этой полосы, тяготея к ее западной части. Можно полагать, что и в позднем ордовике вдоль Польско-Карельской полосы магнитных аномалий происходило относительное перемещение участков земной коры. При этом территория к востоку от полосы претерпевала восходящие движения, обусловившие отступление моря в западном направлении.

# СХЕМА

СОПОСТАВЛЕНИЯ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНОГО И ГРАВИТАЦИОННОГО  
ПОЛЕЙ С ГРАНИЦАМИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСАДКОВ ПАЛЕОЗОЯ

Масштаб 1:2500000



- УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:**
-  Региональные полосы линейных магнитных и, частично, гравитационных аномалий (Польско-Карельская и Брянка-Зетовская) обобщенные контуры:
  -  положительных магнитных аномалий
  -  отрицательных магнитных аномалий
  -  гравитационных максимумов
  -  гравитационных минимумов
  - границы распространения осадков:
  -  позднего ордовика
  -  раннего силура (ландоверский век)
  -  раннего силура (венлокский век)
- Границы распространения осадков нанесены по фациально-палеогеографическим картам, составленным во ВНИГРИ под редакцией В.С. Сивилова для позднего девона-силура и В.И. Мухоморова для девона.

Весьма примечательно положение восточных границ морей раннего силура (ландоверского и ендокского веков) на территории Прибалтики. Границы этих морей имеют дугообразную форму с выпуклостью, направленной на восток. Северо-восточная граница совпадает по направлению с магнитными и гравитационными аномалиями, характеризующимися северо-западной ориентировкой и приуроченными к протяженной полосе, идущей от района Брянска через Витебск, Псков и всю Эстонию. Аномалии эти как бы ограничивают контуры морских бассейнов на рассматриваемой части дуги.

С другой стороны, юго-восточная граница ориентирована на северо-восток, т.е. согласно с аномалиями Польско-Карельской полосы, и располагается близко от последней. Таким образом создается впечатление, что бассейны осадконакопления раннего силура <sup>ра</sup>вписаны в западный квадрант, образованный ортогонально пересекающимися полосами магнитных аномалий — Польско-Карельской и Брянско-Эстонской. Естественно, что такое взаиморасположение морей и аномалий физических полей в Прибалтике <sup>ти</sup>нельзя считать случайным. Наоборот, и здесь приходится допустить наличие тесной связи между рассматриваемыми явлениями. Можно считать, что и в раннем силуре указанные полосы аномалий были мобильны и, что вдоль них происходили дифференцированные движения участков земной коры. О продолжительной мобильности территорий Польско-Карельской и Брянско-Эстонской полос магнитных аномалий говорит также и факт приуроченности к их отдельным

133  
62

частям западных границы основной области развития осадков верхнего девона. Известно, что основная область распространения отложений этого возраста находится в центральных и восточных районах платформы. Западная граница ее образует дугу с вершиной на долготе около  $30^{\circ}$  и широте, примерно,  $57^{\circ}$ . От этого места бассейны осадконакопления разных веков девонского периода глубоко вдавались на запад в виде относительно узких заливов, местоположение которых весьма близко совпадает между собой.

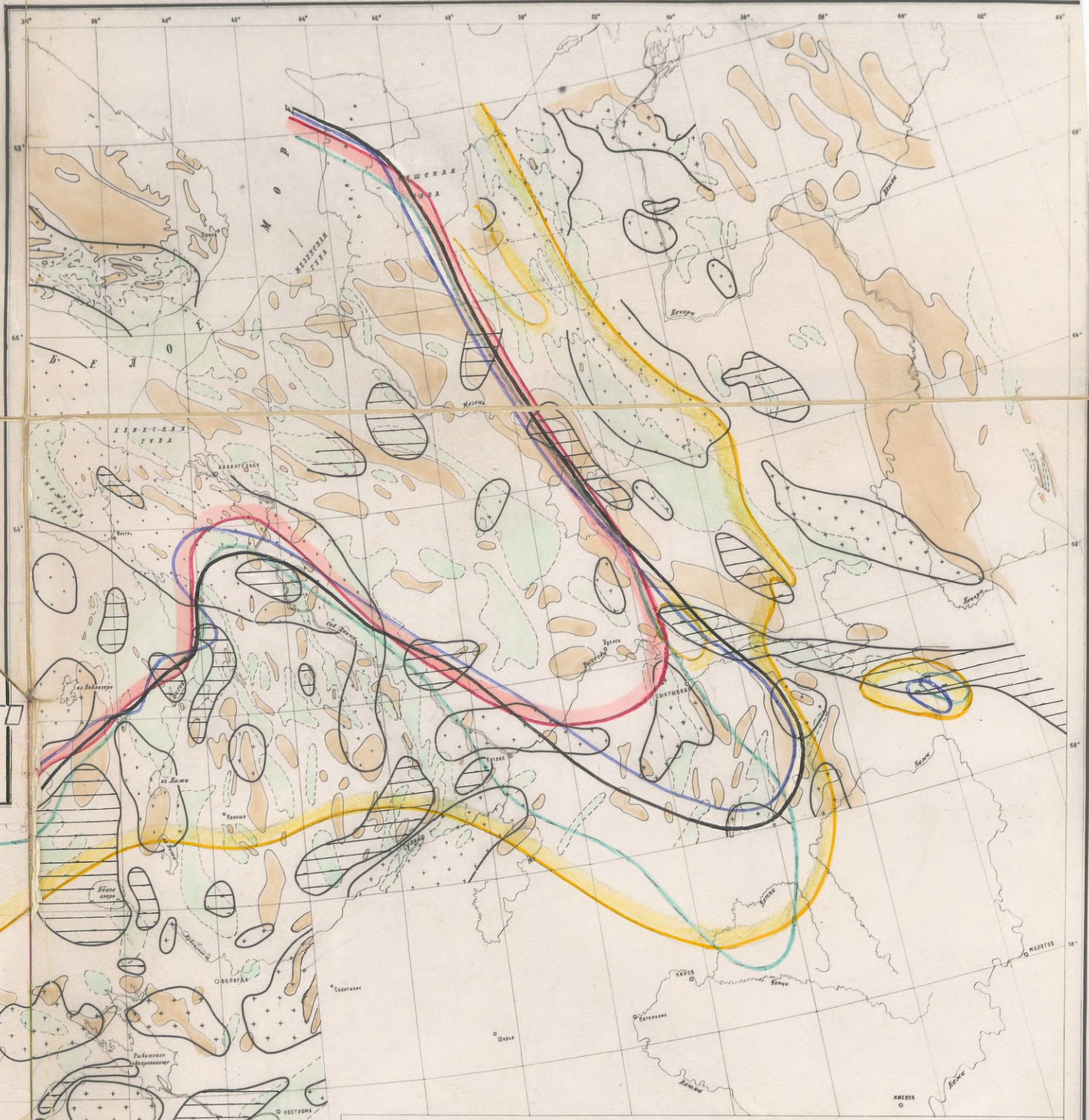
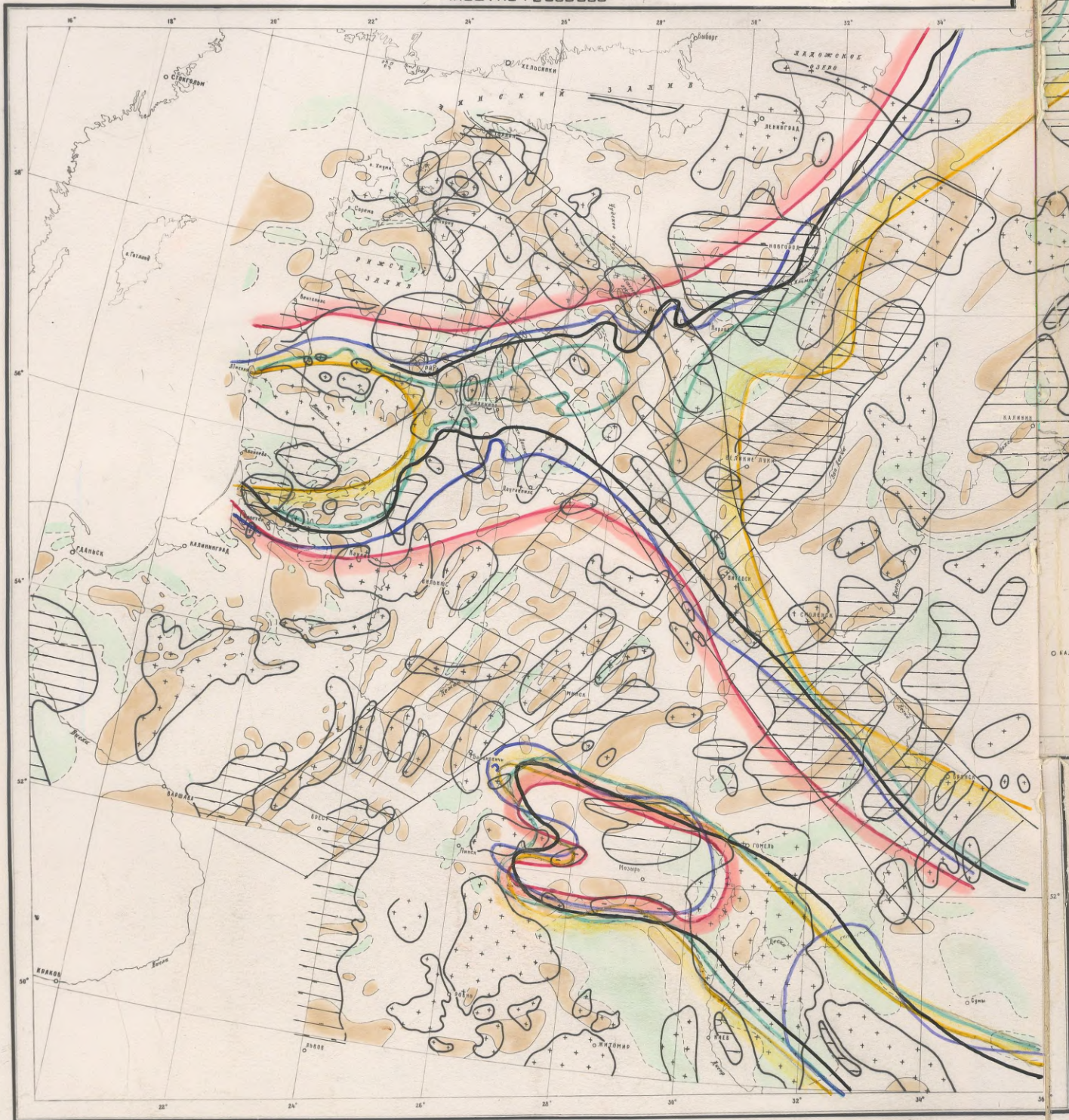
Из приведенной на приложении № 7 л. 4 схемы можно видеть, что вершина указанной границы и устья заливов находятся вблизи пересечения Польско-Карельской полосы линейных магнитных аномалий с аналогичной полосой, идущей от Брянска в Эстонию. Кроме того, устанавливается, что в пределах рассматриваемой территории северные ветви границ бассейнов седиментации нижнефранского, среднефранского и верхнефранского времени, а также фаменского века по положению и по направлению близко совпадают с северной частью Польско-Карельской полосы аномалий. Южные же ветви границ этих бассейнов приурочены к южной половине полосы магнитных аномалий Брянск-Эстония. Таким образом, границы бассейнов осадконакопления верхнего девона оказываются как бы вписанными в восточный квадрант, образованный рассматриваемыми полосами, подобно тому, как моря раннего силура вписаны в западный квадрант, образованный этими же полосами.

Приведенные факты показывают, что особенности


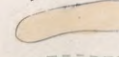
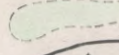
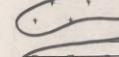
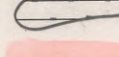


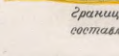
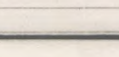



СХЕМА

СОПОСТАВЛЕНИЯ АНОМАЛЬНЫХ МАГНИТНОГО И ГРАВИТАЦИОННОГО  
ПОЛЕЙ С ГРАНИЦАМИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСАДКОВ ПАЛЕОЗОЯ

Масштаб 1:2500000



Условные обозначения:

-  Региональные полосы линейных магнитных и, частично, гравитационных аномалий (Полоска-Карельская и Брянско-Земская)
  -  Обобщенные контуры
  -  положительных магнитных аномалий
  -  отрицательных магнитных аномалий
  -  гравитационных максимумов
  -  гравитационных минимумов
  -  границы распространения осадков:
  -  нижнефранского подъяруса
  -  среднефранского подъяруса (саргавские слои)
  -  среднефранского подъяруса (сенилукские слои)
  -  верхнефранского подъяруса
  -  фаменского яруса
- Границы распространения осадков нанесены по фациально-палеогеографическим данным, составленным в ВНИГРИ по редакциям БС Сивилова для палеог. фации Декандри-Сивилова и В.И. Мухоморова для фации В.И. Мухоморова.

50 км 0 50 100 150 200 км

внутреннего строения фундамента, обусловившие региональные пояса аномалий, определили и в позднедевонское время структурно-тектонические условия западных районов Русской платформы и тем самым образование и развитие морских бассейнов на этой территории.

Следует еще остановиться на соотношении морей позднего девона и физических полей в северных районах платформы. Здесь на фашиально-палеогеографических картах выделяется значительный участок суши, вдающийся в юго-восточном направлении на платформу и расположенный на продолжении древних структур Кольского полуострова, повторяя форму последнего. Моря позднего девона омывали эту сушу с трех сторон - юго-запада, юга и северо-востока. Вследствие этого границы распространения осадков франского и фаменского морей вдоль указанного участка суши имеют общее северо-западное проттирование. Таким же проттированием характеризуются аномальные магнитное и гравитационное поля в этой части платформы. При этом границы морей, ограничивающие сушу с северо-востока, весьма близко совпадают с рассмотренной выше системой полосов х аномалий положительного и отрицательного знаков, к которой приурочен северный прогиб бассейна осадконакопления волжно-валдайской серии. И если, как установлено было выше, указанный прогиб совпадает с полосой отрицательных аномалий, то границы морей позднего девона совпадают с параллельной первой полосой положительных аномалий. Протяженность

264

полосы положительных аномалий превышает 600 км, и на всем этом расстоянии наблюдается совпадение с ней границы морей франского времени. Указанные факты дают основание считать, что изменение структуры северной части Русской платформы в герцинское время происходило в результате вертикальных перемещений отдельных блоков фундамента по разломам. Одной из таких зон районов является зона, охарактеризованная указанной полосой положительных магнитных аномалий, вызванных внедрением вдоль нее магмы основного состава. По этой зоне разломов и произошло поднятие того участка суши, который языкообразно вдавался на платформу от Кольского полуострова. С ней же следует связывать и наибольшее прогибание моря валдайского времени в этой части платформы и резкое уменьшение мощности осадков восточней этого прогиба. Кроме того, эта зона разломов разграничивает области развития докембрийских комплексов внутренних районов платформы и сланцевого фундамента Канинско-Тиманской складчатой структуры. Следует отметить, что рассматриваемый участок девонской суши хорошо совпадает с предполагаемым Э.Э.Фотиади (153) Кулой-Пинежским выступом фундамента.

Заканчивая на этом беглый анализ х) связей между физическими полями, главным образом аномальными магнитными полями, и палеогеографическими элементами (распределением суши и моря) можно видеть, что между ними устанавливается достаточно тесная генетическая связь.

---

х) Более глубокое и всестороннее изучение вопроса о закономерных связях между палеогеографией и геофизикой является темой самостоятельного исследования.

Поэтому нам представляется, что использование данных разведочной геофизики для изучения физико-географических условий прошлых геологических эпох значительных территорий является не только полезным и интересным, но и совершенно необходимым. Рассмотрение этих связей для конкретной территории западных районов Русской платформы дает дополнительный материал для достаточно убедительного обоснования наличия двух огромных по протяженности мобильных тектонических полос.

Одна из них, имея северо-восточное направление, начинается на юге, на территории Польши. Она торцеобразно причленяется к региональной структуре, составленной Свенто-Кшижско-Куявско-Поморским валом (антиклинорием) с ограничивающими его с обеих сторон и одновременно с ним развивавшимися синклиналиями зонами. Образование этой региональной структуры Польши было обусловлено особенностями тектонического развития обширной области прогибания, приуроченной к эпигерцинской платформе Европы и зоны ее сочленения с докембрийской Русской платформой.

Пересекает эта мобильная полоса Белорусский подземный выступ фундамента, проходит она вдоль восточного крыла Латвийской седловины и дальше уходит к Балтийскому щиту, к правому берегу Ладожского озера.

Вторая тектоническая полоса перпендикулярна к первой. Проходит она из района Брянска на Воронежском массиве к Витебску и дальше на северо-запад к Пскову и Таллину. Как показано было выше, и этой мобильной зоной обуславливалось распределение суши и моря в те или иные геологи-

266

ческие периоды. Рассматриваемые тектонические полосы, заложенные в допалеозойское (точнее в досинийское) время, как показывает палеогеографический анализ характеризуются длительным унаследованным развитием в каледонское и герцинское время. К ним приурочены интрузии основных пород. Эти региональные тектонические полосы можно рассматривать как системы чередующихся зон и участков, кулисообразно следующих друг за другом. Следует обратить внимание, что простирание выделяемых нами подвижных полос отвечает направлениям прослеживающихся на огромном пространстве Русской платформы диагональных систем трещин, региональных структур и прямолинейных отрезков границ платформы. Еще в 1945 году Н.С.Шатский отметил, что, несмотря на разнообразие простираний структурных элементов, на Русской платформе можно выделить две доминирующие системы: одну - диагональную, включающую структуры северо-западного и северо-восточного направления, и другую - ортогональную, содержащую структуры широтного и долготного простираний. Приведенная, хотя и краткая, характеристика указанных полос дает основание рассматривать приуроченные к ним региональные тектонические структуры как глубинные разломы, пересекающие западные районы Русской платформы. Разломы эти и определяли тектоническое развитие земной коры данной части платформы и формирование ее основных структурных элементов. При этом районы Пустошки и Великих Лук следует рассматривать как узел, где указанные разломы, пересекаясь,

образует наиболее ослабленную область с вероятным широким развитием интрузивных тел и эффузивных излияний.

Глава УП!

СХЕМА СТРУКТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА  
ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ ПЛАТФОРМЫ

В последние годы составлен ряд схем и карт, отражающих поведение поверхности кристаллического фундамента Русской платформы в целом или отдельных ее частей. Изображение структуры поверхности фундамента в изогипсах относится к недалекому прошлому. Оно оказалось возможным благодаря предпринятому в послевоенное время опорному бурению и широкому развороту геофизических исследований. За минувшие полтора десятка лет были построены гипсометрические карты поверхности фундамента платформы или ее частей А.А.Бакировым, А.Н.Гейслером, Е.М.Литкевичем, В.Д.Наливкиным, Н.В.Неволиным, М.И.Пейсиком, П.Г.Суворовым, М.М.Толстухиной, Д.Н.Утехиным, Э.Э.Фотиади, Д.С.Хайтуриным и другими. Наиболее полной и наиболее поздней схемой структуры современной поверхности докембрийского кристаллического основания всей Русской платформы является схема, составленная Э.Э.Фотиади (153). Этим исследователем были использованы для составления схемы материалы глубокого бурения и геофизических работ, выполненных в 1956 году.

