

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

---

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Р. А. ГАФАРОВ

**СТРОЕНИЕ  
ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА  
СЕВЕРА  
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

---

МОСКВА 1963

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

---

GEOLOGICAL INSTITUTE

R. A. JAFAROV

STRUCTURE  
OF THE PRECAMBRIAN BASEMENT  
IN THE NORTH  
OF THE RUSSIAN PLATFORM

(ACCORDING TO THE DATA  
OF REGIONAL GEOPHYSICAL  
RESEARCHES)

*(Transactions, volume 85)*

---

PUBLISHING OFFICE ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

MOSCOW 1963

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

---

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Р. А. ГАФАРОВ

СТРОЕНИЕ  
ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА  
СЕВЕРА  
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(ПО ДАННЫМ  
РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЙ)

*(Труды, выпуск 85)*

---

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1963.

Редакционная коллегия:

член-корр. АН СССР *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),  
*М. С. МАРКОВ, В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ*

Ответственный редактор

*П. Н. КРОПОТКИН*

Editorial Board:

Corresp. member of USSR Academy of Science *A. V. PEIVE* (Chief Editor),  
*M. S. MARKOV, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV*

Responsible Editor

*P. N. KROPOTKIN*

## ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о возрасте и структуре складчатого фундамента древних платформ имеет большое значение, так как решение этого вопроса позволяет более обоснованно судить об особенностях формирования земной коры в докембрии и тектоническом развитии осадочного платформенного чехла.

Задачей настоящей работы является рассмотрение основных черт строения докембрийского фундамента территории северной части Русской платформы, расположенной к северу от широты Перми, Котельнича, Кирова и Вологды и к востоку от Балтийского щита, на основании данных региональных геофизических исследований и опорного бурения. В соответствии с поставленной задачей в работе рассматривается современное строение складчатого фундамента севера Русской платформы главным образом в структурно-морфологическом отношении.

Обширные и малодоступные равнинные пространства этой части Русской платформы до настоящего времени еще слабо изучены бурением. Вместе с тем ввиду недостаточности фактического материала строение фундамента интересующей нас территории платформы — одна из наиболее сложных и трудных проблем геологии Русской платформы вообще. До недавнего времени решение этого вопроса находилось еще на стадии разработки гипотез.

За последние годы в пределах востока и севера Русской платформы в связи с изучением Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтеносных областей было выполнено очень много геологических и геофизических работ. Наиболее важное значение имело бурение опорных скважин, на которых в настоящее время основываются все региональные геологические и геофизические исследования. Однако до настоящего времени для северных областей платформы ощущается недостаток фактических данных.

Ценные сведения о строении докембрийского фундамента севера Русской платформы были получены в течение 1954—1957 гг. в результате

проведения в ее пределах (до Балтийского щита на западе) региональной аэромагнитной съемки, выполненной сотрудниками Сибирского геофизического треста при непосредственном участии автора. Первичные материалы аэромагнитных исследований, обеспечивающие возможность широкой количественной интерпретации, были обработаны автором, производившим также их геологическую интерпретацию.

По результатам аэромагнитной съемки нами были впервые построены карты изолиний и графиков магнитного поля  $\Delta T_a$  северной части Русской платформы, увязанные по уровню поля с абсолютными определениями ГМС, а также вычислены глубины залегания и интенсивности намагничивания пород фундамента.

Расчеты глубин до магнитных масс проводились непосредственно по первичным магнитограммам  $\Delta T_a$ , общее количество которых приближается к 4000. Совместно с данными бурения и другими геолого-геофизическими материалами они были использованы для составления карты строения поверхности фундамента севера Русской платформы. При этом потребовался более углубленный анализ вычисления глубин до магнитных масс и разработка методики их применения при построении изогипс поверхности фундамента.

Данные вычислений интенсивности намагничивания пород фундамента (около 3000) позволили судить в косвенной форме об их вещественном составе.

В течение последних лет результаты этой аэромагнитной съемки, а также аналогичных съемок ВНИИГеофизики в центральных и восточных районах платформы, и материалы гравиметрических съемок были широко использованы и геологически интерпретированы Э. Э. Фотиади (1958) при составлении новых тектонических схем Русской платформы, отражающих строение ее фундамента. Кроме того, аэромагнитные данные (1954 г.) наряду с материалами бурения и гравиметрии были положены в основу ряда схем тектоники северо-востока Русской платформы, построенных А. Я. Кремсом, М. В. Касьяновым, В. А. Левченко, О. А. Солнцевым, О. А. Калининой, Р. А. Гафаровым, Э. Э. Фотиади (1958), В. С. Журавлевым и Р. А. Гафаровым (1959<sub>1</sub>, 1959<sub>2</sub>), а также структурных схем фундамента северной части Волго-Уральской области (Фотиади, 1958; Гафаров, 1959).

За последние годы аэромагнитной съемкой покрыта также территория Кольского полуострова и Карелии (Западный геофизический трест, 1957—1959 гг.), после чего стало возможным более обоснованно экстраполировать данные о геологическом строении Балтийского щита на закрытую осадочным чехлом часть Русской платформы. Для решения этой проблемы и предпринята настоящая работа, потребовавшая также разработки методики изучения строения фундамента. Для этой цели было необходимо детально изучить региональную геофизическую характеристику докембрия восточной части Балтийского щита, Тимана и рифея Урала. Эта работа послужила методической основой изучения фундамента севера Русской платформы под осадочным чехлом. Кроме того, летом 1959 г. автор участвовал, совместно с В. С. Журавлевым и В. А. Дедеевым, в полевых исследованиях на Тимане, давших новые

важные материалы о тектонике и структурно-фациальной зональности метаморфических сланцев Тиманского рифея.

Как известно, в исследовании тектоники фундамента платформ различают две основные задачи (Косыгин, 1958) — изучение его внутренней структуры и выяснение строения поверхности фундамента или его рельефа, определяющего в значительной мере структуру и мощность платформенного чехла. Эти задачи взаимосвязаны, и правильное решение всей проблемы исследования тектоники фундамента зависит от их совместного изучения.

Методика изучения строения фундамента под осадочным чехлом заключалась в сопоставлении гравитационных и магнитных полей с геологическими картами восточной части Балтийского щита, Тимана и докембрия Урала и в экстраполяции установленных закономерностей в пределы платформенной плиты; в использовании имеющихся материалов опорного и глубокого бурения; в сопоставлении и комплексном истолковании гравитационных и магнитных аномалий; в проведении массовых вычислений глубины залегания магнитных пород фундамента и интенсивности их намагничения.

В процессе настоящей работы был проведен детальный структурно-морфологический анализ региональных гравитационного и магнитного полей севера Русской платформы, коррелирующихся с системами аномалий Балтийского щита и Тимана. При этом в ходе анализа характера магнитного поля, наряду с картами изолиний, широко использовались карты графиков  $\Delta T$ , при помощи которых прослеживались локальные осложнения и аномалии малой интенсивности, часто связанные с региональными особенностями геологического строения. Изучение региональной геофизической характеристики выходов складчатого докембрия привело к систематизации типов магнитных полей в зависимости от возраста и характера тектонических структур раннего докембрия.

Сопоставление закартированных разломов с соответствующими им локальными максимумами и минимумами и зонами значительных градиентов позволило разработать методику выделения погребенных разломов фундамента на основании геофизических и геологических данных.

В ходе работы, кроме составленных нами карт магнитного поля и схем строения фундамента и результатов личных наблюдений, использовано значительное количество геологических и геофизических материалов по северной части Русской платформы (включая материалы 1959 г. и частично 1960 г.).

Таким образом, настоящая работа представляет прежде всего сводку результатов региональных геофизических исследований севера Русской платформы на основании данных по геологии докембрия Балтийского щита, Тимана и Урала. Такое сопоставление позволило составить схемы внутреннего строения фундамента и строения поверхности складчатого основания Русской платформы, которые могут быть полезны для геологического истолкования геофизических исследований, проводимых в настоящее время во многих районах обширной территории севера Русской платформы.

Предлагаемая работа выполнена в 1957—1962 гг. в отделах региональной и общей тектоники Геологического института АН СССР.

Автором были учтены ценные советы и критические замечания Ю. А. Косыгина, П. Н. Кропоткина, Н. П. Хераскова, Ю. М. Пущаровского, В. С. Журавлева, А. С. Перфильева, за что автор выражает им большую признательность.

Очень многим автор обязан покойному Н. С. Шатскому, поставившему ряд проблем тектоники севера Русской платформы. К решению этих проблем автор и стремился приблизиться в своей работе.

## Глава I

### КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ И ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Изучение строения, возраста и состава докембрийского фундамента Русской платформы имеет длительную и сложную историю.

На ранних этапах изучения платформы высказывались лишь общие соображения о строении ее фундамента, основанные на данных о мощности и структуре осадочного чехла. В связи с этим рассмотрение истории изучения фундамента платформы неотделимо от истории познания ее геологии.

Лишь по мере развития глубокого бурения и геофизических исследований на Русской платформе, а также успехов в познании геологии докембрия щитов появилась возможность более углубленного подхода к изучению фундамента, скрытого под осадочным чехлом.

В истории изучения геологического строения севера Русской платформы намечается несколько этапов развития геологических и геофизических работ и их обобщения. Каждый из них характеризуется все более широким территориальным охватом и возрастающей детальностью геологических и геофизических исследований.

Ниже излагаются наиболее важные исследования, которые привели к новым принципиальным выводам о тектонике севера Русской платформы; изученность смежных районов платформы затрагивается лишь в общем виде. Почти не рассматривается также история изучения геологии докембрия Балтийского щита, восточная часть которого входит в пределы рассматриваемой территории. Более подробно характеризуются результаты опорного и глубокого разведочного бурения, а также данные геофизических работ.

Первый этап исследований — 1886—1922 гг. — связан с именами А. П. Карпинского, Ф. Н. Чернышева, А. А. Чернова и В. А. Варсанюфьевой.

А. П. Карпинский (1887, 1894, 1919) был первым исследователем геологии всей Русской платформы. Еще в 1886 г. в классической работе «Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды» он впервые высказал предположение о том, что складчатые докембрийские образования, подстилающие кембрийские осадочные отложения Прибалтики, распространены под чехлом осадочных пород на всей территории Восточно-Европейской равнины, вплоть до Тимана и Урала.

В 1915 г. А. П. Карпинский выделил дислокации Тимана из системы складок Урала и объединил его фундамент с докембрийскими массивами

более западных и южных частей платформы. В дальнейшем А. П. Карпинский (1919) дал первую схему простираний докембрийских образований Восточной Европы. Он соединил плавными кривыми северо-западные простирания протерозойской системы складок (карелид) Балтийского щита с север-северо-восточными простираниями докембрийских пород Азово-Подольского щита и получил ряд огромных дуг, обращенных выпуклостью на восток.

В этот ранний период изучения геологии Русской платформы Ф. Н. Чернышевым (1902, 1915) впервые были установлены основные черты строения Тимана. В течение многолетних полевых исследований на Тимане Ф. Н. Чернышев собрал и обобщил большой описательный материал по геологии ранее почти не изученных областей, который послужил в дальнейшем основой построений А. П. Карпинского, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, Г. Штилле, С. Бубнова, У. Хольтедаля и др.

Исследование Тимана было продолжено А. А. Черновым и В. А. Варсанофьевой (1922). В. А. Варсанофьева впервые указала на то, что Тиман можно рассматривать как позднепротерозойскую геосинклиналь.

Второй этап изучения структуры Русской платформы начинается с исследований А. Д. Архангельского (1923), в которых впервые широко используются все имевшиеся к тому времени геофизические данные (простирание гравитационных и магнитных аномалий).

А. Д. Архангельский в своих ранних работах всецело принимал и развивал выводы А. П. Карпинского о строении фундамента Русской платформы. С 1923 по 1937 г. Архангельский последовательно излагает свои представления о тектонике Русской платформы в многочисленных работах, впервые используя данные магнитной и гравитационной съемок для анализа внутренней структуры фундамента.

Особо должна быть отмечена классическая работа А. Д. Архангельского «Введение в изучение геологии Европейской России», опубликованная в 1923 г. Она не потеряла значения и до настоящего времени. Основные выводы Архангельского о тектонике Русской платформы сводятся к следующему: 1) территория платформы в целом сложена гнейсовым докембрийским фундаментом и покрывающим его чехлом осадочных почти горизонтально лежащих образований; 2) гнейсовое основание платформы разбито на ряд крупнейших горстов, из которых типичным является, например, Балтийский щит, и впадин, разделенных крупными разломами; 3) впадины характеризуются преобладающим погружением фундамента, горсты — его поднятием; 4) впадины осложнены структурами второго порядка — валами; 5) валы образовались в ослабленных зонах платформы под влиянием тангенциальных движений платформы и окраинных складчатых зон.

В частности, А. Д. Архангельский первым установил платформенную природу палеозойской структуры Тимана, в основании которого лежат складчатые метаморфические образования.

В начале 30-х годов начинается новый важный период развития геофизических работ в стране, которые стали с этого времени проводиться по единому плану. В 1932 г. было издано постановление Совета Труда и Оборона о порядке производства гравиметрической съемки в СССР со средней плотностью один пункт на 1000 км<sup>2</sup>. Уже в 1936 г. была закончена общая съемка Европейской части СССР к югу от параллели 58°, а в последующие годы были сняты и более северные районы. Результаты съемок и геологическое значение аномалий силы тяжести представлены А. Д. Архангельским совместно с А. А. Михайловым, В. В. Федыным и Е. Н. Люстихом (Архангельский и др., 1937<sub>1</sub>) в обобщающей работе. В этот же период (1931—1937 гг.) осуществлялась генеральная магнитная съемка на территории СССР.

В пределах Европейской части СССР в этот период было выполнено около 8000 пунктов абсолютных измерений, распределенных в виде сплошной сети со средним расстоянием между пунктами в 20 км. Кроме того, на большей части ее территории производились дополнительные относительные измерения вертикальной составляющей магнитного поля по ряду маршрутов между пунктами абсолютных измерений через каждые 2 км. Однако в труднодоступных районах севера Русской платформы выполнялась лишь маршрутная съемка по редким основным проезжим дорогам и рекам с расстоянием между точками наблюдений в 20 км. Вследствие этого многие районы севера остались совершенно не изученными магнитными съемками.

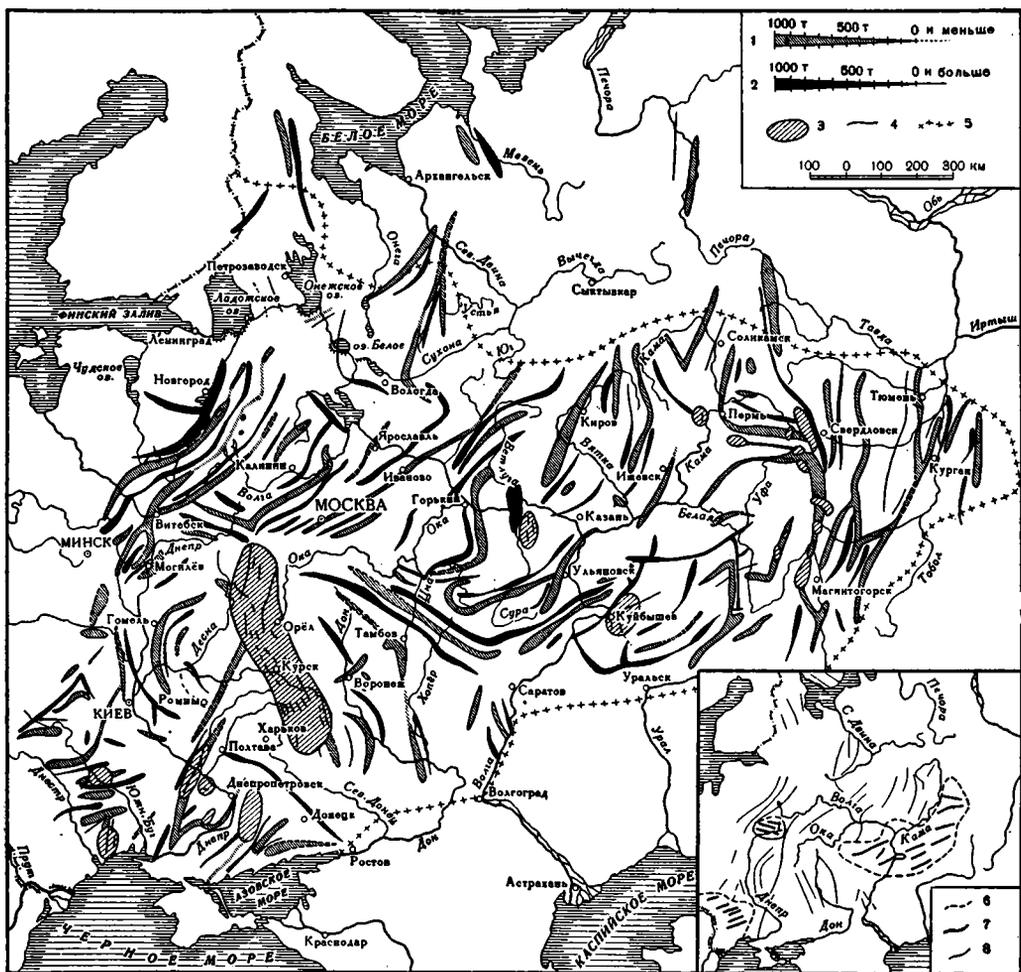
В это же время А. Д. Архангельским совместно с В. В. Колюбакиным и Н. В. Розе была опубликована работа (Архангельский и др., 1937<sub>3</sub>), в которой изложена методика применения анализа магнитных аномалий для выяснения основных черт строения складчатого основания, погребенного под мощным осадочным чехлом. На схеме В. В. Колюбакина и А. И. Падеревской (фиг. 1), положенной в основу выводов А. Д. Архангельского, аномалии изображены в виде длинных вытянутых осей. Ширина осей на этой схеме отображает интенсивность аномалий, которые также разделены по знаку на положительные и отрицательные.

Анализируя схему магнитных аномалий Русской платформы (фиг. 1), А. Д. Архангельский установил, что «полосы аномалий располагаются не беспорядочно, но образуют некоторую достаточно закономерно построенную систему».

Аномальные полосы магнитного поля, выявленные в то время съемкой (в районах к востоку от меридиана 36°), выделены А. Д. Архангельским в две основные обширные системы. Первая из них, Окско-Уфимская, характеризуется по этой схеме почти широтным простираем аномальных полос и протягивается от Уфимского плато до р. Оки на западе. Вторая система аномальных полос тесно связана с системой аномалий западной части платформы. К северу от Окско-Уфимского района аномальные полосы имеют меридиональное простираем, но при приближении к последнему они отклоняются к западу. У западной окраины Окско-Уфимской системы оси всей группы аномалий субмеридионального простираем отклоняются на юго-запад и, таким образом, обтекают и обходят область развития широтных аномалий. На востоке Окско-Уфимская система срезается почти под прямым углом меридиональными полосами Уральской системы.

Сопоставляя простираем докембрийских пород с ориентировкой магнитных аномалий в Карелии, на Курской магнитной аномалии, Урале и в других районах, А. Д. Архангельский пришел к выводу, что общее направление полос аномалий на схеме осей отображает простираем пород, слагающих докембрийский фундамент платформы, и что изучение аномалий дает возможность расшифровать внутреннюю структуру складчатого основания. В результате тектонического анализа магнитных и гравитационных съемок А. Д. Архангельский сделал важный вывод: в закрытой части фундамент платформы так же неоднороден, как и на Балтийском щите, и состоит из элементов различного возраста. Древнейшим из них, по А. Д. Архангельскому, является огромная Окско-Уфимская глыба, в которой складчатость имеет почти широтное простираем, соответствующее общему простираем свонийских пород Финляндии. Всю остальную часть платформы с субмеридиональными магнитными аномалиями он относил к докембрийским складчатым сооружениям карельского возраста.

В 1932—1935 гг. Н. С. Шатский пришел к новому выводу: что в пределах северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы (на Тимане) в ее фундаменте развиты складчатые сооружения позднего



Фиг. 1. Схема магнитных аномалий Европейской части СССР (на 1935 г.). Составили А. Д. Архангельский, В. В. Колюбакин и А. И. Падеревская, 1937 г.

1 — положительные аномалии; 2 — отрицательные аномалии; 3 — область распространения крупных аномалий; 4 — простираение крупных аномалий; 5 — граница сплошной магнитной съемки на 1935 г.; 6 — граница древнейших глыб; 7 — простираение древнейшей складчатости; 8 — простираение молодой докембрийской складчатости

докембрия или начала древнего палеозоя, которые прослеживаются на Тимане, п-ове Канине и протягиваются далее к Варангер-фиорду. Поэтому по возрасту основания складчатости Н. С. Шатский (1935) отделял Тиман от Урала и от структур фундамента платформы. В этом отношении его выводы вполне совпадали с взглядами, высказанными в то время У. Хольтедалем и А. А. Полкановым. Далее в этой же работе Шатский указал впервые, что многие структурные особенности Тимана зависят от особенностей его кристаллического основания, более молодого по сравнению с фундаментом внутренних районов платформы, поэтому нет оснований относить Тиман к валам платформы.

В 1937 г. Шатский в работе «О тектонике Восточноевропейской платформы» на основании структурного анализа платформы показал, что Московская синеклиза является самостоятельным и своеобразным структурным элементом этой платформы. Н. С. Шатский отметил, что происхождение валов платформы более правильно связывать не с движениями

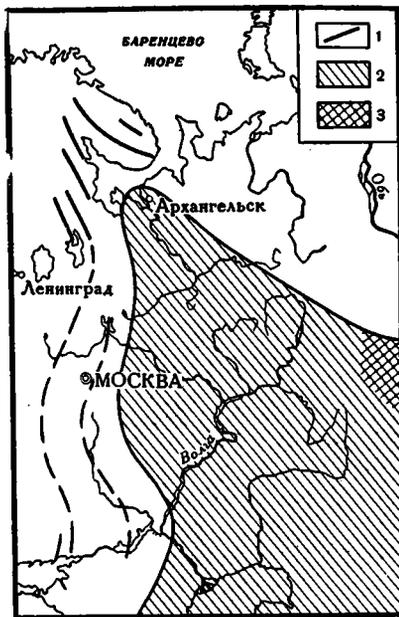
Урала, а с характером колебаний самой платформы, как это было сделано А. П. Карпинским в 1894 г.

В 1938 г. М. М. Тетяев в работе «Геотектоника СССР» дал новую схему карельской структуры, согласно которой он отнес большую часть Восточной Европы к докарельской платформе, окруженной с юго-запада и северо-востока карельскими геосинклинальными складчатыми системами (фиг. 2).

В эти же годы среди геологов начали распространяться представления о древнепалеозойском возрасте складчатости фундамента платформы. В 1939—1940 гг. это воззрение на строение платформы было подробно разработано А. Д. Архангельским (1940). Одновременно он дал совершенно иное геологическое истолкование карте магнитных аномалий В. В. Коллюбакина и А. Н. Падеревской (Архангельский и др., 1937з). А. Д. Архангельский отказался от своего взгляда о существовании архейской Окско-Уфимской глыбы и пришел к заключению, что складчатый фундамент Восточно-Русской впадины вместе с Подмосковной котловиной сложен складчатыми сооружениями древнепалеозойского возраста, названными им, по предложению Е. В. Милановского, Тимано-Волгидами. Этот вывод Архангельского основывался на отнесении складчатости Тимана к каледонскому циклу и на его представлениях о непосредственной связи Тимана с валлообразными структурами Восточно-Русской впадины, которые он считал унаследованными от складок каледонид основания.

Н. С. Шатский в 1940 г. показал несостоятельность этих представлений. Концепции А. Д. Архангельского о Тимано-Волгидах противоречили данные глубоких скважин, вскрывших породы фундамента, представленные гнейсами архея. Н. С. Шатский отметил также, что метаморфические сланцы Тимана являются докембрийскими образованиями; они перекрыты силурийскими отложениями, которые имеют все черты типичных платформенных формаций. К выводу о докембрийском возрасте сланцев Тимана он пришел также и на основании анализа структурных связей Тимана с гиперборидами, с одной стороны, и с рифейскими отложениями Урала — с другой.

Помимо исследований, посвященных тектонике всей Русской платформы в целом, в 1939—1940 гг. было опубликовано несколько важных работ с описанием тектоники ее отдельных частей. Дальнейшее развитие к этому времени получили геофизические работы, особенно широко проводившиеся в Волго-Уральской области. Магнитные съемки на обширных пространствах Кировской и Пермской областей, а также Марийской, Удмуртской, Татарской и Башкирской АССР проводились в течение 1938—1939 гг. В. П. Орловым, Д. С. Миковым, Б. С. Максимовым, А. Я. Ярошем и др. По результатам этих съемок удалось составить сравнительно точные карты магнитного поля названных областей.



Фиг. 2. Схемы структуры Карельского комплекса. Составил М. М. Тетяев, 1938 г.

1 — Карельская складчатая структура с линиями складок; 2 — Карельская платформа; 3 — проявление субгеосинклинального режима в Карельской платформе

Гравиметрические маятниковые съемки проводились в это время в Волго-Уральской области для уточнения положения структурных форм осадочного чехла В. В. Федынским в Пермской области, В. В. Итьс — вдоль железной дороги Пермь — Киров, Д. Ф. Уманцевым — в Пермском Прикамье, а также Р. Ф. Володарским и многими другими.

Новые магнитные и гравитационные съемки в восточной части платформы и новые методы анализа их результатов обеспечили продолжение начатых А. Д. Архангельским исследований с еще большим успехом. Данные геологических съемок, бурения и геофизические данные послужили основой для ряда обобщающих работ. Так, В. И. Носаль, Ю. А. Притула и А. А. Трофимук (1939) составили тектоническую карту Волго-Уральской области, на которой уже были показаны почти все положительные структуры второго порядка, оконтуренные в настоящее время по пермским отложениям (кроме Елабужско-Ижевского вала). Однако структуры I порядка на платформе этими исследователями еще не выделялись. Граница Русской платформы и Предуральского краевого прогиба проводилась ими западнее, чем в настоящее время.

Примерно в это же время А. А. Борисов и О. П. Грацианова (1939) составили первую сводную схематическую структурную карту Волго-Уральской области по кровле карбона с использованием всех имевшихся данных глубокого бурения и геофизики. Они впервые выделили Верхне-Камскую и Бирскую впадины и указали на возможность несоответствия в условиях залегания различных горизонтов.

В рассматриваемый период изучения Волго-Уральской области была детально закартирована большая часть структур II и III порядка в платформенном чехле. Таким образом, исследования, проведенные в Волго-Уральской области за период с 1929 по 1941 г., послужили основой для составления достаточно детальной карты тектоники Волго-Уральской области (по пермским отложениям), а также позволили выявить большое количество новых структур. Тем самым была создана научная основа для поисков и разведки нефтяных месторождений.

В других районах северной части Русской платформы геологические и геофизические исследования проводились в гораздо меньшем объеме, но и здесь можно отметить отдельные крупные достижения.

В период 1936—1938 гг. были получены первые правильные представления о мощностях пермских и каменноугольных отложений в отдельных районах северной части платформы.

До Великой Отечественной войны на всем обширном пространстве севера Русской платформы (между Балтийским щитом и Тиманом) было пробурено всего около десятка сравнительно глубоких скважин. Наряду с данными геологических съемок они послужили основой для геологических сводок по этой территории.

Так, в 1940 г. Е. М. Люткевич сделал обзор последних данных по тектонике севера платформы между Балтийским щитом и Тиманом и составил новую его структурную схему, на которой нашли отражение большинство известных в настоящее время валообразных структур (Сухонский, Вятский, Сыольский валы, Сереговские дислокации и др.). Сравнительно подробно для того времени он рассматривает строение северной части Московской синеклизы, названной им Главным прогибом платформы или Мезенской синеклизой. Следует отметить, что эта работа содержит ряд неверных положений о существовании линейной складчатости на Русской платформе и проявлении герцинской складчатости на Тимане.

В этот период в бассейне р. Сухоны проводят магнитную съемку Д. П. Клементов, Ю. С. Басов и др. с целью выяснения направления тектонических линий Сухонского вала. На магнитной карте, составленной по результатам съемки, ими было отмечено пять зон чередующихся

максимумов и минимумов северо-восточного простираения до меридионального на севере.

В течение 1938—1940 гг. в Ухто-Печорской области ведут магнитные съемки М. В. Шляхтин, Н. В. Адам, С. Н. Крюков, Д. А. Терешко, Б. И. Максимов и др. Основная цель их — выявление характера аномалий над известными геологическими структурами и возможность использования магниторазведки для поисков последних. Одновременно изучаются магнитные свойства пород.

В эти же годы в Ухто-Печорской области выполнялись маятниковые съемки по редкой сети маршрутов. По результатам съемок составлены карты аномалий силы тяжести.

К важным научным достижениям этого периода следует отнести составленную Н. Н. Тихоновичем (1941) тектоническую схему Тимана и Печорской депрессии, которая представляла собой итог многолетних исследований ухтинских геологов под его руководством.

Некоторые успехи были достигнуты в изучении геологии Среднего Тимана, где в течение ряда лет проводил исследования А. А. Малахов (1940). Он разработал стратиграфию и тектонику палеозоя Тимана. Однако тектонические представления А. А. Малахова о складчатой природе палеозойских структур Тимана ошибочны.

В период Великой Отечественной войны объем поискового и разведочного бурения, геологических съемок и геофизических работ в пределах севера и востока Русской платформы значительно увеличился, началась разведка новых районов Волго-Уральской и Тимано-Печорской областей и более глубоких горизонтов девонских отложений.

На севере платформы за период войны 1941—1945 гг. и вплоть до 1947 г. все геологосъемочные работы были сосредоточены в Коми АССР, в Ухтинском и Верхне-Ижемском районах, а также в Усть-Куломском районе юго-западного Притиманья, на структуре Елмач-Парма. Разведочные работы увенчались успехом в 1943 г., когда из скважины на Вой-Вожской структуре ударил газовый фонтан. В 1945 г. скважина, заложенная по данным электроразведки на Нибельской структуре, также вскрыла газовую залежь.

Большой интерес представляли работы Кельтменской экспедиции под руководством Н. Н. Ростовцева, которые проводились с 1940 по 1947 г. По данным бурения, здесь устанавливается значительное количество нефтеносных пластов в казанских и кунгурских отложениях. Н. Н. Ростовцевым (1948<sub>2</sub>) разрабатывается для этого района стратиграфический разрез от франского яруса верхнего девона до татарского яруса верхней перми. По результатам исследований в этой части юго-западного Притиманья установлено 29 структур, которые группируются в Кельтменский вал, выделенный Н. Н. Ростовцевым (1948<sub>1</sub>). Буровыми и геофизическими работами этот вал прослежен на расстоянии около 150 км; наиболее крупной в его составе является структура Елмач-Парма.

В годы Великой Отечественной войны геофизические исследования были сосредоточены на востоке Европейской части СССР, где проводились интенсивные работы по поискам и разведке нефтяных и газовых месторождений между Волгой и Уралом. Основное значение имели геофизические работы в Волго-Уральской области.

В северных районах Русской платформы (в области Московской синеклизы) магнитные съемки в этот период проводились в районе Солигаличской структуры; с целью поисков структур съемки осуществлялись в районе Любима, Буя и др. Крупные электроразведочные работы проведены в годы войны в юго-западном Притиманье, в Усть-Куломском районе, где получен важный материал для постановки бурения и геологического картирования.

В 1942 г. В. И. Арестом была составлена сводная карта аномалий силы тяжести Тимано-Печорской области и Урала, основанная на результатах маятниковой и вариометрических съемок. В то же время был выполнен региональный вариометрический профиль  $\Delta g$ , на котором ярко отразились структуры Тимана, Ижма-Печорской депрессии и Печорской гряды.

В целом в результате исследований в годы войны получен обширный фактический материал по геологии Волго-Уральской и Тимано-Печорской областей, что позволило выявить характер структур по глубоким горизонтам осадочной толщи. Однако значительных обобщающих работ в рассматриваемый период не проводилось.

Крупные сводные обобщения по тектонике Русской платформы, основанные на новом материале, появляются с 1944 г. Эти работы знаменуют новый период изучения тектоники Русской платформы: исследуются структуры и по глубоким горизонтам, анализируется характер и история тектонических движений, применяются новые методы исследований, в том числе широко используются геофизические данные.

В 1945 г. была опубликована обобщающая работы Н. С. Шатского по тектонике Волго-Уральской области и западного склона Урала, которая представляла собой итог многолетних исследований автора. В этой монографии Н. С. Шатский разработал терминологию и классификацию тектонических структур Русской платформы. К главным структурам он отнес обширные плоские поднятия и опускания, антеклизы и синеклизы, а также краевые прогибы. К структурам II порядка относятся нарушения, которые Н. С. Шатский (1945) назвал плакантиклиналями и плакосинклиналями, а также усложняющие их локальные купола. Наконец, к структурам III порядка он отнес мелкие нарушения, усложняющие все вышеуказанные типы структур — тектонические трещины, разломы типа сбросов и взбросов, грабенов и др. Перечисленные структурные формы различаются, таким образом, по размерам. Н. С. Шатский показал тесную связь всех типов деформаций платформы, в основе которых лежат диагональная и ортогональная системы разломов. В упомянутой работе он дал обзор истории развития общей структуры Волго-Уральской области для каледонского, герцинского и альпийского этапов развития.

Структурный анализ привел Н. С. Шатского к открытию Волго-Уральского свода и к выводам о его происхождении. Новыми явились также представления автора о природе Каратауского комплекса и Уфимского плато, как о поперечном поднятии, которое захватывает не только Предуралье, но и Уральский кряж.

Примерно в это же время была опубликована работа В. В. Белоусова «Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР» (1944), в которой он впервые широко использовал анализ фаций и мощностей и показал большое значение анализа мощностей для выявления древних структур и истории тектонических движений. Однако в работе имеется ряд ошибочных выводов. Карты фаций и мощностей весьма неточны и составлены для слишком значительных отрезков времени. Критический разбор этих карт приводится в работе Р. М. Пистрака (1950).

Важные исследования тектоники Тимана и нефтеносных структур выполнены в 1944—1947 гг. Н. Н. Тихоновичем, А. Н. Розановым, А. Я. Кремсом.

На Среднем Тимане с 1940—1948 г. проводила геологическую съемку Четласского Камня Э. А. Кальберг (1948). Она разработала схему стратиграфии метаморфических сланцев этого района, а также установила основные черты их складчатой тектоники.

В 1945 г. публикуется работа П. Е. Оффмана «Основные черты

структуры Среднего Тимана», в которой автор, на основании полевых исследований в нижнем течении рек Ухты и Доманика, в верховьях р. Ижмы, на отдельных участках по рекам Седью и Нямедь и на Ярегском месторождении, высказывает новые взгляды на тектонику и историю формирования Тимана и относит его к типичным платформенным образованиям. П. Е. Оффман отмечает, что Тиман состоит из двух структурных ярусов, из которых нижний, образующий фундамент Тимана, сложен жесткими толщами метаморфических пород, а верхний представлен чехлом осадочных отложений палеозоя. Среди дислокаций Тимана П. Е. Оффман различает коробчатые и ступенчатые поднятия и впадины, мелкие купола и разнообразные трещины (перечислены в порядке соподчинения). В целом Тиман, с точки зрения этого исследователя, — очень пологий вал, вытянутый в северо-западном направлении и разделяющий собой две плоские синеклизы — Печорскую и Московскую (ее северо-восточное окончание).

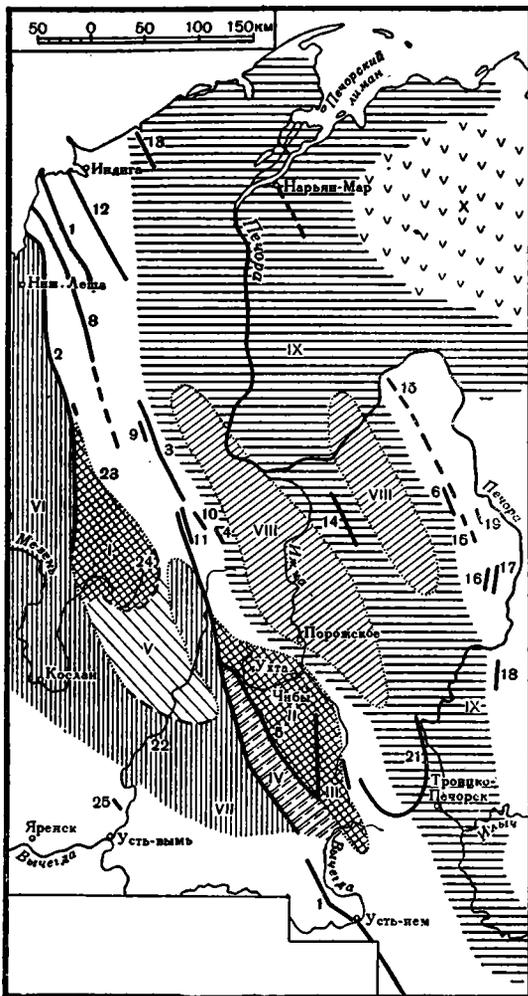
П. Е. Оффман отмечает также, что в пределах Среднего Тимана в верхнем структурном ярусе нет никаких признаков горизонтальных перемещений слоев, вызванных складкообразованием. Ступенчатое расположение полого лежащих пластов палеозоя указывает на наличие вертикальных перемещений, приведших к образованию в фундаменте горстов и грабенов, а в верхнем структурном ярусе — сглаженных коробчатых и ступенчатых форм, ограниченных флексурами и моноклиналями.

Факты пологого залегания палеозойских пород осадочного чехла Оффман распространил и на породы сланцевого фундамента и тем самым вступил в резкие противоречия с данными других исследователей о складчатой природе метаморфического основания Тимана. Критика этих взглядов Оффмана содержится в работах Н. Н. Тихоновича (1946), А. Н. Розанова (1947), А. Я. Кремса (1948) и других исследователей. Вместе с тем, выводы Оффмана о платформенной природе структур осадочного чехла Тимана правильны. Взгляды Оффмана на тектонику Тиманского кряжа были развиты им в ряде последующих работ (1946, 1949).

В 1946 г. П. Е. Оффман пишет о происхождении валов восточной части Русской платформы в связи с исследованиями на Среднем Тимане, где им было проведено пересечение по р. Печорской Пижме (в северной части Четласского Камня). Целью этого маршрута было непосредственное наблюдение соотношения основания и покрова в строении типичного вала, каким, с его точки зрения, является Тиман. П. Е. Оффман приходит к выводу, что тектонику Тимана определяют широкие ступени, сложенные горизонтально или очень полого лежащими отложениями докембрия и верхнего палеозоя. Второй не менее важный элемент структуры Тимана — сочленения ступеней, которые представляют собой в фундаменте весьма крутые флексуры, рассеченные параллельными сбросами северо-западного направления.

Вулканогенные образования девона на Тимане делят северо-восток Русской платформы на две синеклизы — Печорскую и Московскую (расположенные на различных гипсометрических уровнях) и фиксируют зону грандиозного разрыва в теле платформы. Следует отметить, что благодаря идее о существовании глубинных разломов вдоль Тимана последующие исследователи обратили внимание на значительную роль дизъюнктивных нарушений в формировании структур осадочного чехла.

Тогда же П. Е. Оффман сделал ряд общих выводов о генезисе валов. По его мнению, тектоническая структура Тимана по своим основным признакам (морфологическим и генетическим) не отличается от структуры Камского, Самарского и Доно-Медведицкого валов. Однако при этом Оффман не учитывал ни различия в истории развития



Фиг. 3. Тектоническая схема Тимана и Печорской депрессии. Составил Н. Н. Тихонович, 1941 г.

Цифры на карте:

- 1 — основные тиманские разломы; 2 — Мезенский сброс; 3 — Мысльский сброс; 4 — Нерицкая флексура; 5 — ухтинские сбросы; 6 — Большекожвенский сброс; 7 — Елвинская флексура; 8 — Косминская гряда; 9 — Номбургская складка; 10 — Верховский купол; 11 — Новожиловский купол; 12 — Чайцынский камень и Каменноугольная гряда; 13 — песчанско-седухинские поднятия; 14 — Себежская складка; 15 — Большекожвенская гряда; 16 — Западно-оплесская складка; 17 — Воя-соплесская складка; 18 — Миш-парма; 19 — Худо-нольская складка; 20 — Нырбская гряда; 21 — Верхнеижемские боковые купола; 22 — Вислянские купола; 23 — Центральный антиклинал Среднего Тимана; 24 — предполагаемый Южно-Четласский сброс; 25 — Сереговский купол

I — Четласский горст; II — Ухтинский горст; III — Верхнеижемский антиклинал; IV — Ухтинский грабен; V — Вымско-Обдырская периклиналь; VI — Мезенская депрессия; VII — Вымская депрессия; VIII — глубокие впадины Печорской депрессии; IX — Печорская депрессия; X — Большеземельский погребенный массив

названных структур, ни их масштаба. Морфология дислокаций Тимана и распространение фаций определяются, по Оффману, неравномерными вертикальными движениями, в результате которых образовалась мозаика ступенчатых и коробчатых форм. Эти выводы Оффмана могут быть использованы, по нашему мнению, с некоторыми оговорками при объяснении формирования структур осадочного чехла Тимана.

В 1946 г. выходит работа Н. Н. Тихоновича «О структуре Тиманского кряжа», в которой критически рассматриваются взгляды ряда исследователей на тектонику Тимана и предлагается новая оригинальная тектоническая схема Тимана и Печорской депрессии (фиг. 3). Эта работа содержит ряд важных фактических данных по геологии Тимана и до сих пор не потеряла своего значения. По результатам многолетних исследований большого коллектива геологов Тихонович пришел к выводу, что Тиман представляет собой складчатое сооружение докембрийского или раннепалеозойского времени, развитие которого в герцинскую эпоху было связано с движениями Уральской геосинклинали. Таким образом, представления Н. Н. Тихоновича (1946) о тектонике Тимана близки к взглядам Н. С. Шатского (1935).

В тектоническом развитии Тимана Н. Н. Тихонович различает три основных этапа: а) геосинклиальный — в конце протерозоя или в начале палеозоя, б) субгеосинклиальный с начала силура до триаса и в) платформенный — с начала мезозоя до настоящего времени.

Им подробно описаны дислокации сланцевого фундамента Тимана и подчеркнута роль складчатости в формировании его структуры. По мнению Тихоновича, «генетическую зависимость тиманских структур от движений и структурных форм сланцевого фундамента надо считать вполне доказанной». Он критикует взгляды П. Е. Оффмана (1945) об отсутствии пликвативных дислокаций на Тимане и указывает, что в метаморфических сланцах складчатость проявляется весьма интенсивно, наряду с развитием дизъюнктивных нарушений. Вместе с тем, анализируя схему тектоники А. А. Малахова (1940), Н. Н. Тихонович показывает, что недостаточно глубокий и поверхностный анализ структурных форм Тимана привел этого исследователя к выделению древней складчатости северо-восточного простираения, переработанной затем северо-западными дислокациями, и к утверждению о проявлении складчатости в палеозойских отложениях.

Н. Н. Тихонович (1946) высказывает ряд соображений о структуре Печорской депрессии, фундаментом которой, по его мнению, являются складчатые сооружения докембрийского и нижнепалеозойского возраста, ориентированные в северо-западном направлении. Вместе с тем он намечает, согласно предположению А. П. Карпинского, в центральной части Большеземельской тундры погребенный массив, который облекался складками гряды Чернышева, Урала и Пай-Хоя. Н. Н. Тихонович считает, что Большеземельский погребенный массив представляет более устойчивую часть древней тимано-уральской структуры, определившей во время герцинского тектогенеза простираение окружающих ее складок.

Начало формирования Печорской депрессии Тихонович относит к концу нижнего палеозоя; она активно прогибалась и в мезозое. Н. Н. Тихонович высказывает также предположение о существовании погребенных гряд поверхности фундамента внутри Печорской депрессии.

Формирование Тимана, по мнению этого исследователя, происходило в тесной связи с геосинклинальным развитием Урала и сопровождалось образованием складок в палеозое. В соответствии со сказанным Н. Н. Тихонович считает, что Тиман превратился в платформенную область только к началу триаса. Однако этот вывод неверен, так как совершенно очевидно, что уже силурийские отложения Северного Тимана, перекрывающие с угловым несогласием метаморфические сланцы фундамента, имеют все черты типично-платформенных формаций и не могут быть отнесены даже к тем переходным образованиям, которые отлагаются обычно после крупных орогенических движений (Шатский, 1935). Таким образом, дислокации палеозоя и мезозоя на Тимане протекали в платформенных условиях.

В 1947 г. выходит работа А. А. Чернова, посвященная полевым геологическим исследованиям на Северном Тимане в 1937 г. Автор подробно описывает девонские отложения и особенно базальты верхнего девона, которые образовались в результате излияния из трещин северо-северо-западного простираения.

А. А. Чернов детально прослеживает также характер контакта верхнего силура с метаморфическими сланцами. Среди метаморфических сланцев он различает три основных комплекса (снизу вверх): I — толща сланцев с интрузиями кислого и основного состава; II — толща сланцев с кварцевыми и пегматитовыми жилами; III — толща мало измененных метаморфических сланцев.

А. А. Чернов вполне определенно говорит о докембрийском и раннекембрийском возрасте фундамента Тимана. В этом отношении его представления о природе тиманских дислокаций ближе всего совпадают с взглядами Н. С. Шатского (1935). Автор также подчеркивает, что на Тимане нет никаких признаков образования складок в палеозойских

отложениях. Наконец, Чернов отмечает, что Тиман не является ветвью Урала, как его трактуют некоторые геологи (Тетяев, 1938; Наливкин, 1933 и др.), а представляет в своей основе значительно более древнее сооружение, чем Урал.

Представления о геологическом строении Тимана, близкие к взглядам Н. Н. Тихоновича и А. А. Чернова, развивают также в этот период А. Н. Розанов (1944—1949) и А. Я. Кремс (1948).

В ряде рукописных работ А. Н. Розанов (1944—1949) критически рассматривает взгляды М. М. Тетяева, А. А. Малахова, П. Е. Оффмана и др. на тектонику Тимана. Он является основоположником многих современных представлений о строении Печорской депрессии и Тимана.

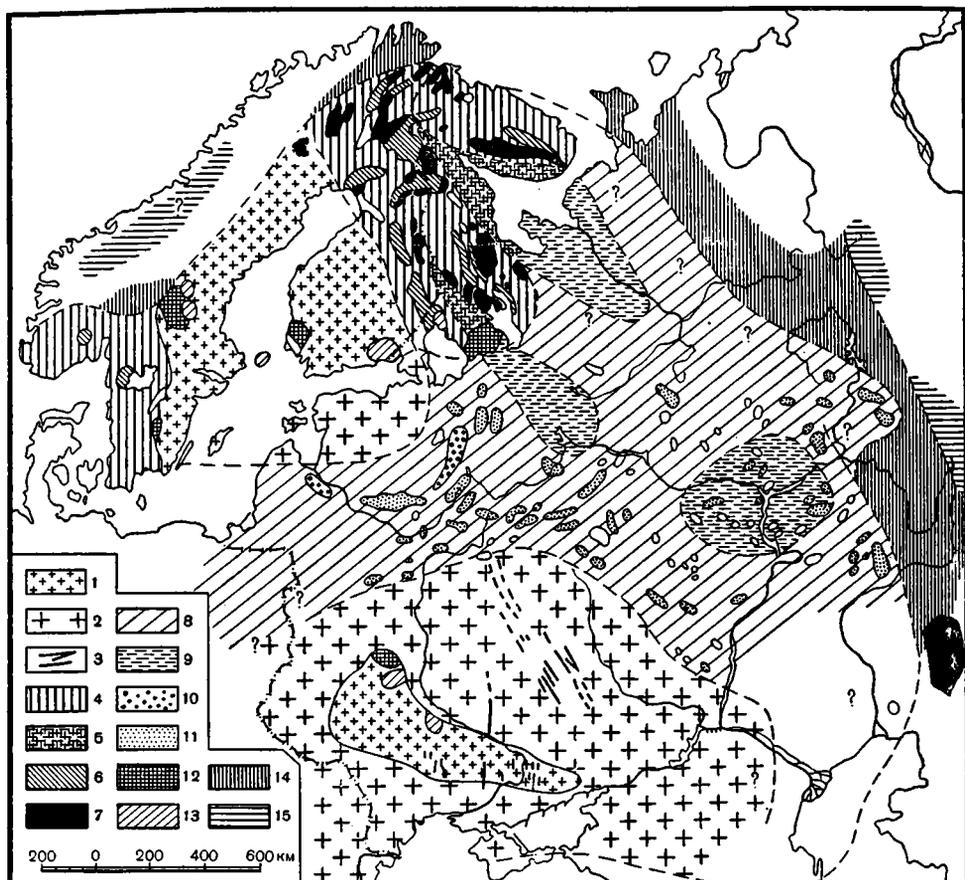
Природа и происхождение платформенных структур Южного Тимана и условия формирования залежей нефти и газа были подробно рассмотрены А. Я. Кремсом (1948), отметившим, что многие особенности структур связаны с повышенной мобильностью рифейского складчатого фундамента.

В 1946 г. выходит работа Н. С. Шатского «Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы», являющаяся первой частью исследования по сравнительной тектонике древних платформ. В работе изложены основные данные о форме Восточно-Европейской платформы, о строении ее складчатого основания, о последовательном развитии платформы как единой крупнейшей тектонической структуры.

В этой работе Шатский впервые описал границы Русской платформы в их структурном выражении. Для нас особенно интересен раздел, в котором рассматривается строение докембрийского складчатого основания платформы. Н. С. Шатский подробно излагает историю и методы изучения фундамента. Он делает вывод, что твердо установленным является положение о докембрийском возрасте основания, которое представляет собой совокупность складчатых систем различного докембрийского возраста. Вся история изучения фундамента платформы, подчеркивает Шатский, показала, что важнейшим методом его исследования в закрытой части является гравиметрия и магнитометрия. Гравитационные и магнитные аномалии в пределах платформы вызываются неоднородностью состава кристаллического фундамента, а не свойствами осадочного чехла.

Н. С. Шатский указал на большое значение метода составления карт аномалий и в этой связи подчеркнул, что следует отказаться от способа изображения магнитных аномалий в виде магнитных осей, как это делали В. В. Колубакин и А. И. Падеревская. Этот метод весьма субъективен, особенно при редкой сети пунктов наблюдений. В результате применения «метода осей» может быть получено настолько детальное и точное изображение структур фундамента и их простираций, какое невозможно дать даже для участков выхода докембрия на основании полевых геологических наблюдений. Такая точность (какая была получена на схеме А. Д. Архангельского) явно не соответствует действительности. Н. С. Шатский подошел к интерпретации магнитных аномалий иначе, изобразив контуры максимумов и заштриховав их в зависимости от интенсивности. Тем самым создается возможность более конкретно судить о природе магнитовозмущающих масс. Учитывая различия систем аномалий Русской платформы по простирацию и интенсивности и сопоставляя и коррелируя их с аномалиями Балтийского щита и Курской магнитной аномалии, автор проследил вдоль зон их стыка границы разновозрастных складчатых систем докембрия.

В результате анализа геологии докембрия щитов платформы и по геофизическим данным Н. С. Шатский приходит к существенно новым представлениям о структуре докембрийского основания платформы



Фиг. 4. Схема строения докембрийского основания Восточно-Европейской платформы.  
Составил Н. С. Шатский, 1946 г.

1 — докембрийские (архейские) массивы, выходящие на поверхность; 2 — докарельские (архейские) массивы, покрытые чехлом; 3 — саксаганиды (железистый кварцит); 4 — аномалии  $Z^a = 10\,000 - 20\,000$   $\gamma$  (магнетитовые кварциты — магнитные хребты курских аномалий) — область карельской складчатости, обнажающаяся на поверхности; 5 — внутрикарельские массивы на поверхности; 6 — выходы осадочного карельского комплекса; 7 — выходы эффузивного карельского комплекса; 8 — область карельской складчатости под осадочным чехлом; 9 — внутрикарельские массивы под осадочными образованиями; 10 — аномалии  $Z^a = 1000 - 2500$   $\gamma$ ; 11 —  $Z^a = 200 - 1000$   $\gamma$ ; 12 — нотийские (овручские) песчаники; 13 — граниты рапакиви; 14 — область распространения рифейской складчатости (тиманиды, спаргамит); 15 — вероятное распространение рифейских формаций типа внутренних частей геосинклинали области

(фиг. 4). В составе ее фундамента он различает четыре системы складчатостей. Наиболее молодая из них, названная им тиманидами, развита на северо-востоке Русской платформы в древних структурах Тимана. Более древней по возрасту и наиболее широко распространенной на платформе является система карелид. Последняя в западной части платформы располагается между двумя карельскими платформенными массивами архея — Украинско-Воронежским на юге и Свекофеннийским на севере. Более древней по сравнению с карелидами является, по мнению автора, система саксаганид. Он специально рассматривает строение Балтийского щита и устанавливает, что развитая здесь складчатая система карелид представляет собой расходящийся к юго-востоку пучок синклиналиев, выполненных осадочно-вулканогенными формациями, которые разделены поднятиями архея. Продолжение этой

виргации в закрытой части платформы Шатский восстанавливает по расположению магнитных аномалий. Следует отметить, что схема внутреннего строения фундамента платформы, составленная Шатским (1946), явилась крупным научным обобщением и в основных своих чертах находит подтверждение в новом геолого-геофизическом материале.

В 1947 г. началось бурение глубоких скважин на территории страны с целью выяснения геологического строения и выявления перспектив нефтегазоносности отдельных ее районов. Это новый этап в познании геологии Русской платформы и особенно ее северной части, весьма слабо изученной бурением.

В совокупности с данными глубокого разведочного бурения и региональных геофизических исследований опорное бурение позволило за сравнительно короткий срок выявить строение осадочного чехла и поверхности фундамента обширнейшей территории востока и севера Русской платформы и открыть ряд новых погребенных поднятий и впадин.

Опорные скважины послужили основой всех региональных геологических и геофизических исследований. На Русской платформе наибольшее количество опорных скважин (29) было сосредоточено в центральных ее районах, где получено много новых данных о стратиграфии и тектонике осадочного чехла и строении поверхности фундамента. В процессе опорного бурения установлено крупное Токмовское поднятие фундамента, уточнены границы южной части Московской синеклизы, а также определены и изучены отложения валдайского и балтийского комплексов.

На севере Русской платформы бурение опорных скважин началось позднее и проводилось в довольно ограниченных размерах, однако результаты его, наряду с данными разведочных и структурных скважин, позволили за сравнительно короткий срок осветить основные черты геологического строения этой обширной территории, о которой ранее имелись только общие представления.

В северной части платформы (между Балтийским щитом и Тиманом) опорные скважины пройдены по профилю Вологда — Солигалич — Шарья — Котельнич и Коноша — Котлас — Яренск.

В области восточного склона Балтийского щита фундамент был вскрыт четырьмя скважинами: опорной скважиной на ст. Коноша (на абс. отм. 781 м) и тремя разведочными скважинами: в Неноксе (на абс. отм. 612 м), в Архангельске (на абс. отм. 511 м) и в Усть-Пинеге (на абс. отм. 818 м).

Ценные результаты получены при бурении в 1950 г. на Сереговских дислокациях, где пройдены пять скважин с наибольшей глубиной в 410 м. В сводовой части структуры пересечен шток соли до глубины 350 м, еще не пройденный полностью.

В 1948 г. в Котельнице заложена опорная скважина, вскрывшая складчатый фундамент на абсолютной отметке — 1781 м. В последующие годы бурятся опорные скважины в Шарье, Котласе, Яренске, Опарино, Кажиме и т. д.

Кроме опорных скважин, на рассматриваемой территории в этот период пробурено около двух десятков разведочных скважин глубиной от 50 до 2000 м. Наиболее глубокими в то время являлись скважины в Елмач-Парме, Бол. Порогах и Коряжме, Побоищах, Нижн. Тойме, а также ранее отмеченные Усть-Пинежская, Архангельская и Ненокская скважины. Неравномерное расположение глубоких скважин и значительные (обычно превышающие 200 км) расстояния между ними привели к тому, что отдельные части севера Русской платформы оказались исследованы с различной детальностью. Крайние северные районы рассматриваемой территории остались почти не изученными бурением.

В 1949 г. началось планомерное изучение глубинного геологического строения Архангельской области и южной части Коми АССР геофизическими методами, которое продолжалось по 1952 г. включительно. Исследования носили маршрутный характер. Был применен широкий комплекс методов сейсморазведки, электроразведки, гравиметрии и магнитометрии.

Одной из основных задач геофизических работ 1949 г. являлось установление местоположения оси Московской синеклизы или главного рва Русской платформы (Люткевич, 1940), а также поиски структур, благоприятных для скопления нефти и газа. Комплексные геофизические исследования выполнялись по маршруту Коноша — Котлас — Ухта, с боковыми маршрутами на р. Верхняя Тойму, Усть-Коин и Усть-Кулом. Кроме того, проводились площадные исследования в районе среднего течения р. Сухоны и к востоку от р. Онеги до линии Архангельской железной дороги.

Как показали работы 1949 г., ни одним из геофизических методов не подтвердилось существование узкого Главного прогиба Русской платформы, который имел бы отражение в нижнепермских отложениях. Не были отмечены также вдоль оси предполагаемого прогиба платформы пониженные отрицательные магнитные и гравитационные аномалии.

Геофизические работы в 1950 г. велись на Сухоне, Вычегде и притоках последней. Выяснялась глубинная тектоника и определялись структуры. В районе Сухонского вала электроразведкой были установлены северо-восточная и юго-западная периклинали вала, его длина (175 км) и характер крыльев вала, из которых юго-восточное оказалось более крутым. Простирание Сухонского вала, по данным гравиметрии и электроразведки, — северо-восточное. По материалам гравиметрии был четко оговорен соляной купол у с. Серегова, мощность соли по расчетам достигает 600—700 м.

В районе с. Аныб электроразведкой обнаружено значительное погружение к северо-востоку по кровле гипсов перми. Бурение до глубины 120 м также подтвердило его. Таким образом, установлено, что между западным склоном Южного Тимана (в районе Джежим-Пармы и Оч-Пармы) и районом Аныба имеется крупный прогиб северо-западного простирания. Кроме того, данными электроразведки отмечен подъем опорного горизонта перми к востоку от Сыктывкара к р. Локчим, что подтвердило существование Сысольского вала.

В 1951 г. работы Северной геофизической экспедиции были сосредоточены на площади юго-западного Притиманья и охватывали территорию от р. Обдырь на севере до г. Рудничного на юге. Целью работ являлось установление новых структур всеми геофизическими методами. В юго-западном Притиманье были обнаружены отрицательные гравитационная и магнитная аномалии, протягивающиеся с запад-северо-западным простиранием от Джежим-Пармы к с. Серегово. Вдоль этой аномалии прослеживаются Красноярская, Молукская, Аныбская и Сереговская структуры, которые фиксируются электроразведкой и сейсморазведкой. Электроразведкой также была установлена Нившерская структура, принадлежащая более северной структурной зоне. На юге, в районе с. Кажим электроразведкой отмечена структура меридионального простирания, которая, вероятно, входит в состав Сысольского вала.

В 1952 г. Северная геофизическая экспедиция проводила исследования по р. Вычегде до Усть-Нема на востоке и р. Яренги на западе, а также по рекам Сыsole, Лузе и др. По результатам гравиметрической съемки была построена карта аномалий силы тяжести юго-западного Притиманья, на которой четко выделился Предтиманский минимум запад-северо-западного простирания.

В целом региональные геофизические исследования, выполненные с 1949 по 1952 г., сыграли, наряду с опорным бурением, очень большую роль в познании глубинного строения этой части севера Русской платформы. Сводка результатов этих исследований в северной части платформы (между Балтийским щитом и Тиманом) была предпринята в 1953 г. О. А. Калининой, которая составила сводную карту аномалий силы тяжести этих районов. В основу карты положены данные маятниковой съемки, а также всех гравиметрических и вариометрических съемок. Неравномерное распределение последних обусловило различную точность изображения отдельных элементов гравитационного поля. О. А. Калинина также кратко рассматривает основные геологические результаты геофизических исследований в различных районах севера, платформ.

В юго-восточном Притиманье опорное бурение проводится с 1950 г. К 1954 г. закончены бурением Зеленецкая и Нижне-Омринская опорные скважины. Первая скважина, пробуренная в 1950 г., прошла отложения среднего и нижнего карбона, верхнего девона и живета и вскрыла метаморфические сланцы фундамента на глубине 867 м. В 1950—1952 гг. пробурена опорная скважина «Нижняя Омра», которая, пройдя пермь, карбон, девон и доживетские отложения мощностью около 750 м, вскрыла в интервале 1950—1960,7 м бледно-розовые граниты складчатого фундамента Тимана.

В северо-восточной части Тимано-Печорской провинции в с. Мутный Материк в 1953 г. была забурена опорная скважина, вскрывшая разрез девона огромной мощности (более 3500 м). В самое последнее время сланцевый фундамент вскрыт в с. Усть-Цильма на абс. отм. 2506 м и в с. Кипиево на абс. отм. 2667 м.

Вдоль западного борта Тимана фундамент достигнут скважиной «Большие Пороги» на абс. отм. 1050 м и скважиной «Весляна» на абс. отм. 779 м. Скважины, пройденные в районе с. Аныб и верховьях р. Сев. Кельтмы (а также в Чердыни), фундамента не вскрыли.

Помимо опорных скважин, в пределах Тимано-Печорской области был пробурен в этот период ряд структурных скважин с целью выяснения разреза и установления характера нефтегазоносности.

В этот же период, одновременно с увеличением объема бурения, в Тимано-Печорской области значительно возрастает объем геофизических работ. Составленные карты аномалий силы тяжести явились одной из основ тектонического районирования Тимано-Печорской области и выделения участков, перспективных для поисков нефтегазоносных структур. По мере накопления материалов гравиметрических съемок проводилось их обобщение и составление сводной карты аномалий силы тяжести Тимано-Печорской провинции, все более пополнявшейся новыми данными.

По данным гравиметрии установлено резкое отличие Тимана и юго-восточного Притиманья от Печорской гряды по характеру гравитационного поля. В пределах последней отмечено четкое соответствие геологических структур интенсивным максимумам силы тяжести.

В 1952 г. Н. Б. Сажина дает геологическую интерпретацию аномальных зон силы тяжести, выделяя среди них три основных типа аномалий, которые соответствуют древней платформе, Тиманской зоне и Уралу. В состав Тиманской зоны она включает Тиманский кряж, Ижма-Печорскую депрессию и Печорскую гряду. От области древней Русской платформы эта зона отделена полосой регионального минимума силы тяжести.

С 1947 г. в Тимано-Печорской провинции ежегодно проводятся сейсморазведочные работы. К востоку от Джебольской структуры, на правобережье Печоры, в бассейне р. Илыч и севернее, в бассейне р. Ляги,

сейсморазведочными работами установлена в 1953—1954 гг. зона смены пологих углов, свойственных платформе ( $1-2^\circ$ ), сравнительно крутыми ( $7-12^\circ$ ) углами падения слоев в Предуральском прогибе. Особенно резко выраженная флексура, определяющая западный борт краевого прогиба, была зафиксирована в районе второй излучины р. Илыч (от устья). В этот же период намечена зона Припечорских дислокаций далеко к северу (Тереховейская, Ольгевей-Нюрская структуры и др.).

В целом данные бурения и геофизики позволили выяснить к 1954 г. основные черты строения Тимано-Печорской области. Однако северная, значительная ее часть оставалась изученной чрезвычайно слабо.

Материалы опорного и глубокого разведочного бурения на Русской платформе в этот период послужили основой для ряда крупных обобщающих работ.

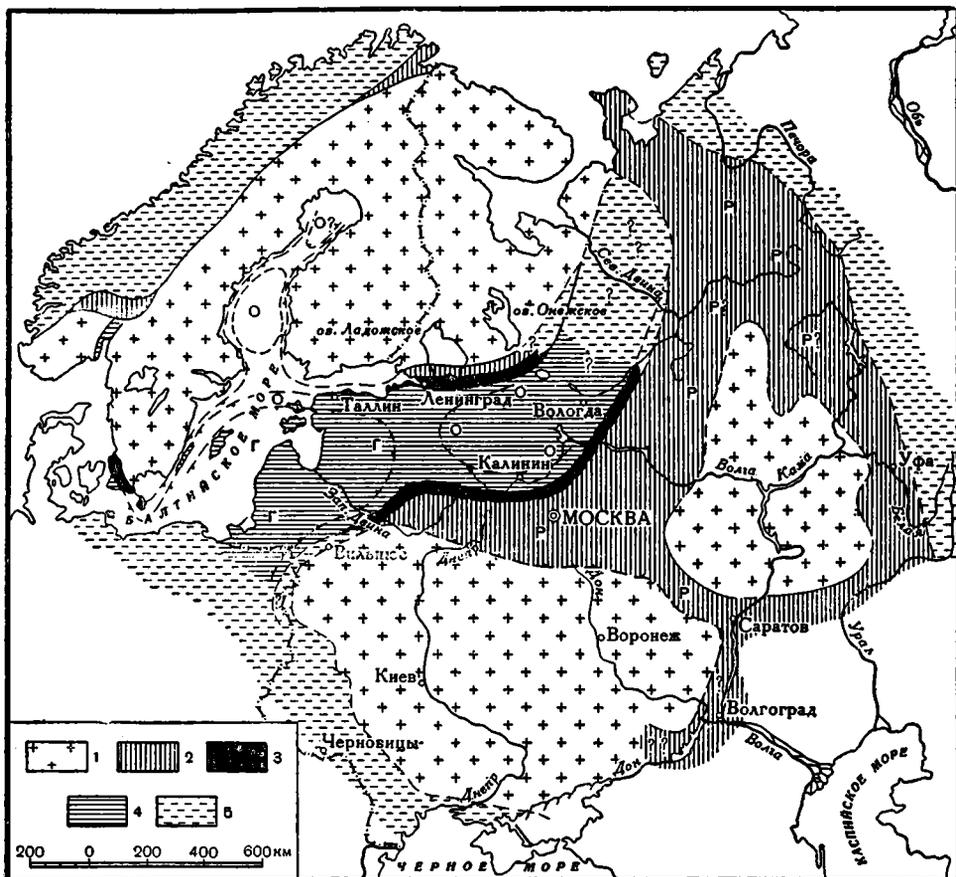
Фации девонских и каменноугольных отложений Русской платформы и связи их со структурами были проанализированы Р. М. Пистрак (1950) в большой работе, рассматривающей палеогеологические карты, а также карты суммарных мощностей этих периодов. Автор отмечает, что в живетское и франское время основные структуры платформы, в том числе и Волго-Уральская антеклиза, имели широтную ориентировку. В целом очертания структур этого времени были сходны с теми, которые изображены Н. С. Шатским (1946) на схеме герцинской структуры Русской платформы. В карбоне происходила существенная перестройка структурного плана платформы вследствие прогибания восточной ее части, примерно в границах Восточно-Русской впадины по А. Д. Архангельскому (1940), и значительное сглаживание Волго-Уральского свода. Исследования Р. М. Пистрак подтвердили взгляды А. П. Карпинского о смене на платформе широтных движений меридиональными в палеозое.

История тектонических движений на Русской платформе рассматривается М. Ф. Мирчинком и А. А. Бакировым (1951) на основании анализа палеотектонических схем для каледонского, герцинского и альпийского этапов. Авторы делают важный вывод о том, что расчленение Русской платформы на поднятия и впадины началось еще в каледонский этап.

М. М. Толстихина (1952) рассматривает девонские отложения и развитие в палеозое фундамента центральных частей Русской платформы и запада Волго-Уральской области. На основании карт суммарных мощностей она прослеживает историю изменения строения поверхности фундамента. По ее представлениям, в докембрии в средней части Волго-Уральской области существовал Волго-Камский выступ, отвечающий Волго-Уральскому своду по Р. М. Пистрак (1950) и Центральному своду по М. Ф. Мирчинку и А. А. Бакирову (1951). В начале верхнешигровского времени этот выступ начал раскалываться на две части и был разделен прогибом, протягивающимся к северо-востоку по направлению к г. Глазову. Расчленение Волго-Камского выступа усилилось в верхнем девоне и нижнем карбоне; в среднем карбоне четко выделяется Токмовский свод.

Строение Русской платформы в целом было отражено в 1952 г. на первой тектонической карте СССР в масштабе  $1:4\,000\,000$ , составленной в Геологическом институте АН СССР под руководством Н. С. Шатского и получившей широкое распространение.

В 1952 г. выходит работа Н. С. Шатского «О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое», в которой доказывается рифейский возраст нижнего комплекса поддевонских отложений осадочного чехла и приводятся данные о каледонской структуре платформы. Автор сопоставляет разрезы поддевонских отложений южной половины Московской синеклизы



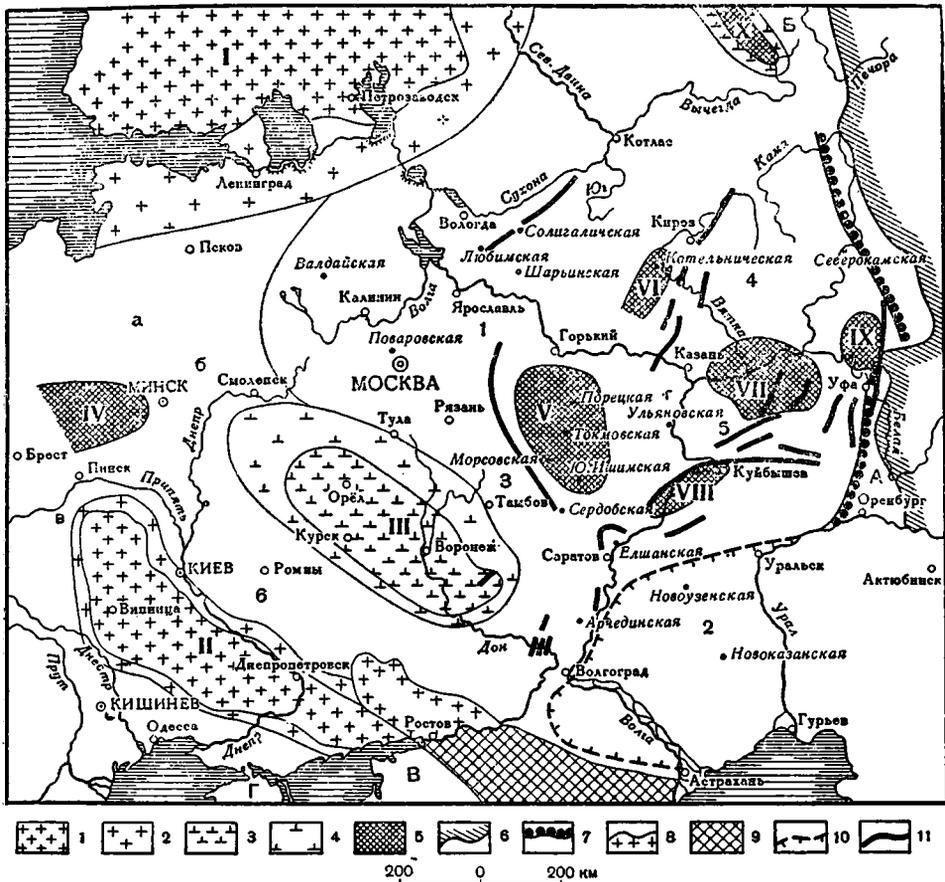
Фиг. 5. Палеогеологическая карта Русской платформы конца каледонского периода.  
Составил Н. С. Шатский, 1952 г.

1 — метаморфический — докембрийский фундамент платформы; 2 — рифейские отложения; 3 — нижние кембрийские слои; 4 — силурийские отложения; 5 — нерасчлененный нижний палеозой; Г — готландий; О — ордовик; Р — рифейские слои

с разрезами северо-западной ее окраины и Балтийской синеклизы, а также с аналогичными образованиями Балтийского щита и Грампианской геосинклинали, и приходит к выводу о необходимости выделения в их составе отложений нижнего кембрия и позднего докембрия (рифей). Он делает вывод о том, что верхний комплекс древних отложений обнаруживает ясно выраженное трансгрессивное залегание по отношению к нижнему комплексу.

Н. С. Шатский дает новую схему каледонской структуры Русской платформы (фиг. 5). На схеме выделяются Балтийский и Сарматский щиты, отделенные один от другого прогнутой зоной, в которую включены Балтийская и широкая Московская синеклизы. Сарматский щит, в свою очередь, разделен узким Пачелмским прогибом на восточный Волго-Уральский свод и западные Воронежский, Белорусский и Украинский массивы. Автор подчеркивает в этой работе, что нижнепалеозойская Балтийская синеклиза, намеченная им ранее (1945, 1946), продолжается далеко на восток, где она участвует в глубоком строении Московской синеклизы.

Н. С. Шатский делает интересный вывод: рифейские отложения выполняют прогибы двух типов. Одни из них, например широкий рифей-



Фиг. 6. Схема основных тектонических элементов кристаллического фундамента Русской платформы (по А. А. Бакирову, 1954)

Области поднятий докембрийского кристаллического фундамента. *1* — щиты: I — Балтийский, II — Азово-Подольский (Украинский); 2 — склоны щитов; 3 — выступы: III — Воронежский; 4 — склоны выступов; 5 — погребенные своды: IV — Белорусский; V — Токмовский; VI — Котельнический; VII — Татарский; VIII — Средневожский; IX — Башкирский; X — Тиманский

Области погружений кристаллического фундамента. *Впадины фундамента* (цифры на карте): 1 — Среднерусская, 2 — Прикаспийская, 3 — Саратовско-Рязанская, 4 — Вятско-Камская, 5 — Мелекесс-Радаевская, 6 — Днепро-Донецкая

*Прогибы фундамента в пределах плиты*: а — Латвийский; б — Оршанский; в — Припятский; г — Ульяновский

*Предгорные краевые прогибы*: А — Предуральский, Б — Печорский, В — Азово-Кубанский, Г — Причерноморский

б — внешняя граница распространения герцинских складчатых сооружений Урала; 7 — граница Предуральского прогиба; 8 — внешняя граница донецкого герцинского складчатого сооружения; 9 — область погребенного герцинского складчатого сооружения; 10 — внешняя граница распространения соляной тектоники; 11 — зоны валоподобных поднятий в осадочном комплексе

ский и каледонский прогиб Московской впадины, представляют собой типичные синеклизы. Прогибы другого типа (Пачелмский и т. д.) узки, грабенообразны и выполнены мощными толщами рифея (до 600—700 м).

В 1954 г. А. А. Бакиров (1954) рассматривает геологическое строение кристаллического фундамента Русской платформы по данным опорного бурения и делает ряд новых выводов об основных чертах структуры его поверхности (фиг. 6). Как отмечает автор, опорное бурение открыло новые, ранее неизвестные обширные погребенные структурные формы поверхности фундамента, прямо не отражающиеся в структурном плане

вышележащих верхнепалеозойских и мезозойских отложений. К ним относятся Котельничское и Токмовское погребенные сводовые поднятия, а также Рязано-Саратовская и Вологодско-Валдайская впадины. Установление этих структур показало, что рельеф поверхности кристаллического фундамента платформы имеет сложнорасчлененный характер с амплитудой колебания относительных отметок, достигающих 1500—2000 м и более на расстояниях 100—150 км.

Опорное бурение позволило также установить, что региональный структурный план поверхности фундамента в некоторых ее областях не совпадает с региональной структурой верхнепалеозойских и мезозойских отложений.

Результаты опорного бурения, как подчеркивает А. А. Бакиров, имели огромное значение для направления геолого-поисковых работ на нефть и газ. Открытие опорным бурением в строении фундамента ранее неизвестных сводовых поднятий и впадин выдвинуло ряд новых районов в категорию перспективных для поисков нефти и газа. Наконец, опорное бурение в совокупности с данными глубоких разведочных скважин показало ведущую роль крупных структурных элементов фундамента платформы в процессе формирования региональных зон нефтегазоаккумуляции.

Кроме работ, посвященных всей Русской платформе в целом, в 1953—1954 гг., публикуется много статей, освещающих тектонику ее отдельных областей и районов.

Так, к 1953 г. выявлены и описаны все крупнейшие структуры Волго-Уральской нефтеносной области, восстановлена в общих чертах история тектонических движений в ее пределах и разработана методика тектонических исследований.

Значительные успехи достигнуты в 1954 г. и в изучении тектоники Тиманс-Печорской области. В этот период уже было показано, что метаморфические сланцы фундамента являются позднекембрийскими (рифейскими, Б. М. Келлер, 1952) образованиями, испытавшими складчатость. А. Я. Кремс отмечает в это время, что Тимано-Печорская геосинклиналь, пережив в рифее мощную складчатость, превратилась в молодую платформу, которая консолидировалась с древней Русской платформой, составив ее северо-восточную окраину. Формирование осадочного чехла этой части платформы началось с накопления мощных толщ доживетских отложений ижма-омринского комплекса. По мнению А. Я. Кремса, Тиман и Печорская гряда уже с конца протерозоя представляли собой выступы фундамента, а расположенная между ними Печорская депрессия в палеозое заполнялась осадочными образованиями.

В герцинское время происходит формирование платформенных структур осадочного чехла Тимано-Печорской провинции. В этот период окончательно формируются Тиман, Печорская гряда и Печорская депрессия.

В 1954 г. О. А. Солнцев предлагает новую тектоническую схему Тимано-Печорской области, основанную на ее палеотектоническом исследовании. Он считает, что образование локальных структурных форм в пределах провинции происходило в процессе взаимодействия дислокаций субширотного каледонского плана с движениями субмеридионального герцинского направления. Сланцевый фундамент Тимана и Печорской депрессии при этом дробился протяженными разломами на крупные блоки. О. А. Солнцев приходит к выводу о кембрийском возрасте метаморфических сланцев Тимана, которые испытали складчатость в салаирский этап тектогенеза. Этот вывод Солнцева уже в то время был подвергнут критике А. Я. Кремсом. Наконец, в этой же работе Солнцев делает вывод о существовании Ижма-Печорского девонского свода.

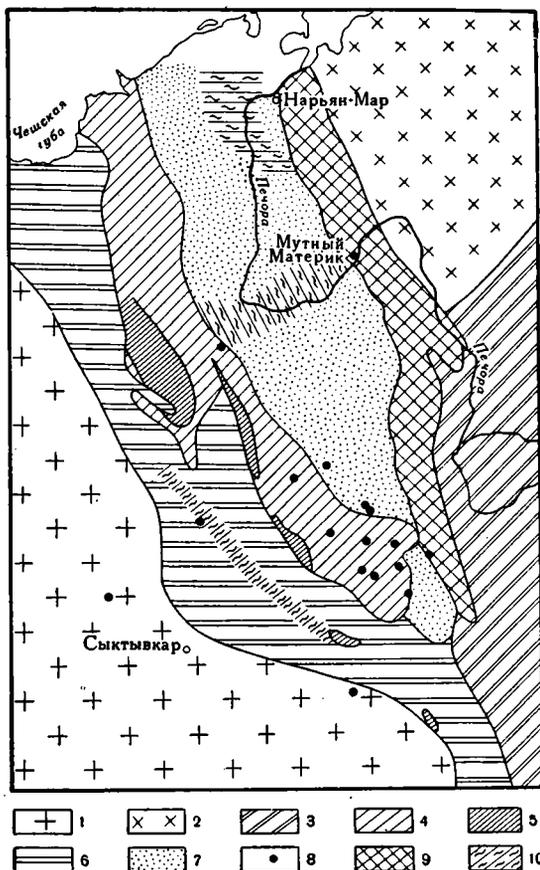
В 1954—55 гг. наступает новый этап в изучении тектоники Тимано-Печорской области, а также и всей северной части Русской платформы. В процессе региональной аэромагнитной съемки  $\Delta T$  были получены в это время важные данные о строении фундамента упомянутой обширной территории. Совместно с материалами гравиметрии и бурения, данные аэромагнитной съемки были положены в основу ряда схем тектоники Тимано-Печорской области.

Накопившиеся к 1954—1955 гг. геологические и геофизические данные оказались настолько убедительными, что многие геологи одновременно пришли к новым представлениям о тектонике провинции.

Так, в конце 1954 г. появилась тектоническая схема Тимано-Печорской провинции, составленная В. А. Левченко. Автор исходит из четкого признания тектонической неоднородности западной (Тиман) и восточной (Печорская гряда) частей провинции как по характеру гравитационного и магнитного поля, так и по типу разреза и морфологии верхнепалеозойских структур.

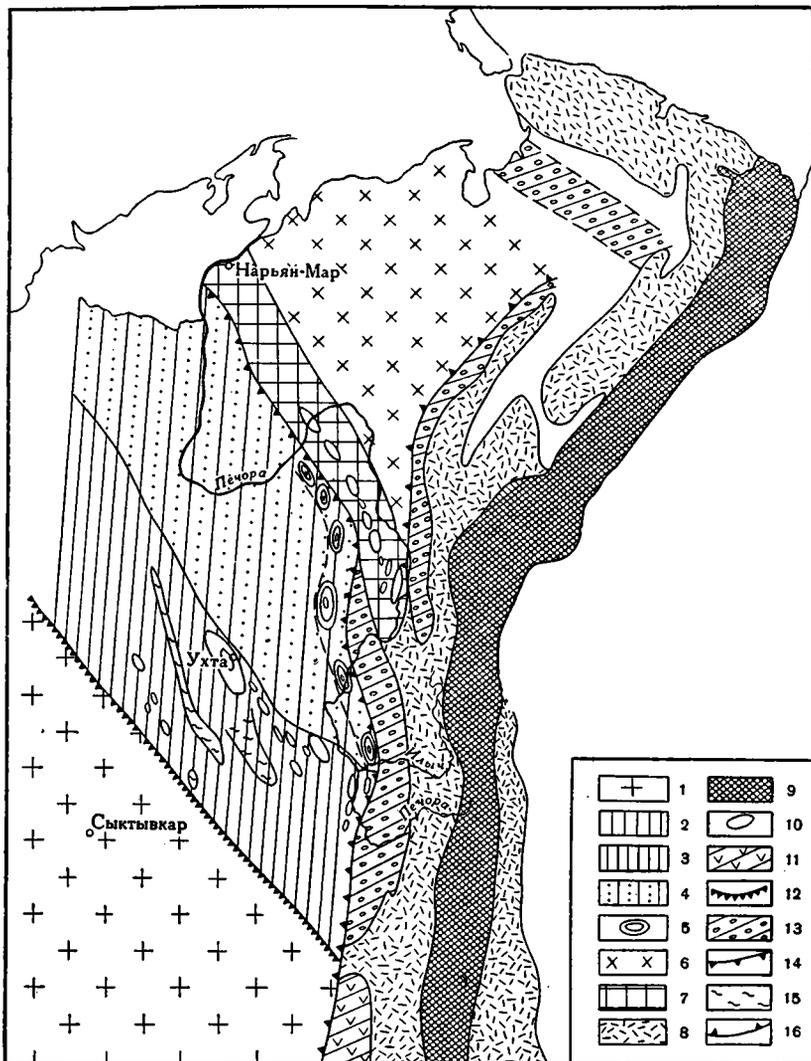
В 1954/55 г. О. А. Калинина на основании совместной интерпретации геофизических и геологических данных предлагает схему тектоники Тимано-Печорской области (фиг. 7), на которой крупные тектонические элементы выделены по характерным чертам гравитационного и магнитного поля, а также по распределению глубин до магнитных масс фундамента (по вычислениям Р. А. Гафарова). О. А. Калинина выделяет шесть крупных тектонических районов: 1) область распространения гранито-гнейсового фундамента; 2) Предтиманский прогиб; 3) Тиманский край; 4) Тимано-Печорская впадина; 5) Срединный массив; 6) Предуральский прогиб.