Общее представление о строении поверхности докембрийского фундамента районов Русской платформы, прилегающих к Балтийскому щиту, по Э.Э.Фотиади, приводится на геологической карте щита (Приложение К 1) и в главе IV.

За последние 3-4 года на территории западных районов платформы были проведены новые геофизические исследования и глубокое бурение. Этими новыми данными и была дополнена схема структуры поверхности фундамента западной части платформы. Дополненная и уточненная схема представлена на приложении К 8.

На этой схеме приведены почти все скважины, взорвавшие фундамент и большая часть глубоких скважин, не достигших его, но забой которых заведомо находится в нижней части разреза осадочного покрова. Для тех районов, где число скважин велико, а расстояния между ними незначительны, на карту наносились лишь некоторые из них. Это относится, в частности к территории, прилегающей с севера, запада и юга к Ленинграду.

На схеме точками показаны места, где абсолютные отметки поверхности фундамента определены были сейсморазведкой. Данные бурения, сейсморазведки и для некоторых участков результаты электроразведочных работ являются основным фактическим материалом, положенным в основу при составлении этой схемы.

Кроме того, на схему нанесено большое число пунктов, в которых выполнены расчеты глубин до магнитовозмущающих масс.<sup>х)</sup> При этих точках показаны вероятные значения глубин, полученные из расчетов по нескольким методам. Даже самое общее рассмотрение глубин залегания магнитоактивных масс показывает, что последние, как правило, располагаются ниже поверхности кристаллических пород фундамента. Лишь в очень небольшом числе пунктов расчетные глубины близко совпадают с вероятными глубинами фундамента, интерполированными между скважинами или точками сейсморазведочных работ. Поэтому расчетные глубины использованы были для составления схемы весьма ограниченно.

---

х) В рассматриваемом районе были выполнены расчеты глубин для 150 аномалий магнитного поля.

270

Расхождение между расчетными глубинами до магнитовозмущающих масс и глубинами залегания поверхности фундамента в какой-то мере можно объяснить несовершенством известных и используемых в настоящее время способов расчета. Однако основная причина расхождений, по-видимому, не в этом. Нам представляется, что предположение многих исследователей о том, что на платформах, вследствие глубокого эрозийного среза кристаллических пород фундамента, магнитовозмущающие массы залегают у поверхности последнего, является мало обоснованным и тем более не доказанным. Более вероятным следует считать, что магнитоактивные породы располагаются в большом диапазоне глубин в теле фундамента и, что в общем случае неправомерным является отождествление расчетных глубин с глубинами до поверхности фундамента. Высказанное положение подтверждается результатами расчетов в областях с неглубоким залеганием фундамента, например, на Белорусской антеклизе. Здесь в доминирующем числе случаев расчетные глубины в несколько раз больше глубин до поверхности фундамента. Лишь в единичных случаях расчетные глубины приурочиваются к этой поверхности. Поэтому нам представляется неправильным построение карт изогипс поверхности фундамента на основе результатов расчетов глубин по аномалиям магнитного поля. Что же касается введенного в последнее время в практику построения карт изоглубин магнито-возмущающих масс, то нам совершенно непонятны ни физический ни геологический смысл получаемых при этом изолиний и поверхностей ими образуемых.

271

Некоторые структурные элементы на рассматриваемой схеме были отражены на основании совместной расшифровки всей совокупности материалов геофизических исследований. К таковым относятся зоны крутого погружения кристаллических пород фундамента, ограничивающие Припятский прогиб и расчленяющие его на три впадины: Шатилковскую на севере, Ельскую на юге и Житковичскую или Туровскую на западе прогиба. Достаточно крутые контакты в указанных зонах, значительная разность плотностей между контактирующими геологическими комплексами создают весьма четкое и характерное аномальное гравитационное поле. Все эти зоны характеризуются гравитационными ступенями. Приуроченность к гравитационным ступеням крутых погружений фундамента в пределах Припятского прогиба была во многих местах подтверждена электроразведкой, сейсморазведкой, а затем - и бурением.

Кроме того, данные гравиразведки использованы для намечения контуров Могилево-Валдайской и Брестской впадин, наличие которых было установлено электроразведкой, сейсморазведкой и бурением.

При проведении изогипс учитывалось также простирающиеся линейно-вытянутых полосовых магнитных аномалий, отражающих внутреннюю структуру фундамента, которая не могла не сказаться на структуре поверхности кристаллического основания.

Указанные выше исходные данные и методические соображения позволили, как нам кажется, достаточно уверенно провести изогипсы поверхности фундамента через 200 метров в районах с относительно неглубоким залеганием его.

272

В областях глубокого залегания кристаллического основания и там, где опорных сведений мало, изогипсы проведены через 400-500 м. К таким районам относятся северо-восточная часть Польши, приуроченная к докембрийской складчатости Русской платформы, центральная, наиболее погруженная часть Припятского прогиба и зона сочленения этого прогиба с областью Черниговского гравитационного максимума.

На схеме показаны также границы докембрийских щитов и линия вероятного сочленения Русской платформы с эпигерцинской платформой Европы. Эта линия отчетливо отображается в гравитационном поле и на карте магнитных аномалий Польской низменности. Герцинская складчатость, выступающая на поверхности в южной части Польши, в Свентокшижском поднятии, распространяется к северо-западу, покрываясь более молодыми осадками. Соответственно северо-западному простиранию герцинид ориентированы и складки вышележащего структурного этажа. Таким же северо-западным простиранием характеризуются и аномалии магнитного и гравитационного полей. К площади с северо-западной ориентировкой аномальных полей примыкает территория Польской низменности с резко иным простиранием магнитных и гравитационных аномалий. Здесь, как уже указывалось, аномальные поля характеризуются северо-восточной ориентировкой, выдерживающейся на огромном расстоянии западных районов Русской платформы. Полоса резкой смены направлений аномальных полей и приурочена к области сочленения эпигерцинской платформы Европы с докембрийской Русской платформой.

273

Поскольку при составлении предлагаемой схемы использован тот-же исходный материал, что и для построения предыдущих схем, но дополненный для отдельных участков новыми данными, на ней выделяются все основные структуры, которые нашли отражение и на более ранних картах и схемах.

При рассмотрении структурно-морфологических особенностей западных районов Русской платформы можно выделить крупные как положительные, так и отрицательные элементы. При этом амплитуда изменения глубины фундамента достигает 4000 м.

На севере рассматриваемой территории кристаллические породы обнажаются на Балтийском щите, на юге - на Украинском щите.

К положительным структурам, перекрытым чехлом осадочных образований относительно небольшой мощности, на схеме относятся достаточно полно изученная геофизическими исследованиями Белорусская антеклиза (57) и северо-западное окончание Воронежской антеклизы. К Белорусской антеклизе следует отнести также небольшой по площади выступ фундамента на юге в спублики, в районе Микашевичей, и названный нами (57) Лунинецко-Микашевичским выступом.

В сводовых частях антеклиз фундамент залегает на небольших глубинах - от нескольких десятков до 200 метров.

К крупным отрицательным структурно-морфологическим элементам на западе платформы относится Балтийская синеклиза, уходящая далеко, с одной стороны, в Балтийское море и, с другой - на территории Польши. На юго-западе выделяется

244

сложно устроенная Брестская впадина. В южной части рассматриваемого региона геофизическими работами был выделен и изучен Припятский прогиб. В дальнейшем его отдельные структурные особенности были подтверждены и уточнены глубоким бурением. Большой объем геофизических работ и бурения позволили установить весьма сложное строение этой важной в промышленном отношении геологической структуры на западе Русской платформы. В восточной части схемы выделяется Могилево-Валдайская впадина, южная часть которой отделяет Белорусскую антеклизу от Воронежской.

Кроме указанных положительных и отрицательных элементов, здесь выделяются две промежуточные морфоструктуры - Латвийская и Полесская седловины. Первая из них отделяет Белорусскую антеклизу от южного погруженного склона Балтийского щита и Балтийскую синеклизу от Могилево-Валдайской впадины. Прогибом Полесской седловины Белорусская антеклиза отделяется от Украинского щита. С другой стороны эта седловина разобщает Припятский прогиб от Брестской впадины. Таков перечень основных структур второго порядка в западных районах платформы.

Более подробное рассмотрение снечи показывает, что на западе платформы, в полосе, примерно, ограниченной меридианами  $25^{\circ}$  -  $28^{\circ}$ , поверхность фундамента характеризуется общим повышенным залеганием. На севере полосы отмечается подземный выступ фундамента, далеко вдающийся на территорию Латвии в направлении на Плявинас. Выступ этот вырисовывается по характеру гравитационного и магнитного полей

и данным сейсморазведки. К нему приурочена крупная Южно-Видземская возвышенность с абсолютными отметками до 270 - 310 м и относительными превышениями до 200 м.

Важным достижением советских геоморфологов, как подчеркивает К.И.Геренчук (32,33), является установление положения о том, что орография северной, моренной, части Русской равнины создана в доледниковое время, и что ледниковые отложения, повторяя доледниковую поверхность моделировали ее специфическими гляциальными формами рельефа. В создании же доледниковой орографии, как и современной, значительное влияние оказывают эрозионные процессы, однако, направляющую роль играют здесь тектонические причины. Выдвигая на первый план тектонику в создании основных черт рельефа К.И.Геренчук исходит из того положения "что реки, возникающие на первичной равнине, не выбирают сами себе направлений, а подчиняются неровностям осушающегося дна моря. Незначительные неровности первичной морской равнины не могут превратиться в обширные возвышенности или низменности только под воздействием речной эрозии без помощи дифференцированных, достаточно устойчивых тектонических движений - поднятий и опусканий". Указанной связью современной и доледниковой орографии с тектоникой и следует, по-видимому, объяснить приуроченность к подземному выступу кристаллического основания на территории Латвии Южно-Видземской возвышенности.

К рассматриваемому выступу приурочено известное в литературе Локновское поднятие, установленное геофизическими исследованиями и последующим бурением. Ориентировка

276

поднятия, из-за недостаточности материалов находит различное отражение на разных схемах. По кровле подснетогорских слоев верхнего девона Локновское поднятие рисуется как крупная (60 x 20 км) очень полая брахиантиклиналь почти широтного направления. Такое же направление разные исследователи придают структуре и по более нижним горизонтам, в частности, по поверхности фундамента. Однако характер гравитационного и магнитного полей на участке, занятом Локновским поднятием, дает основание предполагать, что западная часть структуры должна характеризоваться северо-западной ориентировкой, что и нашло отражение на рассматриваемой схеме. Следует отметить, что изогипсы подснетогорских слоев на структуре западной меридиана Мынистэ также приобретают северо-западное направление, что в некоторой степени подтверждает вероятность предположения об ориентировке поднятия. Южный и, отчасти, восточный склоны Локновского поднятия отличаются достаточно крутым погружением поверхности фундамента.

С.С.Шульц (172), рассматривая геологическое строение этого района и его современный рельеф, обращает внимание на тот факт, что на месте Локновской брахиантиклинали находится совпадающая с ней в общих чертах возвышенность Ханья. Анализируя все известные материалы этот исследователь устанавливает, что невозможно объяснить происхождение возвышенности одной ледниковой аккумуляцией, так же как и невозможно объяснить ее происхождение только тектоникой. Однако в основе образования возвышенности Ханья, лежит

277  
по мнению С.С.Шульца, структурная форма и, что возвышенность отражает в рельефе длительно развиваемое Локновское тектоническое поднятие. В этой связи нам представляется, что и расположенная северо-западной возвышенность Отепя аргументирует северо-западную часть Локновского поднятия.<sup>х)</sup>

Расположенная южнее Белорусская антеклизы характеризуется общим северо-восточным простиранием. Такое же северо-восточное направление имеет и следующая за антеклизой Могилево-Валдайская впадина. Таким образом от районов Польской низменности, куда погружается Белорусская антеклизы, через всю Белоруссию и дальше к району г.Валдая, т.е. на расстоянии большем 1000 км структура поверхности кристаллических пород докембрийского фундамента имеет общую ориентировку с юго-запада на северо-восток. Она совпадает с направлением Польско-Карельской полосы аномалий магнитного поля и большинства линейных аномалий гравитационного поля, зафиксированных в этой части платформы. Тем самым надо полагать, что внутреннее строение фундамента, отображенное в аномальных физических полях, в значительной степени и предопределило формирование структурного плана его поверхности.

Продолжая рассмотрение Белорусской антеклизы хочется обратить внимание на то, что, при общей своей северо-восточной ориентировке, сводовая часть ее имеет простирание близкое к широтному. Контуры восточной части антеклизы нарушаются вдающейся сюда юго-западной центриклиналью Могилево-Валдайской впадины. Последняя отделяет Белорусскую антеклизу от расположенной восточной Воронежской

---

х) После напечатания отчета в литературе появились сведения о неотектонических движениях в Прибалтике. Установлено, что районы Видземской возвышенности и Локновского поднятия испытывают в настоящее время восходящее движение земной коры со скоростью 2,5 мм в год. Признавая унаследованность современных движений следует считать, что последние в определенной мере подтверждают наличие подземного выступа фундамента северной Плявинаса.

278

антеклизы. Кроме того, от Белорусской антеклизы юго-западным ответвлением впадины отделяется небольшой по площади и относительно неглубокий выступ у северной краевой зоны Припятского прогиба. Выступ этот того же северо-восточного простирания был намечен по магнитному и гравитационному полям и подтвержден электроразведкой и сейсморазведкой. К его северному крылу, т.е. к зоне относительно крутого погружения фундамента в сторону Могилев-Валдайской впадины, приурочена линейная интенсивная магнитная аномалия и несколько локальных интенсивных положительных аномалий силы тяжести, которые, надо полагать, обусловлены разломом, вдоль которого проникли магматические породы основного состава.

На геологической карте в южной части выступа, примыкающей непосредственно к Припятскому прогибу, под четвертичными отложениями выходят породы верхнего протерозоя, валдайской серии и живетского яруса, в то время как на всей окружающей площади указанные древние образования перекрыты отложениями также и верхнего мела.

Расположенный южнее Белорусской антеклизы Лунинецко-Микашевичский подземный выступ следует рассматривать как часть антеклизы, отделенной от ее сводовой части некоторым незначительным погружением фундамента, образованным при формировании Припятского прогиба в верхнедевонское время. Лунинецко-Микашевичский выступ имеет подземное продолжение на восток, вглубь Припятского прогиба.

Ряд протяженных линейных аномалий магнитного и гравитационного полей на территории Польши, характеризующихся

279

северо-восточным простиранием, следует связывать с разломной тектоникой, осложнившей юго-западную, погруженную часть Белорусской антеклизы. По этим разломам кристаллический фундамент опустился, с одной стороны, в сторону Балтийской синеклизы и, с другой - в Брестскую впадину. Один из выделенных разломов, расположенный в северо-восточной части Польши, недалеко от государственной границы, подтверждается относительно крутым погружением фундамента между скважинами Сувайки и Кальварец. Между указанными скважинами, из которых последняя пробурена в 1960 году, расположенными друг от друга на расстоянии всего лишь в 20-25 км, превышение поверхности фундамента достигает более 450 м.

Обращает на себя внимание стокилометровый участок долины Немана, расположенный между меридианами 25<sup>0</sup> и 26<sup>0</sup>, совпадающий по направлению с разломом, отделяющим Белорусскую антеклизу от Брестской впадины, и находящийся на его продолжении. При этом аномальные физические поля согласны с направлением долины на этом участке. Этот факт, с одной стороны, дает дополнительную аргументацию в пользу существования выделенного разлома, а с другой - дает возможность предполагать, что этот разлом протягивается дальше на северо-восток, к сводовой части антеклизы.

Намеченные разломы не являются единственными и дальнейшие, более детальные геолого-геофизические исследования, безусловно позволяют выделить и другие.

Вторая крупная положительная структура - Воронежская антеклиза, развитая за пределами данной схемы, на рассматриваемую территорию заходит лишь своей крайней западной

280

часть. В своей сводовой части антеклизы достаточно уверенно охарактеризовывается геофизическими, буровыми и горными работами. Западная часть антеклизы, расположенная вблизи восточной рамки схемы, очень слабо освещена бурением и разведочной геофизикой. Здесь, в Брянской области, в 1959 году, конторой "Спецгеофизика" были проведены точечные зондирования КМПВ в связи с поисками структур для подземного хранения газа. Обобщенные данные о глубине фундамента по материалам сейсморазведки использованы для составления схемы. Эти данные вместе со сведениями о глубине фундамента по небольшому числу скважин, в том числе Смоленской и Нелидовской, пробуренных в самое последнее время, результатами электроразведочных и сейсморазведочных работ между Валдаем и Калининским дают основание полагать о субмеридиональном простирании поверхности кристаллических пород на этой периферии Воронежской антеклизы. В этой связи нельзя не обратить внимание на особенности простирания полосовых максимумов КМА в районе и к востоку от Брянска, т.е. в непосредственной близости от рассматриваемого района. Здесь они приобретают меридиональное простирание в отличие от юго-восточного на остальной части антеклизы. Следует согласиться с мнением Э.Э.Фотиади (153) о том, что отклонение к юго-востоку магнитных максимумов южной части КМА от простираний в северной части имеет тектоническую природу и отражает перестройку краевой части антеклизы, происшедшую при образовании и формировании соседней с юга Днепровско-Донецкой впадины. Тектонические

281

движения обусловили не только погружение кристаллического основания, но, по-видимому, повлекли и горизонтальное смещение по площади отдельных его участков. Таким смещенным участком оказалась южная часть Воронежской антеклизы, близко расположенная к Донецкому геосинклинальному прогибу и его северо-западному затухающему продолжению - Днепровско-Донецкой впадины.

Теми же тектоническими причинами, приведшими к смещению в плане отдельных частей Воронежской антеклизы друг относительно друга, следует, по-видимому, объяснить и изменчивый характер аномального гравитационного поля. Более интенсивный фон отрицательных аномальных значений силы тяжести в западной части антеклизы по сравнению с ее центральной областью, пояса больших градиентов, разделяющая обе части и, наконец, различное простираание поля по обе стороны полосы (субмеридиональное - на западе и северо-западное - в центральной части) также свидетельствуют о тектоническом контакте между указанными частями антеклизы.