Близка к предыдущей тектоническая схема Тимано-Печорской провинции, составленная М. В. Касьяновым (фиг. 8). На основании анализа карт магнитных и гравитационных аномалий, характера фаций и мощностей, а также резкого отличия формы структур автор подразделяет территорию на две части: западную — платформенную и восточную —



Фиг. 7. Тектоническая схема Тимано-Печорской нефтеносной области по геофизическим данным. Составила О. А. Калинина, 1955 г.

1 — область распространения гранито-гнейсового фундамента; 2 — область возможного распространения гранито-гнейсового фундамента; 3 — область Предуральского прогиба; 4 — контур Тимана по отложениям верхнего карбона; 5 — области выходов сланцевого фундамента; 6 — область Предтиманского прогиба; 7 — область Тимано-Печорской впадины; 8 — глубокие буровые скважины; 9 — зона развития шовных структур (зона глубинных разломов); 10 — предполагаемые подземные гряды сланцевого фундамента.



Фиг. 8. Схема тектонического строения Тимано-Печорской провинции. Составил М. В. Касьянов, 1955 г.

1 — Русская платформа (докаледонская); 2 — область протерозойской геосинклинали, ставшей платформой после каледонского тектогенеза; 3 — Тиманский кряж; 4 — Ижма-Печорская мезозойская впадина; 5 — зона западных печорских гравиметрических максимумов Ижма-Печорской впадины; 6 — Большеземельская девонская впадина; 7 — Печорская гряда; 8 — передовая область Урала; 9 — центральная складчатая область Урала; 10 — локальные поднятия; 11 — Соликамская депрессия; 12 — граница докаледонской платформы; 13 — Пермский предуральский прогиб; 14 — граница послекаледонской платформы; 15 — метаморфические сланцы; 16 — граница герцинской парагеосинклинали

геосинклинальную. Граница платформы и геосинклинали проходит вдоль юго-западного склона Печорской гряды и южнее последней вдоль Предуральского прогиба. На карте изолиний магнитного поля эта граница фиксируется сменой отрицательного поля аномальным. Точно так же область геосинклинали характеризуется резкими изменениями гравитационного поля, тогда как область платформы отмечается почти нулевыми градиентами.

В протерозойское время западная часть Тимано-Печорской провинции, по М. В. Касьянову, представляла типичную геосинклиналь северо-западного простирания. На северо-востоке эта геосинклиналь граничила с устойчивым кристаллическим массивом, являющимся фундаментом Печорской гряды и Большеземельской тундры. В пределах западной части провинции осадочный чехол представлен типичными платформенными осадками, тогда как в восточной зоне (Печорская гряда) мощность только верхнедевонских отложений достигает 3200 м. Характер формаций здесь отличен, по мнению Касьянова, от платформенных, что дало ему основание говорить о существовании в верхнем палеозое на месте Печорского массива архея Большеземельской парагеосинклинали. Этот последний вывод Касьянова необоснован.

В 1955 г. автор настоящей работы в процессе обработки первичных материалов аэромагнитной съемки в северо-восточной части Русской платформы и их геологической интерпретации также составил схему основных элементов тектоники фундамента Тимано-Печорской области (фиг. 9), на которой выделены Мезенско-Вычегодская, Тиманская и Большеземельская зоны, ограниченные на востоке Уральской складчатой системой. Вышеназванные крупнейшие области четко различаются по своей региональной геофизической характеристике (типам магнитных и гравитационных полей), а также по глубинам залегания магнитных масс в их пределах.

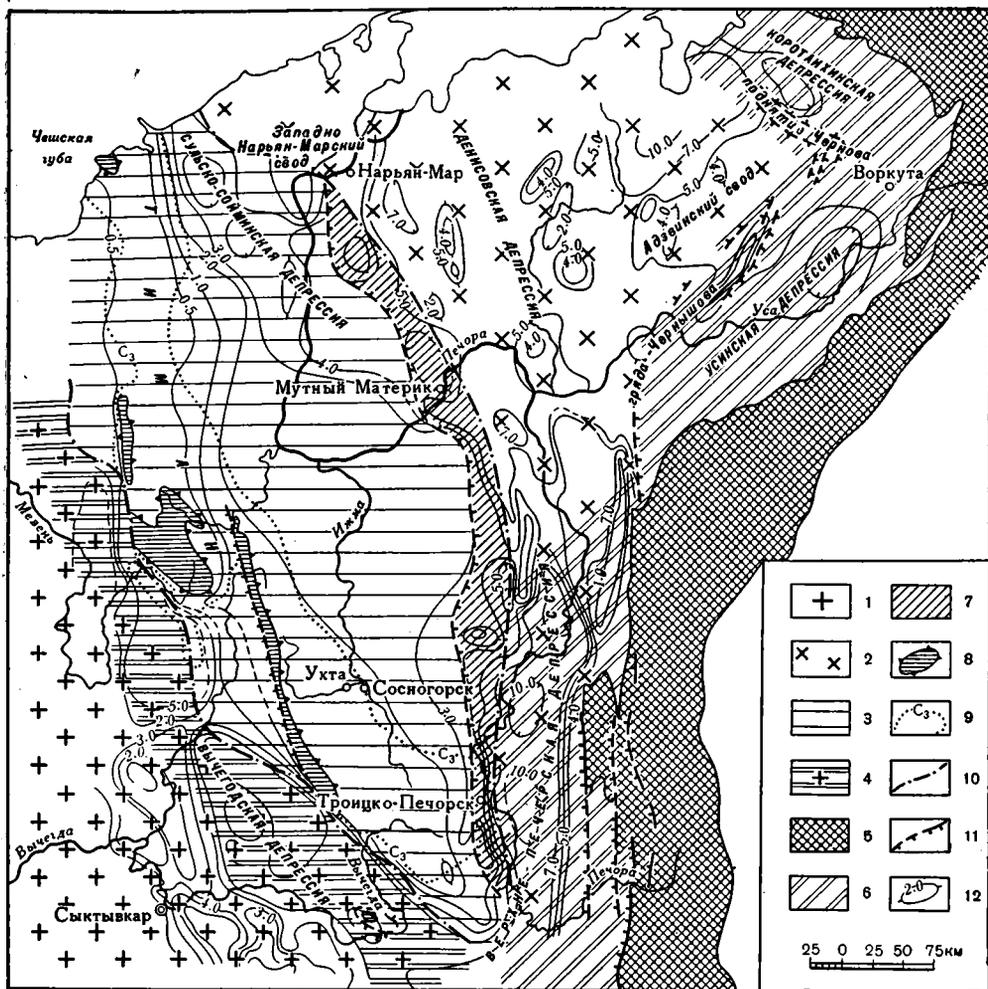
Мезенско-Вычегодская зона была отнесена к области древней Русской платформы с гранито-гнейсовым фундаментом. В то же время Тиманская зона, ярко очерчивающаяся одноименным региональным минимумом магнитного поля, представляет собой рифейскую складчатую систему, западная часть которой высоко приподнята вдоль Тиманского кряжа, а восточная — полого погружается в пределы Печорской впадины.

Большеземельская зона была выделена нами в 1955 г. в качестве платформенной плиты, фундаментом которой служат докембрийские складчатые сооружения в основном северо-западного простирания со сложно- и сильно расчлененным рельефом поверхности. Восточная окраинная часть Большеземельского массива осложнена Предуральским прогибом. На основании расчетов глубин до магнитных масс мы попытались построить в 1955 г. схему распределения магнитных пород фундамента по глубинам залегания, на которой четко выделились Предтиманский прогиб, Тиманский кряж, моноклиальный склон западного борта Печорской впадины, Припечорский структурный уступ, Денисовский прогиб, Адзвинское сводовое поднятие и другие крупнейшие структуры. Три последних структурных элемента намечены нами впервые и в настоящее время подтверждаются новым геолого-геофизическим материалом. Кроме того, на этой схеме также были выделены более мелкие структурные формы (Нарьян-Марский свод, Сульско-Сойминская депрессия, система валов в юго-западном Притиманье), а также ряд впадин в Предуральском прогибе.

Региональная аэромагнитная съемка  $\Delta T_a$  была продолжена в 1955—1956 гг. на обширных пространствах севера Волго-Уральской области и между Балтийским щитом и Тиманом.

В этот новый этап изучения тектоники севера Русской платформы публикуется ряд крупных обобщающих работ. В 1956 г. под руководством Н. С. Шатского была составлена новая тектоническая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000, явившаяся крупнейшим научным достижением. При ее составлении использован обширный материал опорного и глубокого разведочного бурения.

В 1956 г. вышла в свет монография по тектонике Волго-Уральской области, представляющая собой коллективную работу сотрудников



Фиг. 9. Схема минимальных глубин до магнитных масс и основных элементов тектоники кристаллического фундамента Тимано-Печорской области. Составил Р. А. Гафаров, 1954—1955 гг.

1 — область древней Русской платформы (Мезенско-Вычегодская зона); 2 — Печоро-Усинская (Большеземельская) плита; 3 — Тиманская позднепротерозойская геосинклиналь; 4 — Притиманский краевой прогиб; 5 — Уральская складчатая система; 6 — Предуральский краевой прогиб; 7 — зона Припечорского структурного уступа; 8 — выходы метаморфических сланцев на Тимане; 9 — граница Тимана по отложениям верхнего карбона; 10 — границы основных регионов; 11 — региональные разломы; 12 — изолинии минимальных глубин до магнитных масс (в км)

ВНИГРИ и производственных нефтяных организаций Урало-Поволжья, выполненная под общим руководством В. Д. Наливкина. Авторы существенно уточняют строение Волго-Уральской области. На основе многочисленных материалов бурения и геофизических исследований, ими составлены структурные карты рельефа фундамента, кровли кыновских слоев, кровли угленосного горизонта нижнего карбона, кровли верейского горизонта среднего карбона, различных горизонтов нижней и верхней перми. В работе выделяются и впервые подробно описываются структуры первого порядка (Татарский, Башкирский и Камский своды, а также Верхнекамская впадина). На основании анализа перечисленных сводных структурных карт их авторы подробно характеризуют со-

временное строение Волго-Уральской области. Они рассматривают также историю формирования структур первого и второго порядка, используя при этом карты фаций и мощностей. Особенно детально анализируются структуры третьего порядка. Эта монография является наиболее полной сводкой по тектонике Волго-Уральской области, однако северные районы последней в работе характеризуются схематично.

В 1955 г. вышла сводка Н. Г. Чочиа по геологическому строению Колво-Вишерского края, основанная на многолетних исследованиях коллектива экспедиции ВНИГРИ в этом районе. Н. Г. Чочиа разработал стратиграфию протерозойских и палеозойских отложений, подробно описал все структуры края и дал схему его тектоники. Он впервые провел анализ фаций и палеогеографии Колво-Вишерского края, а также рассмотрел вопрос о проявлении каледонской и герцинской складчатостей в этой части Урала и о влиянии герцинского орогенеза на каледонские структуры, часто изменяющего их конфигурацию и простираение.

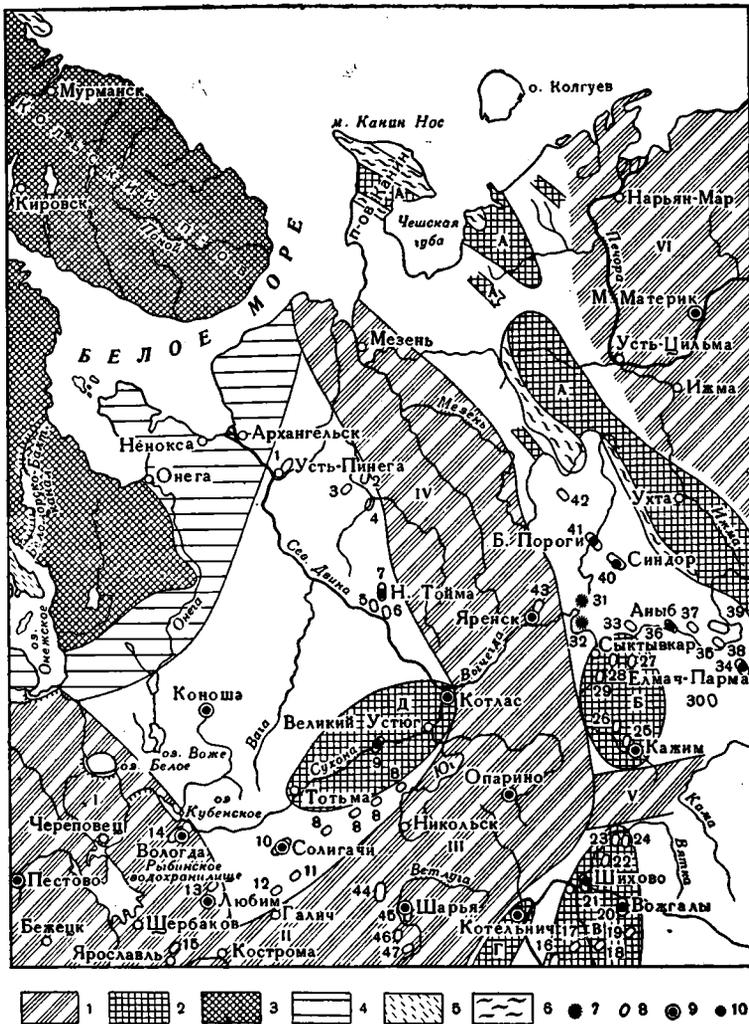
В 1957 г. Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик рассматривают на основании данных опорного бурения геологическое строение севера Русской платформы между Балтийским щитом и Тиманом (фиг. 10). Авторы сравнительно подробно описывают строение так называемого Главного прогиба Русской платформы (Московской синеклизы) и осложняющих его Сухонского вала, Куножо-Кичменгской полосы поднятий, Солигаличской антиклинали, Любимского поднятия и др., а также структуры Вятского и Сысольского валов и др. Структурный анализ морфологии структур в работе развит слабо.

В 1956 г. Н. П. Херасков рассматривает тектонику Полярного Урала и анализирует его связи со структурами Тимана, подземного Печорского кряжа, гряды Чернышева, гряды Чернова и Пай-Хоя. Он глубоко развивает представления Н. С. Шатского (1946) о том, что в конце докембрия или рифея Тимано-Пай-Хойская система являлась вместе с Уралом единой складчатой областью, которая огибала древнюю Русскую платформу. Возникшая позднее герцинская складчатая система Урала имела уже другую западную границу, которая может быть определена по положению краевого прогиба. Таким образом, указывает Н. П. Херасков, в Тимано-Пай-Хойскую систему входят палеозойские структуры двух типов: платформенные — Тиман и Печорский кряж и складчатые — Пай-Хой. Структуры гряд Чернышева и Чернова приурочены к границе платформы и складчатой области и поэтому имеют промежуточный и неоднородный характер. Изменение положения границы платформы привело к перестройке регионального структурного плана с образованием в некоторых районах азимутального несогласия между древними (рифейскими) и герцинскими структурами.

В целом структура Северного Урала, по Хераскову, может быть названа виргацией на север от участка резкого сужения структур Урала на широте Уфимского плато. Расхождение осей меридиональных складок до широты Полюдова Камня очень незначительно. Севернее эту виргацию можно разделить по ряду признаков на несколько частей. Ширина отдельных ветвей виргации после поворота на запад неизменно возрастает, а крутизна структур уменьшается. Структуры рифейских образований Тимана составляют лишь крайнюю западную часть этой виргации.

Намеченная Н. П. Херасковым схема Тимано-Пай-Хойской складчатой системы и герцинид Урала нашла подтверждение в новом геолого-геофизическом материале и была в основном принята автором настоящей работы.

В 1957 г. О. А. Солнцев (Солнцев и Кушнарера, 1957) на основании данных опорного и глубокого разведочного бурения, а также



Фиг. 10. Тектоническая схема севера Русской платформы. Составили Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик, 1957 г.

1 — прогибы; 2 — поднятия; 3 — Балтийский щит; 4 — склон щит; 5 — карелиды; 6 — древнекаледонские (салаирские) геосинклинальные образования п-ова Канина, о. Кильдина и п-ова Рыбачьего; 7 — соляной купол; 8 — структуры и их номера; 9 — опорные скважины; 10 — разведочные скважины

I — Московская синеклиза; II — Костромской прогиб; III — Главный прогиб платформы; IV — Мезенская синеклиза; V — прогиб между Сысольским и Вятским валами; VI — Печорская депрессия

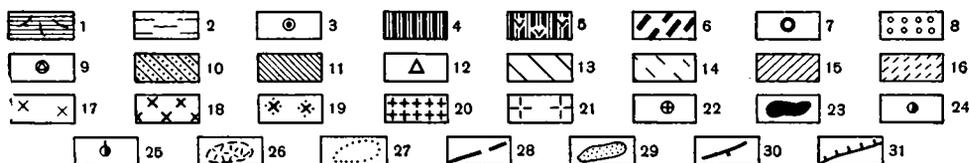
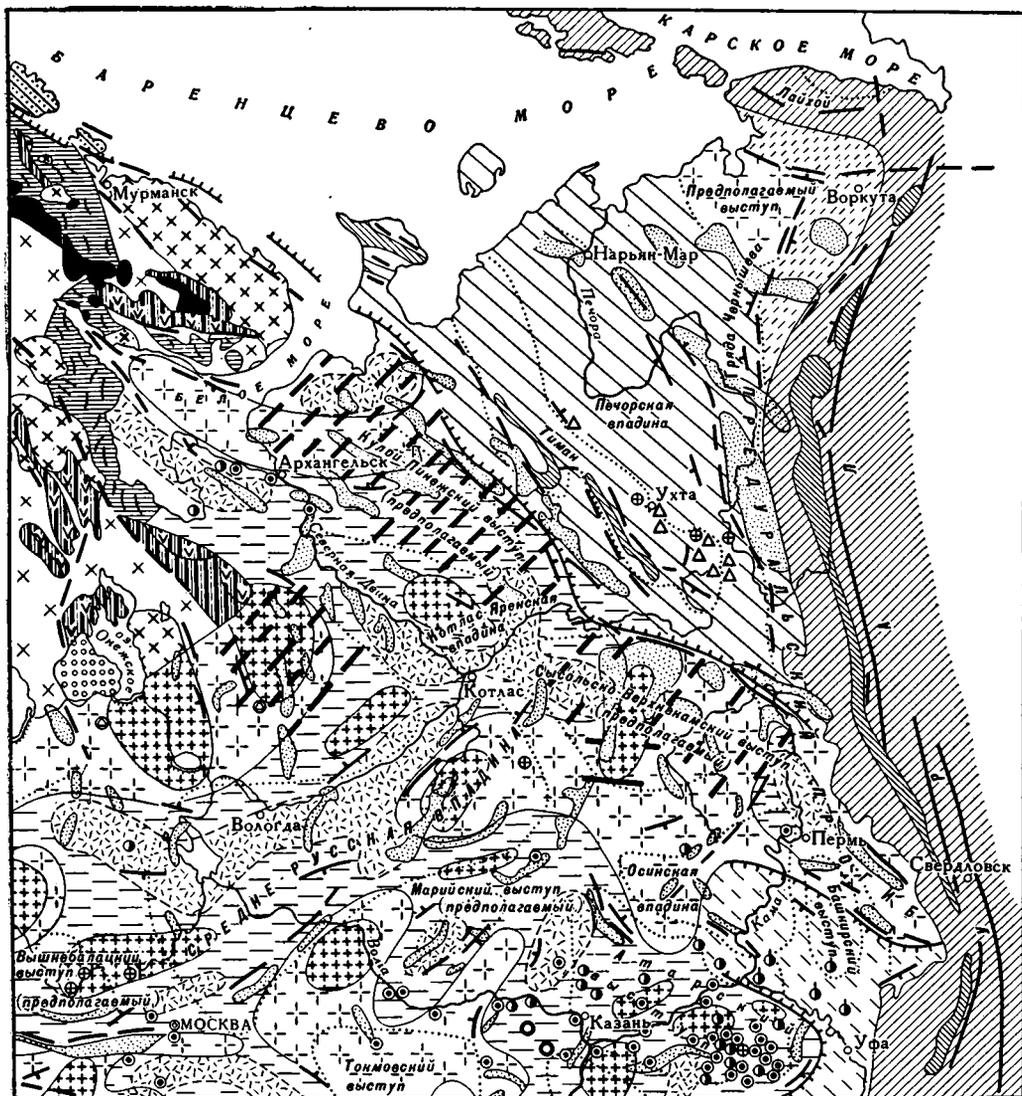
A — герцинские платформенные структуры Тиманского кряжа; Б — Сысольский вал; В — Вятский вал; Г — Котельнический выступ; Д — Сухонский вал. Структуры: 1 — Усть-Пинежская; 2 — Карпогорская; 3 — Поکشеньская; 4 — Юльская; 5 — Сефтринская; 6 — Верхнетойменская; 7 — Нижнетойменская; 8 — Куножо-Кичменгская (полоса поднятий); 9 — Побошненская; 10 — Солигаллическая (антиклиналь); 11 — Стафуровская; 12 — Чухломская; 13 — Любинская; 14 — Вологодская; 15 — Ярославская; 16 — Кукарская; 17 — Ивкинская; 18 — Чигиринская; 19 — Нагоринская; 20 — Возжальская; 21 — Шихофо-Чепецкая; 22 — Сырянская; 23 — Заболотенская; 24 — Собельская; 25 — Кажимская; 26 — Нючпасская; 27 — Люкчимская; 28 — Люпьюская; 29 — Пожегская; 30 — Вочевская; 31 — Серетовский соляной купол; 32 — Часовский соляной купол; 33 — Корткеросская; 34 — Елмач-Парминская; 35 — Мулукская; 36 — Аныбская и Эжольская; 37 — Усть-Куломская; 38 — Красноярская; 39 — Джемим-Парминская; 40 — Синдорская; 41 — Большепорожская; 42 — Обдырская; 43 — Яренская; 44 — Беливинская; 45 — Ширьинская; 46 — Ромашевская; 47 — Ветлужская

геофизических материалов, вновь рассматривает тектонику Тимано-Печорской провинции. В целом авторы разделяют провинцию на пять районов, которые различаются по режиму и истории колебательных движений, а также по типу разрезов палеозоя: Западно-Тиманскую, Восточно-Тиманскую, Ижма-Печорскую, Каменско-Печорскую и Западно-Уральскую. Многие положения, высказанные авторами, носят дискуссионный характер. Выделение отдельных тектонических областей в составе Тимано-Печорской провинции не подкреплено их структурным анализом.

В 1957 г. В. А. Левченко существенно пополняет и разрабатывает свою тектоническую схему Тимано-Печорской провинции. Он подробно характеризует по новым материалам бурения и геофизическим данным основные структурные элементы Тимано-Печорской провинции (Предтиманский прогиб, Тиманскую антеклизу, Тимано-Печорскую синеклизу, Припечорский структурный уступ, Предуральский прогиб и Печоро-Усинский синклинорий) и осложняющие их многочисленные структуры второго и третьего порядка. Достоинством этой работы является углубленная морфологическая характеристика структурных форм Тимано-Печорской провинции. Однако терминология структур (по В. В. Белосову, 1954), применяемая Левченко, вызывает в ряде случаев возражения и часто применяется им непоследовательно. Так, очевидно нет никаких оснований для выделения Печоро-Усинского синклинория в области Большеземельской тундры. Этот район уже в палеозое являлся частью платформы, хотя и характеризовался значительными прогибаниями в девоне и верхней перми. Так же неубедительно выделение складчатых зон северо-восточного склона Тимана (Айюва-Нерицкая зона и др.). Структуры, входящие в их состав, являются платформенными по своему типу, хотя и более крутыми по сравнению с обычными валами. Значительным достоинством содержательной в целом схемы В. А. Левченко является широкое использование геофизических данных.

В 1958 г. З. И. Цзю проводит большую работу по изучению газонефтеносности, литологии и фациям палеозойских отложений Восточно-Тиманской области в связи с перспективами газонефтеносности Печорской депрессии. На основании детального анализа стратиграфии додевонских и девонских отложений автор приходит к новым выводам о тектоническом строении Тимано-Печорской провинции и истории ее развития. Складчатые рифейские образования фундамента Тимана и Печорской синеклизы З. И. Цзю разделяет на ряд зон, среди которых он различает краевое поднятие, соответствующее современному Тиманскому кряжу, внутреннюю впадину, отвечающую современной Печорской депрессии и заполненную отложениями ижма-омринского комплекса, и, наконец, Усинское центральное поднятие древнетиманской складчатости. Тектонические построения автора, в целом представляющие большой интерес, в ряде случаев недостаточно обоснованы и увязаны с фактическим материалом. Так, отнесение седьмольской и нибельской толщ ижма-омринского комплекса к аналогам валдайской и балтийской серий Русской платформы вступает в противоречие с признанием З. И. Цзю байкальского возраста фундамента Тимана.

Предтиманский прогиб, вероятно, нельзя считать, как это делает Цзю, полным аналогом герцинских краевых прогибов, так как этому противоречит формационный состав рифея и нижнего кембрия по Аныбской скважине. Точно так же, по-видимому, структура Тимана не может именоваться краевым поднятием (термин Хераскова) для рифейского этапа (см. ниже). Наконец, при выделении Усинского поднятия З. И. Цзю не учитывает геофизических данных о существовании линейного Денисовского прогиба. Слабое использование геофизических материалов является недостатком этого важного обобщения по геологическому строению Тимано-Печорской провинции.



Фиг. 11. Схема строения складчатого фундамента Русской платформы по геологическим и геофизическим данным. Составил Э. Э. Фотиади, 1956 г.

Древнейшие гнейсы различных типов и мигматиты (архей): 1 — на щитах; 2 — во внутренних районах платформы (местами гнейсы, возможно, тождественные гранито-гнейсам I группы); 3 — вскрытые буровыми скважинами; карельские и саксаганские метаморфические толщи (верхний архей, нижний и средний протерозой); 4 — осадочные толщи на щитах; 5 — эффузивные толщи на щитах; 6 — предположительно развитые в фундаменте северных районов; 7 — вскрытый буровыми скважинами; ютний — оврач (верхний протерозой); 8 — на щитах; 9 — вскрытый буровыми скважинами; рифейские и древнепалеозойские метаморфические толщи; 10 — спарагмит на Балтийском щите; 11 — метаморфические сланцы на Канином п-ове, Тимане и Урале (свита «М»); 12 — вскрытые буровыми скважинами; 13 — погребенный сланцевый фундамент северо-восточных районов (установленный и предполагаемый); 14 — образования рифейского краевого прогиба Южного Урала; пале-

В 1958 г. была закончена крупная работа по обобщению результатов геофизических работ, проведенных в Тимано-Печорской провинции, выполненная под руководством И. И. Бирюкова, М. А. Осады и др. На основании карт гравитационного и геомагнитного поля Тимано-Печорской провинции И. И. Бирюков и другие исследователи, следуя в основном схеме В. А. Левченко, выделили в ее пределах ряд основных регионов: Кельтма-Косланскую область гранито-гнейсового фундамента, Вычегодско-Сереговскую зону (Предтиманский прогиб), Тиманскую область, Ижма-Печорскую область, Илыч-Чикшинскую и Печорскую зоны, Предуральскую зону. Границы регионов очерчены названными исследователями в основном по данным гравиметрии, при этом недостаточно учитываются геологические данные о строении осадочной толщи, которое часто в значительной мере определяется структурой поверхности фундамента.

За последнее время с важными обобщениями по тектонике и перспективам нефтеносности Тимано-Печорской провинции выступает А. Я. Кремс (1958). По его мнению, эта область представляет собой северо-восточную окраину Русской платформы и имеет более молодой фундамент, чем в юго-западных районах. Фундамент Тимана и Печорской депрессии был сформирован, по Кремсу, позднепротерозойской (рифейской) складчатостью, при этом Тиманский кряж и Печорская гряда также являются позднепротерозойскими образованиями. Тиман, как указывает Кремс, возродился в платформенных условиях в герцинское время. Вся территория провинции к северо-востоку от Печорской гряды до западного борта Припайхойского прогиба является частью Русской платформы, основание которой одновозрастно с рифейским фундаментом Тимана, но пронизано многочисленными крупными интрузиями.

Геологическое строение центральных и частично северных районов Русской платформы подробно рассматривается в сводках ВНИГРИ (Суворов и др., 1957; Нечитайло, 1960 и т. д.), в которых значительное внимание уделяется также и вопросу о строении и возрасте докембрийского фундамента.

В течение 1957—1960 гг. данные региональных геофизических исследований на Русской платформе и в том числе аэромагнитные съемки в ее северной и восточной частях (Гафаров, 1954—1956) были

---

озойские метаморфические толщи: 15 — выходящие на поверхность (Каледонские горы, Урал и т. д.); 16 — погребенные (известные и предполагаемые). Магматические комплексы. Кислые интрузии: 17 — гранито-гнейсы I группы на Балтийском щите, граниты и гранодиориты Кировоградского комплекса на Украинском щите; 18 — граниты калиевые II и III групп на Балтийском щите и днепровско-токовского комплекса на Украинском щите; 19 — граниты лапакави IV группы на Балтийском щите и коростеньского комплекса на Украинском щите; 20 — во внутренних районах «очаги микроклиннизации» (предполагаемые); 21 — во внутренних районах — местами тождественны древнейшим гнейсам; 22 — граниты, вскрытые буровыми скважинами (без расчленения по возрасту). Основные и ультраосновные интрузии (без расчленения по типам пород и по возрасту): 23 — на щитах (в том числе и щелочные породы); 24 — вскрытые буровыми скважинами в фундаменте (габбро-нориты, габбро-диабазы, а также амфиболиты и др.); 25 — вскрытые буровыми скважинами в древнейших отложениях осадочного покрова (диабазы, палеобазальты и др.); 26 — предполагаемые области приближения «фронта» внутрикоровых (местами подкоровых) основных масс — зоны «остаточных» аномалий силы тяжести

Структурные элементы складчатого фундамента:

27 — контуры выступов и впадин (в том числе предполагаемых) в фундаменте внутренних районов; 28 — некоторые крупные дислокации (известные и предполагаемые) в пределах щитов, Тимана, внутренних районов, а также и «перидотитовые пояса» (глубинные разломы) на Урале; 29 — некоторые полосовые магнитные максимумы во внутренних районах, истолковываемые как простирающие складчатых комплексов или глубинных дислокаций (разломов) фундамента; 30 — некоторые зоны «больших градиентов» силы тяжести, истолковываемые как отражение резкой смены состава или крупных дислокаций (в том числе разломов) фундамента; 31 — примерная зона сочленения протерозойского и рифейского комплексов фундамента в северных районах и западная граница рифейского краевого прогиба восточных и юго-восточных районов

геологически интерпретированы Э. Э. Фотиади (1957, 1958) при составлении им новых тектонических схем, отображающих строение фундамента платформы. Особо должна быть отмечена его большая сводная работа «Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения», опубликованная в конце 1958 г. В книге обобщен и проанализирован обширный материал геофизических и геологических исследований, опорного и глубокого разведочного бурения на Русской платформе. Э. Э. Фотиади подробно разбирает вопросы методики геологической интерпретации данных геофизических исследований, классификации геофизических аномалий.

Э. Э. Фотиади (1955, 1958) разработал методику разложения аномального поля силы тяжести на поля, обусловленные влиянием осадочного покрова, влиянием структуры фундамента и влиянием глубинных факторов.

Так называемые остаточные аномалии силы, полученные после вычитания влияния осадочного чехла, положены Фотиади в основу схемы внутреннего строения складчатого фундамента Русской платформы, отражающей также его вещественный состав и зоны крупных глубинных разломов (фиг. 11). Названный исследователь приходит к дискуссионному выводу об отсутствии отчетливой разновозрастности фундамента платформы в ее внутренних районах, где он, по его мнению, образован в основном породами архея.

Э. Э. Фотиади (1958) присоединяется к выводам Н. С. Шатского (1935, 1946) о том, что фундамент северо-востока Русской платформы (Тиман и Большеземельская тундра) образован рифейской складчатой областью, в составе которой возможно выделить внешнюю и внутреннюю зоны. Эта точка зрения более полно развита им в совместной с О. А. Калининой работе (Калинина и Фотиади, 1959), содержащей схему тектонического строения северо-востока Европейской части СССР.

Более подробно представления Э. Э. Фотиади о строении фундамента севера Русской платформы рассматриваются в последующих главах настоящей работы.

В 1959 г. В. С. Журавлев и Р. А. Гафаров составили на основании нового геолого-геофизического материала схему тектоники северо-востока Русской платформы (фиг. 12). В основу схемы положены представления о неоднородности рифейского складчатого фундамента Печорской синеклизы, образованного осадочными формациями рифея на западе и вулканогенно-осадочными формациями того же возраста на востоке. В настоящей работе эта схема получила дальнейшее развитие и дополнена новыми данными.

Современный период изучения тектоники севера Русской платформы и в частности ее фундамента характеризуется грандиозным размахом геолого-геофизических исследований, направленных на открытие новых перспективных структур для поисков нефти и газа. Характерная их черта — детальность и стремление к выяснению глубинной тектоники отдельных районов. Для правильного направления детальных исследований необходимо знать региональную структуру фундамента севера Русской платформы, основные черты которой рассматриваются в настоящей работе.



## Глава II

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

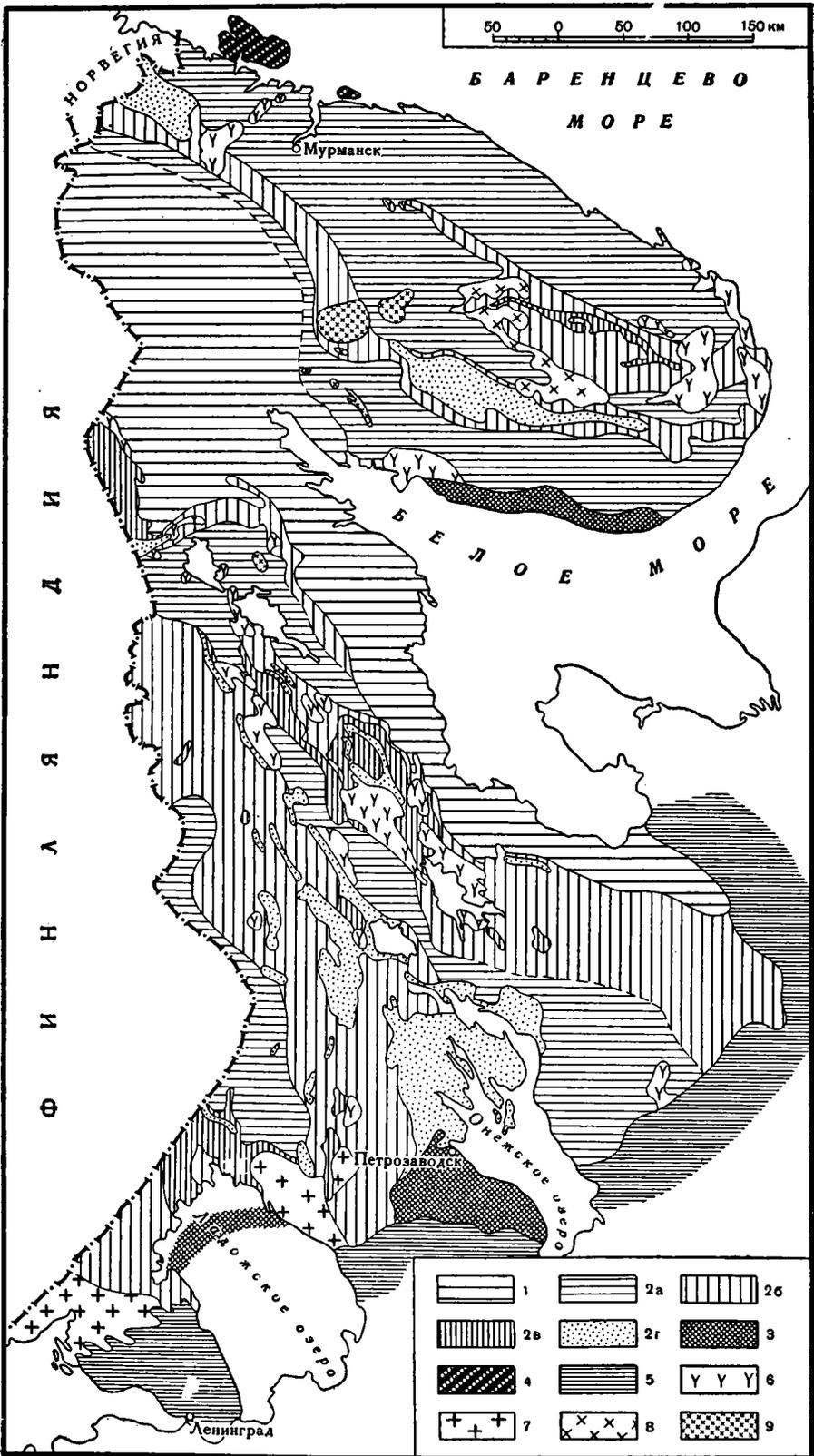
В пределах рассматриваемой части Русской платформы ее складчатый докембрийский фундамент выступает на дневную поверхность в восточной части Балтийского щита (в Карелии и на Кольском п-ове), а также на Тимане и на п-ове Канине. На всем остальном обширном пространстве севера Русской платформы фундамент погружается под чехол более или менее мощных осадочных образований и лишь в отдельных районах вскрыт опорными и глубокими разведочными скважинами. Ниже рассматривается состав и строение складчатых докембрийских образований фундамента северной части Русской платформы.

#### ДОКЕМБРИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Докембрийские складчатые образования восточной части Балтийского щита представлены тремя крупными комплексами пород архейского, ниже- и среднепротерозойского (карелиды) и верхнепротерозойского (гиперборей) возраста, распространение которых подчинено основным структурным зонам щита. Возрастные и структурные соотношения этих комплексов докембрийских образований, различающихся между собой по степени метаморфизма пород, их гранитизации, характеру и времени магматизма, установлены в настоящее время сравнительно детальными полевыми исследованиями, свodka которых содержится в работах А. А. Полканова и Э. А. Герлинга (1960<sub>1</sub>), Л. Я. Харитонова (1955, 1960), К. О. Кратца (1958, 1960<sub>1</sub>) и др.

В основных чертах это возрастное подразделение докембрия подтверждается также и данными определений абсолютного возраста пород. Соответственно возраст архейских образований восточной части Балтийского щита оценивается от 3500 до 1950 млн. лет, карелид — 1880—1620 млн. лет и гиперборейя — 1130—720 млн. лет (Полканов и Герлинг, 1960<sub>2</sub>).

По особенностям геологического строения докембрия в восточной части Балтийского щита выделяются Беломорский массив архея, ограниченный на юго-западе и северо-востоке Карельской и Кольской складчатыми зонами карелид (фиг. 13). Последняя, в свою очередь, обрамляется на северо-востоке зоной гиперборейских образований п-ова Рыбачьего и о. Кильдина.



Архейские метаморфические и магматические образования наиболее широко развиты в восточной части Балтийского щита в пределах Беломорского массива, где они представлены беломорской серией гнейсов и разнообразными основными и кислыми интрузиями. В составе беломорской серии различаются керетская, хеталамбинская, лоухская и ёнская свиты (Шуркин, 1960, и др.). Нижняя (керетская) свита представлена в основном микроклино-эпидото-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами. Основание свиты не установлено. Вышележащая хеталамбинская свита сложена амфиболитовыми гнейсами и амфиболитами, а лоухская — переслаивающимися плагио-биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами. Последние слагают в основном вышележащую ёнскую свиту. Общая мощность гнейсов беломорской серии превышает 7—8 км и, возможно, достигает 15 км (Мишарев и др., 1960).

Абсолютный возраст беломорских гнейсов оценивается в 2100—1830 млн. лет (Полканов и Герлинг, 1960<sub>2</sub>).

В пределах Кольской складчатой зоны архейские гнейсы, выступающие в ядрах антиклинориев и срединных массивах, выделены в кольскую серию, которая прорвана архейскими и протерозойскими основными и кислыми интрузиями. Верхнюю часть кольской серии слагают биотитовые или слюдяные гнейсы с весьма характерными, крупными линзами и пластовыми телами магнетитовых сланцев и кварцитов.