Намеченный ранее электроразведкой и подтвержденный в 1960 году сейморазведочными работами подъем фундамента между Валдаем и Калининым, в районе Вышнего-Волочка, нами рассматривается как северное периферическое окончание западной части Воронежской антеклизы. Представляется, что на данной стадии изучения района подъем фундамента в районе Вышнего-Волочка считать самостоятельной структурой (153) преждевременно. Весьма примечательным

82

является приуроченность к северной периферической части антеклизы Вышневолоцкой и Торжокской орографических гряд, что по нашему мнению, служит еще одним фактом в пользу эндогенной обусловленности рельефа.

Западная часть Воронежской антеклизы в том виде, в каком она вырисовывается на предлагаемой схеме, отделяет Могилево-Валдайскую впадину, от Московской (Средне-русской) синеклизы, расположенной к востоку.

Могилево-Валдайская впадина рассматривается как единый морфоструктурный элемент в западных районах платформы. Глубокое залегание кристаллического основания в районе Валдая впервые было установлено в 1948 году сейсмо-разведочными работами, выполненными под руководством Б.Н. Сытина. Не имея более или менее надежных сведений о средней скорости осадочного покрова в этом районе глубина до фундамента была ориентировочно определена в 1900-2200 метров. Однако, как показали маршрутные сейсмо-разведочные исследования конторы "Спецгеофизики" 1959 года действительная глубина фундамента в этом районе значительно больше и достигает в центральной части впадины порядка 2700 м. О глубоком залегании фундамента говорят и результаты бурения Крестцовских и Валдайской скважин. Обращает на себя внимание факт приуроченности к области погружения фундамента гравитационного минимума, безусловно связанного с существенным увеличением мощности осадочных отложений внутри структуры. Все указанные геолого-геофизические данные и были использованы

283

для аргументации северной, наиболее погруженной части Могилево-Валдайской впадины. Южная же ее часть обосновывается достаточно надежно электроразведочными и сейсморазведочными работами, выполненными под нашим руководством на территории Белоруссии, и результаты которых освещены в ряде отчетов (57). Разделить эти впадины на две самостоятельные, как это делают некоторые авторы (28, 108, 153) имеющийся фактический материал не дает основания. Напротив вся совокупность информации по указанной площади указывает на вероятное присутствие здесь единой впадины.

Весьма примечательным является заложение этой впадины на раннем этапе формирования Русской плиты. Этот участок платформы в нижнем и среднем палеозое претерпевал преимущественно нисходящие движения. Рассмотрение областей распространения осадков палеозоя в западных районах платформы показывает, что к южной, наиболее погруженной в настоящее время части Могилево - Валдайской впадины был приурочен поздне-докембрийский бассейн осадконакопления. Ввиду отсутствия достоверных сведений об осадках этого времени в северной части впадины (по Крестцовским и Валдайской скважинам) пока остается неясным как далеко на север протягивался бассейн осадконакопления позднего докембрия. Мы склонны допустить, что море позднего докембрия заходило дальше к северу и заливало всю площадь Могилево-Валдайской впадины. В эпоху осадкообразования волжно-валдайской серии наибольшее погружение претерпела та же площадь Могилево-Валдайской впадины,

284

где в это время отложилась наибольшая для западных районов мощность осадков. В последующие геологические эпохи включая и верхний девон море заливало лишь северную часть территории Могилево-Валдайской впадины в ее современных контурах. При этом перерыв в осадконакоплении установлен здесь для значительного интервала времени, включающего поздний ордовик, силур и ранний девон.

Сейсморазведкой и бурением установлено, что западный склон Могилево-Валдайской впадины в своей северной части характеризуется крутым погружением. Склон этот приурочен к зоне разлома, обусловившего уступ в фундаменте и внедрение эффузивов основного состава в валдский комплекс пород, вскрытых крестцовскими скважинами. На связь склона поверхности кристаллического основания с разломом указывают и линейно вытянутые интенсивные аномалии магнитного поля и силы тяжести северо-восточного простирання. Можно предположить, что и к осевой, наиболее прогнутой части впадины и к восточному борту ее также приурочены глубинные разломы, отражающиеся на дневной поверхности другими линейными магнитными максимумами, преследующимися в первом случае от района Великих Лук на северо-восток и во втором случае - вдоль и близко от верхнего течения Западной Двины.

Нельзя не отметить примечательный факт весьма близкого совпадения с наиболее погруженной осевой частью Могилево-Валдайской впадины орографического уступа куэстового типа Валдайской возвышенности.

При этом простирание уступа соответствует простиранию аномальных магнитного и гравитационного полей. Признавая важное значение денудационных факторов в образовании уступа нам представляется, что они все же являются недостаточными и не определяющими в его формировании. Для того, чтобы денудационные процессы могли создать уступ Валдайской возвышенности и приподнять каменноугольные отложения, необходимы были тектонические подвижки, которые унаследованно и произошли в посленижнекарбонное время вдоль разлома, намеченного в южной части впадины, к востоку от Великих Лук. Таким образом, можно полагать, что уступ Валдайской возвышенности является в какой-то мере обосновывающим вероятность разлома в приосевой части Могилеве-Валдайской впадины. Кроме того, обращает внимание и такой факт. В пределах рассматриваемой структуры прослеживается закономерная вертикальная тектоническая трещиноватость пород девонского возраста. При этом наиболее отчетливо выражена трещиноватость в северо-восточном направлении под азимутом в  $25-30^{\circ}$ , соответствующем направлению аномальных физических полей. Большинство исследователей (Д.В.Наливкин, Н.С.Шатский, Б.Н.Пермяков и многие другие) рассматривают трещиноватость пород платформенных областей, как явление имеющее в основе преимущественно тектоническую природу и, что связана она с изгибом и растяжением слоев в процессе тектонических подвижек отдельных участков земной коры.

286

Поэтому совпадение направления трещиноватости девонских отложений и аномальных физических полей указывает на продолжительное развитие разломов, определивших образование Могилево-Валдайской синеклизы, и что по этим разломам происходили дифференцированные движения и в последевонское время. К.И.Геренчук (32, 33) <sup>х)</sup>, анализируя размещение речных систем и тектонических структур Русской платформы весьма убедительно, с нашей точки зрения, показал, что между ними существуют закономерные связи. Этим исследователем установлено, что речные системы располагаются в областях тектонических структур отрицательной формы в то время как положительные структуры представляют собой водораздельные области. Тектонические структуры определяют не только расположение речных систем, но и местоположение и направление их главных стволов, которые всегда приурочены к осевым линиям прогибов, разломам, опущенным крыльям флексур и т.д. При этом следует иметь в виду, что современное местоположение и направление рек определяются структурным планом наиболее позднего геотектонического этапа и нередко неотектоническими движениями, которые в той или иной мере унаследуют древний структурный план. В этой связи нельзя пройти мимо факта приуроченности к линейным аномалиям магнитного и гравитационного полей Могилево-Валдайской впадины интерпретируемым как зоны разломов, некоторых крупных рек или их достаточно протяженных отрезков. Так, с западной линейной

---

х) После завершения данной работы вышла в свет сводная монография К.И.Геренчука - Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Изд. Львовского университета, 1960.

287

аномалией, вызванной разломом, осложнившим западный склон впадины, достаточно близко совпадает р.Ловать с правильным перистым планом системы притоков. При этом вблизи разлома р.Ловать течет по глубоковрезанной древней долине, выработанной в коренных отложениях верхнего девона. К северной части разлома приурочен западный участок коленаобразного изгиба реки Мста. Характерно, что и на этом участке река Мста также течет по древней долине. С разломом восточного склона впадины совпадает почти двухсоткилометровый участок верхнего течения р.Западной Двины. Некоторое отклонение реки вправо от зоны разлом<sup>a</sup>, по-видимому, следует объяснить отклоняющим воздействием силы Корюлиса. Таким образом гидрографический план речной сети рассматриваемой территории подтверждает нарушение Могилево-Валдайской впадины разломной тектоникой. По-видимому, разломной тектоникой сбросового характера следует объяснить и образование склона фундамента в южной части впадины, в районе г.Могилева, ибо и здесь, как указано было выше, зафиксирована полосовая аномалия с интенсивностью в отдельных участках большей 1200 гамм. К ней же приурочена полосовая аномалия повышенного гравитационного поля. Эти полосовые аномалии были интерпретированы нами (57) как зона проявления магматизма основного состава, связанного с разломом.

Второй крупной отрицательной морфоструктурой в западной части платформы является Балтийская синеклиза. Ее общие черты на предлагаемой схеме уточнены по данным

сейсморазведочных, электроразведочных (ТТ), гравиразведочных и магниторазведочных работ, выполненных за последние три года. Кроме того, использование данные бурения ряда новых скважин, из которых отдельные пробурены в самое последнее время (Кальвария и др.). Существенные сведения о характере поведения фундамента в пределах Балтийской впадины принесли выполненные в 1958 году партиями конторы Спецгеофизики сейсморазведочные и электроразведочные исследования (89). Здесь точечными зондированиями по корреляционному методу преломленных волн в сочетании с методом теллурических токов поч и по всей площади синеклизы были определены глубины до кристаллического основания. Строение южной части синеклизы, заходящей на территорию Польши, уточнено по наиболее поздним геофизическим и геологическим материалам, опубликованным в 1957-1959 гг. (142, 143 и др.). Совокупность всех данных позволяет охарактеризовать общие черты этой части синеклизы, которая расположена на территории Прибалтики и Польши. Тектонические особенности той части, которая уходит под воды Балтийского моря, до проведения морских геофизических исследований, остаются неясными.

Балтийская синеклиза характеризуется простиранием, близким к меридиональному в северной своей половине.

Южная же половина ее приобретает юго-западную ориентировку. Как указано было выше, южная часть синеклизы отделяется от Белорусской антеклизы зонами разломов. Такая же зона намечается и в средней части синеклизы, между

низовьем Немана и северо-восточным углом Польши. Эта зона, проявляющаяся в магнитном поле линейной полосовой аномалией, а в гравитационном — полосой повышенных градиентов аномалий силы тяжести, трактуется нами как область вероятного глубинного тектонического нарушения в фундаменте. Высказываемое предположение подкрепляется и рядом геологических фактов, наблюдаемых в этой части синеклизм. Так, установлено существенное различие стратиграфического разреза Калининградской и Советской опорных скважин. В то время как в Советской скважине из разреза верхнего палеозоя выпадают отложения карбона и нижней перми, в Калининградской скважине полностью выпадают породы всего девона, карбона и нижней перми. Выпадение из разреза Калининградской скважины, отстоящей от Советской всего лишь на 100—110 км. Почти шестисотметровой толщи девонских осадков дает основание допускать о существенных подвижках, происшедших в этой части синеклизм в преддевонское время. Резкое увеличение глубины залегания отложений перми между Советской скважиной, с одной стороны, и Калининградской опорной и структурными скважинами № 3 (Дермонтово) и № 4 (Жимино) расположенными к югу от г. Советска, с другой — следует, по-видимому, связывать с послепермскими дифференцированными тектоническими движениями, происходившими по рассматриваемому разлому. На движения опускания, имевшие место в казанском веке на юге впадины, указали Е.М.Люткевич и М.И.Пейсик (97). На основании наличия 170-метровой

230  
толщи каменной соли, перекрытой и подстилаемой 60-метровыми пачками ангидритов в Калининградской скважине. Толща соли мощностью близкой к указанной (157 м) встречена и в структурной скважине № 3. Представляется, что и эти движения могли происходить вдоль той же зоны разлома.

Кроме того, в разрезе Калининградской скважины мощность мезозоя резко увеличена по сравнению с Советской скважиной. Обращает на себя внимание и следующий факт, который, по-видимому, следует связывать с предполагаемым разломом. В юго-восточной части разлома (вблизи г. Кибартай), правда, по отдельным точечным сейсмическим зондированиям обнаружено достаточно резкое изменение волновой картины, которое отражает нарушение однородности пород кристаллического фундамента. Все эти факты указывают на сложное тектоническое развитие центральной части Балтийской синеклизы и на дифференцированные движения, отдельных ее блоков. При этом наиболее вероятной зоной относительных перемещений являлась зона разлома, проходящая по линии Советск-Кибартай, длиной около 150 км. Следует отметить, что северо-западная часть аномальной зоны (зона разлома), примерно, на протяжении 50 км близко совпадает с нижним течением Немана. х)

Вопрос о существовании этой поперечной к синеклизе зоны разлома имеет с нашей точки зрения, важное принципиальное и практическое значение. Подвижки вдоль нее должны были вызвать формирование локальных структур в осадочной толще на прилегающей территории и, кроме того, здесь следует ожидать выклинивание и несогласное залегание слоев. Указанные тектонические особенности зоны, при

х) Обращает на себя внимание и характер новейших тектонических движений, сведения о которых появились в печати в самое последнее время В.К. Гуделисом установлено, что при общем размахе движений на территории Литвы в 300-400 метров основная часть ее поднимается и лишь район, примыкающий к нижнему течению р. Немана, опустился на величину до 100 метров и более.

291

наличии других условий - коллектора, покрывки и т.д., делают ее весьма перспективной для постановки нефтепоисковых работ.

Из большого числа местных поднятий, предположительно намеченных комплексными геофизическими исследованиями 1958 года и более ранних лет в пределах Балтийской синеклизы в первую очередь надлежит изучить детальными геофизическими работами и разведочным бурением те из них, которые приурочены к зоне предполагаемого разлома, идущей от устьевой части р. Немана на юго-восток. К ним относятся т.н. Гусевское и Краснознаменское поднятия. Эти возможные структуры приобретают практический интерес в связи с тем, что в структурных скважинах № 3 (вблизи Лермонтова) и № 4 (у Жилино), расположенных в районе этих поднятий обнаружены битумы нефтяного ряда в нижней части ангидритов перми, которые, вероятно, мигрировали из более древних толщ.

Кроме того, безусловно практический интерес представляет Таурагская локальная структура, где на фоне гравитационной и магнитной аномалий сейсморазведочными исследованиями намечается подъем фундамента и локальное поднятие в осадочном покрове. Эта структура приобретает особое значение в связи с получением в Советской опорной скважине, расположенной в 30 км восточнее Таураге, углеводородных газов из отложений ордовика и верхнего кембрия. Таковы краткие сведения о морфоструктуре перспективной в нефтегазоносном отношении Балтийской синеклизы.

к) После составления настоящего отчета нам стало известно, что скважиной, бурившейся в Вирбалисе, находящейся у г. Ибартай, в 25 км к северо-западу от Кальварии, в верхней части разреза ордовика встречено несколько горизонтов, сильно пропитанных загустевшей нефтью. Это еще больше повышает перспективность зоны намечаемого разлома.

232

Следующей крупной структурой на рассматриваемой схеме является Припятский прогиб. Наличие его было впервые обнаружено в 1937 году геофизическими исследованиями, проведенными одновременно партией ЦНИГРИ под руководством М.С.Закашанского и партией Украинского геологоразведочного треста под руководством С.И.Субботина. В дальнейшем, в послевоенное время с 1946 и до 1953 г., вместе с освещением общих структурных черт территории Белоруссии, были выявлены особенности строения Припятского прогиба. Кроме того, в этот период был выявлен ряд локальных структур по кровле соли, образующей в пределах прогиба весьма обширный бассейн. С 1953 года и до настоящего времени продолжают геофизические исследования в Припятском прогибе, при этом основной задачей их являлось - поиски и разведка локальных структур, с которыми могут быть связаны нефтяные залежи.

Особенности строения прогиба по полевым геофизическим исследованиям изложены в рукописных материалах (57). В дальнейшем результаты этих исследований были опубликованы в ряде статей (51, 58, 80, 97, 153, 162, 163 и др.). При построении морфоструктуры Припятского прогиба, кроме результатов геофизических исследований, выполненных к 1953 году и осветивших к этому времени основные элементы его, использованы материалы и более поздних рекогносцировочных геофизических работ, например, электроразведки - 1956-1957 гг., и данные глубокого бурения, в том числе по скважинам, пробуренным в 1959-1960 гг.

293  
(Стреличевские, Первомайские, Наровлянские № 9 и 10, Кулажинекская и др.).

Припятский прогиб представляет собой гребенообразную структуру, ограниченную с трех сторон - юга, севера и востока, зонами крутого погружения фундамента сбросового характера, прекрасно отражающимися в гравитационном поле. На западе поверхность фундамента прогиба более полого подымается к Полесской седловине. Произведенные нами расчеты по материалам вариометрической съёмки осредненного угла погружения северного борта прогиба показывают, что угол этот увеличивается с запада на восток. Так, если на долготе  $28^{\circ}$  угол погружения северного борта равен  $15-20^{\circ}$ , то в районе м.Парачи, к северу от Чернинской скважины, он достигает  $30-35^{\circ}$ . Углы падения южного борта характеризуются еще большими величинами. Крутое погружение бортов прогиба, так же как и выделенные внутри него структуры более высокого порядка были прогнозированы на основе результатов гравиметрических работ. Впоследствии полностью все это подтвердилось данными электроразведки, сейсморазведки и бурения. Как видно из рассматриваемой схемы Припятский прогиб представляет весьма сложную морфоструктуру в западной части Русской платформы. В его пределах выделяются по крайней мере 5 впадин, вырисовывающиеся на схеме изогипсами - 300 и - 2500 м. Впадины отделяются друг от друга участками относительного повышенного залегания поверхности фундамента. Впадины получили следующие

294

названия (с севера на юг): Шатилковская, Копаткевичская, Мозырская, Ельская. На западе, к югу от Микашевичей, в 1951 году нами была установлена и Туровская впадина, которая из-за сильной заболоченности местности ни тогда, ни в последующие годы не была оконтурена с юга. В пределах Ельской впадины по данным гравиразведки намечаются два местных погружения поверхности кристаллических пород. Зоны приподнятого залегания фундамента между указанными впадинами характеризуются относительными максимумами силы тяжести. Между Шатилковской и Копаткевичской впадинами проходит Червонослободское поднятие или Германовослободское, как мы назвали его при обнаружении гравиразведочными и сейсморазведочными работами. В дальнейшем повышенное залегание фундамента было подтверждено и бурением. Червонослободское поднятие продолжается, по-видимому, далеко на северо-запад в сторону Полесской седловины, вероятно вплоть до района Ганцевичей. Здесь выделен был подземный выступ фундамента, в свою очередь погружающийся на восток вглубь прогиба. Червонослободское (Германовослободское) валлообразное поднятие характеризуется повышенным аномальным магнитным полем, указывающим на приуроченность к его ядру интрузии основного состава.

Копаткевичская впадина отделяется от расположенной южнее Мозырской - продолжающимся на восток погружением Микашевичского выступа.