Среди интрузивных пород архея в восточной части Балтийского щита выделяется комплекс олигоклазовых гранитов (граниты I группы), а также огромные массивы микроклиновых гранитов (граниты II группы), для которых не исключен уже нижнепротерозойский возраст.

Архейские образования, выступающие в блоках в пределах зон складчатых карелид (Мурманский и Карельский срединные массивы и др.), как правило чрезвычайно сильно изменены. Среди них, по данным определений абсолютного возраста, А. А. Полкановым (Полканов и Герлинг, 1960<sub>2</sub>) выделяются древнейшие саамские образования (2870—2300 млн. лет), выходящие на севере Кольского п-ва в виде

Фиг. 13. Схема строения восточной части Балтийского щита. Составил К. О. Кратц, 1960 г.

1 — область архейских складчатых структур (беломориды), сложенных архейскими супра-крупными породами (беломорский комплекс), смятыми в сложные складки и прорванными интрузиями архея и частью протерозоя; 2а — 2г — область карельских (протерозойских) складчатых структур [2а — 2в — структуры раннекарельской (нижнепротерозойской) складчатости (ранние карелиды), 2г — структуры позднекарельской (среднепротерозойской) складчатости (поздние карелиды)]; 2а — антиклинальные поднятия (антиклинории), в которых выступают главным образом сложноскладчатые, в значительной мере реоморфизованные архейские гнейсы и гранитоиды, прорванные протерозойскими интрузиями; 2б — синклинали (синклинории), в которых выступают сложноскладчатые нижнепротерозойские супра-крупные образования и частью реоморфизованный архейский фундамент, прорванные протерозойскими интрузиями и составляющие в основном нижний структурный ярус карельской складчатости; 2в — выделенные (к настоящему времени) в пределах 2б — более крупные области распространения молодых нижнепротерозойских осадочных и вулканогенных пород, составляющих средний структурный ярус карельской складчатости; 2г — среднепротерозойские отложения, смятые в пологие мульды и грабенообразные синклинали, прорванные основными интрузиями и составляющие верхний структурный ярус карельской складчатости; 3 — верхнепротерозойские (иотийские) отложения и частью пластовые интрузии габбро-диабазов, выходящие пологие впадины (синеклизы); 4 — гиперборейские отложения северной окраины Балтийского щита, полого-складчатые (краевой прогиб?); 5 — нижне- и среднепалеозойские отложения Русской платформы (недислоцированные); 6 — раннекарельские (нижнепротерозойские) гранитоиды, частью мигматиты (за исключением нерасчлененных архейских и протерозойских гранитоидов); 7 — верхнепротерозойские граниты — рапакивы; 8 — щелочные граниты нижнепротерозойского (!) возраста; 9 — щелочные габбровые и перидотитовые массивы каледонского и гердинского возраста (частично, возможно древние)

самостоятельной Мурманской глыбы и представленные ортоамфиболитами и гнейсами свиты полмос. В структурном отношении Мурманский массив аналогичен Карельскому срединному массиву, где также вскрыты образования саамид. Наконец, среди саамид отмечены на севере Кольской зоны реликты гнейсов и гранитов катархея (3480—3060 млн. лет), которые являются наиболее древними образованиями докембрия Балтийского щита.

Саамиды с реликтами образований катархея, по мнению А. А. Полканова, широко распространены и слагают основание докембрия Балтийского щита. Таким образом, если будет подтверждено и выяснено структурное выражение комплексов саамид и катархея, то гнейсы беломорской и кольской серий не будут являться самыми древними образованиями докембрия восточной части Балтийского щита, как это представляется в настоящее время на основании структурных и геологических данных.

### Протерозой

Протерозойские образования восточной части Балтийского щита разделяются на три подгруппы: нижнюю, среднюю и верхнюю (Кратц, 1960<sub>1</sub>). Последние отражают главные этапы геологической истории в протерозое.

Отложения нижнего и среднего протерозоя широко известны под общим названием карельского комплекса, или карелид, и слагают соответственно складчатые комплексы ранних и поздних карелид Балтийского щита. К верхнему протерозою относятся иотнийские и гиперборейские образования, сохранившиеся лишь в его окраинных частях.

### *Карельский комплекс*

Нижнепротерозойские отложения представлены весьма разнообразными по составу метаморфизованными осадочными и осадочно-вулканогенными породами. Они сохранились в Карелии и на Кольском п-ове в пределах крупных синклиналий и совершенно отсутствуют в разделяющих их антиклиналиях.

Нижнепротерозойские отложения залегают резко несогласно на архейских породах в западной и восточной частях Карелии и в центральных районах Кольского п-ова и подстилаются толщей базальных конгломератов (Кратц, 1960<sub>1</sub>). Разрез нижнепротерозойских образований начинается в Карельской зоне гимольской, парандовской и тундровой сериями, представленными спилитами, лептитами, разнообразными слюдяными, филлитовыми, тальк-хлоритовыми сланцами, а также гнейсами, параамфиболитами и магнетитовыми кварцитами (Кратц, 1960<sub>1</sub>).

В пределах Кольского п-ова разновозрастными являются гранатовые, кианитовые, ставролитовые и другие гнейсы и сланцы с подчиненными прослоями амфиболитов и основных эффузивов кейвской и тикшозерской серий.

В пределах Карельской зоны выделяется более молодая, чем выше-рассмотренные, тунгудская серия (Кратц, 1960<sub>1</sub>), сложенная в основном вулканогенными породами.

В Западной Карелии тунгудская серия залегают с отчетливым несогласием на более древних нижнепротерозойских образованиях. В то же время в восточном и южном районах Карельской зоны эта серия залегают на породах нижнего протерозоя без видимого несогласия.

Верхняя часть разреза нижнего протерозоя выражена в Юго-Западной Карелии ладожской серией слоистых слюдяных, андалузитовых, гранатовых, ставролитовых и кордиеритовых сланцев и кварцитов. По

мнению К. О. Кратца (1960<sub>1</sub>), с ладожской серией возможно сопоставлять верхнюю сланцевую толщу кейвской серии на Кольском п-ове.

Таким образом, нижнепротерозойский этап развития в Карельской и Кольской зонах представлял собой период интенсивного геосинклинального осадконакопления, которое началось отложением очень мощных осадочных и осадочно-вулканогенных пород — во внутренних зонах карельской геосинклинальной области образовались характерные спилито-кератофировые и кремнисто-железистые толщи — и закончилось накоплением существенно терригенных, флишевого типа толщ в окраинных ее зонах.

Среднепротерозойские отложения развиты в Карельской и Кольской складчатых зонах сравнительно ограниченно (Кратц, 1960<sub>1</sub>). В пределах Карелии они начинаются сариолийскими образованиями, представленными конгломератами, аркозами и граувакковыми песчаниками и залегающими с угловым несогласием на нижнепротерозойских и архейских породах. Выше по разрезу следуют ятулийские образования, выраженные в центральных районах Карелии сегозерской серией аркозов, кварцито-песчаников, кварцевых конгломератов и кварцитов.

В южной части Карелии аналогом сегозерской серии является онежская серия, представленная кварцито-песчаниками, кварцевыми конгломератами, глинистыми, кремнистыми и шунгитовыми сланцами и карбонатными породами. В основании этой серии также выделяются базальные сланцы. В составе онежской серии, кроме того, сравнительно ограниченно развиты диабазовые эффузивы и гипабиссальные интрузии.

Разрез среднепротерозойских отложений в южных и восточных частях Карелии заканчивается вулканогенной суйсарской серией (Полканов, 1956; Кратц, 1960<sub>1</sub>), которая имеет локальное распространение и сложена пикритами, диабазом, туфами и туфобрекчиями и частично глинистыми и кремнистыми сланцами. Аналогом этой серии является комплекс основных вулканитов и ультраосновных интрузий Ветреного Пояса в Северо-Восточной Карелии (Полканов, 1956). Для этих пород также характерен спилитовый тип.

По литологическому составу пород, условиям залегания, характеру проявления магматизма и метаморфизма рассмотренные ятулийские образования Карелии весьма сходны с варзугской серией Кольского полуострова (Кратц, 1960<sub>1</sub>) или верхней частью свиты имандра-варзуга (по данным других авторов). Эта серия начинается здесь толщей базальных конгломератов и представлена кварцитами, доломитами и глинистыми сланцами (филлитами), многократно переслаивающимися с мощными покровами диабазов, туфами, туфобрекчиями. Осадочно-вулканогенные породы верхней части свиты имандра-варзуга слагают центральную часть крупного Печенгско-Варзугского синклинория.

В западной части Кольской зоны к отложениям среднего протерозоя несколько условно относится печенгская серия, сходная с варзугской серией по литологическому составу пород, но явно отличная от нее по своей мощности и подавляющему преобладанию основных эффузивов над осадочными породами.

Нижнепротерозойские и среднепротерозойские осадочные и вулканогенные серии восточной части Балтийского щита прорваны интрузиями разнообразных магматических пород. Более ранние из интрузий, связанные с начальными этапами карельской складчатости, представлены основными, ультраосновными, средними и гранитоидными породами. Древнейшими из них являются серпентиниты, пироксениты, перидотиты, габбро-анортозиты, габбро-нориты и габбро, которыми сложены массивы и жилы кольской, тундровой и кейвской серии Кольской зоны.

На поздних этапах карельской складчатости произошло внедрение широко распространенных микроклиновых гранитов (граниты III группы), мигматитов, плагиогранитов и гнейсо-диоритов. Интрузии последних прорывают кольскую, кейвскую и тундровую серии и обычно приурочены к сводам антиклиналей.

Интрузивный магматизм среднего протерозоя проявился в восточной части Балтийского щита лишь в виде небольших основных, реже ультраосновных гипабиссальных интрузий. К этой группе пород относятся на Кольском п-ове перидотиты, пироксениты и габбро, интрузирующие зеленокаменные породы имандровской и варзугской серий.

В восточной части Карелии интрузии основных и ультраосновных пород протягиваются вдоль южного склона возвышенности Ветреный Пояс в виде небольших (длиной от 500 до 2700 м) прерывистых линзообразных тел. Общее северо-западное простирание интрузий сменяется к юго-востоку от Кож-озера на меридиональное.

### *Верхний протерозой*

К верхнему протерозою на Балтийском щите относятся иотнийские и гиперборейские (рифейские) отложения, сохранившиеся в его окраинных частях, в Карелии и на Кольском п-ове.

Иотнийские образования более полно развиты в южной Карелии, где они подразделяются на две свиты или толщи (Полканов, 1956). Нижняя свита (ранний иотний или хогландий) представлена в районе Петрозаводска (Брусно, Каменный Бор) серыми кварцито-песчаниками, алевролитами с базальными конгломератами в основании. Верхняя свита складывается шокшинскими красноцветными кварцито-песчаниками.

Видимая мощность толщи иотнийских кварцито-песчаников, сохранившихся от эрозии в тектонической депрессии западного Прионежья, измеряется многими сотнями метров и, вероятно, достигает более 1000 м (Полканов, 1956).

Иотнийские красноцветные и пестроцветные песчаники представляют, как отмечали многие исследователи, поздние молассы карелид (Шатский, 1960). Они выполняют сравнительно плоские впадины, залегающая несогласно на суйсарском комплексе вулканитов, относящихся к верхам ятулия — карелия. Тем самым определяется нижняя стратиграфическая граница формаций хогландия — иотния.

Верхняя стратиграфическая граница иотния устанавливается в Норвегии к северо-западу от оз. Мьезен, где иотнийские песчаники несогласно покрываются формацией спарагмита (Шатский, 1955).

К иотнийской серии относятся также красные песчаники терской свиты на северном и юго-восточном побережье Кольского полуострова (Кратц и Шуркин, 1960). Мощность их в районе Терского побережья достигает 100 м.

Гиперборейские (рифейские) отложения выходят вдоль северо-восточной окраины Балтийского щита на полуостровах Рыбачий и Средний и на о. Кильдин. Они представлены мощными толщами (до 4000—5000 м) терригенных пород, широко известных в литературе под названиями гиперборейской формации, спарагмита, зокембрия и т. д.

На основании исследований А. А. Полканова, Д. Ф. Агапьева и Т. П. Вронко, рассмотренных Е. Н. Люткевичем и Л. Я. Харитоновым (1958), а также на материале личных наблюдений, Б. М. Келлер и Б. С. Соколов (1960) выделяют в пределах северной береговой полосы Кольского п-ова две структурно-фациальные зоны — внешнюю и внутреннюю, различающиеся по характеру разреза, степени метаморфизма и дислоцированности пород.

Внутренняя зона, охватывающая п-ов Средний и о. Кильдин и прилегающая к архейским и карельским породам Балтийского щита, отличается очень пологим залеганием гиперборейских отложений и их незначительным метаморфизмом. В то же время внешняя зона, включающая п-ов Рыбачий, характеризуется развитием типично складчатых образований гиперборей.

В составе позднего докембрия п-ова Среднего и о. Кильдина Б. М. Келлер и Б. С. Соколов (1960) выделяют две серии: нижнюю — кильдинскую и верхнюю — волоковую. Обе серии сложены преимущественно обломочными породами: песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

Кильдинская серия п-ова Среднего начинается кварцевыми песчаниками, которые с размывом залегают на архейских и карельских породах, выполняя в них эрозионные углубления. Отличительная особенность этой серии — развитие глауконитовых песчаников, красноцветных пород и доломитов. Абсолютный возраст глауконитового песчаника п-ова Средний определяется А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом (1960<sub>2</sub>) в 920 млн. лет. Общая мощность кильдинской серии п-ова Среднего равна 600—700 м.

Близкое строение имеет разрез кильдинской серии о. Кильдина. Однако здесь развиты пласты строматолитовых доломитов (Келлер и Соколов, 1960). Возраст филлитов и глауконитового песчаника с о. Кильдина равен 1030—1010 млн. лет (по глаукониту, А. А. Полканов и Э. К. Герлинг, 1960<sub>2</sub>).

Волоковая серия развита наиболее полно в северной части п-ова Среднего, где она трансгрессивно залегают на породах кильдинской серии, и представлена пачками песчаников и аргиллитов, чередующихся между собой. Общая мощность волоковой серии на п-ове Среднем составляет более 220 м.

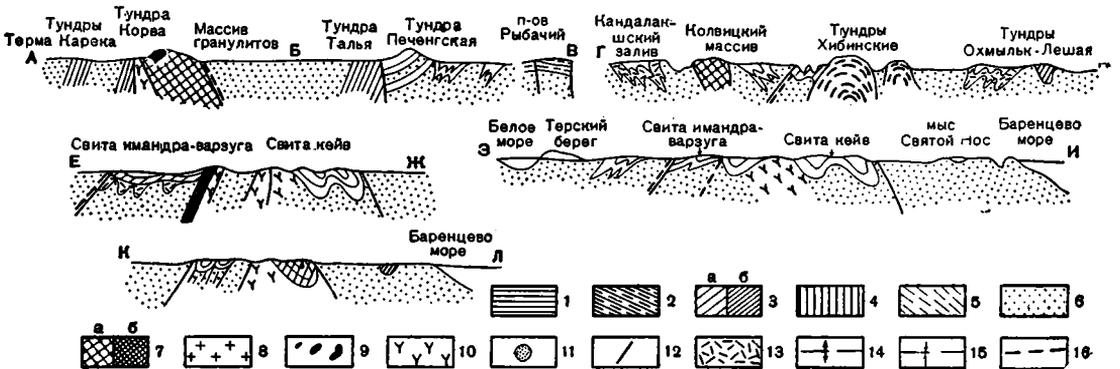
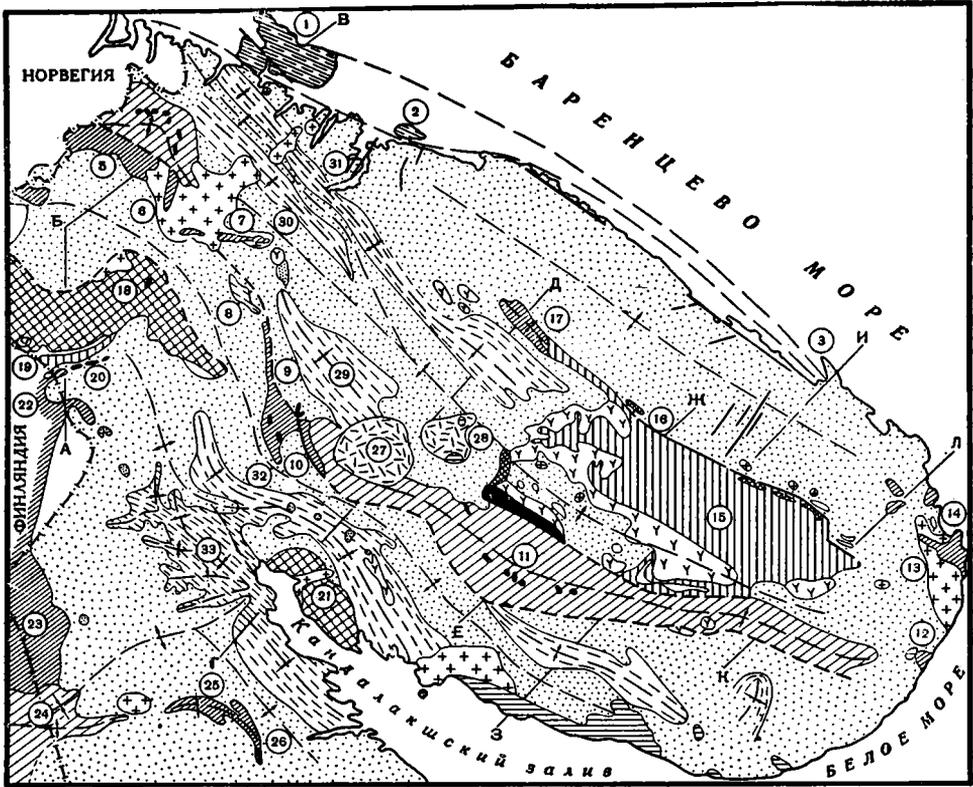
Разрез позднего докембрия (гиперборей) п-ова Рыбачьего начинается толщей конгломератов и филлитов, выше которых залегают очень мощная толща аркозов с прослоями конгломератов. Верхнюю часть составляет толща разнообразных сланцев. Общая мощность гиперборей п-ова Рыбачьего достигает 4800 м (Люткевич и Харитонов, 1958). Возраст филлитов этого района, по данным определений радиоактивным методом, составляет 887—715 млн. лет (Полканов и Герлинг, 1960<sub>2</sub>).

Б. М. Келлер и Б. С. Соколов (1960) сопоставляют по водорослям кильдинскую серию с каратавской серией Урала. Одновозрастность этих серий подтверждается и данными определений абсолютного возраста пород аргоновым методом. Так, для пород каратавской серии получены цифры 900 и 1000 млн. лет и 850—900 млн. лет — для кильдинской серии (Г. А. Казаков и Н. И. Полевая).

Как отмечают Б. М. Келлер и Б. С. Соколов (1960), кильдинская и волоковая серии северо-восточной окраины Балтийского щита находят своих полных аналогов на Русской платформе в виде отложений сердобской и валдайской серий.

## Тектоника

Как было показано в работах А. А. Полканова (1939), Н. С. Шатского (1946), Л. Я. Харитонова (1955), К. О. Кратца (1958, 1960<sub>1</sub>) и многих других исследователей, восточная часть Балтийского щита к югу от зоны гиперборей п-ова Рыбачьего состоит из системы синклинориев общего северо-западного простирания, выполненных мощными осадочно-вулканогенными формациями карельского комплекса, которые разделены поднятиями гнейсов архея. Эти поднятия выражены либо в виде крупных антиклинориев, либо в виде обширных внутренних массивов.



Фиг. 14. Тектоническая схема Мурманской области. Составил Л. Я. Харитонов, 1958 г.

1 — слабо дислоцированные девонские отложения; 2 — докембрийские складчатые отложения; 3 — синклинии, образованные преимущественно вулканическими породами протерозоя и нижнего палеозоя (а — верхний структурный ярус, б — нижний структурный ярус); 4 — синклинии, сложенные гнейсами и сланцами протерозоя; 5 — синклинии гнейсовых комплексов архея; б — архейские гнейсы, гнейсо-граниты, граниты и мигматиты и подчиненные им основные интрузивные породы, слагающие области антиклинориев и срединных масс; 7 — основные породы верхнего протерозоя (а) и протерозоя (б); 8 — граниты протерозоя; 9 — основные и ультраосновные породы верхнего протерозоя и предположительно нижнего палеозоя; 10 — щелочные граниты нижнего палеозоя; 11 — основные и щелочные породы нижнего палеозоя; 12 — дайки габбро-диабазов; 13 — нефелиновые сиениты среднего палеозоя; 14 — оси антиклинориев, 15 — оси синклинориев; 16 — зоны разломов разного возраста

Арабские цифры в кружках: 1 — п-ов Рыбачий; 2 — о. Кильдин; 3 — Святой Нос; 4 — Печенгские и Кучин-тундры; 5 — Талья-тундра; 6 — Толпывид; 7 — Кеулик-Кингерем; 8 — Анис-тундра; 9 — Главный хребт Волчьих Монче-Чуна-тундр; 10 — Кислая губа; Вите полуостров, гора Арваренч; 11 — Имандра-Варзуга; 12 — устье р. Снежныцы; 13 — устье р. Поной; 14 — устье р. Качковки; 15 — Кейвы; 16 — Колм-озеро-Поросозеро; 17 — Охмыльк-Лешая-Полмос (Воронь тундры); 18 — Гранулитовый (Сальютундровский) синклинорий; 19 — Кора-тундра; 20 — Подас-тундра; 21 — Колвичский и Кандалакшский массивы; 22 — Терма-Карекя-тундры; 23 — Куоляярви; 24 — Панозеро; 25 — Кукаозеро; 26 — Тикшозеро; 27 — Хибинский массив; 28 — Ловоозерский массив; 29 — Занмандровский синклинорий; 30 — Шонгуй-Кицкий синклинорий; 31 — Мурманско-Титовский синклинорий; 32 — Колвичский синклинорий; 33 — Енско-Лоукский синклинорий

Вдоль юго-западного и северо-западного побережья Кандалакшского залива и Онежской губы выделяется огромный Беломорский массив, сложенный нижнеархейскими гнейсами, которые были глубоко метаморфизованы и гранитизированы и чрезвычайно интенсивно дислоцированы еще в донижнепротерозойскую эпоху.

Разнообразные гнейсы, слагающие Беломорский массив, образуют сложные глубинные структурные формы разнообразной ориентации, что является наиболее характерной чертой массива и выделяет его среди линейных складчатых систем (фиг. 14). Гнейсовые толщи повсеместно собраны в сильно сжатые, обычно изоклинальные складки, нередко с опрокинутым залеганием осевых плоскостей.

Складчатость древнейших образований Беломорского массива имеет в основном северо-западное простирание. Однако, наряду с этим основным простиранием, часто имеют место отклонения ориентировки складок меньших размеров в широтном и даже в северо-восточном направлениях. Широко также развиты дугообразные округлые структурные формы гнейсовых комплексов.

Таким образом, в результате архейской складчатости в области Беломорья были сформированы сложные складчатые сооружения (беломорида), которые определили в дальнейшем крупный Беломорский срединный массив, разделивший карельскую геосинклинальную область на две зоны: карельскую и кольскую.

По своему внутреннему строению Беломорский массив состоит из ряда синклинориев и антиклинориев. В его составе Л. Я. Харитоновым выделяются следующие структурные формы (см. фиг. 14): Кандалакшский антиклинорий, Сально-тундро-Колвицкая синклинорная зона, Енско-Лоукский синклинорий и Ковдозерско-Тикшозерский антиклинорий.

#### Карельская складчатая зона

Сложная складчатая система Карельской зоны расчленяется на ряд крупных синклинориев и синклинориев, в строении которых принимают участие мощные складчатые образования карелид и в меньшей степени породы архея. Крупнейшими структурами ранних карелид являются, по К. О. Кратцу (1958), Восточно-Финляндский, Центральнo-Карельский, Восточно-Карельский и Северо-Карельский синклинории, сложенные в основном интенсивно складчатыми мощными осадочно-вулканогенными комплексами нижнего протерозоя. Их разделяют крупные Центральнo-Карельский, Северо-Карельский и Восточно-Финляндский антиклинории. В ядрах этих антиклинориев вскрываются архейские граниты и гнейсы, подвергшиеся структурной переработке и интенсивной гранитизации в процессе карельской складчатости, а также интрузии нижнего протерозоя. Названные синклинории и антиклинории ранних карелид Карельской зоны имеют общее северо-западное простирание с местными изменениями их ориентировки от широтной до меридиональной.

Нижнекарельские образования синклинориев Карельской зоны обычно собраны в крутые, сильно сжатые складки, местами опрокинутые на север и северо-восток.

Архейские породы, развитые в ядрах антиклинориев и образующие наиболее древний структурный этаж, характеризуются проявлением глыбовой тектоники, сформировавшей, как это отмечает К. О. Кратц (1960), своеобразные горст-антиклинальные структуры, обычно обволакиваемые синклиноориями и обуславливающие иногда очень сложные изгибы нижнепротерозойских складчатых структур, отличающиеся от

общего простираания ранних карелид. Эта сопряженность структур в архейских породах антиклинориев со структурами смежных синклинориев ранних карелид обусловлена, по мнению К. О. Кратца (1960<sub>1</sub>), вовлечением архейских образований в раннекарельскую складчатость с переработкой их структур и с интенсивной гранитизацией. Синклинории ранних карелид на ряде участков ограничены по краям глубинными разломами, иногда они осложняют и внутренние их зоны.

Позднекарельские складчатые структуры (поздние карелиды) Карельской зоны резко отличаются от структур ранних карелид. В основном они выражены сравнительно пологими синклинальными складками северо-западного простираания с углами падения на крыльях 15—30°.

В составе восточной части Карельской зоны К. О. Кратцем (1960<sub>1</sub>) выделяются Восточно-Карельский, Онежский, Сегозерский, Янгозерский и другие синклинории (см. фиг. 13). По мнению К. О. Кратца, некоторые из синклинориев представляют собой структуры типа «наложенных мульд», например Суярвская синклиналь, или частично «унаследованных мульд» — Сегозерский, Онежский и другие синклинории.

В целом для поздних карелид характерно опрокидывание складок на структуры ранних карелид.

#### Кольская складчатая зона

Наиболее характерной чертой строения сложной складчатой системы карелид Кольского полуострова является чередование линейно вытянутых антиклинориев, сложенных породами архея, и синклинориев, образованных в основном мощными осадочно-вулканогенными комплексами нижнего и среднего протерозоя.

Линейные складчатые сооружения карелид Кольской зоны характеризуются также выдержанным северо-западным простираанием. Лишь примерно на меридиане 32°, северо-западнее оз. Большая Варзуга, отмечается резкое изменение простираания складок с северо-западного на меридиональное, создающее здесь характерный коленообразный изгиб меридионального направления.

Яркой отличительной особенностью Кольской зоны в целом является в общем близкое простираание складчатости в архейских и протерозойских образованиях.

В составе Кольской складчатой зоны выделяются в настоящее время, по К. О. Кратцу (1958, 1960<sub>1</sub>) и Л. Я. Харитонову, следующие основные структурные элементы (см. фиг. 13, 14, с юго-запада на северо-восток): Южно-Кольский или Терско-Нотозерский антиклинорий, Печенгско-Варзугский синклинорий, Центрально-Кольский антиклинорий, Кольско-Кейвский синклинорий и Мурманский или Северо-Кольский антиклинорий. Наиболее характерные структурные элементы Кольской складчатой зоны, которые определяют основные черты ее тектоники, — это Печенгско-Варзугский и Кольско-Кейвский синклинорий и ограничивающие их антиклинории. Эти синклинории прослеживаются в осевой части Кольской зоны карелид. Структурные взаимоотношения синклинориев пока еще не установлены. Они разобщены между собой полосой пород архея, которая рассматривается в структурном отношении как Центрально-Кольский антиклинорий.

Архейские гнейсограниты и микроклиновые граниты Центрально-Кольского антиклинория, собранные в крутые (60—80°) изоклинальные складки, характеризуются внутренней структурой, согласованной с простираанием пород свиты кейв и свиты имандра-варзуга в ограничивающих его синклинориях. Это свидетельствует, по-видимому, о том, что архейские образования антиклинория были вовлечены в карельскую

складчатость, сформировавшую мощные комплексы ранних и поздних карелид Кольско-Кейвского и Печенгско-Варзугского синклиналиев.

Нижнекарельские образования синклиналиев обычно сложены в крутые сжатые складки, осложненные множеством разломов. Характерно, как отмечает Л. Я. Харитонов (1960), что структуры ранних карелид Кольско-Кейвского синклиналия падают к северо-востоку и складки опрокинуты здесь к юго-западу, в то время как складки ранних карелид Печенгско-Варзугского синклиналия опрокинуты к северо-востоку. Складчатые структуры поздних карелид выделяются лишь в составе Печенгско-Варзугского синклиналия. Здесь среднепротерозойские отложения собраны в крутые и местами асимметричные (опрокинутые) складки, осложненные, по-видимому, более поздними разломами (Печенгская синклиналь). В целом структуры поздних карелид в пределах Печенгско-Варзугского синклиналия характеризуются более интенсивной складчатостью по сравнению с поздними карелидами Карельской складчатой зоны.

Осадочно-вулканогенные комплексы карелид, образующих Печенгско-Варзугский синклиналий, отделены от окружающих их архейских образований протяженными разломами. Столь же крупные глубинные разломы ограничивают крупный Кольско-Кейвский синклиналий. Северная его граница с архейскими гранитами Мурманского антиклиналия выражена зоной разломов, круто падающих к северу.

Мурманский антиклиналий слагается архейскими (возможно, и нижнепротерозойскими) гранитами и их мигматитами, для которых в общем характерно северо-западное простирание. На северо-востоке Мурманский антиклиналий граничит с рифейскими складчатыми образованиями, развитыми вдоль периферии Балтийского щита. Эта граница, по-видимому, является тектонической и выражена сложной системой разломов северо-западного простирания.

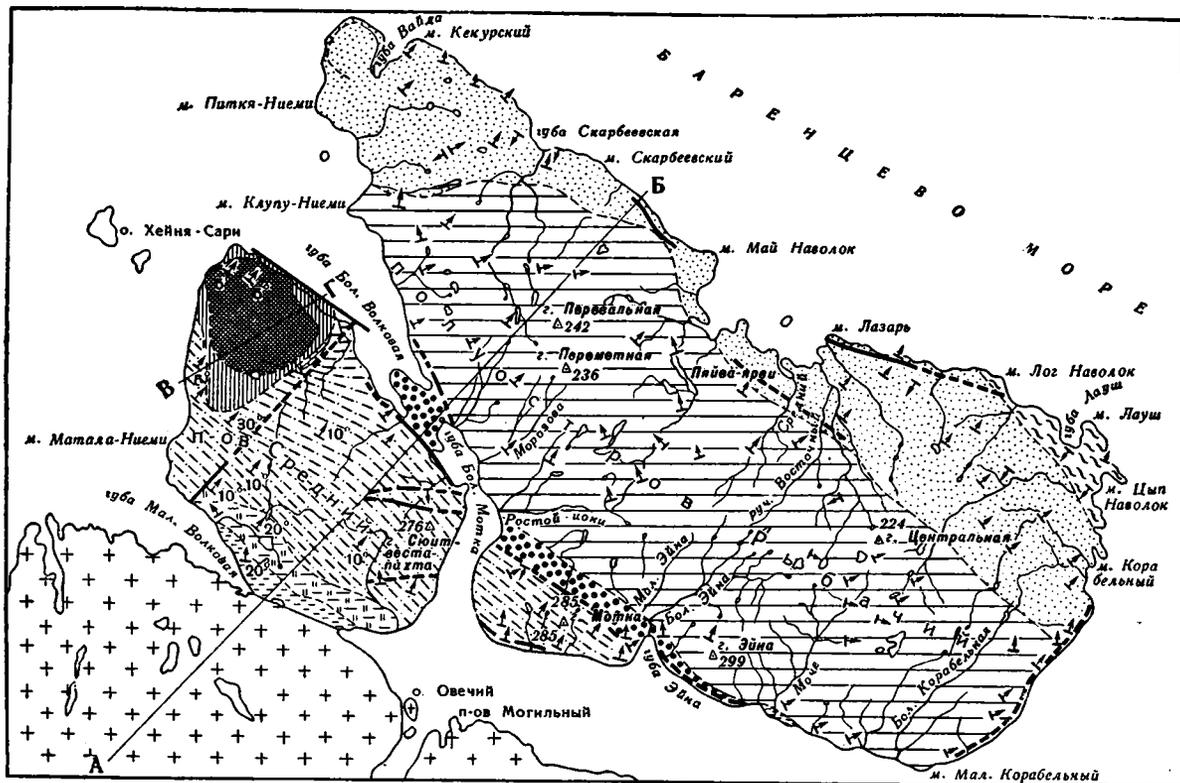
#### Кильдинско-Рыбачинская (северная) зона

Складчатые сооружения п-ова Рыбачий и о. Кильдин, сложенные дислоцированными осадочными толщами гиперборейской формации (спарагмит, рифей), простираются в северо-западном направлении. Западным их продолжением являются комплексы спарагмита Варангер-фиорда и Финмаркена (Хольтедаль, 1957). Завершающая складчатость в пределах рассматриваемой зоны произошла в рифейскую эпоху, когда в складки северо-западного простирания были собраны толщи геосинклинальных терригенных пород позднего докембрия, мощность которых превышает 4—5 км.

Внешняя и внутренняя части Северной зоны разделены между Средним и Рыбачьим полуостровами крупным разломом (фиг. 15). Внутренняя часть включает п-ов Средний и о. Кильдин. В ее пределах гиперборейские отложения, простирающиеся в северо-западном направлении, полого падают к северо-востоку под углами 10—12°. Мощность гиперборейских отложений рассматриваемой полосы составляет около 1000—1200 м.

Аналогичные песчаники и сланцы гиперборейя развиты на простирании этой полосы на мысе Святой нос Кольского п-ова, где они залегают почти горизонтально, осложняясь лишь мелкими складками с углами наклона слоев до 8—12°, и примыкают к обрывистому склону гранитов Кольской зоны по тектоническому контакту вдоль которого наблюдается брекчия трения.

По мнению Б. М. Келлера и Б. С. Соколова (1960), слабо метаморфизованные отложения позднего докембрия внутренней зоны сходны с рифеем Уральского Каратау, Полюдова Камня и даже с отложениями позднего докембрия осадочного чехла Русской платформы.



Фиг. 15. Геологическая карта полуостровов Среднего и Рыбачьего. Составили Т. П. Вронко и Д. Ф. Агапьев, 1949 г.

1 — глинистые сланцы; 2 — полевошпатово-кварцевые песчаники, алевроиты, глинистые и песчано-глинистые сланцы; 3 — кварцево-полимитовые и конгломератные песчаники с линзообразными прослоями глинистых и песчано-глинистых сланцев и конгломератов; 4 — межформационные конгломераты; 5 — толща тонкозернистых, тонкоплитчатых, кварцевых, кварцево-полевошпатовых и полимитовых песчаников с пачками черных глинистых сланцев; 6 — толща аркозовых песчаников с конгломератом; 7 — толща черных, зеленых и красных сланцев и песчаников с тонкими прослоями и линзами плотных доломитов; 8 — толща мелкозернистых, слоистых, серо-желтых и серых кварцево-полевошпатовых и полимитовых песчаников с пачками глинистых песчаников; 9 — толща среднезернистых, массивных, тонкоплитчатых, кварцевых песчаников белого и серо-желтого цвета; 10 — толща тонкозернистых, тонкоплитчатых, серо-зеленых, кварцевых, реже кварц-полевошпатовых песчаников с прослоями глинистых сланцев и глауконитовых песчаников; 11 — олигоклазовые гнейсо-граниты; 12 — тектонические нарушения, установленные (сплошная линия) и предполагаемые (пунктир)

Северная (внешняя) зона, включающая п-ов Рыбачий (и п-ов Варангер на западе), отделена от внутренней зоны региональным разломом северо-западного простирания и характеризуется совершенно иной тектоникой гиперборейских отложений, которые имеют здесь значительно большую мощность.

Гиперборейские образования п-ова Рыбачьего повсеместно собраны в складки с углами падения слоев 20—30° и до 40—50° на северо-востоке полуострова. Ширина основных складок 400—700 м, а более мелких — до 100 м. Складки в большинстве случаев асимметричные с наклоном осевых плоскостей на юго-запад. Хорошо развитый в сланцевой толще кливаж падает к северо-востоку под углами 30—70°.

В заключение рассмотрения геологии докембрия восточной части Балтийского щита следует отметить, что многие вопросы стратиграфии, магматизма и тектоники архея и протерозоя этого района еще не могут считаться вполне разрешенными. Данные определений абсолютного возраста метаморфических и интрузивных пород докембрия вносят много нового в структурное и геохронологическое районирование восточной части Балтийского щита. Однако выводы, основанные на 450 определениях, для огромной территории щита надо считать предварительными.

Так, до настоящего времени не вполне выяснен характер взаимоотношений протерозойских вулканогенно-осадочных пород с архейскими гнейсами и гранитами. При этом для определения границы между археем и карелидами должны широко использоваться не только данные изучения стратиграфических перерывов, угловых несогласий, метаморфизма, гранитизации и магматизма, но также и глубокий структурно-формационный анализ складчатых комплексов, практически до сих пор еще не примененный.

Вместе с тем состав, площадное распространение и структурные формы образований архея и карелид, резко различающихся между собой, установлены многочисленными исследованиями достаточно определенно и могут служить методической основой изучения фундамента платформенной плиты. Как было показано выше, архейские образования, включающие сложный комплекс пород катархея (3500—3100 млн. лет), самид (2510—2150 млн. лет) и беломорид (2150—1950 млн. лет) и представленные в основном сильно складчатыми парагнейсами, амфиболитами и разнообразными интрузиями, характеризуются чрезвычайно широким площадным распространением и являются основанием (фундаментом) для последующих образований протерозоя и палеозоя. В то же время вулканогенно-осадочные породы карелид и свекофенид (1620—1880 млн. лет) в виде ветвящихся полос синклиналиев покрывают лишь часть площади Балтийского щита, так как широкое распространение здесь имеют более древние образования архея в пределах ядер антиклинориев и срединных масс карелид.

Складчатое докембрийское обрамление древнейшей части Балтийского щита, образованное гиперборейскими формациями п-ова Рыбачьего (1130—920 млн. лет, 887—720 млн. лет), коррелируется по простиранию со складчатыми образованиями п-ова Канина и Тимана.

#### **ФУНДАМЕНТ СЕВЕРА ПЛАТФОРМЫ МЕЖДУ БАЛТИЙСКИМ ЩИТОМ И ТИМАНОМ**

Обширные петрографические исследования пород фундамента Русской платформы, проведенные в ее центральных и восточных районах, позволили выявить в общих чертах основные особенности его вещественного состава и структурного расчленения на ряд складчатых комплексов, различающихся по степени метаморфизма, дислоцированности и гранитизации пород. При корреляции метаморфических и изверженных

поряд складчатого основания платформы важнейшую роль играет сопоставление их с аналогичными докембрийскими складчатыми образованиями Балтийского и Украинского щитов.

Следует подчеркнуть, что о составе и структуре фундамента платформы при этом возможно судить по керну скважин, которые вскрывают фундамент на глубины лишь в несколько метров. Вследствие этого выводы о составе, возрасте и физических свойствах пород фундамента, основанные на материалах скважин, далеко не всегда достаточно обоснованы.

Задача корреляции метаморфических и изверженных пород фундамента Русской платформы и их сопоставление с докембрием щитов могут быть решены путем изучения абсолютного возраста пород. Исследования подобного рода уже позволили в ряде случаев сделать предварительные, но весьма существенные выводы о геохронологии пород докембрийского фундамента (Виноградов и др., 1960; Полканов и Герлинг, 1960<sub>1</sub>), причем некоторые из них находятся в явном противоречии с существовавшими ранее представлениями о возрасте и строении складчатого основания платформы (Шатский, 1946; Фотиади, 1957, 1958).

В составе фундамента восточной и северной части платформы могут быть выделены древний комплекс гнейсов и гранитогнейсов и более молодой комплекс парагнейсов и парасланцев, различающихся по степени метаморфизма, дислоцированности, составу пород, а также по данным определения их абсолютного возраста.

Древнейший комплекс гнейсов и гранитогнейсов, являющихся наиболее глубоко метаморфизованными и дислоцированными образованиями, слагает обширные по площади участки фундамента и весьма сложен по строению и составу. В его составе преобладают биотитовые гнейсы, плагиоклазовые гранитогнейсы и амфиболиты, которые представляют собой чрезвычайно глубоко метаморфизованные осадочные и изверженные породы, почти нацело утратившие признаки их генезиса. Породы гнейсового и гранитогнейсового комплекса повсеместно имеют крутые (до вертикальных) углы падения.

Как показывают данные определений абсолютного возраста (Полканов и Герлинг, 1960<sub>1</sub>; Виноградов и др., 1960), среди комплекса гнейсов и гранитогнейсов архея Русской платформы можно различать несколько крупнейших серий метаморфических образований. Так, было установлено, что гранитогнейсовое основание железорудных кварцитов КМА является одним из древнейших участков фундамента Русской платформы. Возраст гнейсов этого района — 2200—2500 млн. лет — соответствует возрасту саамид Балтийского щита.