Между Мозырской и Ельской впадинами проходит в широтном направлении погребенный выступ, расположенный между

295

населенными пунктами Хойники на востоке и Злодин на западе и названный нами при его выявлении Хойнико-Злодинским подземным выступом. К этому выступу приурочен ряд локальных структур, в том числе изученная десятком разведочных скважин Наровлянская структура, а на западной его части Буйновичская структура. Вследствие этого, в некоторых работах выступ этот фигурирует под названием Наровлянско-Буйновичского выступа. Нам представляется, что следует придерживаться первоначально присвоенного ему названия, ибо оно более полно отражает его линейные размеры. Хойниково-Злодинский выступ осложнен на севере и на юге тектоническими нарушениями сбросового характера. При этом, если осложнение южного крыла намечается по характеру гравитационного поля, то осложнение северного крыла подтверждено сейсморазведкой и бурением. Впервые сброс километровой амплитуды на северном крыле был установлен в 1951 году сейсморазведкой на участке Наровлянской структуры. В дальнейшем сбросовое нарушение было зафиксировано и на западной части выступа, на Буйновичской разведочной площади. Таким образом, Хойнико-Злодинское погребенное поднятие фундамента следует рассматривать как узкую горстовую структуру, отделяющую Мозырскую впадину от Ельской. Вопрос о сочленении этого поднятия с восточным бортом Припятского прогиба, а также его поведение дальше к западу, из-за недостаточности материалов, остается пока неясным. Следует отметить, что сброс, ограничивающий Хойнико-Злодинское поднятие с севера, в районе Наровли очень четко отличается на векторной диаграмме вариометрической съёмки 1937 года повышенными градиентами силы тяжести, достигающими нескольких десятков отвес.

296

В то же время на карте гравиметровой съёмки ни не находит  
явного отражения. Это обстоятельство, а также и то, что  
северный борт прогиба был прекрасно протрассирован, а юж-  
ный борт его установлен вариометрическими съёмками, даёт  
основание рекомендовать для решения вопроса по выявлению  
зон разломов в пределах Припятского прогиба снова вернуть-  
ся к измерениям градиентов, путем проведения на наиболее  
важных в разведочном отношении участках градиентометри-  
ческих съёмок. Такие съёмки позволят ускорить выявление  
и трассирование сбросов при относительно небольших финан-  
совых затратах. Вопрос об использовании градиентометри-  
ческих съёмок в комплексе нефтепоисковых и нефтеразведоч-  
ных работ приобретает особый интерес в связи с тем, что  
рядом исследователей (Е.М.Люткевич, И.А.Балабушевич и др.)  
основные перспективы нефтеносности Припятского прогиба  
связываются с экранированными залежами, которые распола-  
гаются вблизи зон разрывных нарушений. Поэтому задача  
поисков таких зон должна являться одной из основных задач  
разведочной геофизики. А наиболее эффективное ее решение  
в конкретных геологических условиях прогиба может быть  
выполнено путем использования градиентов силы тяжести.

Продолжая рассмотрение структурных особенностей При-  
пятского прогиба считаем необходимым дополнительно несколь-  
ко остановиться на составляющих его впадинах. Шатилков -  
ская впадина, самая протяженная из всех выделенных, обосно-  
вывается не только гравитационным полем и сейсморазведкой,  
но и рядом глубоких скважин, пробуренных в последнее время,

297

таких как - скважина Чернинская, которая на глубине 3048 метров не вышла из соленосной толщи, скважина Первомайская, в которой фундамент вскрыт на глубине 3417 метров и скважина Новобелицкая (вблизи Гомеля), в которой граниты лежат под пестроцветными отложениями карбона на глубине всего лишь 526 метров. На глубокое залегание кристаллического основания в районе Копаткевичей, кроме характера гравитационного поля, указывают еще данные сейсморазведки проведенной здесь в 1951 году в связи с детализацией т.н. Копаткевичской структуры. Одновременно с изучением преломленных волн от поверхности соленосных отложений, с глубин порядка трех с лишним тысяч метров на некоторых профилях были получены преломления с граничной скоростью около 6000 м/сек, которые были нами связаны с поверхностью фундамента. Последующее бурение разведочных скважин подтвердило глубокое погружение поверхности кристаллических пород в этом районе.

Туровская впадина, характеризующаяся гравитационным минимумом с большими градиентами на севере, была подтверждена, к сожалению, небольшим объемом сейсморазведочных работ. При этом преломляющий горизонт с граничной скоростью в 5700 м/сек находится на глубине около двух с половиной километров. Имея в виду, что данная граничная скорость может быть связана и с надсолевой ангидридо-доломитовой толщей, которая в Старобинском районе характеризуется, примерно, такой же граничной скоростью, то можно полагать, что глубина фундамента в пределах Туровской впадины будет не меньше указанной на схеме.

288

Следует обратить внимание на дизъюнктивное нарушение, ограничивающее северный борт Туровской впадины. Оно, погружаясь, продолжается дальше на восток и отражается в резком изменении глубин залегания поверхности фундамента на Петриковской площади. Здесь между двумя разведочными скважинами разность глубин фундамента достигает 650 м. Таким образом, приходится допускать, что зона разлома уходит вглубь Припятского прогиба.

Что же касается наиболее глубокой, Эльской впадины, соответствующей интенсивному гравитационному минимуму, то она весьма достоверно подтверждена сейсморазведкой и большим числом разведочных скважин, которые при глубине забоя свыше трех тысяч метров не выходили из осадочных образований. По всей совокупности имеющихся материалов можно полагать, что южный борт Эльской впадины, нарушенный системой широтных сбросов, более крутой, чем северный. Осевая часть впадины приближена к южному борту, в то время как в Шацилковской впадине наиболее глубоко погруженная часть располагается вблизи северного борта.

Эльская впадина с востока ограничивается зоной крутого погружения кристаллического основания сбросового характера. О характере замыкания западной периферической части Эльской впадины из-за отсутствия сведений пока ничего нельзя сказать.

Как уже было указано выше, сочленение Припятского прогиба с тектонической структурой, района Черниговского гравитационного максимума происходят по зонам разломов.

299

Об этом говорят не только материалы гравиразведки, но и результаты электроразведочных и буровых работ в юго-восточной части БССР. Электроразведочными работами 1956-1957 гг. в этой части республики установлено было, что выклинивание опорного высокоомного горизонта, относимого к поверхности соленосной толщи происходит в зоне больших градиентов силы тяжести. За пределами этой зоны, к востоку от нее, меняется геоэлектрический разрез и опорным горизонтом становится поверхность фундамента.

О резком изменении в этом районе геологического разреза говорят и данные Кулажинской, Брагинской и Новобелицкой скважин, расположенных к востоку от зоны разлома и Стреличевских скважин, находящихся в западу от нее. Если в первых из названных скважин фундамент лежит на небольших абсолютных отметках и перекрывается он отложениями карбона, то в Стреличевских скважинах, отстоящих от Брагинской всего лишь на 25-30 км, фундамент погружается, примерно, на 1,5 км относительно последней, а перекрывается он мощной соленосной толщей верхнего девона. Таким образом, в то время как разрез Стреличевских скважин аналогичен разрезу Припятского прогиба, разрез Брагинской скважины, также как Кулажинской и Новобелицкой, отличается отсутствием соленосной толщи, характерной для прогиба. Такое изменение литолого-стратиграфического разреза на небольшом расстоянии, по-видимому, и следует объяснить тектоническим нарушением выявленным геофизикой, и обусловившим дифференцированное перемещение отдельных участков в этой части платформы.

300

К востоку от Припятского прогиба на рассматриваемой схеме выделяется валоподобный подъём фундамента, за которым кристаллическое основание погружается в сторону области Черниговского гравитационного максимума, где, как известно, непосредственно на фундаменте залегает эффузивно-осадочная толща мощностью около 1200 м. Возраст этой толщи определяется как верхнедевонский. В этом случае приходится допускать, что эффузивно-осадочной толще области Черниговской аномалии частично соответствует по возрасту соленосные отложения Припятского прогиба. Таким образом устанавливается, что в то время как в восточной части Припятского прогиба происходило накопление мощной соленосной толщи, а в области Черниговского максимума - эффузивно осадочных образований, узкая зона между ними продолжительный отрезок времени характеризовалась совершенно иной палеогеографической обстановкой. Эта зона в верхнем девоне представляла сушу. Поэтому нам представляется возможным предположить, что Брегинский валоподобный выступ фундамента отделяется и от области развития эффузивов Черниговщины меридиональной зоной тектонических нарушений. Возможно, что долина Днепра в этом районе определяет местоположение указанной зоны.

Морфоструктура Брестской впадины представлена на схеме по недостаточному объёму материалов. При ее составлении использованы данные о магнитном и гравитационном полях и результаты электроразведочных работ, выполненных здесь организациями бывш. Министерства угольной промышленности. Следует при этом отметить, что отсутствие глубоких скважин, которые могли бы служить для изучения параметров

геологического разреза и опорой для стратиграфической привязки горизонтов, делают результаты интерпретации электроразведочных работ в значительной степени условными. Однако вся совокупность геолого-геофизических сведений дает основание полагать, что глубина залегания поверхности фундамента в центральной части впадины достигает 1500 - 2000 метров и, что глубины, приводимые на некоторых структурных схемах (97, 153), являются заниженными. Кроме того, представляется, что в пределах впадины кристаллические породы образуют отдельные поднятия и опускания, ориентированные в северо-восточном направлении.

Характер аномальных физических полей указывает на вероятность наличия внутри Брестской впадины разломов, вдоль которых перемещались отдельные участки фундамента. Эти разломы служили путями, по которым в довалдайское время изливались базальты, широко развитые в юго-западной части Белоруссии.

Более надежное освещение структурно-тектонических особенностей впадины может быть сделано тогда, когда здесь будут проведены сейсморазведочные работы и пробурены несколько глубоких скважин до фундамента.

На этом заканчивается краткое описание уточненной схемы структуры поверхности кристаллического фундамента западных районов Русской платформы. Нет сомнения, что будущие геофизические и буровые работы внесут коррективы, дополнения и дальнейшие уточнения в предлагаемую схему.

Основные выводы

Подытоживая все изложенное в отчете следует определить основные выводы:

1. Анализ, хотя и слабо изученного, аномального магнитного поля Балтийского щита подтверждает связь протяженных линейных аномалий с разрывными тектоническими нарушениями, вдоль которых контактируют разнородные по геологическому строению блоки фундамента.

2. Местоположение и направление аномального магнитного поля Балтийского щита совпадает с местоположением и простиранием структурно-фациальных зон или их контактов (Кейвский синклинорий, Центрально-Кольский антиклинорий, отдельные части Печенгско-Варзугской синклинорийной зоны, контакт свиты Имандра-варзуга с беломоридами, краевая зона гранитного массива Финской Лапландии и т.д.).

3. Некоторые зоны разломов характеризуются пониженным аномальным магнитным полем с цепочкой локальных аномалий, связанных с массивами основных и ультраосновных пород внутри зоны (разлом между Мурманским массивом и свитой Кейв, разлом на юго-восточном побережье оз. Имандра).

4. Все известные массивы основных, ультраосновных пород и некоторые массивы щелочных пород характеризуются локальными аномалиями повышенной интенсивности.

5. В каледонской складчатой области отрицательные структурные формы (синклинали, мульды), выполненные слабо метаморфизованными породами, характеризуются пониженными значениями аномалий силы тяжести (Торнтреск, Уфутенская

303  
сипкилиналь, Тронхеймская мульда).

Сопоставление геологического строения Балтийского щита с общими чертами аномальных магнитного и гравитационного полей позволяет наметить следующие связи:

6. В Швеции массивы гранитов Дана, Ротан, Сорсель, являющиеся аналогами гранитов рипакиви в восточной части щита, приурочены к зоне повышенных градиентов силы тяжести, что указывает на их межформационные условия образования и залегания.

7. Область распространения гнейсо-гранитов, гранодиоритов и гранитов I группы характеризуется относительно повышенными гравитационными аномалиями, а область развития микроклиновых и микроклинплагноклазовых гранитов - пониженными, в целом, отрицательными аномальными полем силы тяжести.

8. Как уже неоднократно отмечалось в литературе, массивы гранитов рипакиви отображаются в гравитационном поле интенсивными отрицательными аномалиями силы тяжести. Массивы этих гранитов (Аландский массив), по-видимому, приурочены к зоне разлома.

9. В южной части Кольского полуострова осевая линия пологосовой зоны гравитационных максимумов близко совпадает с тектоническим разрывом, отделяющим протерозойские образования свиты имандра-варзуга от беломорид.

10. Данные глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите и выполненные на их основе расчеты аномального гравитационного поля показывают, что последнее вполне удовлетворительно объясняется плотностной дифференциацией

в верхней части (до 10-15 км) разрез земной коры.

11. Для выяснения частных связей между гравитационным полем и структурно-фациальными особенностями щита, которые в дальнейшем можно было бы использовать для изучения внутренних районов платформы, необходимо в самые короткие сроки покрыть Карелию и Кольский полуостров площадной гравиметровой съёмкой, на первом этапе хотя бы миллионного масштаба. Отдельные районы и участки, представляющие практический интерес, следует покрыть государственной гравиметровой съёмкой двухсоттысячного масштаба.

12. Анализ физических свойств кристаллических пород докембрия Балтийского и Украинского щитов, Белорусского и Воронежского массивов позволяет установить некоторые закономерности:

- а) различные разновидности гнейсов Украинского щита отличаются от аналогичных пород Балтийского щита более высокими плотностью и магнитной восприимчивостью;
- б) амфиболиты характеризуются близкими значениями средних плотностей в отдельных районах западной части платформы; магнитная восприимчивость же амфиболитов в одних регионах - Украинский щит, отличается высокими значениями, в других - Балтийском щите и Воронежском массиве они характеризуются слабой магнитной активностью. Различие этого параметра даёт основание предполагать о различном генезисе амфиболитов в указанных структурах;
- в) средняя плотность гранитов и гранито-гнейсов для

всех рассмотренных структурно-тектонических регионов весьма близки между собой; граниты гранулитовой формации Балтийского щита, содержащие тяжелые цветные минералы (гранат, гиперстен), характеризуются повышенной плотностью;

г) диориты Украинского щита отличаются более высокими значениями средней плотности и магнитной восприимчивости по сравнению с другими регионами, что дает основание полагать в большом развитии в первом регионе "чистых" диоритов, а в последних - кварцесодержащие и кварцевые разновидности этих пород;

д) отмечается постоянство средней плотности пород группы сиенитов и группы габбро-поритов.

Совместный анализ аномальных физических полей и фашиально-палеогеографических карт западных и северо-западных районов Русской платформы показывает на близкую связь между аномальными полями, отражающими структурно-тектонические особенности фундамента, и распределением суши и моря в тот или иной геологический отрезок времени.

Так, к протяженной полосе линейных аномалий северо-восточного направления, идущей от восточных районов Польши, через всю Белоруссию и дальше к восточному берегу Ладовского озера, прилежит западная граница бассейна осадконакопления позднего докембрия (нижнего синия). К этой полосе приурочена область наибольшего прогибания седиментационного бассейна волжно-валдайского времени (верхний синий). Вблизи этой полосы проходит восточная граница моря позднего ордовика и значительный отрезок (около

400 км) границы моря раннего и среднего ордовика. И, наконец, северные ветви границ бассейнов осадконакопления франского и фаменского веков, в пределах рассматриваемой территории, по положению и направлению совпадают с северной частью указанной полосы аномалий.

Бассейны осадконакопления раннего силура ограничиваются на северо-востоке Брянско-Эстонской полосой, а на юго-востоке - Польско-Карельской полосой магнитных аномалий.

Связь между границами бассейнов осадконакопления и региональными чертами аномального магнитного поля наблюдается и в других частях северо-запада Русской платформы. Указанные факты, уже на начальном этапе изучения связи между аномальными физическими полями и палеогеографическими условиями, дают основание полагать, что с протяженными аномалиями связаны мобильные тектонические зоны, определявшие геологическое развитие данной территории.

14. На основе данных геофизических исследований и глубокого бурения, выполненных в 1960 году и, частично, в 1960 году, составлена уточненная схема строения поверхности докембрийского фундамента западных районов платформы. Она наиболее близко отражает морфоструктуру кристаллического основания этой территории. На схеме нанесены некоторые наиболее вероятные зоны разломов, которые должны быть приняты во внимание при выборе районов для постановки нефтепоисковых работ.

15. Наиболее перспективными в отношении поисков нефти и газа являются Припятский прогиб и Балтийская синеклиза.

В пределах последней наибольший интерес представляет район, приуроченный к зоне вероятного разлома в средней части синоклиза, так как с ней должны быть связаны структурные формы благоприятные для скопления нефти и газа. Перспективность этого района подчеркивается значительными нефтепроявлениями, обнаруженными в близлежащих скважинах (Советской, Лермонтовской, Вирбалис).

Нефтепоисковые работы рекомендуем в первую очередь сосредоточить в полосе, идущей от северо-восточного угла государственной границы Польской народной республики к низовьям реки Немана. Ее следует покрыть детальной гравиметровой съемкой (м. 1:50.000 и м. 1:100.000) в сочетании с вариометрическими (градиентометрическими) наблюдениями и поросечь системой сейсморазведочных профилей.

16. В ряде случаев установлены закономерные связи между аномальными физическими полями, отражающими тектонические особенности западных районов платформы, орографией и распределением речной сети. Эти связи подтверждают положение о том, что определяющую роль в образовании и формировании указанных географических элементов играют тектонические процессы.

В связи с этим для уменьшения многозначности при геологической расшифровке аномальных физических полей рекомендуем геофизические работы сопровождать дешевыми и нетрудоемкими морфотектоническими исследованиями.

Вавр  
 Шибини  
 Жеф  
 Амурски

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Авров В.Я.  
Бархатова В.П.  
Иванова К.Н.  
Калипина О.А.  
Качкин С.С.  
Кашеварова Н.П.  
Трошина Ш.И.  
Цирлина В.Б.  
под общей ред.  
Аврова В.Я. - Геотектоническое районирование, об-  
щая оценка перспектив нефтегазонаос-  
ности Тимано-Печорской области и пер-  
спективный план научно-исследователь-  
ских и геологопоисковых работ.  
Отчет за 1956-1958 гг. А., 1958,  
Фонды ВНИГРИ.
- 2 Аксамитная О.А. и  
Польстер Л.А. - Обобщение геологических материалов и  
данных опорного бурения по юго-за-  
падной части Советской При-балтики.  
1951, Фонды ВНИГРИ.
- 3 Алихова Т.Н. - О границе между ордовиком и кембрием  
в северо-западной части Русской плат-  
формы.  
Сов. геология, № 10, 1958.
- 4 Алексеев Ф.А. - К схеме тектоники Северо-западной ча-  
сти СССР.  
Докл. АН СССР, т. 56, № 7, 1947.
- 5 Альбов Н.В. и  
Розанова Н.А. - Граувакки Нёнокского района.  
Сб. "Геол. результаты глубокого бу-  
рения в Архангельской области".  
Тр. Сев. Геол. Инр., вып. 8, 1940.
- 6 Андреев Б.А. - К вопросу о южной границе и размерах  
Выборгского массива гранитов-рапаки-  
ви.  
Докл. АН СССР, т. 118, № 4, 1958.
- 7 Андреев Б.А. - Определение глубины поверхности кри-  
сталлического фундамента платформен-  
ных областей по магнитным аномалиям.  
Уч. зап. Казанского Гос. Ун-та, т. 114  
кн. 8, 1954.
- 8 Андреев Б.А. - О геологическом значении гравитацион-  
ной карты Карелии, Финляндии и Лен.  
области.  
Мат. центр. и.и. геол. разв. ин-та,  
геофизика, сб. 7, 1938.

- 9 Бакиров А.А. - Опыт изучения геологии кристаллического фундамента Русской платформы на основании опорного бурения. Гостоптехиздат, 1954.
- 10 БАЛАБУШЕВИЧ И.А. - Основные черты гипсометрии кристаллического фундамента Припятского грабена. Докл.АН БССР, т.Ш, № 1, 1959.
- 11 Бирина Л.М. - О следах магматической деятельности в девоне северной части Московской синеклизы. Докл.АН СССР, т.88, № 5, 1953.
- 12 Бирина Л.М. - О времени образования Котельничского выступа фундамента Русской платформы. Бюлл.Моск.о-ва испыт.природы, т.33, вып.1, 1958.
- 13 Бондаренко В.В. - К вопросу геологического истолкования магнитного поля Припятской впадины в юго-восточной части Белорусской ССР. Изд.АН БССР, № 1, 1955.
- 14 Бондаренко В.В. - О тектонических закономерностях проявления палеозойского вулканизма на юге Белоруссии по данным магнитных съемок. Белорусс.ССР, вып.1, 1958.
- 15 Бондаренко В.В. - Складчатые дислокации докембрия Белорусской ССР по геофизическим и геологическим данным. Докл.АН БССР, т.П, № 6, 1958.
- 16 Бондаренко В.В.и Махнач А.С. - О вулканических образованиях на территории Белоруссии. Изд.АН БССР, серия физ.-техн. наук, № 4, 1956.
- 17 Борисов А.А. - Аномалии силы тяжести и генезис структур Русской платформы. Геол.нефти, № 9, 1957.
- 18 Брунс Е.П. - История развития Припятского прогиба в палеозое. Мат.Всес.н.и. геол.ин-та, вып.14, 1956.

- 19 Варданянц Л.А. - Информационный отчет о работах в 1958 г. по теме № 49 "Составление геолого-петрографической карты кристаллического фундамента Русской платформы с использованием геофизических материалов и материалов глубоких скважин".  
Л. 1955, фонды ВСЕГЕИ.
- 20 Варданянц Л.А.  
Полянова Н.В. и  
Пятницкий В.К. - Промежуточный отчет по теме: "Составление геолого-петрографической карты кристаллического фундамента Русской платформы в масштабе 1:5000000 за 1955-1957 гг.  
Том I, и II, 1957, фонды ВСЕГЕИ.
- 21 Вебер В.В. и  
Фединский В.В. - Гравиметрическая картина юго-восточного Кавказа в палеогеографическом освещении.  
Известия АН СССР, серия геол., № 5, 1947.
- 22 Верте А.И. - О тектонической природе одной малой куполовидной структуры в районе Таллина.  
Вестник Лен. Гос. Ун-та, № 6, серия геологии и географии, в. I, 1959.
- 23 Воселова Л.А.  
Паасикиви Л.Б.  
Бышкина С.Я.  
Гейслер А.Н.  
Испенков И.Е. - Сводный отчет по обработке материалов Невельской опорной скважины.  
1954, Фонды ВНИГРИ.
- 24 Витенко В.А. - Основные черты геологического строения района Черниговского гравиационного максимума.  
В кн.: Некоторые данные по стратиграфии, литологии, тектонике, нефтегазоносности и промышленной геологии Украины и Кавказа, 1958.
- 25 Гамбургцев и  
Вейцман - Сопоставление данных глубинного сейсмического зондирования о строении земной коры в районах Сев. Тянь-Шаня с данными сейсмологии и гравиметрии.  
Известия АН СССР, серия геофизическая, № 9.

- 26 Гатальский М.А.  
и др. - Сводный отчет по Валдайской  
опорной скважине.  
Л., 1950, фонды ВНИГРИ.
- 27 Гафаров В.А. - Отчет об аэромагнитной съемке  
 $\Delta T$  в северной части Русской  
платформы за 1956 год.  
Новосибирск, 1957, фонды ВНИГРИ
- 28 Гейслер А.Н. - Новые данные по стратиграфии и  
тектонике нижнего палеозоя се-  
веро-западной части Русской плат-  
формы.  
Мат. Всес. н. и. геол. ин-та, вып.  
14, 1956.
- 29 - Геологическое строение СССР.  
т. I. Стратиграфия.  
Госгеолтехиздат, 1958.
- 30 - Геологическое строение СССР.  
т. II, Магматизм.  
Госгеолтехиздат, 1958.
- 31 - Геологическое строение СССР.  
т. III, Тектоника.  
Госгеолтехиздат.
- 32 Геренчук К.И. - О тектонической обусловленности  
орографии Русской равнины.  
Сб. "На пяти акад. Л. С. Берга",  
М.-Л., 1955.
- 33 Геренчук К.И. - К вопросу о роли тектонического  
фактора в развитии орографии  
Русской равнины.  
Геогр. сб. X, геоморфология и  
палеогеография, 1958.
- 34 Геренчук К.И. - О типах соотношений современ-  
ной орографии Русской равнины  
с тектоническими структурами  
платформы.  
Докл. АН СССР, т. 119, № 3, 1958.
- 35 Геренчук К.И. - Речные системы и тектонические  
структуры (на примере Русской  
равнины).  
Геол. сб. Львовского геол. сб-ва  
№ 5-6, изд. Львовск. гос. ун-та  
1958.
- 36 Г и ц Н.О. - Результаты исследования физичес-  
ких свойств горных пород опор-  
ной скважины № I-Р.  
(Вологда), 1955.

- 37 Голованов А.А. - Отчет о сейсмических работах, проведенных в Печорском районе Исковской области РСФСР в 1956-57 гг. Печорский партией № 19/56-57. Поваровка, 1958, фонды ВНИГРИ.
- 38 Гольдберг И.И. и Родионова Н.Н. - Отчет о работе Знаменской электро-разведочной партии № 8157 в Калининградской области в 1957 г. Л., 1958, фонды Сев.Зап.Геол.Упр.
- 39 Горелик З.А. - Основные тектонические структуры Белорусской ССР и их влияние на формирование современного рельефа. Известия Высш.уч.завед., геология № 8, 1959.
- 40 - Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1000000. Лист N - 36 (Смоленск) - Объяснит. записка. Госгеолтехиздат, 1959.
- 41 - Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1000000. Лист - 35 (Минск). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1958.
- 42 - Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1000000. Лист 0-36. (Ленинград) Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1957.
- 43 - Государственная геологическая карта СССР. Лист 0-34/35, м-ба 1:1000000 (Рига, Таллин, Лисая). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1956.
- 44 - Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1000000. Лист М-36 (Киев). Объяснит. записка. Госгеолтехиздат, 1957.
- 45 - Государственная геологическая карта СССР, м-ба 1:1000000. Лист Q - 37 (Архангельск). Объяснит записка. Госгеолтехиздат, 1959.
- 46 Дикенштейн Г.Х. - История геологического развития Прибалтики и Белоруссии в палеозойскую эру. Тр. Всес. н.и. геол., нефт. ин-та, вып. 10, 1958.

- 47 Дикенштейн Г.Х. - О древнейшем прогибе на западе Русской платформы.  
Докл.АН СССР, т.119, № 6, 1958.
- 48 Дикенштейн Г.Х. - О Белорусском выступе фундамента.  
Сов.геология № 9, 1958.
- 49 Дикенштейн Г.Х. - Проблема нефтегазоносности Нижне-палеозойских отложения северо-западной части Русской платформы.  
Геология нефти № 9, 1957.
- 50 Дикенштейн Г.Х.  
Левина Л.М.  
Лиепиньш И.П.  
Моксякова А.М.  
Нистрак Р.М.  
Шебуева Н.Н.  
под общей ред.  
Дикенштейна Г.Х. - Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Прибалтики и Белоруссии.  
Труды ВНИГНИ, вып.18, 1959.
- 51 Дикенштейн Г. Х.  
Кирейчев В.Д.  
Смилга И.П.  
Шебуева Н.Н. - Тектоника Припятского прогиба.  
Геол.нефти № 4, 1957.
- 52 Домбровский Адам  
Карачун Константи - Морфология докембрийского фундамента в Северо-Восточной Польше.  
*Przegląd geologiczny zeszyt 8 (41)*  
*sierpień rok 1956 (IV)*
- 53 Донабедов А.Т.  
Мещеряков Л.А. - О соотношениях между локальными антиклинальными структурами и аномалиями силы тяжести в пределах Русской платформы.  
Докл.АН СССР, т. LXXIX, № 3, 1951.
- 54 Дунзев В.Ф. - Отчет о работах Прибалтийской сейсмической партии в Пичегском районе Клайпедской области Литовской ССР в 1952 году.  
Фонды ВНИГНИ
- 55 Живаго А.В.  
Зеник В.А.  
Каманин Л.Г.  
Мещеряков Л.А.  
Синягина М.И. - Некоторые итоги изучения современных тектонических движений в западной половине Европейской части СССР  
Изв.АН СССР, серия географ.  
№ 1, 1956.
- 56 Закашанский М.С. - О плотности пород среднего девона Белорусской ССР.  
Прикладная геофизика, вып.16, 1957

314

- 57 Закашанский М.С. - Отчеты о комплексных исследованиях Белорусской геофизической экспедиции Западного Геофизического Треста с 1946 по 1952 гг.  
Фонды Зап. Геофиз. треста.
- 58 Закашанский М.С. - Еще раз о гранитном выступе на Полесском мосту. Геол. и пол. ископ. Белорусс. ССР. Сб. 2.  
Минск, 1948.
- 59 Закашанский М.С.  
Пудовкин И.М.  
при участии  
Калининой Т.Б.  
Рисс А.А. - Отчет по теме 139 "Составление тектонической схемы по Западной Сибири".  
ВНИИ Геофизика, 1956.
- 60 Закашанский М.С.  
Лнеев М.В. - Отчет о работах наземных геофизических партий Карельской комплексной экспедиции.  
Л., 1945, фонды ВСЕГЕИ.
- 61 Зеккель Я.Д. - О влиянии структурных особенностей на направление речных долин Русской равнины.  
Пробл. физ. географии, т. 13, 1948.
- 62 Зеккель Я.Д. - О факторах, обусловивших конфигурацию основных форм рельефа Русской равнины.  
Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 80, вып. 3, 1948.
- 63 Зоричева А.И. и  
Иголкина Н.С. - Отчет по теме "Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Северо-Двинской впадины" (Палеозойские отложения).  
Л., 1954, фонды ВСЕГЕИ.
- 64 Зотова А.И. - Предварительный отчет по обработке материалов Кшино-Калининградской опорной скважины.  
Л., 1955 фонды ВНИГРИ.
- 65 Зотова А.И. и др. - Сводный отчет по обработке материалов Советской опорной скважины.  
Л., 1954, фонды ВНИГРИ.
- 66 Иголкина Н.С. - Отчет по теме № 58-В "История развития Севера Русской платформы в нижнем и среднем палеозое и распространение полезных ископаемых в нижне- и среднепалеозойском комплексе".  
Л., 1958, фонды ВСЕГЕИ.

- 315
- 67 Иголкина Н.С. - О возрасте песчано-глинистых пород "Зимнего берега" Белого моря. Матер. Всес. и.и. геол.-ин-та, вып. 14, 1956.
- 68 Калинина О.А. - Сводные данные о плотности и пористости горных пород и опыт их геологического истолкования. В кн.: "Геология и нефтеносность Тимано-Печорской области". Тр. ВНИГРИ, вып. 133, 1959.
- 69 Калинина О.А. - Обобщение геологических результатов геофизических исследований на северо-западе Русской платформы. Л., 1954, фонд ВНИГРИ.
- 70 Калинина О.А. - Обобщение геологических результатов геофизических работ в сев. районах Русской платформы и альбом графических приложений. Л., 1952, фонд ВНИГРИ.
- 71 Калинина О.А. Фотиади ЭЭ. - Крупные черты тектонической структуры северо-востока Европейской части СССР по геологическим и геофизическим данным. В кн.: "Геология и нефтеносность Тимано-Печорской области". Труды ВНИГРИ, вып. 133, 1959.
- 72 Касьянов М.В. - Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозоя Печорской гряды. Л., 1955, фонд ВНИГРИ.
- 73 Кашута А.А. - О девоне северо-западной оконечности Днепровско-Донецкой впадины. Уч. записки Белорусск. ун-та, вып. 28, 1956.
- 74 Кирейчев В.Д. и Липовенский И.А. - О методике изучения структурных зон Припятского прогиба. Новости нефт.-техники, геологии № 1 ГОСИНТИ, 1959.
- 75 Китык В.И. - Принципы классификации соляных поднятий Припятского прогиба в связи с поисками месторождений нефти и газа. Новости нефт.-техники, геология, № 10, 1959.

- 316
- 76 Копаев В.В. и Павловский В.И. - Опыт применения гравиметрии для изучения геологического строения кристаллического фундамента в центральной части района Курской магнитной аномалии.  
Разведка и охрана недр, № 7, 1957.
- 77 Корженовская А.С. Колтунов В.А. и др. - Сводный отчет по Порховской опорной скважине.  
Л., 1949, фонды ВНИГРИ.
- 78 Костенко Н.П. - О морфологическом выражении в рельефе геологических структур и структурных элементов.  
Вестник Моск. Гос. ун-та, серия биологии, почвоведения, геологии, географии, № 2, 1959.
- 79 Краев А.П. - Опыт применения речных дипольных зондирований.  
Уч. записки Лен. гос. ун-та. Вопросы геофизики, 1958.
- 80 - Краткий очерк геологии Белоруссии. Стратиграфия.  
Изд. АН БССР, 1957.
- 81 Кратц К.О. - О некоторых вопросах геологии протерозоя и строение Балтийского щита.  
В кн. Труды лаборат. геол. докембрия, т. 5, 1955.
- 82 Кремс А.Я. - Основные черты геологического строения Тимано-Вечерской провинции и перспективы поисков богатых залежей газа и нефти.  
Геология нефти, № 10, 1958.
- 83 Кривцов А.И. - Нижний палеозой восточного склона Балтийского щита по новейшим данным.  
Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1958.
- 84 Крутиховская З.А. - Некоторые новые данные о структурах фундамента средне-днепровского склона Украинского кристаллического щита.  
Сов. геология, сб. 48, 1955.

- 85 Ксенякевич М.П.  
Самсонович П. - Очерк геологии Польши. Перевод с польского.  
М., изд. иностр. лит-ры, 1956.
- 86 Кубарев Д.С. - Отчеты о работе Лиговской эл. разведочной партии на территории Лиговской ССР, Белорусской ССР в 1952 году и Калининградской области в 1954 году.  
Фонды ВНИГРИ.
- 87 Кудрявцев Н.А. - Геологические результаты бурения в Старой Руссе.  
Л. 1948, фонды ВНИГРИ.
- 88 Кудрявцев Н.А. - О тектонике и возможной нефтеносности северо-западной части Русской платформы (Прибалтийской впадины).  
Сб. статей "Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы", ВНИГРИ, Гостехиздат, 1946.
- 89 Кузик Э.П.  
Узункульева В.Б.  
Файтельсон А.Ш. - Отчет о геофизических исследованиях сейсморазведочной партии 5/58, электроразведочной партии 7/58 и гравиметрических партий 9-10/58, проведенных на территории Советской Прибалтики.  
Поваровка, 1959, фонды Сев. Зап. Геол. управления.
- 90 Кухаренко А.А. - Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского п-ва и связанные с ним редкометалльные месторождения.  
Зап. Всес. Минер. Об-ва, ч. LXXXII вып. 3, 1958.
- 91 Ломакин В.В. - Современное поднятие земной поверхности на Средней Печоре.  
Изв. АН СССР, серия геолог. № 4, 1945.
- 92 Лалкин И.Б.  
Люткевич Е.М. - О различиях в геологическом строении Полесской и Днепровско-Донецкой впадин.  
Доки. АН СССР, т. 108, № 5, 1956.
- 93 Лебедев Т.С. - К вопросу о природе Черниговского гравитационного максимума.  
Изв. АН Укр. ССР, № 5, 1956.

- 318
- 94 Левина Л.М. - О догдовском комплексе Русской платформы.  
Докл.АН СССР, т.121, № 3, 1958.
- 95 Лястик Е.Н. - К вопросу об использовании гравитационной съемки рекогносцировочного характера.  
Докл.АН СССР. т.Х II, № 6, 1944
- 96 Лястик Е.Н. - Опыт интерпретации Московской гравитационной аномалии.  
Сов.геология, сб.28, 1948.
- 97 Люткевич Е.М. - Белорусская ССР.  
В кн.:Очерки по геологии СССР, т.2.Труды ВНИГРИ, вып.101, 1957.
- 98 Люткевич Е.М.  
Пейсик М.И. - Север Русской платформы.  
В кн.:Очерки по геологии СССР, т.2,Труды ВНИГРИ, вып.101, 1957.
- 99 Люткевич Е.М. - Нефтеносность Припятского полюсья  
В кн.:Очерки по геологии СССР, т.3,Труды ВНИГРИ, вып.111, 1957.
- 100 Люткевич Е.М. - Сводный отчет по материалам бурения Валдайской опорной скважины.  
Авторефераты научн. трудов ВНИГРИ, в ып 8, 1952
- 101 Люткевич Е.М. - Тектоника и перспективы нефтеносности севера и северо-запада Русской платформы.  
Авторефераты науч.труд.ВНИГРИ, вып.8, 1952.
- 102 Люткевич Е.М. - Тектоника Русской платформы между Тиманом и Балтийским щитом.  
Л., 1952, фонды ВНИГРИ.
- 103 Люткевич Е.М. - Перспективы нефтеносности северо-запада Русской платформы.  
Л., 1950, фонды ВНИГРИ.
- 104 Люткевич Е.М. - Тектоника и перспективы нефтеносности мезозойских отложений севера и северо-запада Русской платформы.  
Л., 1950, фонды ВНИГРИ.
- 105 Люткевич Е.М. и др. - Сводный отчет по Валдайской опорной скважине.  
Л., 1950, фонды ВНИГРИ.
- 106 Люткевич Е.М.,  
Станкевич Л.И. - Пестово-Мансатихское поднятие на северо-западном крыле Московской синеклизы.  
Геол.сб., № 3/6/, ВНИГРИ, 1955.