Гнейсы саамид (2240 млн. лет) и их граниты (2040—2250 млн. лет) также широко распространены на востоке Русской платформы, где в районе южной части Татарского свода и Токмовского поднятия вскрыты гнейсы с возрастом 2240 млн. лет и граниты — 2040—2190, 2160—2250 млн. лет (Полканов и Герлинг, 1960<sub>1</sub>).

Комплексы гнейсов, имеющие возраст порядка 2140—1900 млн. лет, соответствующие беломорской серии гнейсов Балтийского щита, развиты в восточных районах платформы в Нижнем Поволжье, на Воронежском массиве и в других пунктах.

Более молодой по возрасту комплекс пород фундамента на востоке и севере платформы между Балтийским щитом и Тиманом характеризуется преимущественным развитием типичных парагнейсов и парасланцев. Среди них широко распространены биотито-гранито-силлиманито-кордиеритовые гнейсы и сланцы, а также гнейсы, обогащенные магнетитом, гиперстеном, графитом, гнейсы основного типа и др. Для пород парагнейсового комплекса более отчетливо выражено общее простирание складчатых структур, более или менее выдержанное и прямолиней-

ное, указывающее на относительно молодой их возраст по сравнению со сложными мозаичными структурами древнейшего гнейсового комплекса.

В восточной части Русской платформы парагнейсовый комплекс широко распространен в Среднем Поволжье, в Татарской и Башкирской АССР, западнее г. Уфы. Здесь, по данным бурения, могут быть выделены три крупные полосы парагнейсов.

Наиболее широко парагнейсы и парасланцы развиты вдоль Сызрано-Пачелмской зоны, протягивающейся от Пачелмы через Пензу и Сызрань к Куйбышеву на расстоянии свыше 400 км. Другая полоса распространения сходных парагнейсов (Акташско-Чеканская) прослеживается в южной части Татарского поднятия, вдоль которой в ряде мест вскрыты магнетитовые гнейсы и сланцы, гиперстеновые гнейсы и др. Третья полоса таких же парагнейсов и сланцев — в нижнем течении р. Камы на расстоянии около 130 км вдоль Граханско-Елабужского вала, ориентированного в северо-восточном направлении. Кроме гранито-силлиманитовых и других гнейсов, здесь встречены их разновидности, богатые магнетитом (Кирмени), а также граниты.

К западу от отмеченных полос распространения парагнейсов сходные образования фундамента вскрыты в Сундыре, Горьком, Москве и других пунктах. К западу от Москвы продолжением парагнейсового комплекса, по-видимому, можно считать полосу развития биотито-кордиерито-силлиманитовых гнейсов Прибалтики.

Образования парагнейсового комплекса повсеместно сильно дислоцированы с углами падения до 60—70° и более.

Возраст парагнейсового комплекса, составляющего второй структурный этаж фундамента платформы, верхнеархейско-нижнепротерозойский (Варданянц, 1958, 1960; Веселовская и др., 1959). Этот вывод в общем подтверждается и данными определенной абсолютного возраста пород парагнейсового комплекса (Юлово — Ишим, 1720 млн. лет; Танеевка, 1715 млн. лет; Ульяновск, 1250 млн. лет; Красная Поляна, 1370 млн. лет и др. — по А. П. Виноградову и др., 1960).

Фундамент Русской платформы повсеместно интенсивно гранитизирован. С калиевым метасоматозом связано образование красных или розовых микроклиновых гранитов. Калиевые граниты отмечаются как в архее, так и в протерозое, но наиболее интенсивно они формировались, по-видимому, во время карельской складчатости (в нижнем и среднем протерозое).

На востоке платформы в составе фундамента также широко распространены основные магматические породы, которые вскрыты многими скважинами, как правило, в зоне больших разломов, протягивающихся в широтном направлении через Сызрань, Жигули и др., а также в меридиональном — через Приказанский район в район Вятского вала. Во всех этих пунктах они представлены типичными норитами и габбро-норитами (Варданянц, 1960), которые тесно ассоциируют с породами парагнейсового комплекса, однако они не имеют признаков огнейсования. В то же время в ряде мест нориты и габбро-нориты подверглись калиевому метасоматозу с превращением в чарнокиты; это, вероятно, свидетельствует о том, что они моложе образований архея и относятся уже к нижнему протерозою.

В пределах рассматриваемой территории севера Русской платформы между Балтийским щитом и Тиманом и к северу от 58° с. ш. метаморфические и изверженные породы складчатого докембрийского фундамента вскрыты лишь отдельными редкими скважинами в области восточного склона Балтийского щита, северного склона Котельничского и Татарского поднятий, а также в пределах Вятского и Краснокамско-Полазненского валов. На всем остальном обширном пространстве этой

части севера платформы состав и возраст пород фундамента бурением не изучены.

Вблизи побережья Двинской губы Белого моря фундамент вскрыт скважинами в с. Неноксе, г. Архангельске и в с. Усть-Пинега. Эти скважины располагаются на простирации образований беломорского комплекса архея Балтийского щита.

У побережья Онежской губы Белого моря, на островах Кий и Крестовый обнажаются меланократовые амфиболо-гранатовые плагиогнейсы, переходящие в габбро-амфиболиты. Эти породы простираются к северо-западу и падают на северо-восток ( $25-30^\circ$ ) под толщу кембрийских глин западного берега Онежского п-ова. Такие же породы вскрыты ненокской скважиной на глубине 615,5—663 м, где они залегают в кровле интрузии порфировидных плагио-микроклиновых гранитов, возраст которых по абсолютной геохронологии составляет 1940—1860 млн. лет (Полканов и Герлинг, 1960<sub>1</sub>). К востоку от с. Неноксы, в г. Архангельске фундамент также сложен плагио-микроклиновыми гранитами. Скважина в с. Усть-Пинега (на 80 км юго-восточнее Архангельска) вскрыла гранитогнейсы архея. В другом районе восточного склона Балтийского щита, в Прионежье (район Лекшм-озера) вскрыты граниты, которые располагаются на простирации онежских гранитов Карелии.

В юго-восточной окраинной части Московского синеклизы фундамент вскрыт на ст. Опарино на глубине 2222 м, где он слагается преимущественно парагнейсами и амфиболитами. Амфиболиты во вскрытой части разреза архейских образований (2222—2237 м) играют подчиненную роль и обычно имеют ясно выраженную сланцеватую текстуру.

В центральной части Вятского вала архейские образования вскрыты на глубине 2350 м. Они представлены здесь гнейсами, гранитогнейсами и гранитами. Среди гнейсов, по Н. П. Старкову, выделяются биотитогранато-полевошпатовые, биотито-плагиоклазовые и хлоритизированные плагиоклазовые. Все эти разности характеризуются отчетливой гнейсовидной текстурой, участками они раздроблены и перемяты. Граниты и гранитогнейсы, вскрытые скважиной в районе г. Советска, крупнозернистые, розового и розовато-серого цвета. Северо-восточнее, в районе устья р. Чепцы, Шихово-Чепецкими скважинами вскрыты биотитовые гнейсы черного, серого и розовато-серого цвета.

В области северо-восточного склона Татарского свода кристаллические породы фундамента вскрыты многими глубокими разведочными скважинами и представлены в основном гранитогнейсами и гнейсами, реже амфиболитами, которые в ряде случаев относятся уже к карельскому комплексу.

В пределах Краснокамско-Полазненского вала на восточной периферии Русской платформы образования фундамента вскрыты Северокамской скважиной на глубине 2986 м и представлены в этом районе, по данным Е. Н. Ларионовой, гранитогнейсами и гнейсами розовато-серыми и зеленовато-серыми; гнейсы в основном микроклиновые. Некоторыми исследователями (Старков, Кобяк, Чирвинская, 1954) они сопоставляются с онежскими гранитами Карелии.

Метаморфические и интрузивные породы карельского возраста обнаружены в фундаменте севера Русской платформы лишь в нескольких пунктах Балтийского щита, а также севера Котельнического и Татарского поднятий.

В области восточного склона Балтийского щита метаморфические породы фундамента вскрыты Коношской опорной скважиной на отметке —781 м. Они представлены здесь в нижней части изученного разреза (около 50 м) зеленовато-серыми и серыми кварцито-песчаниками, переслаивающимися с глинисто-серицитовыми и хлоритовыми сланцами. Слои песчаников наклонены под крутыми, часто меняющимися углами.

Верхняя часть разреза протерозоя в Коноше, мощностью около 50 м, сложена грубозернистыми песчаниками с карбонатным цементом, которые еще выше по разрезу покрываются мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями глинисто-серицитовых сланцев.

Петрографические исследования метаморфических складчатых пород Коношской скважины показали высокую степень их метаморфизма, выражающегося в появлении среди них кристаллов турмалина (Тимофеев, 1935). В целом кристаллические породы Коноши весьма сходны с образованиями карелид Карелии. Карельский возраст этих пород подтверждается и условиями их залегания с крутыми углами падения слоев, тогда как более молодые отложения иотния залегают в районе Прионежья очень полого. Кроме того, метаморфические складчатые породы Коноши отличаются от шокшинских песчаников значительно большей степенью метаморфизма.

Южнее, в пределах Котельнического выступа фундамента, породы карельского возраста вскрыты опорной скважиной в районе ст. Котельнич на глубине 1892 м. Фундамент сложен здесь биотитовыми, биотито-амфиболовыми и амфиболовыми плагиоклазовыми гнейсами, которые местами интродуцированы гранитами, сильно раздроблены и изменены вторичными процессами. Возраст метаморфических образований фундамента в районе Котельнича составляет, по данным абсолютных определений, 1775—1705 млн. лет (Полканов и Герлинг, 1960<sub>1</sub>) или по материалам других исследований — 1400 млн. лет (Виноградов и др., 1960).

В области северо-восточного склона Татарского сводового поднятия кристаллические породы фундамента карельского возраста вскрыты скважиной на ст. Глазово, где они представлены биотито-плагиоклазовыми гранитогнейсами и амфиболитами. Все минералы гранитогнейсов и амфиболитов очень свежего облика, без следов вторичных изменений. Возраст пород фундамента в районе Глазова составляет, по данным определений абсолютного возраста, — 1750—1680 млн. лет (Полканов и Герлинг, 1960<sub>1</sub>). А. П. Виноградов и др. (1960) определяют возраст этих пород в 1340 млн. лет.

В скважинах, пробуренных в более южных районах Удмуртского структурного выступа, кроме отмеченных выше типов пород, в составе фундамента вскрыты также милониты плагиогранитов, амфиболиты и катаклазированные окварцованные кристаллические породы, принадлежащие наряду с образованиями, вскрытыми Глазовской скважиной, единой складчатой зоне карелид.

Несомненно, что породы карельского возраста были широко развиты в фундаменте севера платформы, как и на всей ее обширной территории, но в основном были уничтожены в процессе чрезвычайно длительной эрозии после завершения карельской складчатости, окончательно сформировавшей фундамент Русской платформы. Таким образом, основная часть фундамента Русской платформы представляет собой естественное продолжение древнейшей части Балтийского щита.

Давно предполагавшееся, по данным буровых скважин, геологическое сходство докембрия Балтийского и Украинского щитов и Русской платформы можно считать установленным после проведения обширных геохронологических исследований его абсолютного возраста (Полканов и Герлинг, 1960<sub>1</sub>; Виноградов и др., 1960).

Этот вывод открывает возможность широкой экстраполяции данных о геологическом строении Балтийского щита и его геофизической характеристике на закрытую осадочным чехлом часть Русской платформы.

В пределах северо-восточного внешнего угла Русской платформы ее складчатый докембрийский фундамент выступает на поверхность вдоль Тиманского кряжа и на п-ове Канин.

Тиманский кряж протягивается в общем северо-западном направлении на расстоянии около 900 км от места примыкания его к Северному Уралу в Колво-Вишерском крае до берегов Чешской губы Баренцова моря и выделяется в рельефе в виде системы сильно эродированных возвышенностей. В пределах наиболее значительных из них, известных на Тимане под названием «камней», и выступают на поверхности метаморфизованные породы фундамента, пронизанные разнообразными интрузиями. С юго-востока на северо-запад вдоль Тимана выделяются следующие выступы фундамента: Ксенофонтовский, Джемим-Парма, Оч-Парма, Вымско-Кедвинская гряда, Четласский Камень, Цилемский Камень и Северо-Тиманский Камень, а также Канинский Камень и мысы Лудоватые на полуострове Канине (см. фиг. 12).

Стратиграфия и тектоника метаморфических толщ фундамента Тиманского кряжа и п-ова Канина рассматриваются в работах Ф. Н. Чернышева (1902, 1915), А. А. Чернова (1947), Б. В. Милорадовича (1938), Н. Н. Тихоновича (1946), А. А. Малахова (1940), К. К. Волосовича (1944), П. Е. Оффмана (1945, 1949), О. А. Солнцева (1959), Э. А. Кальберг (1948), А. Я. Кремса (1948), Д. П. Сердюченко (1959), В. А. Калюжного (1959), Е. М. Люткевича (1953), В. С. Журавлева и М. И. Осадчука (1960) и др. Кроме того, важные обобщения по геологии Тимана принадлежат А. Н. Розанову (1943—1949), В. А. Левченко (1954—1960), М. В. Касьянову (1954), З. И. Цзю (1958).

Следует особо отметить, что в самое последнее время важные материалы о метаморфических свитах Тимана получены в процессе детальных исследований М. И. Осадчуком, А. Б. Наливкиным и др.

Данные этих исследователей, а также некоторые материалы собственных наблюдений автора, проводившихся на Джемим-Парме и Четласском Камне совместно с В. С. Журавлевым, и на Северном Тимане совместно с В. А. Дедеевым, послужили основой для несколько более подробной характеристики стратиграфии и тектоники метаморфических толщ Тимана, которая дается ниже.

### Стратиграфия

Ввиду слабой обнаженности метаморфических толщ Тимана, увязка между собой их изолированных выходов встречает значительные затруднения, в связи с чем в настоящее время еще не существует общепринятого стратиграфического подразделения метаморфических толщ Тимана. Наряду с этим, рядом исследователей в последнее время предложены стратиграфические схемы метаморфических толщ, которые распространяются на всю территорию Тимана и п-ова Канина (Чернов, 1947; Солнцев, 1959; Солнцев и Кушнарева, 1957; Калюжный, 1959; Журавлев и Осадчук, 1960).

Наиболее полный разрез метаморфических толщ вскрывается на Четласском Камне Среднего Тимана, где Э. А. Кальберг (1948) впервые выделила в их составе (снизу вверх): четласскую свиту сланцев, джемимскую (аньюгскую) свиту кварцитов и быстринскую свиту доломитов и сланцев. В период с 1946 по 1950 г. (О. А. Солнцев, В. А. Левченко, С. Ф. Здоров и др.) эта схема была дополнена выделением бобровской свиты, в которую О. А. Солнцев обособил толщу сланцев, залегающую над кварцитами джемимской свиты и постепенно переходящую, по его мнению, в вышележащие известняки и доломиты быструхинской свиты.

Таким образом, стратиграфическая схема метаморфических толщ Четласского Камня, по Солнцеву, предусматривает их расчленение на четыре свиты: четласскую, джежимскую, бобровскую и быструхинскую, причем четласская свита относится Солнцевым (Солнцев и Кушнарва, 1957) к рифейской системе, а вышележащие свиты, отделенные от нее перерывом и угловым несогласием,— к кембрию. Эта стратиграфическая схема распространена О. А. Солнцевым (1959) на всю территорию Тимана.

В 1956—1957 гг. в результате детальных исследований геологов Северо-Западного геологического управления схема стратиграфии метаморфических толщ Четласского Камня была несколько изменена. По мнению М. И. Осадчука и ряда других исследователей, с джежимской свитой Южного Тимана может быть сопоставлена только косьюсская толща кварцитов, развитая вдоль юго-западного края Четласского Камня. Залегающие здесь под ними сланцы и кварциты он обособил в четласскую свиту, нижняя часть которой, в его понимании, соответствует бобровской и джежимской свитам, по О. А. Солнцеву (1959). Отсюда сделан вывод о том, что две последних свиты Солнцева значительно древнее кварцитов косьюсской толщи, которая считается стратиграфическим аналогом джежимской свиты Южного Тимана. Более древней, чем четласская свита, по мнению М. И. Осадчука, является толща кварцитов, выделенная ими в светлинскую свиту.

Стратиграфия метаморфических толщ Четласского Камня с учетом новейших данных изложена В. С. Журавлевым и М. И. Осадчуком (1960). Отложения наиболее древней светлинской свиты выделяются, как отмечают названные исследователи, в ядре Четласской антиклинали, а также к северу от нее, на Светлинском гольце, и представлены серыми кварцитами. Мощность их в районе Светлинского гольца превышает 1850 м.

Четласская свита, сложенная переслаивающимися кварцитами и сланцами, подразделяется М. И. Осадчуком на четыре подсвиты. Первая и третья подсвиты отличаются преобладанием кварцитов и песчаников, а вторая и четвертая сложены преимущественно сланцами. Мощность отдельных подсвит изменяется в пределах от 500 до 700 м. Верхняя, четвертая подсвита, мощность которой достигает 700 м, развита на западном крыле Четласской антиклинали.

Джежимская свита выделяется на юго-западной окраине Четласской антиклинали, где она залегает на четласской свите. Эта свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена переслаивающимися кварцитами, алевролитами и сланцами, чередующимися между собой. Мощность ее достигает 350 м. Вторая подсвита слагается серыми кварцитами и аркозовыми кварцито-песчаниками, видимая мощность которых достигает 500 м.

Быстринская свита Четласского Камня существенно отличается от подстилающей ее джежимской свиты. В составе этой свиты выделяются две подсвиты. Нижняя (карбонатная, по Э. А. Кальберг, 1948) сложена доломитами, мраморизованными известняками и мраморами с прослоями кварцево-серицитовых и других сланцев. Мощность ее достигает 650 м. Вторая подсвита (оселковая подсвита, по Э. А. Кальберг, 1948) представлена серыми кварцево-серицитовыми, серицито-глинистыми и слюисто-кварцевыми сланцами с характерной брусчатой отдельностью.

Мощность нижней и верхней подсвит быстринской свиты определяется различными исследователями по-разному, что объясняется сложными фациальными изменениями ее по простиранию. Мощность нижней подсвиты оценивается Э. А. Кальберг (1948) в 1200—1500 м, О. А. Солнцевым (1959)— в 1000 м, М. И. Осадчуком — до 650 м. По В. М. Горскому-Кручинину, мощность нижней подсвиты увеличивается

от 1900 до 3400 м, мощность верхней подсвиты равна 1800—2500 м, по Э. А. Кальберг (1948), по О. А. Солнцеву (1959)—1200 м.

Образования быструхинской свиты венчают разрез метаморфических толщ складчатого фундамента на Четласском Камне.

Как отмечают В. С. Журавлев и М. И. Осадчук (1960), разрез Четласского Камня является опорным для рассмотренной внешней (западной) полосы выходов метаморфических пород складчатого фундамента на Тимане и Канине. Он характеризуется наибольшей полнотой и мощностью (свыше 7000 м).

К юго-востоку от Четласского Камня, на Оч-Парме и Джежим-Парме, образования светлинской свиты и трех нижних подсвит четласской свиты, по мнению В. С. Журавлева и М. И. Осадчука (1960), не обнажены. С четвертой подсвитой четласской свиты на Оч-Парме и Джежим-Парме эти исследователи сопоставляют кварцево-серцитито-хлоритовые сланцы, переслаивающиеся с алевролитами и кварцито-песчаниками, которые залегают здесь в основании видимой части разреза. Их видимая мощность достигает на Оч-Парме 1000 м, на Джежим-Парме 700 м.

По составу и низкой степени метаморфизма сланцевые толщи Джежим-Пармы очень сходны, как отмечает Д. П. Сердюченко (1959), со сланцами в скважине Большие Пороги на р. Вымь. Здесь эти сланцы вскрыты на глубине 1090—1301 м и представляют собой чередование глинистых и песчаных слоев.

На Оч-Парме и Джежим-Парме джежимская свита представлена буровато-красными кварцитами и кварцито-песчаниками. Мощность ее в первом районе превышает 250 м, во втором — не менее 900 м.

На Ксенофонтовском поднятии и на Полюдовом Камне Урала с джежимской свитой сопоставляется, по мнению В. С. Журавлева и М. И. Осадчука, россольнинская свита, залегающая там в основании видимой части разреза и представленная кварцитовидными песчаниками, которые чередуются с алевролитами и аргиллитовыми сланцами (Чочиа, 1955). В районе Ксенофонтовского выступа в ее составе отмечены конгломераты. Видимая мощность россольнинской свиты на Полюдовом Камне изменяется от 200 до 800 м, на Ксенофонтовском выступе она равна 125 м.

Быстринская свита представлена на Оч-Парме и Джежим-Парме лишь своей нижней частью — карбонатной подсвитой. На Оч-Парме она выражена темно-серыми и серыми массивными доломитами; мощность их, по О. А. Солнцеву, 3500 м и не превышает 1400 м — по данным К. К. Воллосовича.

На Джежим-Парме быстринская свита сложена серыми и розоватыми водорослевыми доломитами и слоистыми известняками, мощность ее здесь более 1100 м. На Ксенофонтовском выступе и Полюдовом Камне западного склона Урала с быстринской свитой сопоставляются деминская и низьвенская свиты, выделенные Н. Г. Чочиа (1955).

Деминская свита на Полюдовом Камне и на Ксенофонтовском выступе представлена в основном мергелями и известняками. В первом районе мощность ее изменяется от 150 до 300 м, во втором — достигает 375 м. Низьвенская свита сложена здесь массивными доломитами и доломитизированными известняками с *Collenia*; мощность ее на Полюдовом Камне колеблется от 800 до 1700 м. На огромном расстоянии от п-ова Канина и Ксенофонтовского выступа и Полюдова кряжа быстринская свита характеризуется выдержанным разрезом по составу пород и повсеместно сложена доломитами с характерными водорослями, что обуславливает ее важное стратиграфическое значение.

Сходство разрезов метаморфических толщ западной окраины Тимана с отложениями верхнего рифея на западном склоне Урала позволило расчленить их в районе стыка Урала и Тимана по единой стратигра-

фической схеме, разработанной Б. М. Келлером (1952), Н. Г. Чочиа (1955), Е. В. Владимирской (1955) и другими исследователями. Таким образом, достаточно достоверно устанавливается рифейский возраст метаморфических толщ Тимана.

К северо-востоку от рассматриваемых выше выступов внешней зоны Тимана породы складчатого фундамента вскрыты рядом скважин. В Ухтинском и Верхнежемском районах Южного Тимана метаморфические породы складчатого фундамента вскрыты под осадочным чехлом двумя профилями скважин. Скважины, пробуренные вдоль среднего течения рр. Ухты и Яреги, вскрыли ряд толщ метаморфических сланцев, которые сопоставляются О. А. Солнцевым (1959), В. А. Калюжным (1959) и др. с четласской, джежимской и бобровской свитами. Однако стратиграфия этих метаморфических толщ еще не может считаться установленной. Здесь встречены новые типы пород. К четласской свите в этом районе отнесены вскрытые в забое скважины крутопадающие темно-серые тонкоплитчатые кварцево-хлорито-серицито-слюдистые сланцы.

Джежимская свита представлена здесь серыми кварцевыми конгломератовидными песчаниками, переходящими вверх по разрезу в более мелкозернистые кварциты и песчаники. Мощность джежимской свиты, залегающей в общем более полого, чем нижележащая, четласская, достигает 260 м.

Однако следует отметить, что сопоставление этих двух толщ с разрезами более западных районов затруднено, особенно из-за отсутствия маркирующих горизонтов доломитов быструхинской свиты.

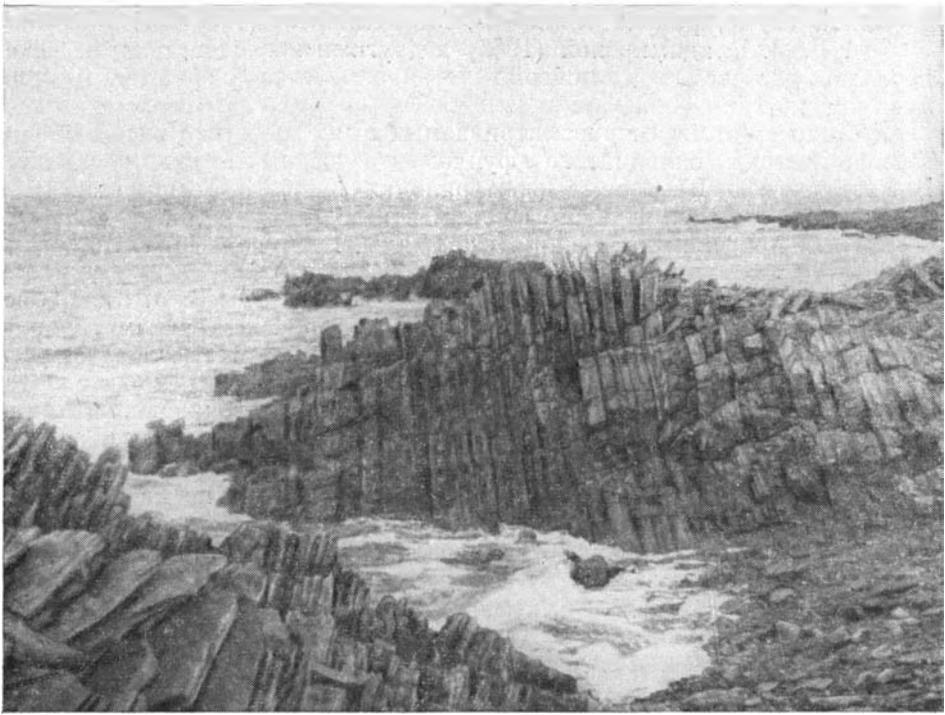
Метаморфические породы, вскрытые опорной скважиной «Зеленец», отличны, по мнению З. И. Цзю, от пород, известных на Тимане. Они представлены в нижней части хлорито-слюдисто-кварцевыми сланцами, а в верхней части — сидерито-кварцево-серицитовыми, несколько оталькованными сланцами.

По мнению В. А. Калюжного (1959), метаморфические толщи Ухтинского и Чутинского районов отличаются большим метаморфизмом по сравнению со сланцами Оч-Пармы, что находит выражение в их биотитизации, фельдшпатизации, окварцевании и т. д. Д. П. Сердюченко (1959) отмечает общее возрастание метаморфизма сланцев Тимана с юго-запада на северо-восток и расчленяет сланцы Южного Тимана по степени их метаморфизованности на три зоны — западную (Большие Пороги — Джежим-Парма), центральную (Оч-Парма) и восточную (район Верхней Чути и Крутой).

К северо-западу от Ухтинского района метаморфические сланцы известны в пределах Вымско-Вольской гряды. Здесь развиты серые, темно-серые кварцево-слюдисто-хлоритовые сланцы, близкие к сланцам Ухтинского района. Сходные метаморфические образования вскрыты скважинами на северном окончании Вымско-Вольский гряды, на Верховской структуре.

К северу от Четласского Камня, в верховье р. Цильмы, метаморфические сланцы выступают на Цильменском Камне. Здесь И. И. Гинзбург в 1933 г. были обнаружены темные аспидные сланцы и слюдистые тонкоплитчатые, темно-зеленые кровельные сланцы, иногда переслаивающиеся с доломитами. По данным Д. П. Сердюченко (1959), производившего здесь исследования в 1941 г., породы Цильменского Камня, имеющие кварцево-серицитовую основную массу, часто представляют собой сильно раздавленный турмалино-биотито-гранатовый серицито-хлорито-кварцевый сланец.

На Северо-Тиманском Камне метаморфические сланцы широко обнажены на побережье Чешской губы, на мысах Бармина и Румяничном, в пределах возвышенностей Большие и Малые Камешки, по рекам Васькиной и Камбальнице и в ряде других пунктов.



Фиг. 16. Метаморфические сланцы Северного Тимана, мыс Бармин  
(фото Р. А. Гафарова, 1959 г.)

Ф. Н. Чернышев (1915) впервые установил резко несогласное залегание на сланцах верхнесилурийских известняков с брахиоподами, чем был доказан доверхнесилурийский возраст метаморфических сланцев Северного Тимана.

В 1936 г. В. П. Бархатова в пределах Северного Тимана выделила всю толщу метаморфических сланцев в единую барминскую свиту, мощность которой она оценивала в несколько километров.

В 1959 г. автором совместно с В. А. Дедеевым были проведены исследования тектоники метаморфических сланцев Северного Тимана вдоль побережья мыса Бармина и к востоку от него, а также по рекам Васькиной, Камбальнице и на возвышенности Большие Камешки. При микроскопическом изучении пород (шлифы просмотрены А. В. Копелиовичем) установлено значительное разнообразие развитых здесь метаморфических сланцев.

Среди метаморфических толщ мыса Бармина (фиг. 16) и к востоку от него широко развиты кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые, мусковито-биотито-хлоритовые сланцы, двуслюдяные мусковито-биотитовые, хлорито-серицитовые сланцы, слюдястые кварциты, а также разнообразные роговики. Метаморфизованные и сильно рассланцованные породы эффузивного облика представлены эпидото-актинолито-цоизитовыми, плагиоклазово-кварцево-хлоритовыми сланцами и эпидозитами (зеленокаменное изменение диабазов). Мощность отдельных пластов рассланцованных эффузивов достигает 10—20 м.

По рекам Васькиной и Камбальнице развиты темно-серые биотито-хлорито-кварцевые и кальцито-хлорито-мусковитовые сланцы, а также светло-зеленые актинолито-кварцевые сланцы, которые переслаиваются между собой. Они были описаны здесь ранее А. А. Черновым (1947).

По восточному склону возвышенности Большие Камешки, вблизи гранитных интрузий, развиты темные двуслюдяные мусковитово-биотитовые сланцы.

Для всех разновидностей сланцев Северного Тимана характерны лепидобластовые и пойкилобластовые структуры, местами появляются очковая и фибролитовая структуры. Весьма обычны также структуры шиповидного вранения. В целом сланцы Северного Тимана относятся к фации зеленых сланцев и на ряде участков к породам более высоких ступеней метаморфизма.

На п-ове Канина метаморфические толщи развиты вдоль выступа Канинский Камень, а также на мысах Лудоватых.

Летом 1946 г. п-ов Канин — самый северный участок Русской платформы был сравнительно подробно исследован Е. М. Люткевичем. Как отмечает Е. М. Люткевич, метаморфические сланцы, филлиты, кварциты, песчаники и известняки, собранные в крутые складки, развиты только на выступе Канина Камня. К юго-западу от него и параллельно ему прослеживается полоса доломитов мысов Лудоватых.

По мнению Е. М. Люткевича, всю метаморфическую толщу п-ова Канина следует расчленять на две свиты: нижнюю и верхнюю. Нижняя свита представлена здесь метаморфическими сланцами, филлитами с тонкими прослоями песчаников и известняков. В ее состав входят также тела ортоамфиболитов, участвующие в складчатости со сланцами. Верхняя свита слагается известняками, песчаниками и кварцитами с подчиненными им слоями сланцев.

Нижняя свита составляет по мощности основную часть разреза метаморфических толщ, ее мощность достигает не менее чем 4000—5000 м. Метаморфизм сланцевых толщ меняется по простиранию свиты. Наиболее глубоко метаморфизованные породы — кварцево-слюдисто-гранатовые сланцы — развиты в районе мыса Микулкина, а также вдоль всего юго-западного края Канинского Камня.

Видимая мощность верхней свиты достигает 1500—2000 м. Севернее Микулкина мыса к этой свите приурочено много основных интрузий.

Водорослевые доломиты мысов Лудоватых, венчающие разрез п-ова Канина, состоят почти нацело из непрерывных построек цилиндрических *Collenia*. Их видимая мощность достигает 1500 м.

Как отмечает Е. М. Люткевич, толща доломитов мысов Лудоватых связана с метаморфическими породами Канина Камня, близкими к ним по возрасту, не только по общей структуре, в которой они участвуют, и по одновременной складчатости, но и по наличию сходных палеонтологических остатков — «строматолитов». Наличие подобных доломитов с *Gymnosolen* на о-ве Кильдине в гиперборейской формации позволяет связать п-ов Канин, о. Кильдин и п-ова Средний, Рыбачий и Варангер в единую складчатую зону.

## Магматизм

Магматические породы рифея, пронизывающие метаморфические сланцы Тимана и Канина, развиты в их пределах очень неравномерно. Как было выяснено Д. П. Сердюченко (1959), О. А. Солнцевым, В. С. Журавлевым и М. И. Осадчуком (1960), автором и целым рядом других исследователей, по общему распределению магматических пород Тиман может быть расчленен на ряд вытянутых вдоль него зон, различающихся как по характеру интрузий и сопровождающих их жильных образований, так и по интенсивности магматической деятельности и по степени проявления контактного метаморфизма.

Наиболее крайней западной зоной в пределах Тимана является полоса Ксенофонтово — Джежим-Парма — Большие Пороги с чрезвычайно

слабым метаморфизмом пород и полным отсутствием магматических, в том числе и жильных проявлений.

На Оч-Парме сланцевые толщи характеризуются более высокой степенью метаморфизма, по-видимому, обусловленного, по мнению В. А. Калюжного (1959), Д. П. Сердюченко (1959), контактным влиянием залегающих здесь на глубине гранитоидных интрузий.

В полосе Четласского Камня, на р. Косью в зоне разломов внедрились эгириновые сиениты, диориты и интрузивные карбонатиты. К ним же приурочены сопровождающие интрузии кварцево-альбитовые, альбито-эгириновые, кварцево-карбонатные жилы и жилы лампрофиров и плагиоклазитов. К этой же зоне, названной О. А. Солнцевым Мезенско-Ижемской, следует отнести вскрытые скважинами в Ухтинском районе и Восточном Притимане интрузивные породы в составе складчатого фундамента. Они представлены на Изгосьгоринском участке кварцевыми сиенитами и кварцевыми монцонитами, а на Верхней Чути и Нижней Омре — двуслюдяными гранитами (Сердюченко, 1959).

Контактное влияние гранитов на вмещающие их породы полнее всего изучено по кернам скважин бассейна р. Чуть, где сланцы ороговиковапы. В целом сланцы Ухтинского и Чутинского разрезов метаморфизованы сильнее, чем сланцы Оч-Пармы, что связано с более широким развитием здесь в составе фундамента магматических пород.

К северо-западу от Ухтинского района рассматриваемая зона, по-видимому, протягивается в верховьях рек Цильмы и Печорской Пижмы.

В пределах Северного Тимана изверженные породы очень разнообразны по своему составу и образуют ряд выходов на мысах Румяничный и Бармин, возвышенностях Большие и Малые Камешки и в других пунктах. В целом интрузивные породы этого района подразделяются на две группы. К первой группе относятся метаморфизованные габбро-диабазы и габбро — наиболее древние магматические породы. Обычно породы этой группы заметно амфиболлизированы и сосюритизированы. Вторая группа объединяет разнообразные щелочные интрузии (от нефелиновых сиенитов до щелочных гранитов).

Среди пород первой группы, по нашим наблюдениям, широко распространены габбро-диабазы. Они развиты в виде пластовых жил и штокообразных тел, залегающих в сланцах и участвующих согласно с ними в складчатости. Мощности жил и тел габбро-диабазов обычно невелика, порядка 1—5 м. Интрузии габбро имеют незначительное распространение. Отдельные массивы габбро развиты в районе возвышенностей Малые и Большие Камешки на мысах Румяничном и Бармине (фиг. 17). Тела габбро секутся жилами гранита, гранит-аплита и сиенит-аплита, что определяет его более древний возраст по сравнению с гранитоидными интрузиями.

Широко распространены на Северном Тимане разнообразные сиениты. Они развиты от мыса Румяничного до сопки Большой Камешек. Различные типы сиенитов, представляющие всю гамму переходов от нефелиновых сиенитов до кварцевых сиенитов и от афанитовых разновидностей до крупнозернистых, характеризуются сложными взаимоотношениями. В то же время в их распространении устанавливаются достаточно определенные закономерности. Так, нефелиновые сиениты имеют преимущественное распространение на мысе Румяничном, а к юго-востоку от него в основном развиты щелочные сиениты. Еще далее к юго-востоку, в районе Малого Камешка щелочные сиениты вытесняются вначале их нормальными разновидностями, а затем кварцевыми сиенитами. Наконец, в районе Большого Камешка развиты массивы щелочных гранитов.

Среди многих разновидностей сиенитов преобладают кварцевые диориты, которые связаны гаммой переходов, с одной стороны, с нефе-



Фиг. 17. Габбро Северного Тимана, мыс Бармин (фото Р. А. Гафарова, 1959 г.)

линовыми и щелочными сиенитами, а с другой, с гранитами. Щелочные граниты имеют большее распространение по сравнению с сиенитами, они развиты на возвышенностях Большие и Малые Камешки. Граниты розовые или серовато-розовые, сильно динамометаморфизованы и разгнейсованы. На периферии гранитных массивов обычно развиты их пегматоидные разновидности.

Метаморфические толщи Северного Тимана во многих местах пересечены жильными породами различного состава, обычно связанными с интрузиями гранитов и сиенитов. Среди них различаются лампрофиры (в общем наиболее древние), следующие за ними по возрасту сиенит-аплиты, затем гранит-аплиты и, наконец, полевошпатовые и кварцевые жилы.

На п-ове Канине первые проявления магматизма устанавливаются по присутствию среди пород метаморфической серии ортоамфиболитов, залегающих в виде силлов, которые участвуют в складчатости, сильно рассланцованы и прорываются жилами кварца и пегматитов. Эти породы представляют собой измененные метаморфизмом основные интрузии, внедрившиеся в процессе складчатости.

Более молодые интрузии гранитов развиты на северо-восточном берегу п-ова Канина. Среди них выделяются серые и розовые граниты. Внедрение гранитов происходило в несколько этапов, так как серые граниты рвутся розовыми микроклиновыми гранитами.

### Тектоника

Вопрос о характере дислоцированности и формационном типе метаморфических сланцев Тимана до настоящего времени трактуется различными исследователями неоднозначно. С точки зрения большинства геологов они являются геосинклинальными образованиями, характеризующимися весьма значительной мощностью (не менее 6000—

7000 м), пронизаны интрузиями и собраны в различные, часто крутые складки.

По мнению других исследователей (Оффман, 1945, 1946, 1949, 1960), метаморфические сланцы Тимана залегают практически горизонтально и лишь на отдельных участках, вдоль флексур, наклонены под крутыми углами. Таким образом, с этой точки зрения, рифейские образования Тимана являются типично платформенными отложениями синеклизы, лишь несколько уплотненными и слабо метаморфизованными.

В настоящее время уже невозможно говорить о тектонике Тимана и, в частности, о структуре метаморфических сланцев вообще без конкретной характеристики пространственного расположения той или иной структурной формы в общей структуре Тимана. Точно так же нельзя распространять некоторые закономерности характера дислокаций и формы структур, установленные на примере только одной зоны Тимана, на всю его обширную территорию.

Выступы метаморфических сланцев внешней зоны Тимана: Джежим-Парма, Ксенофоновский, Оч-Парма, Четласский Камень представляют собой крупные антиклинали, характеризующиеся сравнительно простым строением. Их ориентировка соответствует простиранию структуры Тимана в целом.

Рифейские отложения, выступающие в ядре Ксенофоновской антиклинали, падают моноклиinally на запад и юго-запад (азимут падения 240—250°) под углом 50°. Вдоль юго-западного крыла структуры проходит разлом, по которому породы рифея надвинуты на средний карбон. Амплитуда антиклинали, по Н. Г. Чочиа (1955), 600—650 м.

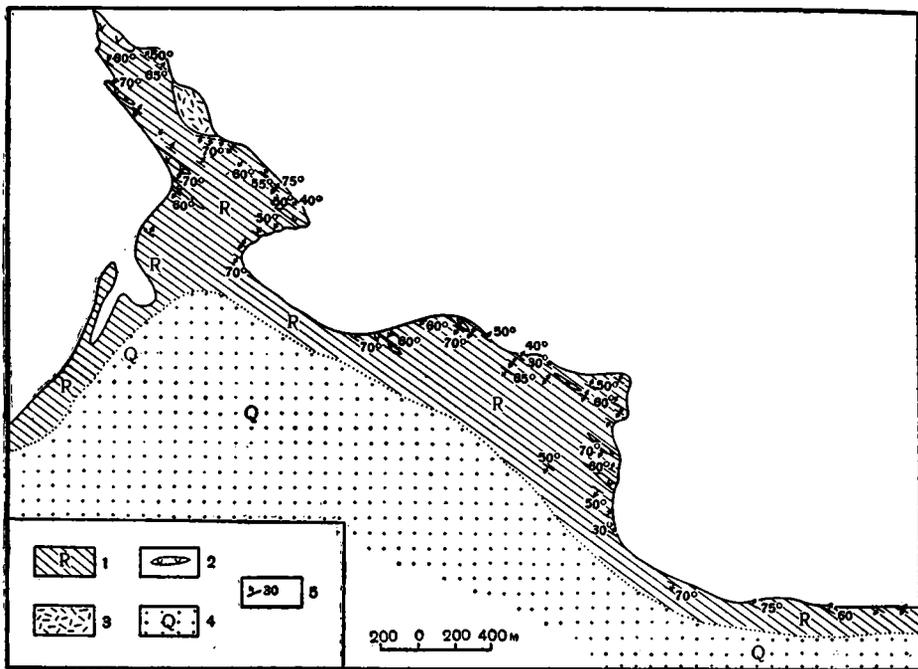
Джежимская и Четлаская антиклинали отличаются асимметричным строением, их юго-западные крылья более пологие. В своде Джежимской антиклинали углы падения слоев достигают 55°, на ее северо-восточном крыле они уменьшаются до 30—40° и до 10° — на юго-западном.