- 107 Люткевич Е.М.,  
Пейсик М.И. - Перспективы нефтегазоносности севера и северо-запада Русской платформы.  
В кн.: Очерки по геологии СССР, т.3. Труды ВНИГРИ, вып. III, 1957.
- 108 Люткевич Е.М.,  
Пейсик М.И. - Северо-запад Русской платформы.  
В кн.: Очерки по геологии СССР, т.2, Труды ВНИГРИ, вып. 101, 1957.
- 109 Мещеряков К.А. - О морфологической структуре северо-запада Русской равнины.  
Изв. АН СССР. Серия геогр. и геофизич., т. 14, № 5, 1959.
- 110 Мещеряков К.А. и  
Синягина М.И. - Опыт изучения современных движений земной коры по данным повторного нивелирования.  
Изв. АН СССР, серия географ. № 1, 1951.
- 111 Митгарц Б.Б. и  
Толстихина М.М. - Основные этапы развития в палеозое докембрийского фундамента в западной части Русской платформы.  
Мат. по геологии Европ. части СССР. Госгеолиздат, 1952.
- 112 Мишин Д.В.  
Шармай А.Д. и др. - Отчет о работах электромагнитно- и гравиразведочных партий в Латвийской, Литовской ССР и Калининградской области РСФСР в 1951 году.  
Фонды ВНИГРИ.
- 113 Мишин Д.В. и  
Шармай А.Д. - Отчет о работе электроразведочной партии 6/47 в Латвийской ССР и 5/47 в Литовской ССР и Псковской области РСФСР в 1947 году.  
М., 1947-48 гг. Фонды ВНИГРИ.
- 114 Неволин Н.В. - Основные черты строения фундамента центральных и восточных районов Русской платформы по геологическим и геофизическим данным.  
Докл. АН СССР, т. 119, № 3, 1958.
- 115 Неволин Н.В. - Геологическое значение гравитационных и магнитных аномалий центральных и восточных районов Русской платформы.  
Геология нефти, № 3, 1957.
- 116 Неволин Н.В. - Обобщение промышленно-геофизических материалов по опорной скважине Старая Русса № 1.  
М., 1955. фонды ВНИГРИ.

- 117 Николаев Н.И. - Новейшая тектоника СССР.  
Труды Комиссии по изучению четвер-  
тич. периода, т. 8, изд. АН СССР. М.-Л.  
1949.
- 118 Новикова А.С. - К вопросу о тектоническом положении  
рифейских вулканогенных пород на  
Русской платформе.  
Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1959.
- 119 Огаринов И.С. - О взаимопересекающихся простирающихся  
гравитационных и магнитных аномалий  
на востоке Русской платформы.  
Вопросы геоморфологии и геологии  
Башкирии, сб. 2, изд. Баш. фил. АН СССР  
Уфа, 1959.
- 120 Озерская М.А. - Некоторые закономерности в резуль-  
тате изучения плотности и магнит-  
ной восприимчивости образцов пород  
докембрий.  
Докл. АН СССР. т. 100, № 2, 1955.
- 121 Озерская М.А. и др. - Отчет о геофизических исследованиях  
опорной скважины № 1 Советск.  
1953, фонды ВНИГРИ.
- 122 Озерская М.А. и др. - Отчет о геофизических исследованиях  
в опорной скважине № 1 Коноша.  
1953, фонды ВНИГРИ.
- 123 Панасенко Г.Д. - Сейсмичность Кольского п-ва и Сев.  
Карелии.  
Изв. АН СССР, серия геофиз. № 8,  
1957.
- 124 Пашкевич Е.И. - К тектонике и геоморфологии Под-  
московья.  
В кн.: Мат. по геологии газоносных  
р-нов СССР. Труды ВНИИГАЗ, вып.  
4/12/, 1958.
- 125 Педашенко А.И.  
Беселовская М.М. - Кристаллический фундамент и докемб-  
рийские отложения.  
Труды ВНИИГРИ, вып. 10, 1958.
- 126 Пейве А.В. - Общая характеристика, классификация  
и пространственное расположение  
глубинных разломов. Главнейшие типы  
глубинных разломов. Статья 1.  
Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1956.
- 127 Пейве А.В. - Связь осадконакопления, складчатости  
магматизма и минеральных месторож-  
дений с глубинными разломами. Глав-  
нейшие типы глуб. разломов. Статья 2.  
Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, 1956.

- 128 Пейве А.В. - Принцип унаследованности в тектонике.  
Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1956.
- 129 Перьков Н.А. и др. - Отчет о промышленно-геофизических исследованиях в опорной скважине № 1 Советск и обобщение результатов каротажа опорных и разведочных скважин Центральных районов Европейской части СССР.  
1953, фонды ВНИГРИ.
- 130 Подоба Н.В. - Результаты изучения плотности пород докембрийского фундамента восточной части Русской платформы и опыт их совместного изучения с геофизическими данными.  
Прикладная геофизика, вып. 22, 1959.
- 131 Полканов А.А. - Геология хогландия-югния Балтийского щита.  
Труды лаборатории геологии докембрия, вып. 6, 1955.
- 132 Полканов А.А. - Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры.  
Труды лаборатории докембрия, вып. 2, АН СССР, 1953.
- 133 Половинкина К.И. - О единстве докембрийского тектономагматического развития территории Украины и Финляндии.  
В кн.: Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 7. Л., 1959.
- 134 Родионова Н.И. - Отчет Валдайской электроразведочной партии в Новгородской области в 1951 году.  
Фонды Моснефтегеофизика.
- 135 Саломон А.И.  
Мордвишко Я.А.  
Гатальский М.А.  
Мирошникова С.Ф. - Геолого-промышленный отчет Прибалтийского бассейна горючих сланцев  
1955, фонды Сев. Зап. Геол. управления
- 136 - Современные вертикальные движения земной коры.  
Труды ЦНИИГА и К, вып. 123, 1958.
- 138 Соколов Б.С. - Стратиграфия нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы.  
Л., 1953, фонды ВНИГРИ.

138 Соколов Б.С.

- Проблема нижней граница палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии (доклад, подготовленный к Международному коллоквиуму по проблеме соотношения кембрия и докембрия. Сорбонна. 27 июня - 6 июля 1957 г.).  
Труды ВНИГРИ, вып. 126, геол. сб. № 3 1958.

139 Соколов Б.С.  
Александрова К.П.

- Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы. ч. I Палеозой, системы синийская, кембрийская, ордовикская и силурийская.  
Изд. ВНИГРИ, 1952.

140 Соколов Б.С.  
Александрова Е.П.

- Нижнепалеозойские (додевонские) отложения северо-запада Русской платформы. Ч. II.  
Л., 1954, фонды ВНИГРИ.

141 Соколов Б.С.  
Дзевановский П.К.

- О стратиграфическом положении и возрасте осадочных толщ позднего докембрия.  
Сов. геология, сб. 55, 1957.

142 Соколовский Ст.  
Зноско Е.

- Проект тектонической карты Польши, как часть тектонической карты Европы.

№ 1  
1959, (польск., резюме англ., аннотация - русск.).

143 Соколовский Ст.  
Зноско Е.

- Тектоническая карта Польши.  
Из геологического атласа Польши  
Таблица 7, 1959.

144 Солицев О.А.  
Кушнарёва Т.И.

- Тиман - Печорская провинция.  
В кн.: Очерки по геологии СССР,  
т. 2, Труды ВНИГРИ, вып. 101, 1957.

145 Стефаненко А.Я.

- Очерк тектоники и истории развития Припятского прогиба.  
Изд. АН БССР, сер. физ.-техник.  
наук, № 2, 1955.

146 Стефаненко А.Я.

- Тектоническое строение и перспективы нефтеносности Припятского прогиба.  
Тр. ин-та геол. наук АН БССР,  
вып. I, 1958.

147 Темкина Б.С. и др.

- Отчет о промышленно-геофизических исследованиях в Южно-Калининградск опорной скважине № 1.  
Новаровка, 1957, фонды ВНИГРИ.

- 148 Теплинская Т.С. - Отчет о структурно-картировочном колонковом бурении на Акистской площади Латвийской ССР 1952-54 гг. Л., Гос.Совз.Лен.контора развед. бурения, 1955, фонды ВНИГРИ.
- 149 Ткачук Л.Г. - Северо-западная часть Украинского кристаллического массива и ее геолого-петрографические особенности. Геол.журнал АН УССР, т.XIV, вып.3 1954.
- 150 Файтельсон А.Ш. - Некоторые положения геологического истолкования результатов гравиразведки. Развед.и промышл.геофизика, вып.8, 1954.
- 151 Флоренский В.П. Варенцов М.И. - К вопросу о палеозойском вулканизме Русской платформы. Докл.АН СССР, т.95, № 5, 1954.
- 152 Флоренский В.П. Лапинская Т.А. Князев В.С. - Габбро-диабазы, диабазы и близкие к ним породы восточной части Русской платформы. В кн.: Вопросы геологии и разрабтка нефтяных и газовых месторождений. М., 1955.
- 153 Фотиади Э.Э. - Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Гостоптехиздат, 1958.
- 154 Фотиади Э.Э. - О структуре кристаллического фундамента Русской платформы. В кн.: Очерки по геологии СССР, т.2, Труды ВНИГРИ, вып.101, 1957.
- 155 Фотиади Э.Э. - Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических работ и опорного бурения. Докт.дисс., 1956, фонды ВНИГРИ.
- 156 Фурсова Н.П. - Сводный отчет по Городокской опорной скважине. 1951, фонды ВНИГРИ.
- 157 Харитонов Л.Я. - О некоторых вопросах геологии протерозоя Северной Прибалтики. Уч.записки Лен.гос.ун-та, № 268, сер.геол.наук, вып.10.Геология, 1959.

- 158 Харитонов Л.Я. - Новые данные о геологии Карельских образований Южной Карелии. Научн. докл. Высш. шк., геолого-геогр. науки, № 4, 1958.
- 159 Харитонов Л.Я. - Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. Уч. записки ЛГУ, № 225, сер. геолог. наук, вып. 9, 1957.
- 160 Харитонов Л.Я. - Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. Тр. 3 сессии Комиссии по определению аб. возраста геол. формации. Изд. АН СССР, 1955.
- 161 Хонвтедель - Геология Норвегии. Том I. 1957.
- 162 Хотько Ж.П. - К вопросу строения кристаллического фундамента Припятской впадины. Уч. записки Белор. гос. ин-та, сер. геол., вып. 43, Минск, 1958.
- 162 Хотько Ж.П.  
Бондаренко Б.В. - Основные тектонические структурные элементы Белорусской ССР по геофизическим данным. Докл. АН СССР, т. 106, № 4, 1956.
- 163 Черепанов Н.Н. - Отчет о работе гравиметрической партии № 19/52 в Калининградской обл. РСФСР и Литовской ССР в 1952 году. Фонды ВНИГРИ.
- 165 Черепанов Н.Н. - Основные черты строения кристаллического фундамента северо-запада Русской платформы и его роль в формировании структур в осадочном покрове. 1949, фонды ВНИГРИ.
- 166 Чернов А.А. - Итоги геологического изучения Коми АССР за 40 лет. Труды Коми филиала АН СССР, 6, 1958.
- 167 Шалаев С.В.  
Грошков Г.  
Калинина Т.Б. - Отчет по теме 434 за 1959 г. "Разработка и усовершенствование методов решений обратной задачи магниторазведки и гравитаразведки".

100 ШАТСКИЙ И ДР.

Восточно-Европейской платформы.  
Сравнительная тектоника древних плат-  
форм. Статья I.  
Изв. АН СССР, сер. геол., № I, 1946.

- 169 Шатский Н.С. - Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 1:5000000. Объяснительная записка. М., 1957.
- 170 Шейнман Г.М. - Некоторые закономерности распространения вулканических явлений на платформах.  
Мат. по региональной геологии. Всес. аэрогеол. трест, 1955.
- 171 Шоршевецкая С.Я. - Результаты гравиметрических работ, выполненных в Днепровско-Донецкой впадине и северо-западной окраине Донецкого складчатого сооружения.  
Труды ин-та геол. наук АН УССР, серия геофизич., вып. I, 1956.
- 172 Шульц С.С. - О связи рельефа и новейшей тектоники со структурой северо-западной и западной части Русской платформы.  
Труды лаб. аэрометодов АН СССР, т. VI, 1958.
- 173 Шуркин К.А. - Геологическая история западного Беломорья.  
Тр. Лен. об-ва естеств., т. XX, вып. I 1959.
- 173 Эдьед - Роль тектоники и морфологии в развитии речной сети.  
*geolands Welt geophys*  
66, № 4, 1957 (англ.-рез.нем.).
- 175 Эйнон О.Л. - Некоторые основные закономерности развития Русской платформы.  
Геол. сб. Львов. геол. об-ва № 5-6 1958.
- 176 Kurt Molin *Sveriges geologiska undersökning, №33, Stockholm, 1941*
- 177 U. Pesonen *Geodetic operations in Finland 1951-1956. Helsinki, 1957.*
- 178 M.T. Poczka, E. Vesanen - О близких землетрясениях, зафиксированных в *Sodankyla* 1956.

- 326
- 179 Аваков А.Б.  
Мойсеева Л.В.  
Шариков А.Е.  
Поротова Г.А. - Обобщение и анализ результатов геофизических работ, связанных с поисками сульфидных медно-никелевых руд на территории Мурманской области и Северной части Карельской АССР.  
Фонды ЗГТ, 1954.
- 180 Безукладнов А.А.  
Поротова Г.А.  
Иргенс Б.Э.  
Катков В.П.  
Кабанов О.М. - Обобщение и анализ геофизических работ, выполненных на территории КФССР, с целью поисков железорудных месторождений.  
Фонды ЗГТ, 1954.
- 181 Каспарова Е.А. - Отчет Кольской аэромагнитной экспедиции за 1952 год.  
Фонды ЗГТ, 1953.
- 182 Поротова Г.А.  
Синакова И.С.  
Зильберман Р.С. - Отчет о результатах работ Кольской аэрогеофизической партии на территории Мурманской области за 1958 год.  
Фонды ЗГТ, 1959.

О Т З Ы В

на Геологическую карту Балтийского щита и схему строения докембрийского фундамента прилегающих районов Русской платформы в масштабе 1:2500000

Авторы: Э. Э. Фотиади и  
Л. Я. Харитонов.

Представленная на отзыв карта составлена для всей территории Балтийского щита вместе с сопредельными районами Русской плиты впервые. В основу ее положены "Геологическая карта СССР в масштабе 1:2.500.000 (под редакцией Д. В. Наливкина), листы "Государственной карты СССР в масштабе 1:1.000.000" (Л. Я. Харитонов и Л. Н. Потрубович), геологические карты Финляндии масштаба 1:400000 и 1:2000000 (И. Седерхольм), Швеции масштаба 1:2000000 (С. Хельмквист) и Норвегии масштаба 1:1000000 (О. Хольтедаля и Н. Донса). Для небольшого участка Финляндии использована новейшая детальная съёмка А. Симонена.

Для составления схемы строения кристаллического фундамента плиты привлечен целый ряд геофизических (магнитометрических и гравиметрических) карт в том числе обобщающая карта-схема фундамента Русской плиты в масштабе 1:4000000 Э. Э. Фотиади.

Рассматриваемая карта представляет собой, по существу, две самостоятельные, но дополняющие друг друга карты, составленные по разной методике. Одна из них, относящаяся к области Балтийского щита, является обычной геологической картой, другая - относящаяся к территории Русской плиты, представляет собой схему строения кристаллического фундамента по данным геофизики и бурения.

Чехол платформенных отложений на ней показан краской

одного цвета, сверх которой штриховкой нанесены зоны, характеризующиеся теми или иными значениями магнитного или гравитационного поля, а цветными кружками изображен состав пород фундамента, вскрытых буровыми скважинами. Около кружков надписаны глубины залегания фундамента. На легенде показан также знак, изображающий изогипсы поверхности фундамента, но на переданном мне экземпляре карты они не нанесены.

Нет нужды говорить, что необходимость в подобной сводной карте Балтийского щита назрела уже давно, хотя бы потому, что без привлечения данных по сопредельным зарубежным территориям нельзя правильно понять особенности геологического строения Северо-Запада СССР. Авторы проделали большую работу по увязке отдельных карт, содержание которых нередко противоречиво и неравноценно. Можно сказать, что со своей задачей они справились успешно. Счастлирое сочетание в их лице геолога и геофизика, внесших существенный личный вклад в изучение геологии советской части региона, благоприятно отразилось на содержании карты.

Конечно, многие вопросы корреляции докембрийских образований разработаны далеко еще не так удовлетворительно, как этого бы хотелось, и многие привятые на данной карте сопоставления или возрастные определения являются очень дискуссионными (например, среднепротерозойский возраст ладожской серии, архейский возраст железорудных пород КА ССР, а также граувакк и филлитов южной и юго-западной Финляндии, более молодой возраст спарагмитов по отношению к тростильским

кварцито-песчаникам, относимым к ютнию и т.д. и т.п.). Тем не менее, разделяемые авторами стратиграфические представления имеют право на существование наряду и с другими концепциями.

Вследствие большой неопределенности в разрешении многих вопросов стратиграфии докембрия Балтийского щита возникает необходимость в ряде пояснений и кратких обоснований принимаемых авторами воззрений. Поэтому является настоятельная необходимость в объяснительной записке (мне была передана на рецензию карта без записки).

Необходимо отметить некоторые недостатки карты. К числу их относятся:

1. Неупорядоченность терминологии, применяемой в условных обозначениях. Так, в легенде каледониды Норвегии называются "каледонское горное сооружение", то "каледонское складчатое сооружение", то просто "каледониды". Неудачно сказано "весьма древние кембро-силурийские осадочные породы "гнейсы каледонского происхождения", "основные и ультраосновные породы в каледонидах", "выходы основных интрузий, и т.д.,

2. В легенде отсутствует знак тектонических разрывов. На карте же в области каледонид разрывы изображены двумя разными линиями. На территории КА ССР и Финляндии разрывы вообще не показаны, хотя они здесь имеются.

3. Не использованы данные гравиметрических наблюдений, указывающие на распространение гранитов ранакиви под

30

Финским заливом и под платформенным чехлом в Эстонии (см, статью Б.А.Андреева в Докладах АН СССР).

4. В ряде случаев отсутствует согласованность с стратиграфической терминологией, принятой Научно-редакционным советом для геологических карт масштаба 1:200000 Карелии и Кольского полуострова (бергаульская свита и др.).

5. Отсутствуют изогипсы поверхности фундамента и тектоническая схема, врезка которой запланирована авторами.

6. Имеются неточности в рисовке некоторых геологических контуров. Например, на карте показано, что в районе оз.М.Япис-Ярви архейские граниты раут отложения среднего протерозоя; протерозойские породы к югу от озера Топозеро соприкасаются с архейскими образованиями разными своими горизонтами, хотя граница между ними показана не тектоническая.

7. На карте отсутствуют географические названия.

8. Имеются очень много ошибок в надписях к легенде (они отмечены мною на карте).

9. Нет полного соответствия между красками на карте и в легенде для пород, вскрытых буровыми скважинами.

10. Непонятно объединение в одном условном знаке столь различных пород как железистые кварциты и диабазы (в обозначениях пород, вскрытых буровыми скважинами). Что это значит "диабазы типа крестцовских"?

11. В легенде к схеме строения докембрийского фундамента отсутствует знак (темно-зеленая краска), обозначающий какие то поясовые геофизические аномалии (?).

Вряд ли целесообразно для Западно-Норвежского срединного (на легенде ошибочно написано "среднего") массива давать отдельную легенду. Все знаки этой легенды можно показать в общих обозначениях, тем более, что в них широко применен региональный принцип (например "осадочные породы Визинформации Швеции", порфиры Хогланда и др.).

На заголовке карты и в легенде вместо названия Русская платформа правильнее писать Русская плита, т.к. в состав Русской платформы входит и Балтийский щит. Авторы же употребляют термин Русская платформа только для той части, этой структуры, которая прикрыта мощным чехлом палеозойских и мезозойских осадков, т.е. следовательно имеют в виду плиту.

Можно было бы рекомендовать авторам показать глубину залегания поверхности фундамента плиты в виде ступеней, закрашенных коричневым цветом разной густоты. Это бы существенно улучшило карту. Зоны небольшой интенсивности положительных аномалий силы тяжести интерпретируются как "области ареалов гравитации и мигматизации гнейсовых комплексов". Лучше было бы о них сказать как о "областях развития гранитизированных пород, гнейсов и мигматитов" (с тем, чтобы не создать ошибочного представления о современном проявлении гранитизации). То же самое касается "очагов гранитизации" фронтов основных масс" и пр.

Вск перечисленные недостатки могут быть легко исправлены. Хотя следует отметить, что карта требует очень тщательной корректуры как изображения контуров и закрашки, так и текста легенды.

332

В целом карта имеет большое научное значение, являясь новым синтезом геологии Балтийского щита и первой попыткой увязки его строения с геологией сопредельных участков Русской платформы. Ее следует рекомендовать для скорейшего опубликования.

СТАРШИЙ НАУЧНЫЙ СОТРУДНИК -

(Салоп Л.И.)

*Разин*  
*СЛ*



Институт геологии и рудных залежей  
Академии наук СССР  
Ленинградский филиал

О Т З И В

на отчет по теме "Геологическая структура северо-запада Русской платформы и выбор участков геофизических работ на нефть и газ на основе обобщения результатов геофизических исследований", составленный коллективом авторов под руководством и при участии М.С.Закашанского.

Отчет коллектива авторов является сводкой большого материала по геофизике, хотя и неоднократно дававшейся, но необходимой в связи с новыми данными.

Глава первая: Краткий геологический очерк Балтийского щита, написана Л.Я.Харитоновым, что надо обязательно отметить как в оглавлении, так и рядом с её заглавием, из уважения к авторству и к положенному на него труду. Это касается и авторов всех остальных глав отчета.

Непонятно, как можно включать в архейскую, а также и в протерозойскую группы "и прорывающие их интрузивные породы", если не оговаривать, что они не рвут вышележащих пород; в архее протерозойских, а в протерозое палеозойских. Таким образом, уже в такого типа легенде заложена ошибка с определением возраста, т.е. в отнесении более молодых интрузивных образований к древним, если они не перекрываются следующими по возрасту вышележащими образованиями.

На стр.58 Л.Я.Харитонов пишет: "автор во время своих исследований в Печенге в 1956 г. не нашел подтверждения находкам Н.А.Курьмевой", т.е. он не нашел тех карбонатных

пород, которые содержали проблематические органические остатки, принятые рядом палеонтологов за фауну, определяющую ордовикский возраст.

Такая фраза обязывает к большей ясности, т.к. автор ее не давал своих сборов кому либо на определение, как это сделана Н.А.Курьлева и, кроме того, нет основания подвергать сомнению присутствие карбонатных пород, отмечавшихся многими исследователями в Печенге. Игнорировать же полученные новые данные в угоду укоренившимся старым взглядам обычный прием в современной геологии, примененный автором главы.

Большой прогресс в трактовке возраста иотийских образований заключается в том, что они обозначаются как "верхний протерозой или нижний эокембрий". Одновременно следует отметить, что с конца протерозоя до девона включительно на Балтийском щите и его склонах отлагались неоднократно красноцветные песчаники. Следовало бы подчеркнуть что корреляция этих разновозрастных образований очень затруднена и требует более тонких наблюдений, чем проведенные в настоящее время. Поэтому иотийские образования в этой главе преподносятся как сборное стратиграфическое подразделение, но дающее представления о возрасте, тем более, что к ним присоединены и рудные их дайки основных пород, несомненно поэтому более молодые. Высказанное предположение о синхронности метаморфизованных пород Каминского Камня со свитой Кейв ни чем не обосновывается, кроме визуального представления о степени метаморфизма, создающей как бы представление о палеотипных породах,

а потому и протерозойских, а не эокембрийских. Такое предположение может быть высказано только при игнорировании фактов о сильном влиянии метаморфизма, описанном на Канине полуострове, в районах внедрения пегматитовых жил и гранитоидов, наблюдающемуся непосредственно в обнажениях и не преследующемуся по простиранию в соседние районы, где отсутствуют интрузивные тела гранитоидов. Интересно, что на стр. 94 это положение о неодинаковой метаморфизованности эокембрия высказано по материалам полуострова Варангера и Финмаркена, без каких-либо возражений против него, так как оно является не отечественным и потому автором воспринимается как бесспорное.

В разделе главы "Щелочные интрузии Балтийского щита" их отнесение к трем возрастам - протерозою, девону и перми не аргументировано, так как дано очень кратко, а это наиболее интересный вопрос в геологической истории Балтийского щита, изменявшейся в связи с вулканизмом на нем так же и в палеозое и даже в кайнозое.

107 страниц текста, посвященного Балтийскому щиту, можно рассматривать как объяснительную записку к его геологической карте 2500000 масштаба, сопровождаемой тектонической схемой. Эта оригинальная новая работа, достойная опубликования, необходимая в настоящее время своей практической ценностью в различных областях геологии. Поэтому Ленинградский филиал ВНИИГеофизика создал труд очень нужный для геофизических и геологических работ на прилегающих к Балтийскому щиту площадях Русской платформы. Такие работы несомненно нуждаются в опорных данных для интерпретации получаемых результатов, исходя из общего,

сведенного на одной карте, геологического строения всего Балтийского щита.

Глава вторая написана М.С.Закашанским при участии А.И.Корневой, название её: "Некоторые сведения о физических свойствах докембрийских пород Балтийского щита и других районов" ясно говорит о ее содержании. Рассматривается в главе только плотность и магнитная восприимчивость пород четырех районов развития кристаллических пород на Русской платформе: Балтийского щита, Украинского щита, Воронежского массива и Белорусского подземного выступа.

Глава третья - "Аномальные физические поля Балтийского щита и связь их с основными чертами геологического строения последнего" - написана М.С.Закашанским при участии А.Е.Шарикова и Л.Е.Шустовой. В ней рассматривается магнитное и гравитационное поля и связь их аномалий с вещественным составом и тектоникой кристаллических пород фундамента. Может быть, здесь следовало бы обратить главное внимание не на толкование аномалий, а на их господствующие простирания, приуроченные к комплексам пород определенного возраста.

Глава четвертая: "Схема строения докембрийского фундамента районов Русской платформы, прилегающих к Балтийскому щиту" - написана Э.Э.Фотлади. Трактровка Вышневолоцкого выступа вместе с ограничивающей его с севера Валдайской впадиной очень искусственна и встречает противоречия в следующих за ней высказываниях о том, что Рязано-Саратовский прогиб почти совпадает с впадиной Онежского озера, лежащей

на простирании Карелид к юго-востоку. На самом деле их простирание даже не параллельно и идут в разных направлениях: строго на северо-запад Рязано-Саратовского прогиба, заходящего в южную часть собственно Московской котловины, и северо-северо-западное простирание впадины на продолжении опущенной зоны Карелид Онежского озера бассейна р.Ковжи и далее на юго-востоке озера Кубенского.

Вернее, конечно, рассматривать и Вышневолоцкий выступ и Валдайскую впадину как образования, осложняющие склон западного крыла Московской котловины, что и подтверждается геологической картой и детальными исследованиями, опубликованными Луковым.

Ветреный пояс имеет северо-западное простирание, поэтому никак он не может быть связан с простирающимися на северо-восток структурами Сухонского вала Салгаличской антиклинали и Коньки-Кичменчской полосой поднятий. Наоборот, северо-восточные простирания фундамента в области развития архейских гнейсов характеризуют большие поля на Русской платформе. Вероятно, они были разбиты того же простирания разломами, создавшими впадины и поднятия, отразившиеся в поверхностной тектонике осадочного покрова. Все изложенное в этой главе надо рассматривать как попытку трактовки состава и строения кристаллического фундамента, скрытого под осадочным покровом в северной и северо-западной частях Русской платформы. Делается это путем аналогий с обнаженной территорией того же фундамента на Балтийском щите. Нельзя сказать, что это сделано во всех случаях удачно, особенно в части

состава, который должен определяться в зависимости от структурного положения и корректироваться скважинами, вскрывшими кристаллические породы. Как раз в главе очень мало сказано об общности простираний различных комплексов пород архея и протерозоя на Балтийском щите и на Русской платформе. Именно эти простирания по картам магнитных аномалий, совпадающих с известными простираниями разновозрастных пород на Балтийском щите и должны являться главным объективным материалом в тектонических построениях по северу Русской платформы.

В главе У, написанной М.И.Пейсиком, дается краткий стратиграфический очерк западной и северо-западной части Русской платформы. Хотя автор и ссылается на то, что по этому району есть большая геологическая литература, но он не приводит ни одной ссылки о том, откуда им взят материал по вещественному составу кристаллических пород, вскрытых скважинами, что сделать, конечно, следовало бы, чтобы читатель мог судить об источниках сведений.

На стр.13 при описании ламинаритовых глин, допущена ошибка в утверждении, что они в верху разреза содержат остатки червей. На самом деле остатки червей характеризуют синие нижнекембрийские глины, где они только и появляются, откуда они впервые и были описаны.

Недостатком стратиграфического очерка является отсутствие ссылок на источники заимствования материала. Так же очень мало слов в нем посвящено распространению по площади тех или иных отложений. На стр.50 из описания выпали отложения нижнетатарского подъяруса, представленного ниже-

устынской и сухонской свитами, тогда как вышележащая северо-двинская свита упомянута.

Глава VI о перспективах нефтегазоносности рассматриваемой территории написана М.С. Закашанским. В ней не приводится фактического материала, за редким исключением, о рассеянной битуминозности в породах и нефте- и газопроявлениях. Выводы, к которым приходит автор, не вызывают возражений, так как в настоящее время они уже являются почти общепризнанными. Сложен вопрос о перспективности в Польско-Литовской синеклизе ижорских верхнекембрийских отложений, давших воду с углеводородными газами, что несомненно требует их разведки в благоприятных условиях. Также очень интересны перспективы ордовика, особенно после бурения скважины Вербалес в Литве, где вскрыто шесть горизонтов с яркими нефтепроявлениями от эхиносферитового известняка до границы с силуром.

Вопрос о вторичности нефтепроявлений между слоями ангидрита в перми в Польско Литовской синеклизе может быть поставлен только как одно из допущений. Визуальные наблюдения по кернам скважин, наоборот, показывают, что никакой трещиноватости в ангидритах нет и мельчайшие капельки легкой нефти приурочены только к поверхностям сопряжения слоев ангидрита.

Выдвижение северо-запада Московской синеклизы, как области перспективной, связано больше с ее неизученностью и появлением здесь в разрезе Нестовской скважины всех отложений тремадока, т.е. диактиномемовых сланцев с вышележащими слоями, как это имеет место в Швеции.

Несомненно перспективен дорон Приплатской впадины, но нет основания предполагать его нефтегазоносность на большей части севера и северо-запада Русской платформы, кроме области, прилегающей к западу к Тиману и еще совершенно не изученной в этом отношении.

Глава VII "О некоторых связях аномальных магнитного и гравитационного полей с палеогеографическими условиями западных районов платформы - также написана М.С. Закашанским. Она несомненно представляет интерес, так как в ней дается новое направление в использовании геофизики. Для палеогеографов она представляет материал, который ими еще не использовался так же как и для геофизиков. Суть содержания главы заключается в том, что на сводную карту магнитных и гравитационных аномалий очень мелкого масштаба 2500000 - 5000000, а не на детальную карту магнитных аномалий высокой точности нанесены границы палеозойских бассейнов в том же обзорном мелком масштабе. Оказывается, меняющиеся контуры бассейнов от эокембрия до девона включительно, т.е. на протяжении пяти периодов и их эпох, все совпадают с определенными контурами одной и той же карты магнитных и гравитационных аномалий. Обзорные мелко-масштабные геологические карты составляются по данным более детальных съёмок, поэтому и в этом случае следовало бы взять лист магнитной съёмки с какими-либо выдержанными простираниями аномалий и проанализировать их совпадение с контурами площади распространения развитых на этой площади отложений. Это был бы уже достоверный геолого-геофизический материал. Палеогеографическая карта, это, как известно, не объективный материал, почему он и дается

в таком мелком масштабе совершенно без деталей, так как строится на большей части территории на основании единичных точек, расстояние между которыми сотни километров. Несколько иной геофизический материал, особенно по магнитным полям, полученный аэромагнитной съёмкой высокой точности. Он, конечно, несравним с палеогеографическими картами. Поэтому проделанный М.С. Закашанским опыт должен быть продолжен, но на материале более объективном, т.е. на геологической карте и геологических профилях, дающих материал для палеогеографических реконструкций. В этом первичном материале будет, конечно, меньшее количество ошибок.

Последняя глава и общие выводы, написанные М.С. Закашанским касаются структуры поверхности кристаллического фундамента западных районов платформы. В этих последних страницах объединенной работы не придается никакого значения эрозионной поверхности фундамента, так как о ней ни слова не говорится. И это вполне правильно, так как, конечно, главным фактором в создании рельефа кристаллических пород является тектоника, связанная с разломами. Уделяя главную роль дизъюнктивным движениям только и можно понять значение блоковых движений, определяющих структурное положение и лежащего над кристаллическими породами осадочного покрова.

Последняя глава может рассматриваться как объяснительная записка к карте рельефа кристаллических пород. Хотя вариантов такой карты было много, но всякая новая ее трактовка основывается на получении нового материала, а потому представляет интерес и практическую ценность.

892

Наиболее перспективным по нефтегазонасности выделены два района: Припятская впадина и Польско-Литовская синеклиза, где ведущиеся буровые работы сопровождаются нахождением довольно ярких нефтепроявлений.

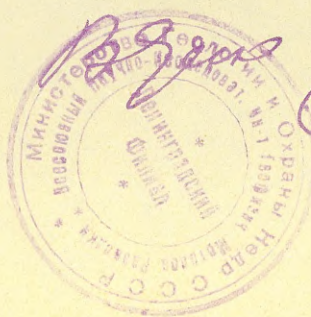
В целом отчет производит хорошее впечатление своей разносторонностью в подходе к трактовке тектонического строения северо-западных областей Русской платформы. Отчасти это обусловлено тем, что он составлялся несколькими авторами, не сходящимися часто в деталях на те или иные разбираемые ими вопросы. Но такая область геологии как тектоника, когда она основана не на замерах горным компасом, всегда будет вызывать к ней скептическое отношение, хотя без построений и интерпретаций в этой области геологии нельзя обойтись более чем в какой либо другой смежной.

Отчет коллектива авторов следует принять и передать в фонды, так как пользование им несомненно обеспечено на ближайшие годы довольно широким кругом читателей.

Доктор геолого-минералогических наук, профессор -

(Б.М.Люткевич)

27.X.60г.



О Т З И В

о работе Закашанского М.С., Пейсик М.И., Фотиади Э.Э.  
и Харитоновой Л.Я.

Отчет по теме 358 "Геологическая структура северо-запада Русской платформы и выбор участков геофизических работ на нефть и газ на основе обобщения результатов геофизических исследований"

Представленный на отзыв отчет, составленный коллективом авторов Ленинградского филиала Всесоюзного научно-исследовательского института геофизических методов разведки, представляет собой рукопись объемом 339 машинописных страниц с семью таблицами и шестью картами в тексте и графических приложений на 41 листе.

Текст отчета, состоящий из восьми глав, можно разделить на две части.

Первая содержит исключительно геологические сведения - это краткий геологический очерк Балтийского щита (глава I), краткий стратиграфический очерк западных и северо-западных районов Русской платформы.

Вторая часть посвящена описанию аномальных физических полей (магнитного и гравитационного), и в ней делается попытка установления связи их с геологическим строением кристаллического фундамента.

Отчет в целом представляет собой сводную обобщающую работу всех геолого-геофизических исследований, проведенных по западу и северо-западу Русской платформы. В этом его основная ценность. Материал, изложенный в тексте отчета и иллюстрируемый графическими приложениями к нему, явился результатом трехлетней работы коллектива геологов и геофизиков, работавших по выполнению темы. Каждая глава в отдельности является вполне законченным разделом работы и содержит крайне интересный фактический материал, а сделанные выводы по этому материалу представляют большую научную и практическую ценность. Тщательность составления и хорошее качество всего графического материала также является отличительной особенностью рассматриваемого отчета.

344

Главы "Краткий геологический очерк Балтийского щита" и "Краткий стратиграфический очерк" в настоящем отзыве не рассматриваются, что, по-видимому, будет сделано специалистом-геологом.

Глава "Некоторые сведения о физических свойствах докембрийских пород Балтийского щита и других районов" состоит из ряда таблиц, содержащих сведения о магнитной восприимчивости и плотности пород Балтийского щита, Украинского щита, Белорусского и Воронежского выступов. Приведенные в таблице сведения в основном взяты из материалов, собранных геофизическим сектором ВСЕГЕИ и дополненные новыми материалами по Балтийскому щиту.

Прежде чем высказать соображения по поводу выводов, сделанных авторами после анализа данных, приведенных в таблицах, следовало бы знать:

1. Кто, когда и как проводил определения физических свойств.

2. Какой каменный материал был использован для определения магнитной восприимчивости и плотности (керна из скважин, штучные образцы из обнажений)?

3. Пространственное размещение точек взятия образцов в пределах каждого региона.

Ответ на эти вопросы показал бы насколько представительны приведенные данные и не являются ли они случайными. Отсутствие этих сведений лишает возможности считать достоверными сделанные очень интересные и принципиально важные для практики и науки выводы.

Так, например, более высокие значения магнитной восприимчивости и плотности разновидностей гнейсов Украинского щита по отношению тех же пород Балтийского щита может быть объяснено различной гипсометрией точек отбора образцов и физическим состоянием каменного материала.

Второй крайне интересный и очень важный вывод в части установления генезиса амфиболитов по значениям также магнитной восприимчивости требует прежде всего ответа на те же три поставленные вопроса. Общеизвестными фактами явля-

ется, что образцы, взятые с одного и того же массива, обладают различными значениями магнитной восприимчивости. Так, например, образцы амфиболитов Енисейского кряжа, отобранные с одного массива, но в разных точках его и с различных глубин имеют значения магнитной восприимчивости, варьирующие от 0 до  $10000 \times 10^{-6}$  cgs M.