Складчатость сланцев на Оч-Парме слабо изучена. На ряде участков здесь выявлены небольшие запрокинутые складки, возможно, связанные с внедрением интрузий. Наряду с этим здесь развиты и крупные сводообразные складки.

Четлаская антиклиналь отличается очень широким юго-западным крылом и узким северо-восточным крылом. Падение слоев на юго-западном крыле антиклинали колеблется в пределах от 4—10° до 14—20° ближе к ее своду. Породы, слагающие северо-восточное крыло, падают под углами 40—55° вблизи свода и 10—20° по периферии складки.

Юго-западные крылья Джежимской и Четлаской антиклиналей осложнены крутыми, иногда запрокинутыми складками II порядка. На Четласском Камне наиболее крупными складками II порядка являются Мезейская и Визингская антиклинали, выделенные М. И. Осадчуком. Эти складки имеют северо-западное простирание, длина их 4—7 км, ширина 2—3 км.

Очертания выходов сланцев в антиклиналях определяются, как отметил еще Н. Н. Тихонович (1946), крупными разломами, по которым со сланцами контактируют осадочные толщи различного возраста. Таким образом, современное распространение сланцев на поверхности определяется не столько их внутренней складчатой структурой, сколько региональными разломами, расчленяющими складчатый фундамент на ряд приподнятых и опущенных глыб. Так, Джежимская и Оч-Парминская антиклинали косо срезаны на юго-западе крупными разломами, определяющими в современной структуре приподнятое положение глыб складчатого фундамента в выступах Джежим-Пармы и Оч-Пармы. Точно так же антиклиналь Четласского Камня оборвана на западе



Фиг. 18. Схематическая геологическая карта мыса Бармин на Северном Тимане.  
Составил Р. А. Гафаров, 1959 г.

1 — метаморфические сланцы рифея; 2 — габбро-диабазы; 3 — габбро; 4 — четвертичные отложения; 5 — элементы залегания

Шегмесским разломом. Крупный продольный разлом осложняет северо-восточное крыло этой антиклинали. Кроме того, Четлаская антиклиналь расчленяется поперечными разломами на ряд отдельных блоков. Вдоль разломов (по рекам Мезени, Косью, Бобровой и Визинге) наблюдается интенсивное брекчирование и рассланцевание пород с развитием складок волочения и внедрением мелких интрузий.

Восточнее, в пределах Вымской гряды, отмечается выдержанный наклон слоев к северо-востоку под углами  $62\text{--}75^\circ$ ; здесь предполагается развитие серии мелких складок, опрокинутых на юго-запад.

В Ухтинском и Верхне-Ижемском районах фундамент сложен крутопадающими сланцами. Профилем скважин вдоль р. Ухты устанавливается крупная антиклиналь в породах фундамента, восточное крыло которой опущено по продольному сбросу. В осевой части антиклинали метаморфические породы наиболее сильно дислоцированы и поставлены почти на голову. Их пронизывают здесь интрузии гранитоидов.

В Восточном Притиманье сланцевые толщи залегают под разнообразными, часто меняющимися углами падения (от  $5\text{--}10^\circ$  до  $65\text{--}75^\circ$ ) и, вероятно, собраны в узкие крутые складки. Таким образом, через этот район и далее к северо-западу, в области бассейна р. Цильмы прослеживается структурная зона фундамента, отличающаяся большей интенсивностью складчатости метаморфических толщ по сравнению с внешней окраинной зоной Тимана.

Еще более внутренней по своему пространственному распределению в пределах Тимана является структурная зона, прослеживающаяся через выступ Северо-Тиманский Камень на выступ сланцев Канинского Камня.



Фиг. 19. Складки метаморфических сланцев Северного Тимана, мыс Бармин  
(фото Р. А. Гафарова, 1959 г.)

На Северном Тимане метаморфические сланцы повсеместно собраны в узкие крутые складки с выдержанным северо-западным простиранием ( $300\text{--}310^\circ$ ) на значительное расстояние (фиг. 18). Углы падения слоев на крыльях складок обычно составляют  $60\text{--}70^\circ$ ; иногда слои поставлены на голову. Часто складки передавлены и несколько запрокинуты, осложнены вторичной мелкой складчатостью и гофрировкой (фиг. 19). В районе мыса Румяничного вблизи интрузий сиенитов отмечается северо-восточное простирание слоев, явно связанное с приконтактовыми зонами, а также с периклиналями складок. Совместно со сланцами в складчатости участвуют тела габбро-диабазов и пласты вулканогенных пород. Для метаморфических сланцев Северного Тимана чрезвычайно характерно повсеместное развитие интенсивного кливажа, который, как известно, проявляется исключительно в породах складчатых зон. Устанавливается отчетливая связь кливажа со складчатостью сланцев, выражающаяся в параллельности кливажа простиранию осей складок. Ориентировка кливажа на Северном Тимане чрезвычайно выдержанная ( $300\text{--}310^\circ$ ).

Метаморфические сланцы п-ова Канина (мощность их не менее  $6000\text{--}7000$  м) собраны, как отмечает Е. М. Люткевич, в крутые складки, простирающиеся на северо-запад  $300^\circ$  с углами падения крыльев складок от  $30$  до  $90^\circ$ .

Очень часто наблюдается резкое погружение шарниров складок под углом  $15\text{--}30^\circ$ , а в некоторых складках — почти под прямым углом, например на Микулкином мысе Канинского Камня. На периклиналях и центриклиналях таких складок отмечаются отклоняющиеся от общего северо-западного направления складок местные простирания. Совместно со сланцами метаморфической толщи в складчатости здесь участвуют тела ортоамфиболитов.

Столь же интенсивной складчатости, как и метаморфические толщи, подверглись и водорослевые доломиты на мысах Лудоватых, которые также пронизаны жилами кварца с полевым шпатом. Вдоль северо-восточного края полосы выступов доломитов развита тектоническая доломитовая брекчия, мощность которой достигает 100—150 м.

Рассмотрение стратиграфии, магматизма и тектоники рифейских складчатых образований Тимана и п-ова Канина отчетливо выявляет расчленение их на ряд зон общего северо-западного простирания, вкрест простиранию которых с юго-запада на северо-восток возрастает степень метаморфизма и дислоцированности пород.

Как уже упоминалось ранее, впервые структурно-фациальная зональность рифейских образований Тимана была намечена Д. П. Сердюченко (1959). Он расчленил сланцы Южного Тимана на три зоны — западную, центральную и восточную. Полосу наиболее сильно метаморфизованных сланцев (восточную зону) он прослеживал на Тимане от рек Крутой и Верхней Чути (Ухтинский район) через верховья р. Цильмы на Бармин мыс и Тиманский Камень (на Северном Тимане). Именно эту зону с наиболее сильной дислоцированностью сланцев и внедрением основных и кислых интрузий Д. П. Сердюченко и назвал в 1942 г. «магматической осью Тимана». Им отмечалось, что эта «ось» представляет собой «ломаную линию, состоящую из отрезков прямых, местами почти параллельных или кулисообразно заходящих друг за друга, а на Южном Тимане отклоняющуюся (согласно с изменением простирания метаморфических сланцев) под значительным углом к юго-востоку от орографической оси кряжа» (1959).

В 1954 г. О. А. Солнцев расчленил Тиман по характеру магматических проявлений уже на шесть зон, среди которых особо выделил Канино-Тиманскую и Мезенско-Цилемскую зоны максимального проявления магматизма, чередующиеся с зонами его ослабления.

Наиболее полное и последовательное представление о структурно-фациальной зональности метаморфических толщ Тимана изложено в последнее время в совместной работе В. С. Журавлева и М. И. Осадчука (1960), которые выделяют в его пределах западную (Джежим-Парма — Оч-Парма — Четласский Камень) и восточную зоны (Ухтинский район — верховье Цильмы — Северный Тиман). Эти зоны четко различаются, как можно было видеть выше, по характеру разрезов сланцев и рифейскому магматизму, а также по степени метаморфизма и дислоцированности пород, закономерно усиливающейся с юго-запада на северо-восток вкрест простирания зон.

Как будет показано ниже, в настоящее время есть все основания различать в составе складчатого фундамента Тимана целый ряд зон. Так, несомненно, Канино-Тиманская зона является более внутренней по отношению к Ухтинско-Цилемской зоне, так как ее продолжение прослеживается по простиранию складок на Тобышский выступ и далее к юго-востоку, по геофизическим данным, в фундаменте Печорской синеклизы. С этой точки зрения термин «магматическая ось Тимана», предложенный Д. П. Сердюченко (1959), неудачен, так как он неверен в структурном отношении. К северо-востоку от Канино-Тиманской полосы, несомненно, прослеживаются другие зоны северо-западного простирания с мощным проявлением магматизма и интенсивной складчатости. Как отмечают Б. М. Келлер (1952), Н. Г. Чочиа (1955) и другие исследователи, рифейские образования Тимана очень сходны с рифеем Полюдова Камня и Башкирского поднятия на западном склоне Урала. Четласская свита сланцев Тимана сопоставляется Б. М. Келлером (1952) со сланцевыми толщами юрматинской и бурзянской серий Башкирского антиклинория, тогда как каратавская серия последнего, а

также россольнинская, деминская и низьвенская свиты Полюдова Камня, вероятно, соответствуют джежимской и быстринской свитам Тимана. Вместе с тем, метаморфические толщи п-ова Канина и Тимана по составу и метаморфизму пород отличаются от рифейских образований Приполярного и Полярного Урала, хотя сопоставляемые серии близки по мощности. Стратиграфия и тектоника рифейских образований Северного Урала установлены благодаря исследованиям А. В. Хабакова (1948 г.), Г. П. Софронова (1956), М. Н. Парханова (1956), К. А. Львова (1957), В. В. Мейнера (1949 г.), Н. П. Хераскова (1951—1953 гг.), М. Е. Раабен (1959) и многих других. Этими исследователями в разрезе рифея Приполярного и Полярного Урала было выделено несколько серий или свит метаморфических пород, разделенных стратиграфическими или угловыми несогласиями. Метаморфические толщи осевой зоны Приполярного и Полярного Урала расчленяются в настоящее время М. Е. Раабен (1959) на четыре серии (снизу вверх): хадатинскую, щучьинскую, верхнесобскую и серию Пендирма-Пэ<sup>1</sup>.

Хадатинская серия, выделенная Н. П. Херасковым в 1951 г., представлена сильно метаморфизованными породами, главным образом амфиболитами, которым подчинены амфиболитовые и слюдяные гнейсы. Породы хадатинской серии слагают центральную часть антиклинорной осевой зоны Полярного Урала. Наиболее полно и типично они обнажаются, по данным Н. П. Хераскова, в бассейне р. Б. Хадаты. Исследованиями Н. П. Хераскова в этом районе установлен осадочно-вулканогенный генезис амфиболитов хадатинской серии.

Щучьинская серия представлена менее измененными толщами осадочного и осадочно-вулканогенного происхождения — кварцево-хлоритовыми, углисто-кварцитовыми, кварцево-альбито-хлорито-серицитовыми, филлитовидными пестрыми хлорито-серицитовыми сланцами, кварцитами, алевролитами. Наиболее полно отложения щучьинской серии развиты в северной части Полярного Урала, где ширина их выходов достигает 20 км. Широко она распространена также в Хараматалоусской депрессии южной части Полярного Урала (Раабен, 1959).

Верхнесобская серия сложена породами, сходными с образованиями щучьинской серии: сланцами, в основном серицито-хлорито-кварцевыми, которым подчинены кварциты, кварцито-песчаники и мраморизованные известняки. Наиболее полно отложения верхнесобской серии развиты в бассейне р. Верхней Соби. На севере верхние свиты этой серии последовательно трансгрессивно перекрываются ордовикскими отложениями.

Серия Пендирма-Пэ, выделяемая М. Е. Раабен (1959), представлена преимущественно вулканогенными, вулканогенно-обломочными и обломочными породами, относительно слабо и неравномерно метаморфизованными. В южной части Полярного Урала породы свиты Пендирма-Пэ выступают лишь в ядрах крупных антиклинальных складок западного склона — Енгане-Пэ, Манита-Нырды, Пендирма-Пэ и в антиклинали Большого Пайпудынского хребта.

На хребтах Енгане-Пэ и Манита-Нырды к серии Пендирма-Пэ, вероятно, относятся три свиты доордовичского возраста, которые выделены здесь М. Н. Пархановым (1956): свита зеленых сланцев (измененных основных эффузивов и их туфов), мощностью более 1500 м; свита гематитовых сланцев около 2000 м; енгане-пейская свита серых сланцев, песчаников и гравелитов с большим участием основных эффузивов мощностью около 1500 м. На хребте Пендирма-Пэ, по данным М. Е. Раабен (1959), одноименная серия также представлена вулканогенно-обломочными породами — альбитофирами и разнообразными зе-

<sup>1</sup> Ранее серия Пендирма-Пэ выделялась М. Е. Раабен (1959) в качестве одноименной свиты, однако в настоящее время она обособляет ее в самостоятельную серию.

леными сланцами. Сходными породами сложена серия Пендирма-Пэ и на Большом Пайпудынском хребте. Мощность серии в этих двух неполных ее разрезах достигает 500—600 м.

Разрез древних метаморфических толщ центральной зоны Приполярного и Северного Урала расчленяется в настоящее время К. А. Львовым (1957) на шатмагинскую, ош-изскую, пуйвинскую, шокурьинскую, хобеинскую и маньинскую свиты, которые покрываются с размывом и угловым несогласием тельпосской свитой нижнего ордовика.

Шатмагинская свита верхнего протерозоя развита во внутренних районах Ляпинского антиклинория на Приполярном Урале (между бассейнами рек Ляпина, Шугора и Косью) и представлена кварцево-хлорито-биотитовыми, гранато-кварцево-слюдистыми, хлорито-серицитовыми, тальковыми, актинолитово-хлоритовыми, и другими сланцами, амфиболитами и парагнейсами, общей мощностью более 1500 м. От вышележащей свиты она отделяется размывом и угловым несогласием.

Ош-изская свита представлена слюдистыми, полевошпатовыми кварцитами и слюдисто-кварцитовыми сланцами, мощностью 300—500 м.

Пуйвинская свита, сложенная микроплочатыми кварцево-хлоритослюдяными, слюдисто-кварцевыми и графито-слюдяно-кварцевыми сланцами, распространена на обоих крыльях Урал-Таусского антиклинория вблизи осевой его полосы и согласно залегает на ош-изской свите. Мощность пуйвинской свиты достигает 400—600 м.

Шокурьинская свита наиболее полно развита на восточном крыле Урал-Таусского антиклинория. В Ляпинском крае она представлена хлорито-слюдистыми сланцами и мраморами. Мощность свиты 300—500 м.

Хобеинская свита широко распространена на обоих крыльях Урал-Таусского антиклинория. На Полярном и Приполярном Урале она залегает на шокурьинской свите нередко с размывом. В нижней своей части свита слагается кварцитовидными песчаниками и кварцитами, в верхней части — альбито-серицит-кварцевыми и кварцево-хлорито-серицитовыми сланцами. Мощность свиты достигает 700—1000 м.

Маньинская свита завершает разрез рифея (по К. А. Львову, 1957, — кембрия) Среднего, Северного и Приполярного Урала. Она состоит из двух толщ, нижняя сложена известково-серицито-хлоритовыми, слюдисто-кремнистыми и хлорито-слюдяными сланцами, содержащими пачки доломитов и известняков с остатками водорослей, верхняя толща представлена метаморфизованными спилитами, плагиоклазовыми порфиритами, альбитофирами, кварцевыми порфиритами и их туфами. Общая мощность свиты 1000—2000 м.

Рифейский возраст большей части метаморфических толщ Приполярного и Полярного Урала является в настоящее время достаточно обоснованным в результате сопоставления их с рифеем более южных районов Урала (Келлер, 1952; Раабен, 1959, и др.).

Характер формаций рифейских отложений центральной зоны Северного, Приполярного и Полярного Урала определенно указывает на их формирование во внутренней зоне рифейской геосинклинальной области, что предполагалось Н. С. Шатским (1946) еще в 1946 г. В отличие от них, рифейские толщи Башкирского поднятия и Полюдова Камня на западном склоне Урала, а также на Тимане, п-ове Канине, о. Кильдине и полуостровах Средний, Рыбачий и Варангер образовались во внешней зоне той же геосинклинальной области. Необходимо также подчеркнуть, что рифейские образования внешней зоны геосинклинальной области по характеру формаций, степени дислоцированности, метаморфизму, мощностям и интрузивным проявлениям коренным образом отличаются от рифейских отложений центральных и восточных областей Русской платформы, где ими начинается разрез осадочного чехла (Шатский, 1952).

### *Глава III*

## **ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Результаты гравиметрических и магнитных съемок, представляющие собой обычно карты изолиний и графики поля силы тяжести и геомагнитного поля, служат основным исходным материалом для дальнейшей математической и геологической интерпретации. Первоначальным ее этапом является детальный анализ основных особенностей строения, знака и интенсивности гравитационного и магнитного полей. При этом для целей геологической интерпретации геофизических данных особенно важно выявить региональные особенности геофизических полей и установить общие черты различия и сходства между собой крупнейших аномальных зон.

Отдельные аномалии должны рассматриваться при этом не в отрыве от общего характера гравитационного и геомагнитного полей изучаемой территории, а в тесном единстве, так как они — следствие общей причины, заключающейся в особенностях ее геологического строения.

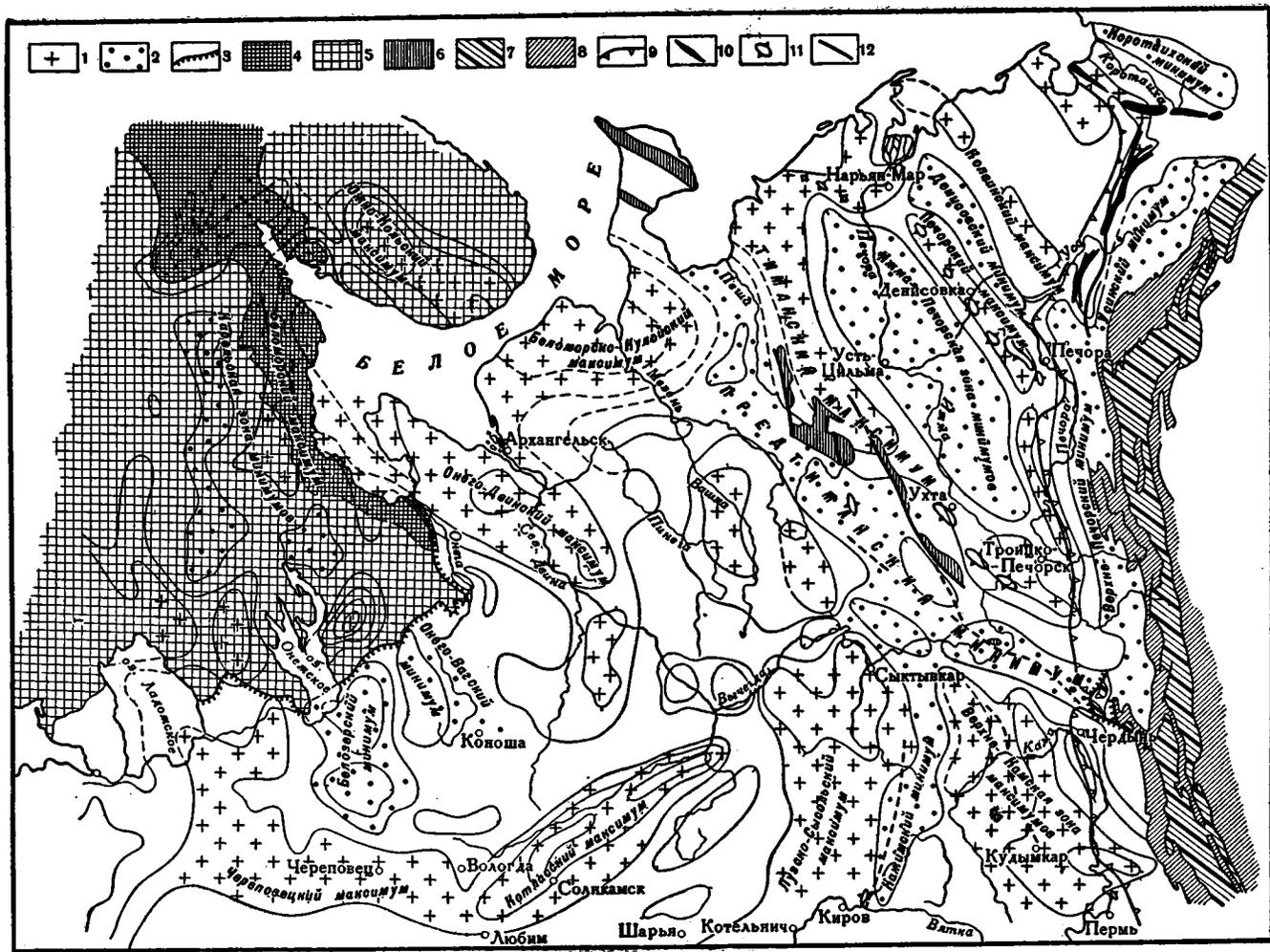
Гравитационные магнитные аномалии характеризуются обычно по их знаку, размерам, ориентировке, интенсивности и отношению к соседним максимумам и минимумам. При этом устанавливаются региональные геофизические признаки, свойственные той или иной зоне, позволяющие говорить об общности геологической природы возмущающих факторов на всем ее протяжении.

Следует особо отметить, что обоснованное выделение региональных зон гравитационных и магнитных аномалий — важное условие правильной интерпретации их геологической природы.

Изучение главных характерных элементов гравитационного и магнитного полей и их систематизация уже представляют собой предварительное тектоническое районирование исследуемой территории по геофизическим данным.

### ***КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ***

Аномальное поле силы тяжести севера Европейской части СССР характеризуется развитием ряда крупных зон максимумов и минимумов (в редукции Буге), различных по форме, размерам и ориентировке (фиг. 20). Рассмотрение этих зон проводится по трем основным областям: восточной части Балтийского щита, району севера к востоку от него до Тимана, и северо-востоку платформы, включающему Тиман и Печорскую низменность.



Фиг. 20. Схема основных элементов гравитационного поля севера Русской платформы. Составил Р. А. Гафаров, 1959 г.

1 — максимумы силы тяжести; 2 — минимумы силы тяжести; 3 — граница выходов докембрия Балтийского щита; 4 — Беломорский массив архея; 5 — Карельские складчатые зоны; 6 — выходы рифейского складчатого фундамента на Тимане; 7 — выходы докембрия Урала; 8 — выходы нижнего и среднего палеозоя на Урале; 9 — западная граница Предуральяского краевого прогиба; 10 — антиклинали; 11 — платформенные складки; 12 — разломы

В пределах восточной части Балтийского щита, в Карелии и на Кольском п-ове выделяется ряд полос положительных и отрицательных аномалий силы тяжести (Карельская, Беломорская, Кольская) общего северо-западного простириания.

Карельская зона отрицательных аномалий протягивается на огромном расстоянии от Онежского озера и Ветреного Пояса на юге и юго-востоке через озера Выг-озеро, Сег-озеро, Нюк-озеро и Пяо-озеро и соединяется с региональными отрицательными аномалиями центральной и северной частей Балтийского щита. В ее составе особенно ярко выделяется Западно-Карельский полосовой минимум силы тяжести, с близким к меридиональному простирианием на расстоянии более 400 км и шириной около 50—70 км от верховий р. Суна на юге до оз. Пяо-озера на севере, где узкой полосой слабо повышенных значений он отделяется от интенсивного Тумчинского минимума.

К северу от Онежского озера в составе рассматриваемой зоны отрицательных аномалий силы тяжести выделяется изометричный Кожозерский минимум. Размеры его примерно 100·100 км. На востоке этот минимум соединяется узкой полосой отрицательных значений силы тяжести с Восточно-Карельским полосовым минимумом, прослеживающимся на расстоянии около 220 км при ширине в 70 км вдоль Ветреного Пояса через Кожозеро на Плесецк. В своей восточной части он осложняется рядом вторичных максимумов силы тяжести.

Беломорский максимум силы тяжести охватывает южное побережье Онежской губы, Соловецкие острова и побережье Кандалакшского залива, прослеживаясь с северо-западным простирианием на расстоянии свыше 400 км. На северо-западе он ограничивается региональными отрицательными аномалиями северной части Балтийского щита. На северо-востоке Беломорский максимум отделяется узким Терским относительным минимумом от положительных аномалий южной части Кольского полуострова.

Южно-Кольский полосовой максимум силы тяжести прослеживается с северо-западным простирианием на расстоянии более 280 км при ширине около 80 км. На северо-востоке он ограничивается полосой пониженных значений силы тяжести, протягивающейся с северо-западным простирианием вдоль центральной части Кольского полуострова на соединение с региональными отрицательными аномалиями, охватывающими север Балтийского щита в пределах Лапландской зоны карелид.

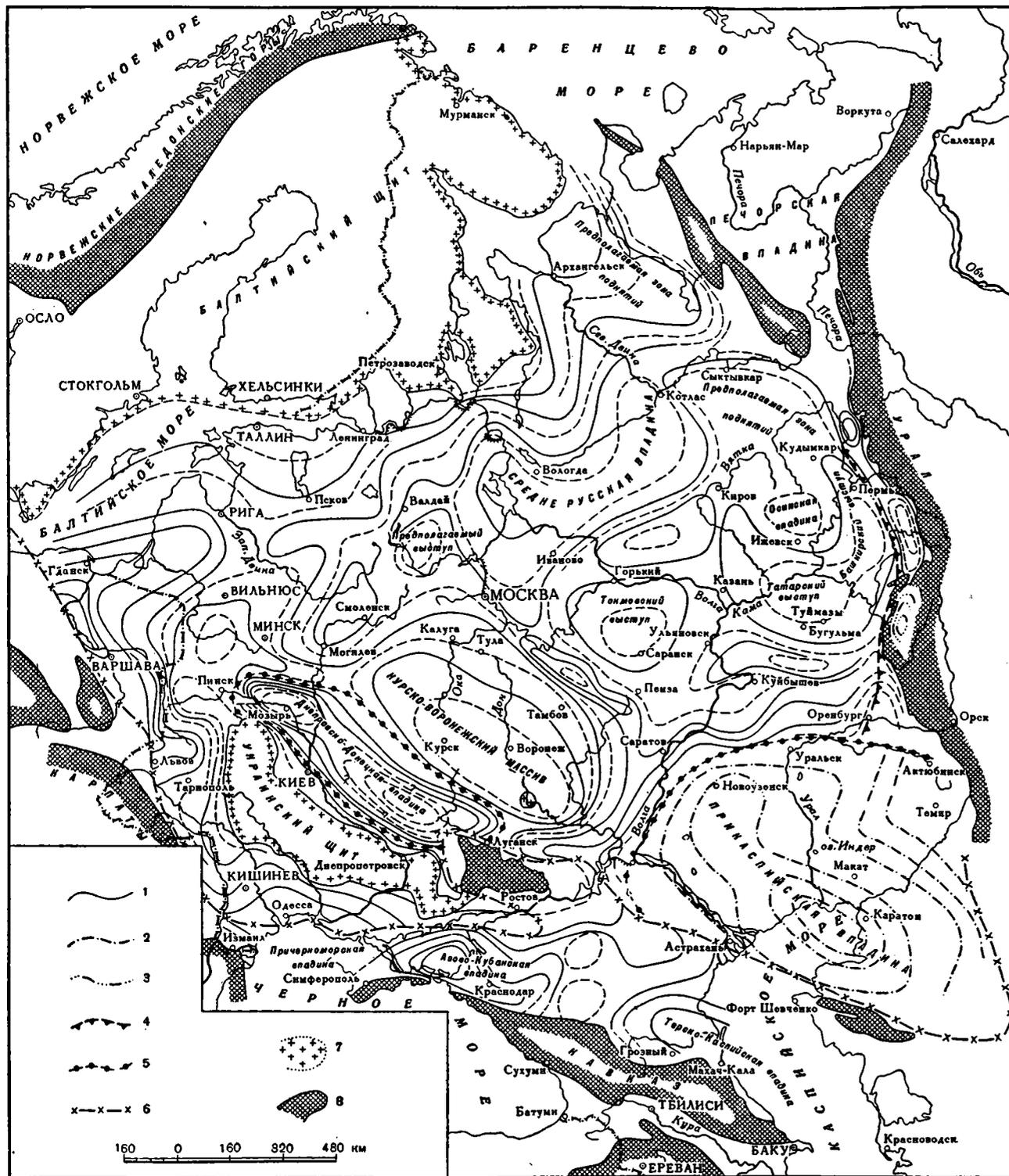
Особенно интенсивные отрицательные аномалии проходят вдоль складчатой системы каледонид, где они образуют региональные полосовые зоны.

### СЕВЕР РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ МЕЖДУ БАЛТИЙСКИМ ШИТОМ И ТИМАНОМ

Область восточного склона Балтийского щита характеризуется развитием ряда зон положительных и отрицательных аномалий силы тяжести, непосредственно связанных с аномальными зонами над выходами докембрия.

Свирьско-Тихвинская зона максимумов силы тяжести сменяет по простирианию Западно-Карельский полосовой минимум и прослеживается к югу от района Сям-озера через среднее течение р. Свири на г. Тихвин и р. Мсту. В составе зоны выделяются Сям-озерский максимум и крупный Южно-Тихвинский максимум.





Фиг. 22. Схематическая карта гравитационного влияния осадочного покрова Русской платформы. Составил Э. Э. Фотиади, 1958 г.

Гравитационное влияние осадочного покрова (в мел): 1 — изолинии влияния всего осадочного покрова; 2 — изолинии влияния только мезозойской части осадочного покрова без отложений пермо-триаса (Прикаспийская впадина); 3 — изолинии влияния верхней части толщи древних свит западного склона Южного Урала; 4 — граница Предуральского прогиба; 5 — границы областей в пределах Русской платформы, где средние плотности осадочного покрова получены с учетом поправки за влажность; 6 — предполагаемая граница (зона) между докембрийским и палеозойским складчатыми комплексами фундамента Европейской части СССР; 7 — выходы докембрийского фундамента на поверхность; 8 — послекембрийские складчатые сооружения

На востоке последний соединяется с широтным Череповецким полосовым максимумом.

Онего-Вагская зона отрицательных аномалий силы тяжести непосредственно связана на севере и северо-западе с Карельской зоной минимумов и является продолжением последней. В ее составе выделяется обширный Белозерский минимум, прослеживающийся в меридиональном направлении на расстоянии 300 км при ширине около 120—150 км. На севере Белозерский минимум соединяется узкими полосами пониженных значений силы тяжести с Конжозерским и Восточно-Карельским минимумами. На востоке он отделяется Каргопольским линейным максимумом (50·150 км), вытянутым в северо-западном направлении, от Коношского минимума. Последний ориентирован примерно в меридиональном направлении. На севере Коношский минимум связан с Восточно-Карельским полосовым минимумом. Оба минимума ограничиваются на востоке и северо-востоке зоной аномалий силы тяжести.

Онего-Двинская зона максимумов располагается на прямом юго-восточном продолжении Беломорского максимума, отделяясь от него в районе устья р. Онеги и центральной части Онежского полуострова участком пониженных значений силы тяжести. Ширина рассматриваемой зоны максимумов достигает 120 км. Она прослеживается к юго-востоку от Онежского полуострова южнее Архангельска между устьем р. Пинеги и устьем р. Ваги. К востоку от последнего Онего-Двинская зона дугообразно изгибается и поворачивает на юг, идет вдоль р. Ваги по направлению к г. Вельску. В ее пределах выделяются по своей интенсивности, имеющий сложную конфигурацию, Южно-Архангельский максимум, а также меньший по размерам Ваенгский максимум.

На севере Онего-Двинская зона положительных аномалий ограничивается полосовым Лешуконским минимумом, прослеживающимся в широтном направлении на расстоянии около 250 км до с. Усть-Кыма на востоке. Последний отделяется узкой полосой повышенных значений силы тяжести от обширного относительного Тойминского минимума, меридиональная ориентировка которой в южной его части меняется на широтную. Общая длина этого минимума достигает 300 км, ширина его изменяется от 50 до 120 км. На юге Тойминский минимум ограничивается интенсивным широтным максимумом, выделяющимся непосредственно к северу от устья р. Вычегды. Он отделяет в виде перемычки Тойминский минимум от полосового Вагско-Устьинского минимума, прослеживающегося с северо-востока от верховий р. Устья на юго-запад до верховий р. Ваги на расстоянии около 270 км при ширине в 30—40 км.

Рассмотренные выше минимумы, а также обширная Онего-Вагская зона отрицательных аномалий резко граничат на юге и юго-востоке с Череповецким и Котласским интенсивными полосовыми максимумами, простирающие которых изменяется от широтного и северо-восточного до меридионального.

Череповецко-Котласская зона полосовых аномалий силы тяжести прослеживается на огромном расстоянии и состоит из ряда крупнейших региональных максимумов значительной интенсивности. На западе она под прямым углом соединяется со Свирьско-Тихвинской зоной максимумов.

В западной части рассматриваемой зоны выделяется широтный Череповецкий максимум, протягивающийся к востоку от г. Пестова через г. Череповец до г. Вологды и Любима на расстоянии более 400 км при ширине около 60—70 км. В районе г. Любима он отделяется узкой зоной пониженных значений силы тяжести от регионального Котласского (Сухонского) максимума.

Котласский (Сухонский) региональный максимум прослеживается с северо-восточным простираем вдоль р. Сухоны (несколько южнее) до г. Великого Устюга на расстоянии более 400 км при ширине около 70 км.

На юге и юго-востоке Череповецко-Котласская зона максимумов ограничивается полосой узких полосовых минимумов, резко сужающейся в районе Любима. В ее составе выделяется Верхне-Югский минимум северо-восточного простираения, размеры его 90 · 170 км. Далеко на западе и юго-западе он коррелируется с обширными Валдайским и Калининским минимумами силы тяжести, вытянутыми в северо-западном направлении.

На юго-востоке рассмотренный минимум ограничивается Поваровско-Котельнической зоной полосовых аномалий, в составе которой выделяются Поваровский (Московский), Шарьинский и Котельнический максимумы. Первый из них прослеживается с северо-восточным простираем на расстоянии около 450 км при ширине до 80 км. Шарьинский максимум протягивается на расстоянии около 320 км и ширине 60 км через Галич и Шарью. Котельнический максимум располагается по отношению к Шарьинскому кулисообразно и прослеживается с почти широтным простираем западнее г. Кирова через г. Котельнич на расстоянии 110 км при ширине около 20—25 км, резко расширяясь на севере и объединяясь там с обширной Лузско-Сысольской зоной максимумов.

Описанная Поваровско-Котельническая зона полосовых аномалий опоясывает с севера обширную Волго-Камскую область так называемых мозаичных аномалий, охватывающую Среднее Поволжье и нижнее течение р. Камы в районе Токмовского и Татарского поднятий.

Волго-Камская область характеризуется развитием множества крупных интенсивных максимумов различной ориентировки и конфигурации, часто изометричных. Среди них выделяются по интенсивности Марийский, Аксубаевский, Уржумский максимумы и др.

На востоке область мозаичных максимумов ограничивается региональным Предуральским минимумом, а также ответвлением последнего — обширным Осинским минимумом, размеры которого составляют примерно 200 · 300 км.

К северу от Осинского минимума и Волго-Камской области мозаичных аномалий, в области верхнего течения р. Камы и Вятки, а также в междуречье Сысолы и Лузы, выделяются три зоны максимумов, вытянутых примерно в меридиональном направлении и разделенных полосовыми относительными минимумами.

К северу от г. Перми выделяется Чермозский полосовой максимум, прослеживающийся в северо-северо-западном направлении в верховья р. Тимшер на расстоянии около 300 км. Ширина его в районе г. Чермоза достигает 100 км. На востоке Чермозский максимум ограничивается Предуральским региональным минимумом, а на западе — Гайновским относительным минимумом, отделяющим его от расположенного западнее Веслянского максимума.

Веслянский полосовой максимум протягивается к северу от г. Омутинска через г. Рудничный далее на север вдоль р. Весляны на расстоянии более 300 км при ширине около 60—70 км. На западе этот максимум ограничивается полосовым Кажимским минимумом, прослеживающимся на северо-северо-восток через с. Кажим в бассейн р. Локчим и сливающимся здесь с региональным Предтиманским минимумом силы тяжести. На западе Кажимский минимум граничит с Лузско-Сысольской зоной максимумов силы тяжести.

Лузско-Сысольская зона максимумов прослеживается с меридиональным простираем к северу от г. Кирова в междуречье Лузы и Сысолы до р. Вычегды на севере на общем расстоянии около 350 км. Ширина зоны достигает почти 200 км в северной ее части, где

резко выделяются по своим размерам и интенсивности Верхне-Лузский максимум и Сысольский максимум. На юге зоны могут быть отмечены локальные Слободской и Халтуринский максимумы.

На севере Лузско-Сысольская зона максимумов ограничивается (в районе г. Яренска) узкой зоной пониженных значений силы тяжести, идущей вдоль р. Вычегды и являющейся связующим звеном между Тойминским минимумом на западе и Предтиманским региональным минимумом на востоке. Она отделяет эту зону положительных аномалий силы тяжести от двух крупных максимумов, расположенных севернее в области верховий р. Вашки и в бассейне р. Яренги.

Яренгский максимум имеет меридиональное простираие. Более крупный Верхневашкинский максимум ориентирован в северо-северо-восточном направлении и прослеживается на расстоянии около 200 км при ширине 70 км. На севере он отделяется широтным Лешуконским минимумом от регионального максимума силы тяжести, выделяющегося в районе горла Белого моря и низовий р. Мезени.

Беломорско-Кулойский максимум охватывает побережье Белого моря и Мезенской губы и прослеживается в широтном направлении до р. Омы на востоке на расстоянии около 300 км при ширине до 100 км. Беломорско-Кулойский максимум составляет, по-видимому, единую зону с Южно-Кольским максимумом.

Рассмотренные выше Беломорско-Кулойский, Верхневашкинский, Яренгский, Лузско-Сысольский, Веслянский и Чермоозский максимумы ограничиваются на востоке и северо-востоке региональной зоной отрицательных аномалий силы тяжести, выделяющейся в области юго-западного Притиманья.

Предтиманская зона минимумов прослеживается на огромном расстоянии (более 800 км) от Полюдова Камня на юго-востоке до побережья Чешской губы на северо-западе. На юго-востоке, в районе Полюдова Камня она сливается с региональным Предуральским минимумом силы тяжести. Рассматриваемая зона отрицательных аномалий распадается по простираию на ряд минимумов, разделенных участками слабо повышенных значений силы тяжести. В юго-восточной ее части выделяется наиболее крупный полосовой Верхне-Вычегодский минимум, с северо-западным простираием от Полюдова Камня на юго-востоке, где он сливается с региональной Предуральской зоной отрицательных аномалий, через с. Ксенофонтово, д. Джемим и с. Усть-Кулом до с. Аныб на расстоянии около 220 км при ширине 40—50 км.

Несколько восточнее с. Аныб рассматриваемый минимум отделяется узкой перемычкой слабо повышенных значений силы тяжести от Сереговского минимума, протягивающегося в северо-западном направлении от района устья р. Вишеры через с. Сторожевск до линии железной дороги в районе г. Железнодорожного на расстоянии около 150 км при ширине 50—60 км.

На северо-востоке Сереговский минимум ограничивается узкой полосой слабо повышенных значений силы тяжести, отходящей в виде мыса к юго-востоку от Яренгского максимума. Эта полоса отделяет Сереговский минимум от Ропчинского минимума, проходящего восточнее оз. Синдорского в северо-западном направлении на расстоянии около 300 км при ширине до 100 км. К северу от г. Железнодорожного Ропчинский минимум отделяется сравнительно широкой полосой повышенных значений силы тяжести от Елва-Мезенского минимума, вытянутого в северо-западном направлении на расстоянии около 100 км при ширине в 40 км. Последний на юго-западе открывается в узкую зону минимума, разделяющего Верхневашкинский и Яренгский максимумы.

В районе с. Усть-Кыма Елва-Мезенский минимум силы тяжести отделяется узкой широтной полосой слабо повышенных значений от

Пезского минимума, характеризующегося сложной конфигурацией и еще недостаточно четко оконтоуренного. Он резко выдается на юго-запад и, по-видимому, коррелируется с Лешуконским и Тойминским минимумами. На севере рассматриваемый минимум, вероятно, соединяется с относительным минимумом силы тяжести, выделяющимся в районе устья р. Пеши.

На северо-востоке Предтиманская зона отрицательных аномалий граничит со столь же протяженной зоной максимумов силы тяжести.

## СЕВЕРО-ВОСТОК РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(Тиман и Печорская синеклиза)

Тиманская зона положительных аномалий силы тяжести имеет северо-западное простираие на огромном расстоянии вдоль Тиманского кряжа. Юго-восточная половина этой зоны смещена к северо-востоку по отношению к выступам метаморфических сланцев Южного и Среднего Тимана (Джежим-Парма, Вымско-Вольская гряда и Четласский Камень). В то же время на Северном Тимане зона максимумов силы тяжести отвечает по местоположению Тиманскому выступу метаморфических сланцев, значительно расширяясь по сравнению с ним к северо-востоку. Несколько севернее г. Ухты Тиманская зона максимумов силы тяжести резко сужается и выражена лишь узкой полосой слабо повышенных значений.

В целом рассматриваемая зона характеризуется сложным строением и распадается по простираию на ряд различных по размерам, конфигурации и интенсивности максимумов силы тяжести. В пределах юго-восточного Притиманья в ее составе резко выделяется обширный Зеленецкий максимум, размеры которого составляют 150·300 км. На его юго-восточном продолжении выделяется локальный Безволосный максимум. Зеленецкий максимум резко выдается в виде мыса на северо-восток по направлению к Нижней Омре. На западе он ограничивается линейным Тобышским минимумом, протягивающимся в северо-северо-западном направлении на расстоянии около 300 км (при ширине 70 км) и ограничивающимся на юго-западе узкой полосой Вымско-Вольского максимума. К северо-западу от Тобышского минимума наблюдаются Вымский и Яозерский полосовые максимумы, ориентированные в северо-западном направлении.

На Северном Тимане в составе обширной положительной аномалии выделяется по своей интенсивности Барминский максимум.

К северо-востоку от Тиманской зоны располагается обширная Ижма-Печорская область слабых отрицательных и положительных аномалий, охватывающая западную часть Печорской синеклизы. При общем северо-западном простираии Ижма-Печорской области ориентировка отдельных аномалий в ее пределах изменяется от широтной до меридиональной. Эти аномалии имеют сложные извилистые очертания и неправильную форму.

В южной части Ижма-Печорской области выделяется линейный Лемьюсский минимум, вытянутый в меридиональном направлении на 370 км при ширине до 75 км. Он отделяется слабым локальным Верхне-Кожвинским максимумом от Сэбысского минимума, ориентированного на северо-запад и расположенного на расстоянии 300 км при ширине от 75 до 150 км.

На севере Лемьюсский и Сэбысский минимумы ограничиваются широтной полосой слабых положительных значений силы тяжести, прослеживающейся вдоль р. Печоры. Полоса обрамляется на западе и севере локальными Усть-Цилемским и Саредским минимумами и отделяется ими от широтного относительного Крестцовского максимума,

длина которого 350 км, ширина около 70 км. На севере Крестцовский максимум ограничивается столь же слабым широтным Новоборовским минимумом; северо-западное продолжение его — узкий Сойминский минимум.

На востоке, северо-востоке и севере Ижма-Печорская область слабых отрицательных и положительных значений силы тяжести резко граничит с Илыч-Чикшинской, Печорской и Нарьян-Марской зонами интенсивных гравитационных максимумов.

Илыч-Чикшинская полосовая зона максимумов силы тяжести прослеживается с близким к меридиональному простиранием от р. Печоры в районе с. Усть-Илыча на юге до верховий р. Чикшина на севере на расстоянии около 220 км при ширине от 25 до 40 км. В ее пределах выделяются Илычский, Савиноборский и Лемьюский максимумы. К северу от г. Троицко-Печорска Илыч-Чикшинская зона соединяется узкой перемычкой с Тиманской зоной аномалий.

Печорская зона интенсивных положительных аномалий имеет общее северо-западное простирание от района ст. Чикшина через с. Мутный Материк до среднего течения р. Шапкиной на северо-западе на расстоянии около 280 км. Ширина зоны увеличивается с северо-запада на юго-восток от 40 до 60 км. На северо-западе она резко отделяется поперечной полосой относительно пониженных положительных значений от Нарьян-Марской зоны, а на северо-востоке и востоке на всем протяжении обрамляется полосовым Денисовским минимумом и региональным Предуральским минимумом силы тяжести.

В составе Печорской зоны выделяются Чикшинский и Кожва-Лыжский максимумы, крупный Мутно-Материковый максимум и, наконец, Шапкинский максимум.

Денисовская зона минимумов силы тяжести протягивается в северо-западном направлении от района устья р. Усы (несколько южнее), где она сливается с региональным Предуральским минимумом, через с. Денисовка, верховье р. Серчей-Ю, среднее течение р. Шапкиной в низовье р. Печоры, отделяя Печорскую зону от обширной Усинско-Колвинской области максимумов. Рассматриваемая зона пониженных значений силы тяжести полосовидной формы, длина ее превышает 300 км при ширине от 30 до 50 км. В ее пределах обособляются мелкие Лодминский, Серчейюсский и Усть-Печорский минимумы.

Усинско-Колвинская (Большеземельская) область аномалий силы тяжести характеризуется развитием плавных широких максимумов. Простирание отдельных положительных аномалий и разделяющих их относительных минимумов — общее северо-западное.

В южной части Усинско-Колвинской области выделяется Колвинский максимум, прослеживающийся на расстоянии около 120—130 км при ширине 40 км. В северной части области выделяются Чернореченский максимум, протяженный Пайяхский максимум, охватывающий Печорскую губу, локальный Море-Юсский максимум и ряд других.

На юго-востоке и северо-востоке Усинско-Колвинская аномальная область ограничивается узкими полосовыми максимумами силы тяжести, которые приурочены в первом случае к гряде Чернышева, во втором — к гряде Чернова. Эти максимумы силы тяжести имеют резкие градиенты и значительную интенсивность.

Максимум силы тяжести гряды Чернышева осложнен отдельными узкими локальными максимумами и минимумами общего северо-восточного простирания. Эти линейные максимумы силы тяжести отделяют Усинско-Колвинскую аномальную область от регионального Предуральского гравитационного минимума.

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГНИТНОГО ПОЛЯ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Магнитное поле северной части Русской платформы, сравнительно детально изученное по данным аэромагнитной съемки, проведенной по равномерной сети широтных маршрутов, характеризуется развитием обширных зон с разнообразным строением и интенсивностью аномалий, образующих сравнительно закономерно построенные системы (фиг. 21).

Региональное геомагнитное поле северной части Русской платформы рассматривается ниже более подробно для области восточной части Балтийского щита, районов севера между Балтийским щитом и Тиманом и, наконец, для северо-восточного внешнего угла платформы, включающего Тиманский кряж и Печорскую низменность. В заключение очень кратко рассматриваются основные черты магнитного поля Уральской зоны.

### ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Магнитное поле восточной части Балтийского щита состоит (с юго-запада на северо-восток) из Карельской, Беломорской, Кольской и Рыбачинско-Кильдинской зон, общей северо-западной ориентировки.

Карельская зона магнитного поля состоит из трех полос аномалий. Особенно четко в ее составе выделяется Западно-Карельская полоса линейно-вытянутых аномалий, интенсивность которых (например, Гимольских, Костомукшинских) достигает, по данным  $\Delta T$ -аэромагнитной съемки, нескольких тысяч и даже, по материалам наземных съемок  $\Delta Z$ , первых сот тысяч гамм. Эта полоса аномалий прослеживается к югу между Ладожским и Онежским озерами далее на Тихвин и Валдай.

В центральной части Карелии выделяется полоса нормального геомагнитного поля  $\Delta T_a$ , осложненного на отдельных участках группами линейных интенсивных аномалий. Последние, как и Центрально-Карельский минимум магнитного поля в целом, в основном северо-западного простираения. В этом районе отмечаются также изометричные обособленные аномалии, интенсивность которых достигает нескольких десятков тысяч гамм.

В крайней юго-восточной части Балтийского щита, в пределах Ветреного Пояса выделяется Восточно-Карельская полоса повсеместно варьирующего, в основном пониженного магнитного поля, осложненного рядом линейных аномалий преимущественно северо-западного простираения. Северо-восточная граница Восточно-Карельской полосы более или менее определенно устанавливается по смене варьирующего поля в ее пределах плавным отрицательным полем  $\Delta T_a$  в более северных районах побережья Онежской губы и Кандалакшского залива.

Многочисленные линейные аномалии, развитые в пределах Восточно-Карельской подзоны, резко выделяются на общем пониженном фоне магнитного поля и группируются в протяженные системы аномалий. В северо-восточной ее части выделяется Кожозерская группа аномалий, интенсивность которых достигает нескольких тысяч гамм. К юго-западу от нее расположены Кенозерская и Водлозерская группы аномалий. Последняя отличается сильно повышенным магнитным полем  $\Delta T_a$ , на фоне которого резко выделяются отдельные линейные аномалии интенсивностью до 4000—5000 гамм. Простираение аномалий Водлозерской группы в общем меридиональное. В целом эта группа резко отличается по характеру магнитного поля от остальной части Восточно-Карельской подзоны аномалий.

Беломорская зона пониженного магнитного поля  $\Delta T_a$  охватывает южное и западное побережье Кандалакшского залива и Онежской губы, а также и территорию последних, и прослеживается на рас-

стоянии около 500 км с общим северо-западным простираем. Магнитное поле в ее пределах имеет спокойный характер и лишь на отдельных участках оно переменное и слабо повышенное. Отдельные локальные аномалии в пределах Беломорской зоны не имеют ясно выраженной ориентировки.

Кольская зона имеет очень сложное аномальное поле и распадается на ряд полос магнитных аномалий, отличающихся по их характеру, знаку и интенсивности. С юго-запада на северо-восток в ее составе выделяются Южно-Кольская, Печенгско-Варзугская, Кольско-Кейвская, Мурманская и Кильдинская полосы (подзоны) магнитного поля.

Южно-Кольская полоса пониженных значений  $\Delta T_a$  прослеживается с северо-западным простираем вдоль южного побережья полуострова, ширина ее составляет примерно 50 км. На всем протяжении оно осложняется узкими линейными аномалиями, также общей северо-западной ориентировки.

Печенгско-Варзугская полоса интенсивных линейных аномалий состоит в западной части из двух узких интенсивных максимумов северо-западного простираем. Длина первого из них достигает 150 км, ширина его 10—15 км. В восточной части Печенгско-Варзугской подзоны выделяются три меньшие по размерам и интенсивности аномалии близкого к широтному простираем.

Аномалии рассмотренной подзоны отделяются узкой слабо выраженной Центрально-Кольской полосой сравнительно пониженных значений  $\Delta T_a$  от региональной Кольско-Кейвской подзоны линейных интенсивных максимумов северо-западного простираем. Особенно ярко выделяются в восточной части последней обширные аномалии Кейвской группы, оконтуривающиеся в целом изолинией 400 гамм и резко ограничивающиеся на севере чрезвычайно узким линейным максимумом  $\Delta T_a$ . Интенсивность отдельных аномалий этой группы превышает 1000 гамм.

Северо-западная часть Кольско-Кейвской подзоны состоит из системы чередующихся узких положительных и отрицательных аномалий общего северо-западного простираем.

В северной части Кольского полуострова отмечается Мурманская подзона региональных линейных аномалий, вытянутых в северо-западном направлении и ограниченных с северо-востока вдоль побережья полосой пониженных значений  $\Delta T_a$ . На юго-западе рассматриваемая подзона также ограничена узкой полосой отрицательных значений  $\Delta T_a$  и отделена ею от Кольско-Кейвской подзоны.

В составе Мурманской подзоны особенно ярко выделяется региональная Восточно-Мурманская аномалия, прослеживающаяся на расстоянии 210 км при ширине 20—30 км. Интенсивность ее достигает 2000 гамм. К юго-востоку от Восточно-Мурманской аномалии выделяется сложно изогнутая Верхне-Иокангинская аномалия.

Полоса пониженного магнитного поля, ограничивающая с северо-востока рассмотренные выше аномалии, имеет неоднородный и переменный характер графиков  $\Delta T_a$  и осложняется множеством мелких различно ориентированных максимумов.

Кильдинско-Рыбачинская зона пониженного магнитного поля  $\Delta T_a$  прослеживается вдоль северо-восточной окраины Балтийского щита через полуострова Средний, Рыбачий и о. Кильдин. Она отличается главным характером магнитного поля и отсутствием отчетливо выраженных аномалий.

## СЕВЕР РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ МЕЖДУ БАЛТИЙСКИМ ЩИТОМ И ТИМАНОМ

Основные зоны магнитного поля в пределах восточной части Балтийского щита могут быть прослежены далеко к юго-востоку от границы выходов докембрия. На южном и юго-восточном продолжении Карельской зоны располагаются Валдайская и Онего-Вагская зоны линейных аномалий, разделенные полосой отрицательного поля (Белозерским минимумом), простирающейся от Онежского озера на Пестово.

Валдайская зона линейных аномалий наблюдается на юго-запад к верховью р. Западной Двины, где она плавно поворачивает на запад, сливаясь с широтной Московской зоной аномалий.

Белозерская зона отрицательного поля распространяется к югу почти до истоков Волги.

Онего-Вагская зона, выделяющаяся в междуречье Онеги и Ваги, отличается полосовым строением магнитного поля. Образующие ее полосы линейных максимумов и минимумов плавно меняют простираение от юго-восточного у окраины Ветреного Пояса на меридиональное в междуречье Онеги и Ваги, и еще далее — на юго-западное, образуя, таким образом, огромные дуги значительной протяженности. Характерная особенность Онего-Вагской зоны — развитие в ее пределах интенсивных локальных максимумов (типа Карельской зоны). В то же время в ее составе выделяются крупные региональные аномалии сложного строения (Кубенская, Норменгская и др.).

Следует также отметить, что Онего-Вагская зона имеет очень четкие границы. В первую очередь это относится к юго-восточной границе области, выраженной в виде узкого Сухонского полосового минимума значений  $\Delta T_a$ , прослеживающегося несколько севернее р. Сухоны с северо-восточным простираением. Он резко отделяет субмеридиональные полосы максимумов и минимумов Онего-Вагской зоны от Северо-Двинской области пониженного мозаичного магнитного поля.

В составе Онего-Вагской зоны особенно ярко выделяется среди полосовых максимумов и минимумов  $\Delta T_a$  Кубенско-Вагская аномалия и к северу от нее Норменгская аномалия интенсивностью до 1000 гамм. Размеры первой из них составляют  $40 \times 100$  км, второй —  $15-20 \times 100$  км.

Северо-Двинская область пониженного мозаичного магнитного поля весьма сложного и неоднородного строения и состоит из множества различно ориентированных максимумов и минимумов, имеющих неодинаковые размеры, форму и интенсивность. Для рассматриваемой обширной области характерно чередование участков аномального поля, весьма сложного, мозаичного строения, с линейными максимумами  $\Delta T_a$  и с участками более спокойного поля, в пределах которых аномалии местами приобретают изометричные очертания.

Характерной чертой Северо-Двинской области магнитного поля  $\Delta T_a$  является также и широкое развитие в ее пределах, кроме плавных обширных максимумов, крупных минимумов, имеющих самостоятельное значение. В соответствии с отмеченным, в составе Северо-Двинской области выделяется ряд крупных зон и групп магнитных аномалий.

В крайней северо-западной ее части выделяется Архангельская зона с развитием дифференцированных сравнительно мелких аномалий северо-западного простираения, наряду с участками пониженного магнитного поля.

Восточнее, в междуречье Северной Двины и Пинеги, выделяется Двинско-Пинежский региональный минимум, характеризующийся общей изометричной конфигурацией и осложненный плавными и широкими максимумами  $\Delta T_a$ .

В южной части Северо-Двинской области магнитного поля, в междуречье Сухоны, Вычегды, Сысолы и Вятки, а также в верховьях Ветлуги, Унжи и Костромы, прослеживается ряд полос северо-восточного простираения, объединяющих группы разноориентированных и сложных по форме аномалий и разъединяющихся протяженными минимумами  $\Delta T_a$ . Последние также осложнены множеством мелких максимумов.

В составе рассматриваемой части Северо-Двинской области с запада на восток последовательно выделяются: Устьинская группа аномалий, Сухонский полосовой минимум, Сухонско-Костромская группа дугообразных аномалий, Солигалич — Велико-Устюгский минимум, Унжинско-Югская зона слабых аномалий, Галичский региональный минимум, Никольская группа разноориентированных аномалий, протяженный Пинюгский минимум, Верхне-Лузская группа аномалий. Границы перечисленных аномальных зон и минимумов  $\Delta T_a$  часто имеют четкий прямолинейный характер на значительном расстоянии. Так, например, Сухонско-Костромской полосовой минимум резко ограничивает Сухонско-Костромскую группу аномалий. На юго-востоке последняя резко срезается Галичским минимумом. Также четко выражена прямолинейная полоса минимумов, разделяющая Унжинско-Югскую и Никольскую группу аномалий и др.

Ивановская зона линейных магнитных аномалий ограничивает Северо-Двинскую область с юго-востока и прослеживается полосой северо-восточного простираения от Москвы, где она сливается с широтной Московской зоной полосовых аномалий, на Иваново, с. Ветлуга и г. Котельнич. В районе г. Кирова она причленяется к Кировско-Сыктывкарской зоне линейных аномалий. Ширина Ивановской зоны 100—150 км. Составляющие ее полосовые аномалии имеют общее северо-восточное простираение, близкое к широтному в восточной части зоны. Интенсивность отдельных аномалий не превышает обычно первых сотен гамм.

По размерам и интенсивности здесь выделяются Ивановская аномалия, размеры которой (25 · 200 км), Орехово-Зуевская аномалия (30 · 125 км), Ветлужская аномалия (15 · 120 км), Котельническая аномалия (15 · 100 км) и ряд других более мелких локальных максимумов.

Кировско-Сыктывкарская зона полосовых максимумов и минимумов прослеживается с северо-северо-восточным простираением от г. Кирова через верховье р. Кобры и вдоль р. Сысолы на г. Сыктывкар, где она плавно поворачивает на северо-запад и причленяется с юго-запада к обширной Мезенско-Вычегодской зоне магнитного поля, являясь, по существу, непосредственным продолжением крайней юго-восточной части последней.

В западной части Кировско-Сыктывкарской зоны выделяется полосовой Айкинско-Леткинский минимум  $\Delta T_a$  с отметками до первых сотен гамм; на юг он прослеживается до верховий р. Летки. Пониженное магнитное поле в его пределах носит варьирующий характер и повсеместно осложнено множеством частных максимумов.

Севернее г. Кирова магнитное поле имеет сложное строение и выражено крупной аномалией северо-восточного простираения, резко осложненной частными максимумами северо-западного простираения. Интенсивность Северо-Кировской аномалии достигает 1000 гамм, размеры ее в среднем 80 · 300 км.

К северо-востоку от рассмотренной аномалии в восточной части Кировско-Сыктывкарской зоны прослеживается полоса линейных максимумов общего северо-северо-восточного простираения. К северу от широты с. Кажим простираение аномальной полосы меняется на северо-западное. В ее составе здесь выделяется Сыктывкарская аномалия, осложненная множеством вторичных максимумов. На северо-западном ее

продолжении выделяется ряд мелких максимумов, входящих уже в состав Мезенско-Вычегодской зоны.

Окско-Волжская область мозаичных аномалий выделяется в Среднем Поволжье, в бассейне рек Оки и Ветлуги; она имеет в плане форму огромного равнобедренного треугольника с вершиной острого угла в районе устья р. Чепцы, длина его северо-западной и юго-восточной границ достигает 450 км, юго-западной — 300 км. В целом Окско-Волжская область имеет северо-восточную ориентировку. На юго-западе она ограничивается Рязано-Саратовской зоной полосовых аномалий, сливающейся на западе с широтной Московской зоной. Таким образом, против западного угла Окско-Волжской области происходит резкое расширение общей системы полосовых аномалий и разделение ее на Ивановскую и Рязано-Саратовскую линейные зоны. На юго-востоке Окско-Волжская область также четко ограничивается Камско-Вятской зоной магнитного поля.

В составе Окско-Волжской области выделяется ряд сравнительно крупных различно ориентированных аномалий, весьма разнообразных по своей интенсивности, размерам и конфигурации, которые уже неоднократно описывались в литературе (Фотиади, 1956, и др.).

В пределах рассматриваемой части Окско-Волжской области (к северу от Волги) особенно ярко выделяется по своим размерам Козьмодемьянская аномалия, вернее, группа аномалий сложного строения, расположенная к северо-северо-западу от г. Козьмодемьянска на расстоянии около 170 км при ширине до 30—40 км. Следует также отметить изометричный Средне-Ветлужский максимум (40·40 км), широтную Западно-Советскую аномалию, размеры которой составляют 30·80 км, Чкаловскую аномалию северо-западного простирания и ряд других максимумов.

Камско-Вятская зона линейных магнитных максимумов и минимумов прослеживается на расстоянии свыше 1000 км от широты гг. Пензы и Кузнецка на юго-западе, где она сливается с Рязано-Саратовской зоной аномалий, через г. Ульяновск, устье р. Камы, г. Казань, г. Чистополь, ст. Глазов, г. Кудымкар, истоки рек Вятки и Камы в область бассейна р. Везляны на северо-северо-западе, где она присоединяется к Мезенско-Вычегодской зоне. Общее простирание Камско-Вятской зоны северо-северо-восточное и лишь в крайней северной части она испытывает плавный изгиб на северо-запад. Ширина зоны несколько увеличивается с юга на север от 150 до 250 км, но в крайней северной части ее ширина вновь уменьшается до 70—100 км.

В составе Камско-Вятской зоны магнитного поля выделяется ряд полос максимумов и минимумов, плавно меняющих свое северо-восточное простирание к северу от широты г. Глазова на меридиональное и северо-северо-западное.

В пределах рассматриваемой части Камско-Вятской зоны (к северу от устья р. Камы), вдоль юго-восточного ее края, прослеживается на расстоянии более 200 км узкая Граханско-Елабужская полоса аномалий. Интенсивность отдельных максимумов в ее пределах изменяется в пределах нескольких сот гамм. Параллельно названной системе аномалий прослеживается Мамадышско-Можгинская полоса аномалий. Интенсивность составляющих ее аномалий достигает тысячи гамм. К западу от Мамадышско-Можгинской полосы выделяется минимум  $\Delta T_a$ , осложненный рядом узких линейных максимумов северо-восточного простирания и ограничивающий, в свою очередь, с востока Вятскую полосу узких линейных аномалий меридионального и близкого к нему простирания. Интенсивность Вятских аномалий достигает тысячи гамм. Особенно выделяется по своей интенсивности узкая Уржумско-Тукмачинская аномалия.

На востоке Вятская полоса аномалий граничит с округлым Омутнинским минимумом магнитного поля. Размеры минимума, несколько вытянутого в северо-восточном направлении, составляют 130·200 км. В центральной его части обособляется несколько плавных аномалий, среди которых выделяется Порезская аномалия северо-восточного простириания.

На севере региональный Омутнинский минимум магнитного поля соединяется узкой полосой отрицательных значений  $\Delta T_a$  с полосовым Кажимским минимумом, прослеживающимся с северо-северо-восточным простирианием на расстоянии около 200 км при ширине 30—40 км.

На востоке рассмотренные минимумы магнитного поля ограничиваются ярко выделяющимися полосами магнитных аномалий.

На участке от с. Валамоза до г. Глазов прослеживается с северо-восточным простирианием единая Глазовская аномальная полоса с отметками около тысячи гамм и более. Ширина ее достигает 35—50 км. К северу от г. Глазова общая система аномалий веерообразно расширяется и расходится в виде полосы аномалий через г. Кудымкар и верховья р. Камы в область бассейна р. Весляны.

В западной части этой виргации особенно ярко выделяется Веслянско-Верхнекамская полоса аномалий, прослеживающихся с общим северо-северо-западным простирианием почти на 400 км. Ширина аномальной полосы достигает 70—100 км. Магнитное поле в ее пределах повсеместно носит варьирующий характер.

В составе Веслянско-Верхнекамской полосы выделяется линейная Рудничная аномалия до 150 км длины. К северу от нее протягивается Верхневеслянская линейная аномалия, а восточнее узкая Бисеровская аномалия интенсивностью порядка нескольких сот гамм, отделяющаяся узким полосовым минимумом от линейной Юмской аномалии. Последняя идет в меридиональном направлении на расстоянии около 200 км при ширине 10—20 км и вместе с расположенной к востоку от нее Кудымкарской аномалией определяет восточную границу обширной Камско-Вятской зоны магнитного поля.

Волго-Уральская область мозаичных аномалий охватывает обширные пространства между Волгой и Уралом и прослеживается с общим северо-восточным простирианием от городов Пугачева и Хвалынска на юго-западе через Куйбышев, Бугуруслан, Бугульму, Ижевск, Красноуфимск, Кунгур, Пермь и далее к северу от широтной излучины р. Камы на расстоянии около 1000 км при ширине 400 км. В ее составе выделяется ряд обширных региональных максимумов и минимумов, освоенных множеством аномалий мозаичного строения.

В пределах рассматриваемой части Волго-Уральской области магнитного поля ярко выделяется Альметьевско-Бугульминская группа мозаичных аномалий, образующих в совокупности единый региональный максимум магнитного поля очень сложного строения, характеристика которого приводится в ряде работ (Фотиади, 1956, и др.). В пределах этого обширного максимума обособляются крупная Альметьевская аномалия, локальная Чеканская аномалия, Туймазинская аномалия и др. В более северных районах Волго-Уральской области выделяются по размерам Мензелинско-Кузембетовская аномалия, изометричная Голышурминская аномалия, Ижевская аномалия, ориентированная в северо-западном направлении, и др.

К северо-востоку от рассмотренного аномального района в пределах Волго-Уральской области отмечается региональный Осинский минимум магнитного поля. В целом этот региональный минимум  $\Delta T_a$  имеет северо-западную ориентировку и прослеживается от хребта Кара-Тай на юго-востоке до городов Воткинска и Оханска на севере и северо-западе на расстоянии около 250—300 км. Ширина минимума резко

увеличивается в центральной его части — до 150 км. Характерная особенность Осинского регионального минимума — очень спокойный характер магнитного поля в его пределах.

В северо-восточной окраинной части Волго-Уральской области магнитного поля выделяются по размерам и интенсивности Красноуфимская и Кунгурская аномалии, образующие обширный региональный максимум, ориентированный в общем в запад-северо-западном направлении.

Красноуфимская аномалия достигает по своей интенсивности 1500 гамм. Длина ее 180 км, ширина 70 км; в западном направлении она резко уменьшается до 20—30 км.

Кунгурская аномалия отличается линейной формой и прослеживается в почти широтном направлении на расстоянии около 220 км при ширине до 40—50 км.

На севере Кунгурская аномалия ограничивается полосовым Верхне-Култымским минимумом, соединяющимся к западу от г. Перми с региональным Осинским минимумом магнитного поля.

Северо-западная периферия Волго-Уральской области магнитного поля обрамляется рядом сравнительно небольших по размерам изометричных аномалий (Тыловайская, Западно-Верещагинская, Зюкайская, Восточно-Карагайская и др.), среди которых выделяется по размерам и интенсивности Тыловайская аномалия.

Севернее г. Перми наблюдается с восток-северо-восточным простираем полоса плавных аномалий, которая обрамляет с юга Косинско-Кельтменскую группу аномалий сложного строения. На западе последняя ограничивается узким линейным Косинским минимумом  $\Delta T_a$ , а на северо-востоке — крупной линейной Чердынской аномалией, входящей в состав Мезенско-Вычегодской зоны. В целом Косинско-Кельтменский участок магнитного поля имеет форму равнобедренного треугольника, обращенного острым углом на северо-запад. В центральной его части выделяется Косинский максимум сложного строения, объединяющий ряд различно ориентированных аномалий.

В крайней северо-западной части рассматриваемого участка имеется сложная по форме Тимшерская аномалия, образующая естественное окончание обширной Волго-Уральской области мозаичных аномалий.

Мезенско-Вычегодская зона региональных полосовых максимумов и минимумов  $\Delta T_a$  прослеживается на огромном расстоянии (около 1000 км) от горла Белого моря на северо-западе до района г. Чердыни и Полюдова Камня на юго-востоке. Ширина зоны, характеризующейся своей линейной конфигурацией, постепенно увеличивается с юго-востока на северо-запад от 100 до 300 км.

Вдоль Мезенско-Вычегодской зоны протягиваются с общим северо-западным простираем две региональные полосы крупных аномалий (Кулой-Пинежская и Предтимаанская), разделенные в центральной части зоны Вашкинско-Вычегодской полосой региональных минимумов.

По особенностям своего строения Мезенско-Вычегодская зона тесно связана с прилегающими к ней с юго-запада Кировско-Сыктывкарской и Камско-Вятской зонами линейных аномалий. По существу, в районе г. Сыктывкара намечается общая система полосовых максимумов и минимумов в виде огромной виргации, раскрывающейся к югу и юго-востоку.

В составе Кулой-Пинежской полосы аномалий, прослеживающейся вдоль юго-западной окраины Мезенско-Вычегодской зоны (по границе с Северо-Двинской областью мозаичных аномалий), обособляется ряд полосовых аномалий северо-западного простираем. Среди них особенно ярко выделяется Кулойская региональная аномалия, достигающая почти 300 км длины при ширине 15—20 км. Интенсивность аномалии около

1000 гамм. В юго-восточной своей части аномалия резко расширяется до 50 км, причем интенсивность ее сильно уменьшается.

К юго-востоку от Кулойской аномалии в районе истоков р. Вашки выделяется дугообразная Яренгская аномалия. На востоке она непосредственно связана с аномалиями Кировско-Сыктывкарской зоны.

Наконец, в крайней юго-восточной части Мезенско-Вычегодской зоны вдоль ее юго-западного края протягивается с северо-западным простиранием линейная Чердынская аномалия, длина ее 200 км, а ширина колеблется от 15 до 50 км.

Вашкинско-Вычегодская полоса минимумом  $\Delta T_a$ , входящая в состав Мезенско-Вычегодской зоны, начинается на юго-востоке Колвинско-Вычегодским минимумом, прослеживаемым от г. Красновишерска через д. Ксенофонтново и далее вдоль р. Вычегды до сс. Сторожевского и Большелуг на расстоянии 300 км при ширине 50 км. Узкой переменной повышенной значений  $\Delta T_a$  Колвинско-Вычегодский минимум отделяется от Сереговского минимума, отличающегося своими более или менее изометричными очертаниями (60·85 км).

На северо-западе Сереговский минимум коррелируется с небольшим Уктымским минимумом, который отделяется северной частью Яренгской аномалии от регионального Вашкинского минимума, имеющего в общем северо-западное направление и протяженность около 400 км (при ширине от 20 до 60 км). На юго-востоке Вашкинский минимум резко ограничивается дугообразной Яренгской аномалией, а на северо-западе он разветвляется на две полосы, одна из которых протягивается к северу в район устья р. Мезени, другая — к северо-западу, в район Беломорско-Кулойской возвышенности. Между этими полосами в районе низовий р. Кулой располагается группа аномалий, среди которых выделяются Карьепольский максимум и сложный по форме (близкой к изометричной) Долгошельский максимум. Размеры первого из них составляют 10—15·70 км, второго 50·50 км.

В составе Мезенско-Вычегодской зоны магнитного поля наиболее ярко выделяется Предтиманская полоса аномалий, прослеживаемая вдоль северо-восточной части зоны на расстоянии около 800 км при ширине от 50 до 130 км (на северо-западе).

Отдельные аномалии, образующие рассматриваемую полосу максимумов, в общем ориентированы в северо-западном направлении. Однако на отдельных участках простирание аномалий близко к меридиональному и широтному, вследствие чего северо-восточный край Предтиманской полосы (по границе с Тиманским минимумом) имеет ступенчатую форму.

Описываемая полоса региональных максимумов начинается на юго-востоке плавной Нившерской аномалией, которая ориентирована на северо-северо-запад. Длина ее 80 км, ширина 30 км. На западе эта аномалия объединяется с Синдорской аномалией, прослеживаемой с северо-западным простиранием на расстоянии около 125 км. К северу от последней выделяются Глотовская и Елвинская аномалии северо-западного простирания, расположенные параллельно. Размеры обеих аномалий составляют примерно 35·110 км.

Елвинская аномалия в своей северной части приобретает меридиональную ориентировку, обуславливая ступенчатую форму северо-восточного края Предтиманской полосы. К северу от названной аномалии выделяется Курмышская аномалия, ориентированная в северо-северо-западном направлении, ее северная часть также резко отклоняется к западу. Длина аномалии 120 км при ширине 20 км.

Несколько западнее этой аномалии прослеживается с северо-западным простиранием крупная Вожгорская аномалия длиной 200 км и шириной 30—35 км. Вдоль по своему простиранию рассматриваемый максимум испытывает сложные изгибы.

К северо-западу от Вожгорской аномалии выделяется Ирасовская аномалия северо-западного простираения, осложненная рядом вторичных максимумов. Общая длина ее достигает 100 км, ширина увеличивается с северо-запада на юго-восток от 10 до 50 км.

Узкая полоса пониженных значений  $\Delta T_a$  отделяет Ирасовскую аномалию от крупного регионального Сафоновского максимума, прослеживающегося с запад-северо-западным простираением на расстоянии около 180 км при ширине 50 км. Эта крупная аномалия осложняется целым рядом частных максимумов, в ряде случаев имеющих самостоятельное значение. Следует подчеркнуть, что рассматриваемый региональный максимум широтного простираения расположен с заметным несогласием по отношению к Предтиманской системе магнитных аномалий в целом и, возможно, относится к другой, более северной, системе.

На севере Сафоновская региональная аномалия ограничивается полосой минимума  $\Delta T_a$ , отделяющей ее от двух аномалий северо-западного простираения, выделяющихся в бассейне р. Вижас в крайней северной части Предтиманской аномальной полосы.

### СЕВЕРО-ВОСТОК РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Тиманский региональный минимум магнитного поля  $\Delta T_a$  отличается огромными размерами и протягивается с общим северо-западным простираением от р. Колвы на юго-востоке до Чешской губы и п-ова Канина на северо-западе. На юго-востоке, в районе верховий р. Колвы он соединяется с меридиональным Колво-Вишерским минимумом  $\Delta T_a$ , относящимся уже к Уральской зоне магнитного поля. На северо-западе его продолжением, по-видимому, служит Кильдинско-Рыбачьинская зона отрицательного поля  $\Delta T_a$  северо-восточной окраины Балтийского щита.

Общая длина Тиманского регионального минимума достигает 900 км, ширина его постепенно увеличивается от 100—150 км в юго-восточной части до 300 км на северо-западе.

По характеру и интенсивности отрицательного поля  $\Delta T_a$  область Тиманского регионального минимума разделяется, более или менее отчетливо, на западную и восточную части. Резкая граница между западной и восточной зонами, судя по графикам  $\Delta T_a$ , отсутствует, однако в плане она довольно отчетливо может быть проведена по изолиниям  $\Delta T_a$  почти на всем его протяжении, за исключением некоторых осложненных участков. В южной половине минимума (до р. Цильма на севере) эта граница почти прямолинейна, что указывает на наличие реальной поверхности раздела на границе двух зон.

В западной (более узкой) части Тиманского регионального минимума, территориально соответствующей Тиманскому кряжу, отрицательное магнитное поле большей интенсивности и более сложного строения, здесь появляются полосы узких вторичных максимумов  $\Delta T$ , расчленяющих западную часть Тиманского минимума на участки относительно более пониженного и одновременно более плавного отрицательного магнитного поля. Так, с северо-запада на юго-восток в пределах этой зоны выделяются Северо-Тиманский минимум, Косминский минимум, Верхне-Пешский минимум, крупный Четласский минимум, интенсивность которого достигает первых сот гамм, дугообразный Вымский минимум, линейный Южно-Тиманский минимум и другие вторичные минимумы.

Анализ характера магнитного поля по профилям  $\Delta T_a$  показывает, что все перечисленные относительные минимумы составляют единое целое с Тиманским региональным минимумом и коррелируются также между собой.

Восточная, более широкая часть Тиманского регионального минимума (территориально соответствующая западной части Печорской синеклизы) отличается весьма плавным и спокойным отрицательным магнитным полем, осложненным, однако, плавными вторичными максимумами, интенсивность которых не превышает обычно нескольких десятков гамм. Эти плавно изменяющиеся относительные максимумы группируются в полосы, ориентированные в общем северо-западном направлении. Однако в ряде случаев их простираение изменяется до широтного и меридионального.

В юго-восточной части Тиманского регионального минимума ширина восточной зоны резко сокращается (наряду с общим сужением последнего). Одновременно в этой его части граница между западной и восточной зонами становится гораздо менее определенной.

Большеземельская аномальная зона охватывает обширные пространства Большеземельской тундры и Западного Предуралья и состоит из ряда зон и полос крупных аномалий общего северо-западного простираения. Эта обширная аномальная система прослеживается на расстоянии около 900 км от верховий р. Печоры на юго-востоке до побережья Баренцева моря на севере и северо-западе. Ширина ее резко увеличивается от 70—100 км на юге до 400 км на севере. В целом Большеземельская аномальная область имеет форму огромной виргации, расширяющейся к северу. Вдоль ее границы с Тиманским региональным минимумом прослеживается Припечорская система локальных максимумов.

В южной части Большеземельской аномальной области выделяется Илыч-Чикшинская полоса аномалий, прослеживаемая с меридиональным простираением от верховий р. Печоры на юге до р. Кожвы на севере на расстоянии около 400 км при ширине до 80 км. В ее составе выделяются крупные по размерам Челачинская аномалия и Кылым-Луновжская аномалия, характеризующиеся линейной формой.

На северо-востоке Илыч-Чикшинская полоса аномалий ограничивается узким Подчерем-Каменским полосовым минимумом  $\Delta T$ , соединяющимся на юго-востоке, в верховье р. Подчерем, с Центрально-Уральским минимумом магнитного поля. Подчерем-Каменский минимум отделяет Илыч-Чикшинскую полосу аномалий от региональной Денисовской системы аномалий, протягивающейся с выдержанным северо-западным простираением, от междуречья Большого и Малого Патока (где он соединяется с интенсивной Саблинской аномалией Уральской зоны) через с. Денисовка до среднего течения р. Шапкиной на расстоянии около 450 км при ширине 50—70 км. Составляющие ее магнитные аномалии ориентированы в общем северо-западном направлении. Среди них выделяется по размерам Северо-Кожвинская аномалия интенсивностью до нескольких сот гамм, к северо-западу от нее обособляется Налимская аномалия.

На северо-западе Денисовская система аномалий отделяется меридиональным минимумом  $\Delta T_a$  от Нарьян-Марской аномальной полосы, ориентированной в запад-северо-западном направлении. Входящие в ее состав аномалии отличаются сложным строением. В южной части Нарьян-Марской полосы они осложнены четкими вторичными максимумами  $\Delta T_a$ .

На северо-востоке Денисовская система аномалий ограничивается региональной Усть-Усинской полосой пониженных значений  $\Delta T$ , прослеживаемой с северо-запада на юго-восток от устья Печорской губы через низовье р. Лай и устье р. Усы в район нижнего течения р. Кожим, где она резко расширяется и сливается с Центрально-Уральским минимумом магнитного поля. Рассматриваемая полоса пониженных значений  $\Delta T$  расчленяется изометричной Шельябожской аномалией и овальной

Косьюсской аномалией на три минимума  $\Delta T$ . Первым с северо-запада выделяется полосовой Лайско-Нерутинский минимум, прослеживающийся примерно на 240 км при ширине от 20 до 60 км. Шельбожский максимум отделяет его от сложного по конфигурации Усть-Колвинского минимума. В свою очередь, последний отделяется Косьюсской аномалией от Нижне-Кожимского минимума, сливающегося на юго-востоке с региональным Центрально-Уральским минимумом.

К северо-востоку от Усть-Усинской полосы минимумов в составе Большеземельской аномальной области выделяется Усинско-Колвинская зона аномалий очень сложного строения. Составляющие ее крупные полосовые аномалии в общем ориентированы на северо-запад. Однако по простиранию они часто испытывают сложные дугообразные изгибы и на отдельных участках расчленяются узкими секущими максимумами и минимумами  $\Delta T_a$ . Относительные минимумы, разделяющие аномалии Усинско-Колвинской зоны, по сравнению с ними более узки и менее выражены.

Вдоль юго-западной окраины рассматриваемой зоны прослеживаются Верхне-Шапкинская линейная аномалия и протяженная Возейская аномалия, изгибающаяся по простиранию. Восточнее последней протягивается крупная Сандивей-Кочмесская аномалия дугообразной формы. Она осложняется вторичными изгибами северо-восточного простирания. Общая длина Сандивей-Кочмесской аномалии достигает 240 км, ширина — 40 км.

К северо-востоку от рассмотренной аномалии выделяется Ватьяр-Роговская аномалия, рассеченная вдоль р. Адзвы (в ее среднем течении) и вдоль гряды Чернышева (ручьи Койта-Шор, Лек-Нерцета и Бол. Нерцета) узкими линейными максимумами и минимумами северо-восточного простирания.

В крайней северо-восточной части Усинско-Колвинской зоны выделяется овальная Северо-Абезьская аномалия, несколько вытянутая в северо-западном направлении. Размеры ее 60·100 км.

На северо-востоке Северо-Абезьская аномалия ограничивается Воркутинским относительным минимумом, а на северо-востоке, вдоль гряды Чернова, — полосой сложно варьирующего магнитного поля, выраженного рядом узких и резких максимумов и минимумов, группирующихся в системы северо-восточного и северо-западного простирания.