Очень жаль, что в таблицах не приводятся значения остаточной намагниченности, параметра, значительно более важного, чем магнитная восприимчивость. И, наконец, досадно, что авторы отчета не привели значения интенсивности намагниченности, вычисленной по кривым  $\Delta Z$  и  $\Delta T$  над участками с установленной геологической природой этих аномалий.

Из отчета в целом остается неясным как и в какой мере были использованы данные величины физических свойств и главным образом магнитной восприимчивости.

При использовании магнитных и гравитационных аномалий. Создается впечатление, что рассматриваемая глава помещена по чисто формальным соображениям и существует сама для себя в отрыве от содержания остальных глав отчета.

Глава "Аномальные физические поля Балтийского щита и связь их с основными чертами геологического строения последнего". По содержанию этой главы прежде всего следует заметить, что из текста остается неясным, на основании каких соображений указывается природа магнитных аномалий — то ли это явилось результатом сопоставления пространственного положения аномалий с контурами пород, имеющихся на геологических картах, то ли это явилось результатом анализа карт магнитного поля и геологического их истолкования с использованием данных значений магнитных свойств пород, принимавших участие в строении региона. Также остается неясным, как составлялись карты аэромагнитных съёмок разных лет, осуществленных по разной методике, на разных высотах и в частности как увязывались данные воздушных и наземных съёмок. Кроме того, следует изменить в тексте ряд неудачных выражений: Так авторы пишут — "характер нормального магнитного поля" — очевидно, речь идет об участке спокойного магнитного поля со значениями  $\Delta Z$  или  $\Delta T$  близкими к нулевым

по отношению выбранного уровня.

В тексте для магнитной характеристики отдельных пород приводятся значения напряженности и при этом не оговорено при какой съемке (наземной или воздушной) получены эти значения. При описании магнитного поля приводятся и сравниваются аномальные значения магнитного поля, полученного аэромагнитной съемкой на различных участках, снятых с разных высот и приведенных к различным уровням. В этих условиях нельзя делать подобных сравнений.

Глава "Схема строения докембрийского фундамента районов Русской платформы, прилегающих к Балтийскому щиту" написана Э.Э.Фотиади, повторяет известные сведения, опубликованные этим же автором, и дополнительно нового материала почти не дает.

Значительный интерес представляет глава, трактующая "О некоторых связях аномальных магнитного и гравитационного полей с палеогеографическими условиями западных районов платформы". В ней устанавливается, что между характером аномальных физических полей и распределением областей осадконакопления должны существовать определенные закономерные связи, различные в зависимости от особенностей внутреннего строения фундамента".

Автор главы достаточно убедительно показывает на наличие определенной связи в распределении характерных черт магнитного и гравитационного полей с участками наибольшего прогибания бассейна (участков максимальных мощностей осадков). Установив пространственную связь между этими элементами, автор в большинстве случаев ограничивается концентрированием внимания на этом факте и не дает объяснения этому явлению.

Глава "Схема структуры поверхности кристаллического фундамента западных районов платформы". В начале этой главы автор ее пишет, что построение карт изоглубин магнитовозмущающих масс не имеет ни физического, ни геологического смысла. Что подобные карты не имеют геологического

смысла, отражений быть не может, но вот физический смысл они, понятно, имеют, но дело не в этом, а в том, что авторы далее приходят к заключению о бессмысленности использования расчетных данных глубин по аэромагнитной съемке для построения карт изогипс поверхности, имеющей определенный геологический смысл. Подобный вывод нам представляется неверным. При истолковании карт магнитного поля, с нашей точки зрения, совершенно обязательно надо пытаться строить подобные карты, и применительно к Русской платформе эти карты должны отображать поверхность кристаллического фундамента. При этом совершенно необходимо учитывать данные бурения, гравиметровой съемки и в первую очередь сейсморазведки, если работы по этому поводу имели место. Кроме того, при построении подобных карт необходимо тщательно учитывать расположение аномалий по отношению вырисовывающихся форм поверхности фундамента, характера кривых Т и пр. В этом случае построенные гипсометрические карты имеют совершенно определенный геологический смысл.

Карта изогипс поверхности кристаллического фундамента, прилагаемая к отчету, составлена с учетом всего комплекса знаний по фундаменту западных районов платформы. Карта составлена весьма тщательно и является серьезным и убедительным документом.

По поводу сделанных выводов следует заметить, что вывод о связи протяженных линейных магнитных аномалий с разрывными нарушениями, вдоль которых контактируют разнорядные по геологическому строению блоки фундамента, приобретает смысл только тогда, когда подразумевается, что вдоль ослабленных зон по подводящим каналам внедрились магнитоактивные породы. Если же нарушение без проявления магматизма или сопровождается помагнитными породами, или же контактирует породы и одна из них является магнитной, но занимает значительную площадь в виде массива - характер магнитного поля может быть совершенно иной - в первом случае аномалия может не быть, во втором она может значительно укло-

ниться от линейной вытянутой формы.

Перед группой выводов, начинающихся с шестого пункта, авторы указывают, "что сопоставление геологического строения Балтийского щита с общими чертами магнитного и гравитационного полей позволяет наметить следующие связи". Из этого предложения следует убавить слово "магнитного", так как в нижеприведенных выводах указанная связь устанавливается только для гравитационного поля.

Помимо сделанных замечаний по отдельным главам нужно сделать и ряд общих замечаний. Бросается в глаза отсутствие органической связи между содержанием отдельных глав. Создается впечатление, что главы, собранные в один отчет, существуют в нем сами по себе и изъятие из отчета одной главы ни в какой мере не повлияет на содержание других. Для подтверждения этого можно привести хотя бы такие примеры: из текста главы "Геологическое строение Балтийского щита" совершенно не следует, что в какой-либо мере использованы данные геофизических исследований и значения физических свойств горных пород. Так и в других главах, трактующих о геофизических результатах, совершенно не использованы данные определений физических свойств.

Поскольку в отчете использованы материалы полевых аэромагнитных партий Западного геофизического треста: "Новгородской" партии - авторы Федорович А.И. и Шварцман А.О.; "Белорусской" - авторы Кузьмин А.Д. и др., то следовало бы сделать об этом соответствующие ссылки и указать эти работы в списке использованной литературы.

Следует также высказать сожаление, что в разбираемой работе не использованы результаты аэромагнитных исследований, полученные после 1958 года.

Возвращаясь еще раз к затронутому вопросу о разобщенности глав отчета, хотелось бы высказать еще такое соображение. В отчете рассматривается большой круг вопросов, при этом каждая глава его является по существу предметом исследования отдельной темы. И в этом случае проработку

всей совокупности вопросов следовало, по-видимому, организовывать в иной последовательности по сравнению с тем, как это было сделано.

По отчету в целом можно сказать, что все главы написаны в хорошем стиле, очень интересны по своим выводам и заключениям, базирующимся на большом фактическом материале, с глубоким знанием геологического и геофизического материала.

В целом работа представляет значительную ценность. Особый интерес представляет глава "О некоторых связях аномальных магнитного и гравитационного полей с палеогеографическими условиями западных районов платформ". По материалам этой главы следовало бы рекомендовать продолжить исследования в этой области.

Все указанные выше недостатки ни в какой мере не умаляют достоинства сделанной большой и серьезной работы. Во многих случаях затронутые в отзыве вопросы являются в известной мере дискуссионными.

Отчет вполне может быть рекомендован для защиты на ученом Совете Ленинградского филиала Всесоюзного научно-исследовательского института геофизики и заслуживает отличной оценки.

Начальник Центрально-  
Европейской аэромагнитной экспедиции  
инженер-геофизик -

(Зандер В.Н.)

*В.Н. Зандер*



## ПРОТОКОЛ

заседания Ученого Совета Ленфилиала ВНИИГеофизики  
от 30 декабря 1959 года

ПРИСУТСТВОВАЛИ: Глебовский Ю.С., Люткевич Е.М., Пейсик М.И.,  
Дорохин А.К., Соловей В.В., Сытина Н.,  
Грознова А.А., Куташова А.И., Романова К.А.,  
Перельман Л.А., Кальварская В.П., Полякова  
Шустова Л.Е., Мамонтова А.В., Кузьмина Ш.,  
Сапрыкин Н.М., Трошков Г.А., Абельский М.Е.,  
Голубев С.А., Аксамитная О.А., Кудрявцев Н.А.,  
Симоненко Т.Н., Любимов Л.М., Поляков А.С.,  
Наасикиви Л.Б., Караев Н.А., Марид М.Ш.,  
Дубинчик Э.Я., Зандер В.Н., Поддубный С.А.,  
Гончар Э.А.

### ПОВЕСТКА ДНЯ:

Защита отчета Закашанского М.С., Пейсик М.И., Фотиади Э.Э.,  
Харитоновна Л.Ф., при участии Корневой А.Н., Шарикова А.Е.,  
Шустовой Л.Е. по теме № 358, "Геологическая структура  
северо-запада Русской платформы и выбор участков геофизи-  
ческих работ на нефть и газ на основе обобщения результа-  
тов геофизических исследований."

СЛУШАЛИ: 1. Доклад Корневой А.Н. о содержании отчета.  
2. Отзыв рецензентов Люткевич Е.М. и Зандер В.Н.

### ВОПРОСЫ:

Кудрявцев - какие горизонты в Прибалтике перспективны на  
нефть, только ли ордовик и девон или и кембрий?

Ответ - горизонты кембрия также являются перспективными.

Голубев - продолжаются ли работы по поискам структур в  
Калининградской области?

Ответ - да, продолжаются.

Симоненко - как разнятся породы одного и того же литологичес-  
кого состава по своим физическим свойствам в раз-  
личных районах? Все ли разломы в фундаменте на-  
несены на схеме и имеет ли место разлом северо-  
западного направления в районе Пскова?

Ответ - большинство магматических пород Украинского щита  
имеют плотность и магнитную восприимчивость выше <sup>нечелю</sup>  
те ~~от~~ породы на Балтийском щите, особенно граниты  
гранулитовой формации, которые на Кольском полуострове  
имеют плотность ~ 2.7.

В районе Побужья почти все породы имеют большие значения плотности и магнитной восприимчивости нежели центральная часть Украинского щита. На схеме нанесены те разломы, которые наиболее четко и наиболее достоверно отражаются в аномальных магнитном и гравитационном полях. В гравитационном поле эти разломы отражаются гравитационными "ступенями", а в магнитных-протяженными линейными аномалиями.

Сытина - как отражается на гравитационном и магнитном поле структура Таураги?

Ответ - положительной локальной аномалии силы тяжести и отрицательной магнитной аномалией. Сейсморазведкой выявлено поднятие в фундаменте и в выше лежащих горизонтах.

Кудрявцев - отмечаются ли структуры типа Салтусского поднятия на гравитационном и магнитном полях?

Ответ - да, отмечаются на гравитационном поле относительным максимумом, в магнитном поле четко не выражены.

Поляков - что конкретно дала работа, что было уже сделано и, что новое в ней?

Ответ - схема Фотиади Э.Э. была составлена на 1956 г., новая схема включает данные геофизики и бурения на 1959-1960 г.г. Кроме того, указаны площади перспективные для постановки работ на нефть и газ.

Поляков - приняты ли во внимание при составлении схемы строения поверхности кристаллического фундамента данные магниторазведки?

Ответ - расчетные глубины до аномалиеобразующих масс не всегда соответствуют глубине до фундамента, поэтому при проведении изогипс по поверхности фундамента вычисленные глубины использовались в ограниченном количестве.

Паасикиви - чем вызвано меридиональное направление изолиний гравитационного поля в районе Польско-Литовской синеклизы и существуют ли в действительности отмеченные Спецгеофизикой локальные структуры вдоль этого направления?

Ответ - меридиональное направление изолиний объясняется крутым погружением фундамента /от Риги до Советска ~ 1000 м/ и его составом. Некоторые из указанных структур, выявленные электроразведкой, требует дальнейшей проверки.

Поляков - Фотиади опубликовал свою работу после написания главы настоящего отчета, или до этого?

Ответ - Фотиади опубликовал работу после написания главы отчета.

ВЫСТУПЛЕНИЯ:

Пейсик - Основной комплекс геофизических и буровых работ на Русской платформе, которые нашли отражение в отчете, был произведен после составления схемы Фотиади. Принципиально новое в работе: 1. Роль разломов в фундаменте при формировании структуры в осадочной толще, и их направление, выявленные на основе анализа данных гравиразведки и магниторазведки.

2. Роль морфологического фактора.

3. Истолкование природы гравитационных и магнитных аномалий.

Правильен подход совместного рассмотрения гравитационных и магнитных аномалий.

Работа представляет большой интерес. Предлагаю опубликовать карты с краткими записками к ним.

Паасикиви - Я присоединяюсь к предложению М.И. Пейсик о необходимости опубликования работы.

Глебовский - Подобные работы сами по себе уже являются прогрессивными. Они дают рабочие гипотезы, которыми пользуются на практике.

Говоря о положительных сторонах работы, нельзя не отметить и недостатки.

Во-первых, во всех случаях совершенно необходимо указывать авторов работ, из которых берутся сведения.

Во-вторых, интерпретация магнитных аномалий и построение карты изоглубин /по данным количественных расчетов/ обязательны. Вывод Закашанского М.С. на этот счет просто вреден. Несовпадения полученные группой тов. Закашанского, естественны и не противоречат расчетам вообще.

тому

искажение графиков привело

Просто были допущены грубые ошибки: для расчетов брались графики с карты 1:200.000 масштаба, а не первичные материалы, к ошибкам. Не производилась увязка данных различных аэромагнитных и наземных магнитных съемок.

Много бездоказательных положений и совершенно отсутствует связь между отдельными главами в результате получился не отчет, а сборник статей.

Не указаны точки, где брались образцы для определения физических свойств пород, не учтены определения остаточного намагничивания. Работы 1959 г. полностью не использованы в отчете.

Связь палео<sup>гео</sup>графических зон с гравитационными аномалиями впервые была выявлена на примере Кавказа геологом Вебером и геофизиком Федькинским В.В. Это не открытие и вопрос рассмотрен в общем бегло.

К достоинствам работы стоит отнести построение геологической карты Балтийского щита, включая зарубежные страны. Таким образом, рассмотрев все стороны отчета и учитывая серьезные недостатки при большой стоимости работ /757 тыс.руб./ предлагаю оценить работу на удовлетворительно. Рецензии считаю слишком снисходительными. Перечень недостатков, указанный В.Н.Зандером, и его оценка отчета не вяжутся.

Грознова - Нельзя говорить о том, что интерпретация была произведена неправильно, т.к. имеются примеры совпадения расчетных данных с фактической глубиной до фундамента.

Люткевич - Изучив отчет и учитывая его важность, несмотря на имеющиеся некоторые недостатки, предлагаю принять работу с оценкой хорошо.

Сытина - Неиспользование данных магниторазведки для расчета глубин, является отрицательным фактом, но не настолько, чтобы оценить отчет на удовлетворительно.

Зандер - Недостатки работы в рецензиях были отмечены. Положительные стороны отчета гораздо важнее и существеннее и отчет заслуживает хорошей оценки.

Голубев - Я не согласен с мнением тов.Глебовского и считаю, что отчет заслуживает хорошей оценки. Прошу направить этот отчет в фонды СЗГУ.

Караев - Работа важная и интересная и оценка, которой он заслуживает - хорошая.

Абельский. - Выполненная работа имеет большой научный и практический интерес. Об этом свидетельствует интерес производителей - ником к гравитационным и магнитным картам, которые были размножены и разосланы в производственные организации задолго до защиты отчета. Качество карт не может быть поставлено под сомнение по причине неиспользования исходных полевых материалов. В этом нет необходимости при составлении мелкомасштабных карт и повлекло бы напрасно затрату колоссального труда.

Графики, снятые с карт, использованы Шалаевым и Трошковым для расчета глубин при опробировании разработанного ими метода интерпретации и сомнений не вызвали. Предлагаю отчет принять с отличной оценкой.

Сапрыкин - Исполнителями темы № 358 проделана большая и весьма интересная работа по обобщению геолого-геофизических материалов Балтийского щита и Северо-Западных районов Русской платформы, составлена геологическая карта Балтийского щита.

Указаны перспективные районы для постановки дальнейших работ на нефть и газ.

Несмотря на отмеченные руководством Ленфилиала недостатки, отчет заслуживает хорошей оценки.

Трошков - На результаты интерпретации магнитных аномалий методом Шалаева и Трошкова не сказывается увеличение или уменьшение м-ба графиков; таким образом, полученные результаты, при использовании в качестве исходных данных графиков снятых с карт 1:200.000 м-ба являются достоверными.

Кузьмина - Неверно брать для расчетов графики с карт, необходимо пользоваться первичным материалом /лентами/. Карту же важно иметь для общего обозрения.

Кузьмин - Материалы по интерпретации аэромагнитной съемки в районе Белоруссии, полученные в производственных организациях, дали хорошие результаты в части совпадения расчетных глубин до фундамента и, по-видимому, это должно найти отражение в этом отчете.

Глебовский - Нельзя не использовать расчеты изо глубин фундамента. Если этого не сделано, то надо было оговорить по какой причине.

Поляков - В отчете не сделана оценка ранее произведенным работам. Работа по обобщению была сделана очень большая, но механическая. Это же относится и к обобщению картографического материала и к обобщению выводов.

Сроки и затраты на выполнение работы значительно превосходят предусмотренные сметой.

Считаю, что отчет может быть оценен удовлетворительно.

Корнева - Схема строения докембрийского фундамента Русской платформы масштаба 1:2.500.000, выполненная Э.Э. Фотиади, включает основную площадь схемы структуры поверхности кристалличес-

кого фундамента Западных районов платформы М.С.Закашанского.

На схеме Фотиади отмечается почти полное совпадение гипсометрии фундамента с расчетными данными, выполненными по графикам с карт м-ба 1:200.000, в основном, методом В.А.Андреева. Новые методы расчетов, как видно из выступлений, находятся в стадии разработки.

Для такого рода региональных геофизических работ отсутствие увязки данных различных съемок существенно не скажется на сделанных <sup>в отчете</sup> ~~на этого отчета~~ выводах. Последние могли быть более полными. Например, по материалам предыдущих исследований в результате анализа гравитационного и магнитных полей в комплексе с геологическими исследованиями и данными физических свойств пород по северу-северо-западу Русской платформы мне удалось рекомендовать к бурению площадку Самарки / к югу от Колтуши/, где сейчас подтверждается наличие структуры для использования её под естественное газохранилище.

ПОСТАНОВИЛИ: Отчет принять с оценкой - Хорошо.

Председатель: *Глибовский* / Ю.ГЛЕБОВСКИЙ /

Секретарь: *Гончар* / Е.ГОНЧАР /