Наконец, в крайней северо-восточной окраинной части Большеземельской аномальной области прослеживается Коротайхинская зона аномалий, ориентированная в общем северо-западном направлении. В составе зоны выделяется (по размерам и интенсивности) Янгарей-Силловская аномалия. Плавные широкие аномалии Коротайхинской зоны повсеместно осложнены в северо-восточной части протяженными узкими локальными максимумами, которые отчетливо группируются в линии северо-западного простирания.

Уральская зона магнитного поля, прослеживающаяся в пределах Урала, отличается ярко выраженным полосовым строением составляющих ее региональных максимумов и минимумов. Ниже рассматриваются лишь основные черты строения северной части Уральской зоны магнитного поля в пределах Северного, Приполярного и Полярного Урала (к северу от Полюдова Камня).

В пределах Среднего и Северного Урала Уральская зона аномалий прослеживается с меридиональным простиранием, которое вдоль параллели  $65^\circ$  круто сменяется на северо-восточное, сохраняющееся вдоль всего протяжения Приполярного Урала. Только в пределах Полярного Урала, севернее хр. Рай-Из, простирание аномальной зоны вновь резко меняется на меридиональное.

В пределах Уральской зоны магнитного поля выделяются следующие четыре основные региональные полосы максимумов и минимумов (с запада на восток).

1. Западно-Уральская полоса положительных варьирующих аномалий, наиболее отчетливо прослеживающаяся вдоль западного склона Северного и Приполярного Урала.

2. Широкая полоса отрицательного варьирующего магнитного поля — Центрально-Уральский минимум.

3. Восточно-Уральская полоса интенсивных резко выраженных положительных аномалий.

4. Восточная полоса отрицательного варьирующего магнитного поля, смещающегося в северном направлении слабыми положительными аномалиями.

Первые две полосы магнитного поля в составе Уральской зоны аномалий непосредственно связаны, как уже отмечалось выше, с Тиманским региональным минимумом и Большеземельской аномальной зоной, поэтому они рассматриваются несколько подробнее.

Западно-Уральская полоса линейных интенсивных аномалий прослеживается только на отдельных участках вдоль западного склона Урала. В ее составе к северу от Полюдова Камня выделяется меридиональная Западно-Ишеримская аномалия. К северу от последней в меридиональном направлении прослеживается целый ряд узких небольших по размерам максимумов, приуроченных в общем к западной окраине Илыч-Чикшинской зоны.

Особенно ярко в составе Западно-Уральской полосы выделяется линейная Саблинская аномалия северо-северо-западного простирания, интенсивность которой достигает нескольких тысяч гамм. Общая длина ее 150 км, ширина изменяется от 15 до 40 км. Эта аномалия очень сложного строения и повсеместно сопровождается в районе хр. Сабля вторичными максимумами. В северо-северо-западном направлении она непосредственно сливается в междуречье Б. Сыни и Вангыра с аномальным полем  $\Delta T_a$  северо-восточной окраины Денисовской зоны, где на ее продолжении вдоль р. Б. Сыни выделяются вторичные максимумы.

К северо-востоку от Саблинской аномалии в районе хребтов Обез и Саледы выделяются узкие линейные максимумы северо-восточного простирания, интенсивность которых не превышает двухсот гамм. Далее к северо-востоку Западно-Уральская полоса максимумов прерывается и только уже на западном склоне Полярного Урала в районе хр. Енгане-Пэ четко выделяется аномалия меридионального простирания, осложненная рядом вторичных максимумов. Ее северо-северо-западное простирание отлично от северо-восточной ориентировки хр. Енгане-Пэ. Интенсивность Енгане-Пейской аномалии достигает нескольких сот гамм, длина ее равна 50 км, ширина 10—15 км.

На севере Енгане-Пейская аномалия коррелируется с максимумами северо-северо-западного простирания, входящими в состав юго-восточной части Коротайхинской зоны аномалий.

Центрально-Уральский минимум магнитного поля прослеживается вдоль Урал-Тауского антиклинория на всем его протяжении. Ширина минимума, а также интенсивность и характер отрицательного магнитного поля меняются по простиранию антиклинория. В пределах Северного Урала ширина минимума, осложненного здесь множеством вторичных вариаций, равна примерно 30—50 км. Однако его ширина резко увеличивается на широте Полюдова Камня, где от Центрально-Уральского минимума резко выдается к западу Колво-Вишерский минимум, оконтуривающийся с севера и запада р. Колвой. Важной чертой Колво-Вишерского минимума является плавный характер магнитного поля

в его пределах и более сложная конфигурация в плане по сравнению с линейными полосами магнитного поля Уральской зоны.

На северо-западе Колво-Вишерский минимум соединяется, как уже отмечалось выше, с Тиманским региональным минимумом, однако резко отличаясь от последнего меридиональной ориентировкой.

Центрально-Уральский региональный минимум очень резко расширяется (до 120—150 км) на широте горы Народной (65° с.ш.), где одновременно его меридиональное простираие меняется на северо-восточное. В этом же районе он соединяется с Усть-Усинской полосой пониженного магнитного поля. В северной части Урала ширина Центрально-Уральского минимума уменьшается до 10—20 км.

Восточно-Уральская полоса интенсивных магнитных максимумов, ограничивающая описываемый минимум с востока, соответствует поясу габбро-перидотитовых интрузий Урала.

Наконец, восточная полоса отрицательного варьирующего магнитного поля прослеживается вдоль восточного склона Урала и фиксирует на всем протяжении Зеленокаменный синклиниорий.

Протяженные и сравнительно узкие полосовые максимумы и минимумы Уральской зоны магнитного поля, в общем, четко отличаются от Тиманской и Большеземельской зон. Однако Западно-Уральская и Центрально-Уральская полосы западной ее части, непосредственно связанные с названными зонами, образуют совместно с ними обширную виргацию, которая расширяется в северо-западном направлении.

В целом полосовые магнитные максимумы и минимумы северо-восточного внешнего угла Русской платформы резко отличаются по своему характеру и строению от магнитного поля ее внутренней дотиманской части.

## Глава IV

# МЕТОДИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИСТОЛКОВАНИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

## О ПРИРОДЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

### Аномалии силы тяжести

Региональные аномалии Русской платформы, сравнительно разнообразные в различных ее частях, вызываются, как показали многочисленные исследования, в основном неоднородностью строения и состава докембрийского складчатого фундамента.

Еще в 1924 г. А. Д. Архангельский пришел к заключению, что крупнейшие структурные элементы Русской платформы и прилежащих к ней горных хребтов достаточно ясно отражаются в аномалиях силы тяжести. Точка зрения Архангельского заключалась в том, что все известные в то время аномалии силы тяжести как региональные, так и местные (локальные) обусловлены геологическим строением территории.

В 1937 г. А. Д. Архангельский совместно с А. А. Михайловым, В. В. Федынским и Е. Н. Люстихом сделал следующие важнейшие выводы о соотношениях между изменениями величины силы тяжести и геологическим строением.

А. Аномалии силы тяжести изменяются в зависимости от неоднородности петрографического состава фундамента, вследствие смены в нем тяжелых пород более легкими. Таким образом, пространственное распределение значений силы тяжести создает представление о внутренней структуре фундамента.

Б. Значения силы тяжести меняются в зависимости от изменений глубины залегания складчатого фундамента и, соответственно, мощности покрывающих его пород, обычно увеличиваясь на выступах фундамента и уменьшаясь во впадинах.

В. Гравитационные аномалии зависят от изменений плотности в глубоких частях земной коры.

Как указывали упомянутые исследователи, влияние третьего фактора должно выражаться в том, что сила тяжести на обширных пространствах может быть больше или меньше нормальных ее значений, создавая, таким образом, общий или региональный фон для проявления двух других факторов. Влияние всех трех названных факторов взаимно накладывается друг на друга и в общем сильно усложняет геологическое истолкование наблюдаемых аномалий силы тяжести.

В последующие годы, по мере проведения более детальных гравиметрических исследований, стало возможным несколько уточнить относительную роль перечисленных факторов возникновения аномалий силы тяжести в пределах Русской платформы и в особенности двух первых из них, которые и рассматриваются несколько подробнее ниже.

Влияние неоднородностей вещественного состава и внутренней структуры фундамента в формировании аномалий силы тяжести Русской платформы очень велико. Оно имеет в отдельных районах доминирующее значение, обуславливая аномалии до нескольких десятков миллигал. Вследствие этого нередко минимумы силы тяжести соответствуют поднятиям поверхности фундамента и даже его выступам на дневную поверхность. Так, например, Карельская зона восточной части Балтийского щита, образованная мощнейшим эффузивно-осадочными складчатыми комплексами нижнего протерозоя, фиксируется полосовыми минимумами силы тяжести. В то же время Беломорский массив Балтийского щита, сложенный чрезвычайно плотными архейскими гранито-гнейсами, отображается обширным максимумом силы тяжести.

Накопившиеся в настоящее время материалы свидетельствуют о наличии связи определенного типа гравитационных аномалий с породами того или иного петрографического состава. Массивы гранитов, широко развитые в составе фундамента, отличающиеся пониженными значениями плотности по сравнению с вмещающими их породами, фиксируются, независимо от их гипсометрического положения, локальными минимумами силы тяжести. Так, Выборгский массив гранитов рапакиви на Балтийском щите отображается обширной отрицательной гравитационной аномалией.

Крупные массивы гранитов сводовой части Воронежской антеклизы, вскрытые скважинами в Туле, Плавске и Тамбове, также отображаются обширными отрицательными гравитационными аномалиями.

Массивы плагиоклазовых гранито-гнейсов, вскрытые в составе фундамента скважинами на Татарском поднятии, в сводовой части Токмовского поднятия, на южном склоне Балтийского щита (Поповка и Северская) и в других районах фиксируются относительно повышенными значениями силы тяжести.

Еще большие по интенсивности аномалии силы тяжести соответствуют, как правило, темноцветным разностям гнейсов (биотито-гранато-силлиманито-кордиеритовым), амфиболитам, габбро-норитам и чарнокитам, отличающимся повышенной плотностью. Так, интенсивными региональными максимумами силы тяжести отличаются уже упоминавшиеся биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы и мигматиты Беломорского массива Балтийского щита, биотитовые гнейсы, вскрытые в пределах южного склона Балтийского щита скважинами в Старой Руссе и Порохове. Столь же значительными по величине положительными гравитационными аномалиями отличаются биотито-гранато-кордиеритово-силлиманитовые гнейсы фундамента Московской синеклизы, вскрытые Боевской скважиной; биотитово-силлиманитовые гнейсы Токмовского поднятия, вскрытые скважиной в г. Горьком; биотито-гранато-силлиманитовые гнейсы в отдельных районах Татарского сводового поднятия; аналогичные гнейсы Самаролукского поднятия и т. д.

Протяженные складчатые зоны фундамента, образованные в основном подобными гнейсами повышенной плотности (типа Беломорского массива), отображаются, вероятно, на Русской платформе полосовыми аномалиями силы тяжести, часто имеющими региональное значение.

Локальные максимумы силы тяжести, широко развитые обычно в разнообразных зонах гравитационного поля на Русской платформе, как правило, соответствуют массивам габбро и габбро-норитов.

Установленные на Русской платформе более или менее определенные соотношения между характером и интенсивностью гравитационных аномалий и петрографическим составом пород фундамента дают основания считать, что большинство разнообразных положительных аномалий силы тяжести соответствует гнейсам и гранито-гнейсам различного петрографического состава. В то же время локальные минимумы обычно связаны с гранитными интрузиями.

Влияние структуры поверхности фундамента и мощности осадочного чехла. Важная задача разделения аномалий силы тяжести по их природе на обусловленные изменением плотности пород фундамента и на связанные с поднятиями и впадинами поверхности фундамента (или структурами осадочного чехла) является пока наиболее трудной проблемой в вопросе интерпретации гравиметрических данных.

Осадочный платформенный чехол, обычно весьма разнообразный по составу, создает, как правило, отрицательный суммарный гравитационный эффект вследствие меньшей средней плотности его пород по сравнению с образованиями складчатого фундамента. В целом влияние пород осадочного чехла накладывается на гравитационное поле в виде отрицательного фона значений силы тяжести.

Величина поправки за недостаток масс пород осадочного чехла по сравнению с породами фундамента зависит от литологического состава и мощности, т. е. от глубины залегания фундамента. Таким образом, при одной и той же плотности пород большие отрицательные значения аномалий силы тяжести, обусловленные влиянием пород осадочного чехла, будут приурочены к впадинам фундамента, а наименьшие — к его поднятиям.

Влияние мощности осадочной толщи платформенного чехла проявляется в основном лишь в понижении общего уровня значений гравитационных аномалий, в то время как амплитуда колебаний интенсивности отдельных аномалий силы тяжести и также их взаимосвязь определяются не глубиной залегания фундамента, а в основном составом и структурой последнего.

Соотношения между тектоникой осадочного чехла и характером гравитационных аномалий многообразны и сложны. В пределах рассматриваемой территории внутри осадочного чехла имеется ряд четких плотностных границ раздела, которые при достаточной крутизне структур могут создавать ощутимые локальные аномалии силы тяжести (Печорский вал, Камский вал и т. д.). Однако большинство локальных структур на Русской платформе имеет очень пологие углы падения слоев (не более  $1-2^\circ$ ).

Подобные структуры создают относительные аномалии в  $1-2$  мгл, которые обычно маскируются значительно более сильным влиянием петрографического состава пород фундамента. Последнее подтверждается не только специальными вычислениями, но также и отсутствием закономерных связей в расположении аномалий силы тяжести и локальных структур осадочного чехла. Так, в одних случаях им соответствуют гравитационные максимумы, а в других — минимумы силы тяжести.

Изучение особенностей распределения гравитационных аномалий на Русской платформе и их характер над различными типами платформенных структур представляет значительный интерес для объяснения генезиса и закономерностей размещения этих структур.

Крупные исследования по выяснению природы региональных и локальных аномалий силы тяжести, а также зон гравитационных ступеней были выполнены Ю. Н. Годиным в 1956—1957 гг. на юго-востоке Русской платформы путем проведения специальных региональных

сейсмических работ (опорного сейсмопрофилирования и площадной съемки системой сейсмозондирований).

На основании сопоставления аномалий силы тяжести и кривых  $\Delta T_a$  с рельефом фундамента и данными глубинного сейсмозондирования этим исследователем были сделаны важнейшие методические выводы о геологической природе гравитационного поля юго-востока Русской платформы.

Как отмечает Ю. Н. Годин (1957), аномалии силы тяжести юго-востока Русской платформы обусловлены преимущественно неоднородностями строения верхних частей земной коры и сводятся в основном к суммарному воздействию двух факторов: а) мощности и состава пород осадочного чехла и б) петрографических неоднородностей кристаллического фундамента.

Влияние изменений рельефа фундамента и, соответственно, увеличение или уменьшение мощности платформенного чехла и изменение состава его пород преимущественно выражается относительно плавными изменениями аномалий силы тяжести, охватывающих значительные площади.

Изменение состава пород фундамента, резко различающихся по плотности и особенно слагающих крупные массивы значительной вертикальной мощности, проявляется в виде массивных, обычно четко очерченных локальных аномалий.

Последние, как правило, приурочены к зонам интенсивно варьирующего магнитного поля.

Как указывает Ю. Н. Годин (1957), наиболее резкие изменения общего характера гравитационного поля юго-востока Русской платформы вызываются влиянием интрузий основных и ультраосновных пород. В то же время в некоторых его районах резкие искажения аномалий силы тяжести могут быть обусловлены и интрузиями гранитов.

Очень важны выводы Ю. Н. Година о том, что глубинные факторы (изменение плотности глубоких частей земной коры и, возможно, подкорового слоя) имеют сравнительно малое значение при формировании аномалий силы тяжести Русской платформы, особенно для ограниченных по площади территорий. Однако в отдельных районах они могут приводить к значительному искажению аномального гравитационного поля. Таким образом, основные элементы гравитационного поля на Русской платформе обуславливаются границей раздела складчатого фундамента с осадочным чехлом.

Основные черты структуры фундамента в большей части Русской платформы более или менее достоверно отображаются осредненными полями силы тяжести. Однако последние не отражают непосредственно рельеф складчатого фундамента, а лишь только более наглядно оконтуривают наиболее крупные его структуры. В отдельных районах рельеф фундамента более определенно отражают не осредненные, а приближенно сглаженные (выровненные) кривые изменений силы тяжести.

Осреднение гравитационного поля допустимо в целях регионально-геофизического районирования, когда необходимо исключить влияние относительно мелких неоднородностей структуры платформенного чехла и неоднородностей состава фундамента, а также выделить основные аномалии, обусловленные структурами I порядка на поверхности фундамента (Фотиади, 1958; фиг. 22).

При геологическом истолковании результатов гравиметрии обычно ставится задача выявить и локализовать местные изменения силы тяжести, а также решается вопрос о соответствии их определенным структурам III порядка.

Выделить подобные аномалии можно, как известно, двумя способами (Хаммер, 1956, и др). Первый из них заключается в снятии так

называемого регионального фона, отражающего обычно обобщенные черты глубинного тектонического строения той или иной территории. В результате подобной операции получают карты остаточного поля силы тяжести, в общем отображающие локальные гравитационные аномалии. Этот метод выделения локальных максимумов наиболее распространен, однако он весьма приближенный.

Другой распространенный метод выделения и локализации местных аномалий силы тяжести — вычисление вертикальных производных по значениям аномалий Буге. Метод высших производных более точен, хотя и более трудоемок, чем метод «остаточного поля». Вычисление вторых производных уменьшает роль регионального фона и позволяет более отчетливо выделять локальные гравитационные аномалии. Большим преимуществом этого метода является высокая разрешающая способность вторых производных, выражающаяся в увеличении «крутизны» кривой и обуславливающая более четкую локализацию аномалий. Результаты применения метода вторых производных в значительной степени зависят от ошибок наблюдаемых данных и типов изучаемых геологических структур (Хаммер, 1956). Следовательно, применение метода вторых производных возможно лишь при высокоточных гравиметровых съемках. Подобного рода исследования были выполнены в 1958—1960 гг. в Тимано-Печорской области И. И. Бирюковым, М. А. Осадой, Н. В. Вихорновым и др.

Для правильной интерпретации гравиметрических материалов чрезвычайно важно проводить наблюдения над известными структурами с целью распространения выявленных закономерностей на закрытые районы.

Интерпретация гравиметровых съемок, в общем случае, более неоднозначна, чем любого другого метода разведочной геофизики и требует привлечения всего комплекса геологических и геофизических данных.

#### Магнитные аномалии

Изверженные и метаморфические породы, слагающие складчатый докембрийский фундамент Русской платформы, достаточно резко отличаются по своим магнитным свойствам. По сравнению с ними осадочные породы платформенного чехла являются практически немагнитными образованиями и не оказывают ощутимого влияния на формирование магнитного поля. В связи с этим карта магнитного поля дает представление о взаиморасположении различных складчатых комплексов в составе фундамента, т. е. отображает его складчатую структуру. Вместе с тем она позволяет судить и о глубине залегания магнитовозмущающих масс.

В настоящее время общепризнаны следующие основные факторы, обуславливающие характер аномального геомагнитного поля Русской платформы:

- 1) неоднородность метаморфических и изверженных пород фундамента по магнитным свойствам;
- 2) изменение структуры поверхности складчатого фундамента (его рельефа), сложенного магнитными породами;
- 3) наличие крупных разломов фундамента, выполненных основными и ультраосновными породами.

Благодаря обширным исследованиям природы магнитных аномалий Русской платформы значение каждого из названных факторов, впервые указанных еще в работах А. Д. Архангельского по геологическому истолкованию магнитных карт, удалось значительно уточнить и дополнить.

Прежде чем рассматривать влияние каждого из этих факторов, отметим, что в региональных особенностях геомагнитного поля проявляются, вероятно, главные черты строения и состава крупных участков земной коры — глыб огромной вертикальной мощности. На геомагнитном поле, по-видимому, сказывается влияние базальтового и ультрабазальтового слоя до изотермической поверхности «точки Кюри» на глубине, ниже которой породы практически немагнитны. Названные слои, видимо, создают основной положительный геомагнитный фон. Следствием этой причины являются некоторые континентальные магнитные аномалии, а также резкие переходы от возмущенного интенсивного магнитного поля к полю, близкому к нормальному на границах платформ и складчатых областей. К этим же переходным зонам, по данным сейсмозондирований, приурочены области резкого погружения базальтового слоя. На картах магнитных аномалий влияние этого слоя частично устраняется за счет исключения из наблюдаемого геомагнитного поля нормального поля.

1. Сопоставление данных магнитных съемок с геологическими картами Балтийского щита позволяет сделать ряд важных выводов о природе магнитных аномалий. Эти выводы применимы и для аномалий в пределах платформенной плиты, покрытой осадочным чехлом.

Магнитные аномалии в области щита связаны с породами, выходящими, как правило, на поверхность. Метаморфические и изверженные породы, образующие здесь сложные складчатые комплексы, весьма разнообразны по своим магнитным свойствам и формам залегания и обычно четко отображаются в магнитном поле. С разнообразными метаморфическими породами (гнейсами, кристаллическими сланцами и др.) связано значительное количество магнитных аномалий, образующих обычно региональные зоны, состоящие из чередующихся полос максимумов и минимумов.

Детальными исследованиями Г. К. Кужелова (1957) на Украинском щите показано, что подавляющее большинство линейно протяженных магнитных аномалий вызвано осадочно-эффузивными складчатыми толщами магнитоактивных пород и различными гибридными породами.

Интрузивные массивы разнообразного состава среди метаморфических пород фиксируются аномалиями различного знака (чаще всего интенсивными положительными максимумами) и характерной неправильной, часто изометричной формы (Андреев, 1955). Знак и характер магнитных аномалий, вызванных интрузивными массивами, обусловлены обычно разницей магнитных свойств интрузий и вмещающих пород. Однако нередко породы, близкие по составу (граниты, гранито-гнейсы и др.), существенно отличаются по магнитным свойствам, что и вызывает появление соответствующих аномалий на их контактах. Характерно также, что магнитные аномалии могут быть связаны не только с интенсивно намагниченными основными и ультраосновными интрузиями и железорудными сланцами, но и с относительно слабомагнитными породами типа гранитов и гранито-гнейсов значительных мощностей. Расчеты, проведенные К. Г. Бронштейн, показывают, что массивы этих пород мощностью 2—5 км и с магнитной восприимчивостью около  $200\text{--}300 \cdot 10^{-6}$  CGSM вызывают аномалии интенсивностью до 300—500 гамм.

Пластовые интрузии (габбро-диабазы, базальты и др.) фиксируются линейно вытянутыми в цепочки небольшими магнитными аномалиями, часто также сравнительно беспорядочно рассеянными по площади.

Следует отметить, что высказывания некоторых исследователей (Годин, 1957; Фотиади, 1957, 1958) о связи большинства линейных магнитных аномалий на Русской платформе с дайками пород основного состава в фундаменте нельзя считать обоснованными. Подавляющая

часть подобных аномалий обусловлена, как уже давно было установлено А. Д. Архангельским, складчатой структурой магнитных пород фундамента. С разнообразными интрузиями в составе фундамента, несомненно, связана большая часть локальных магнитных аномалий. Однако региональные полосовые зоны магнитных аномалий на Русской платформе отражают мощные складчатые комплексы метаморфических и изверженных пород.

Большое значение и часто значительную сложность при интерпретации магнитных данных представляет вопрос о геологической природе отрицательных аномалий. Одной из причин появления обширных магнитных минимумов интенсивностью до  $-100-200$  гамм является условность выбора нормального поля. Поэтому фон аномального поля (или его уровень) может меняться в значительных пределах.

Некоторые полосовые минимумы магнитного поля, сопряженные с линейными максимумами, фиксируют разломы фундамента. Например, стечливыми минимумами фиксируются разломы гряды Чернышева, некоторые разломы на Тимане, Сухонский глубинный разлом и т. д. Однако, по-видимому, существует целый ряд минимумов, связанных с обратным намагничиванием.

Э. Э. Фотиади (1958) обращает внимание на приуроченность многих отрицательных аномалий к образованиям различных дериватов базальтовой магмы, преимущественно к платформенным образованиям герцинского времени, и считает, что этот факт должен учитываться при геологической интерпретации ряда аномалий на Русской платформе.

2. Глубина залегания магнитных пород фундамента обуславливает ширину магнитных аномалий. По характеру магнитного поля можно приблизительно оценить глубину залегания магнитных масс. Известно, что глубина залегания верхней кромки массивов магнитных пород, вызывающих аномалию, будет меньше, чем ее ширина (Логачев, 1951).

При неглубоком залегании фундамента для магнитных аномалий характерна незначительная ширина (часто узкие пики), а также большие градиенты поля по горизонтали при значительной интенсивности аномалии. В то же время для глубоко погруженного фундамента, наоборот, типичны обширные магнитные аномалии, небольшие по интенсивности и изменению градиента поля.

В соответствии с этим поднятия фундамента платформ обычно характеризуются многочисленными дифференцированными магнитными аномалиями с частными максимумами и минимумами, которые часто совпадают по местоположению с максимумами силы тяжести. В то же время впадины и прогибы платформ и особенно краевые прогибы, очерчивающиеся гравитационными минимумами, отличаются отсутствием магнитных аномалий. Эти примеры свидетельствуют о связи магнитных аномалий в первую очередь с породами фундамента, выходящими на поверхность.

Отмеченные закономерности более или менее справедливы лишь при достаточно четкой дифференциации пород фундамента по магнитным свойствам. Так, при неглубоком залегании фундамента, сложенного породами с чрезвычайно однородными магнитными свойствами, глубины, определенные по характеру магнитного поля, будут намного превосходить истинные.

3. Данные региональных геофизических исследований подтверждают большую роль глубинных разломов в тектонике фундамента платформ. Материалы региональных аэромагнитных съемок автоматическим аэромагнитометром дают особенно ценные сведения для выделения границ раздела между крупнейшими зонами и областями геофизических полей, различающихся между собой по характеру поля и ориентировке аномалий.

В методическом отношении чрезвычайно важно изучение искажений магнитного поля в зонах известных, геологически изученных разрывных нарушений фундамента (разломов) с целью использования выявленных закономерностей для выделения больших скрытых разломов платформ.

В пределах северо-востока Русской платформы путем непосредственного сопоставления графиков и изолиний магнитного поля  $\Delta T_a$  с геологическими картами удалось выделить несколько основных типов аномальных осложнений  $\Delta T_a$ , соответствующих разнородным разломам фундамента.

В самом общем случае разломы фундамента, выполненные интрузиями, отмечаются протяженными узкими линейными максимумами  $\Delta T_a$  или «цепочками» мелких максимумов. Также часто большие разломы фундамента фиксируются резкой сменой вдоль них общего характера магнитного поля.

Некоторые разломы фундамента севера Русской платформы отмечаются узкими магнитными минимумами. Сопряженность минимумов  $\Delta T_a$  с разломами связана, как показали исследования Г. Н. Петровой и Н. И. Юхновец (1953), с уменьшением магнитной восприимчивости пород в зонах дробления и сжатия.

Большое принципиальное значение имеет наблюдаемое во многих районах Русской платформы закономерное соответствие простираний и местоположения структур типа валов с ориентировкой и положением гравитационных и магнитных аномалий. Закономерные связи такого рода, вероятно, объясняются тем, что платформенный осадочный чехол дислоцирован в первую очередь там, где фундамент разбит большими разломами на ряд глыб (Годин, 1957; Файтельсон, 1954; Фотиади, 1958).

#### **СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Карты гравитационного и магнитного полей, как теперь уже хорошо установлено, отражают наиболее важные особенности геологического строения. На них наглядно вырисовываются приближенные контуры и простирание тектонических структур самого различного масштаба. Поэтому первым необходимым этапом любого тектонического анализа данных региональных геофизических исследований является структурно-морфологический анализ гравитационного и магнитного полей, который предполагает установление формы, размеров, интенсивности и простирания отдельных аномалий. Дальнейшая систематизация типов гравитационного и магнитного полей в зависимости от возраста и характера тектонических структур является основой их геологической интерпретации.

#### **Классификация гравитационных и магнитных аномалий**

Морфологическое исследование гравитационного и магнитного полей непосредственно связано с вопросом классификации аномалий, имеющим далеко не формальное значение и еще не получившим окончательного разрешения.

#### **Гравитационные аномалии**

К наиболее крупным аномалиям силы тяжести, обусловленным влиянием глубоких частей земной коры и, по-видимому, подкорových масс, относятся, по Е. Н. Люстиху (1948), аномалии, охватывающие в целом области отдельных материков и океанов.

Следующими по своим размерам, по классификации Е. Н. Люстиха, являются зональные аномалии, занимающие сотни километров в длину и ширину. В отличие от них региональные аномалии имеют ширину лишь несколько десятков километров и до 100—150 км в длину. К аномалиям названных типов должны быть отнесены еще локальные аномалии более высокого порядка.

Далее рассматриваются лишь региональные и локальные аномалии севера Русской платформы, так как зональные и тем более континентальные аномалии, обусловленные весьма глубинными факторами, не могут быть непосредственно использованы для познания строения фундамента.

В настоящее время существует ряд классификаций региональных и локальных аномалий Русской платформы, основанных на нескольких различных принципах.

Э. Э. Фотиади (1958), характеризуя морфологические черты аномального гравитационного поля Русской платформы, различает изомерные и линейные аномалии. Первые, по его мнению, отражают в основном особенности петрографического состава фундамента, вторые фиксируют зоны глубинных нарушений фундамента и, частично, образующие его складчатые комплексы.

Для наиболее объективного регионального геофизического районирования территорий и геологического истолкования наблюдаемых гравитационного и магнитного полей может использоваться предложенная в 1957 г. Ю. Н. Годиным классификация аномалий на три основные категории: региональные аномалии (или зоны) I порядка, массивные аномалии II порядка, локальные аномалии III порядка.

Региональные аномалии, или зоны, по Ю. Н. Годину, охватывают значительные площади и характеризуются достаточно определенными особенностями (закономерной ориентировкой, интенсивностью, формой и т. д.). Наиболее четко они выделяются на картах осредненного гравитационного и магнитного полей, где исключаются мелкие частные вариации. К этим зонам часто приурочены мозаично расположенные массивные гравитационные аномалии с различной ориентировкой осей и относительно более мелкие локальные магнитные максимумы.

Аномалии II порядка, составляющие аномальные зоны I порядка, менее взаимосвязаны, чем последние.

К аномалиям II порядка Ю. Н. Годин относит массивные гравитационные максимумы (не осложненные вторичными относительными минимумами), четкие и достаточно обширные минимумы, полосы гравитационных ступеней (зоны повышенных градиентов силы тяжести), полосовые магнитные аномалии, отдельные достаточно крупные магнитные максимумы и минимумы.

К аномалиям III порядка относятся локальные осложнения аномалий II порядка (полосы частных максимумов, отдельные мелкие аномалии и т. д.).

Следует особо остановиться на вопросе о гравитационных ступенях, характеристика которых очень важна, так как они являются, как правило, важными структурными линиями. Ю. Н. Годин выделяет гравитационные ступени двух порядков.

Гравитационные ступени I порядка прослеживаются на протяжении многих десятков и даже сотен километров (северный борт Прикаспийской синеклизы). Их амплитуда (величина перепада поля силы тяжести) достигает 30—40 мгл. Многочисленные примеры показывают, что гравитационные ступени разделяют на платформе крупнейшие ее структуры типа синеклиз и антеклиз. Четкая гравитационная ступень очерчивает западную границу Предуральяского краевого прогиба на всем протяжении последнего.

Гравитационные ступени II порядка имеют амплитуду в первые десятки миллигал и небольшую протяженность (несколько десятков километров). Они обычно обрамляют гравитационные аномалии II порядка, а также иногда локальные максимумы и минимумы силы тяжести. Гравитационные ступени II порядка, в общем, более осложнены частными максимумами и минимумами по сравнению с гравитационными ступенями I порядка.

При региональном геофизическом районировании платформенных и складчатых областей основное внимание, как правило, обращается на выделение и описание аномальных зон I порядка.

Н. В. Неволин (1957) подразделяет гравитационные аномалии Русской платформы на два основных генетических типа: 1) аномалии, обусловленные глубинными факторами; 2) аномалии, отражающие состав и строение верхней части земной коры.

Аномалии первого типа в этой классификации являются региональными по своему характеру, охватывают обширные площади и отличаются плавным, постепенным изменением значений силы тяжести. Эти аномалии не зависят от строения и физических свойств пород складчатого фундамента и осадочного чехла. Пример глубинных аномалий — гравитационный максимум Воронежского массива. Значения силы тяжести закономерно убывают здесь с юго-востока на северо-запад, тогда как состав и плотность гранитов, образующих фундамент, существенно не меняются.

Аномалии второго типа могут быть разделены на зональные и локальные.

Зональные аномалии представляют системы отдельных однотипных аномалий, имеющих некоторые общие признаки. Для этих аномалий характерны одинаковое простираение локальных аномалий, сходная их интенсивность и форма.

Зональные аномалии обычно соответствуют крупным складчатым структурам в составе фундамента или структурам I порядка поверхности фундамента. Примером подобных аномалий являются Беломорский региональный максимум, Рязано-Саратовская зональная аномалия, характеризующаяся линейной формой составляющих ее локальных аномалий и их общим северо-западным простираением.

Локальные аномалии представляют собой незначительные по площади максимумы, являющиеся составными частями зональных аномалий. При всем многообразии их морфологических особенностей локальные аномалии в основном разделяются на изометрические<sup>1</sup> и линейные. Эти два вида локальных аномалий в общем различаются и по своей геологической природе, будучи связанными с определенными по составу породами складчатого фундамента.

Изометрические гравитационные аномалии в пределах Балтийского и Украинского щитов связаны, как правило, с изменениями петрографического состава пород докембрия. Мозаичные минимумы фиксируют здесь массивы гранитов, отличающиеся пониженными значениями плотности. Особенно отчетливые минимумы соответствуют массивам гранитов рапакиви в южной части Балтийского щита.

Изометрические максимумы силы тяжести, часто значительной интенсивности и неправильной конфигурации, соответствуют крупным интрузиям основных пород, а также глыбм разнообразных гнейсов и мигматитов. Интенсивность гравитационных максимумов, обусловленных гнейсами, зависит от содержания в последних темноцветных минералов.

Э. Э. Фотиади (1958) отмечает, что линейные аномалии силы тяжести (гравитационные максимумы), как правило, отражают зоны глу-

<sup>1</sup> Э. Э. Фотиади (1958) называет их изомерными.

бинных нарушений в фундаменте, обусловленные перестройкой его в платформенный этап развития. К периферии таких аномалий, как указывает названный исследователь, приурочены зоны больших градиентов силы тяжести (гравитационные ступени), которые соответствуют расколам фундамента. Последнее положение часто находит подтверждение в приуроченности к гравитационным ступеням линейных систем магнитных максимумов.

#### Магнитные аномалии

Как известно, наблюдаемое геомагнитное поле ( $T$ ) является геометрической суммой нескольких полей, имеющих различные причины, т. е.  $T = T_0 + T_1 + T_2 + T_3$ , где основной член  $T_0$  — это вектор магнитного поля однородно намагниченной сферы, а следующие три слагаемых представляют собой векторы аномальных полей, классифицируемых по признаку площадного распространения на континентальные ( $T_1$ ), региональные ( $T_2$ ) и локальные ( $T_3$ ) аномалии (Логачев, 1955; Яновский, 1953).

Сумму поля однородно намагниченной сферы ( $T_0$ ) и поля континентальных аномалий ( $T_1$ ) принято считать нормальным полем для всех региональных и локальных аномалий. Определения двух последних типов аномалий весьма относительны и условны. Так, к региональным аномалиям обычно относятся максимумы, распространяющиеся на площади в тысячи или несколько сот квадратных километров, а к локальным или местным аномалиям — наблюдаемые на меньших площадях.

В общем случае каждую аномалию можно рассматривать одновременно и как региональную (по отношению к более мелким максимумам), и как локальную (по сравнению с более крупными). Однако в практике интерпретации данных магнитных съемок разделение аномалий на региональные и локальные широко используется. Как указывает А. А. Логачев (1955), такое разделение аномалий вполне приемлемо при анализе сглаженного магнитного поля в масштабе всей Земли или отдельных континентов. При решении же вопросов тектонического районирования или разведочной геофизики правильнее говорить о региональных особенностях магнитного поля, создаваемого совокупностью крупных и мелких аномалий той или иной территории.

Очевидно, что терминология структурной и разведочной геофизики должна быть увязана с геологической терминологией. Поэтому региональные аномалии или региональные особенности магнитного поля должны пониматься как совокупность различных изменений магнитного поля, характерных для определенного геологического региона.

В то же время при характеристике локальных или местных аномалий практическое значение будут иметь лишь такие определения, которые указывают на геологическую природу аномалий, например обусловленные крупными или мелкими массивами изверженных пород, метаморфическими складчатыми комплексами, разломными нарушениями, образованиями зон контактов и т. д.

Рассмотрение физико-геологической природы магнитных аномалий, с этой точки зрения, проводит Б. А. Андреев (1955); он подчеркивает, что породы фундамента весьма разнообразны по составу, формам залегания и генезису.

Согласно Б. А. Андрееву, в пределах Балтийского щита с изверженными породами обычно связаны аномалии различного знака (чаще положительного), имеющие в плане изометричную, овальную (иногда кольцеобразную) форму, а иногда очень неправильную конфигурацию. Знак и характер магнитных аномалий обусловлены различием магнит-

ных свойств пород интрузивного массива и вмещающих пород. При этом магнитные аномалии возникают и над более или менее однотипными породами (например, гранитами и гранито-гнейсами), но различающимися по своим магнитным свойствам.

Пластовые интрузии (диабазы, базальты) значительной мощности создают линейно вытянутые магнитные максимумы, обычно прослеживающиеся в виде узких цепочек.

Большое количество полосовых магнитных аномалий на Русской платформе, как неоднократно подчеркивает Б. А. Андреев (1955), связано с разнообразными метаморфическими породами (гнейсами и сланцами), в основном образующими ее фундамент. Среди сланцев особо магнитоактивными образованиями являются железистые кварциты, магнетито-амфиболовые сланцы, амфиболиты, а также слюдяные и хлоритовые сланцы, содержащие послойную вкрапленность магнетита.

Магнитные аномалии, связанные с метаморфическими породами, как правило, характеризуются линейно вытянутой полосовидной формой и протягиваются по простиранию на значительные расстояния в десятки и иногда сотни километров. При этом они обычно группируются в региональные зоны и системы, прослеживающиеся с выдержанным простиранием на обширных пространствах.

В составе аномальных зон всегда выделяется ряд почти параллельных полос максимумов и минимумов, соответствующих отдельным толщам, свитам и пластам магнитных метаморфических пород складчатого фундамента, обычно выходящим на его поверхность. Характерной формой залегания комплексов метаморфических пород является наклонный пласт с горизонтальной верхней кромкой, с крутым падением и значительным распространением в глубину. При этом линейно вытянутые полосовидные аномалии обычно могут быть объяснены влиянием одного пласта или серии наклонных пластов, намагниченных в направлении их падения.

Многочисленные данные бурения в пределах платформенной плиты в общем подтверждают выводы А. Д. Архангельского (Архангельский и др., 1937<sub>3</sub>) о том, что большинство линейно вытянутых полосовидных аномалий (сопряженных систем максимумов и минимумов) связаны с разновозрастными докембрийскими складчатыми комплексами в составе фундамента, в основном сложенного метаморфическими образованиями.

Н. В. Неволин (1957) выделяет три основных типа магнитных аномалий, также различающихся по вещественному составу обуславливающих их пород:

- 1) магнитные аномалии, обусловленные слабо магнитными метаморфическими породами и кислыми интрузиями;
- 2) магнитные аномалии, связанные с интрузиями основного состава;
- 3) магнитные аномалии, отражающие железорудные образования.

Аномалии первого типа характеризуются значениями от 0 до 200 гамм и обычно охватывают значительные площади.

Второй тип магнитных аномалий подразделяется названным исследователем на три вида:

а) локальные максимумы, прослеживающиеся в виде линейных цепочек и связанные обычно с основными интрузиями вдоль расколов фундамента;

б) локальные максимумы, часто распределенные беспорядочно по площади и отвечающие участкам железного оруденения в кварцитах и амфиболитах;

в) полосовые, или линейные, максимумы, возможно, связанные с покровными излияниями основных магматических пород. Однако следует

отметить, что аномалии последнего вида гораздо чаще связаны с мощными складчатыми комплексами метаморфических пород фундамента, как и принято в классификации Б. А. Андреева (1955).

В отличие от приведенных выше, существуют классификации магнитных аномалий, основанные на разделении их по порядку (размерам). Так, К. П. Соколов (1956) аномалией I порядка называет такие, которые проявляются непосредственно на фоне нормального магнитного поля Земли. Аномалии II порядка, таким образом, выделяются на фоне аномалий I порядка, аномалии III порядка — на совместном фоне аномалий I и II порядка и т. д.

Ю. Н. Годин также за основу классификации принимает понятие о порядке аномалий. Однако он включает в определение типов аномалий и генетическую характеристику последних. Так, зоны магнитных аномалий I порядка, по Ю. Н. Годину, характеризующие региональные особенности геомагнитного поля обширных площадей, отображают глубинное строение крупных структур земной коры и обусловлены, главным образом, структурой и вещественным составом фундамента («гранитного слоя»). Отдельные крупные аномальные зоны I порядка могут быть вызваны глубинными факторами.

Аномалии II порядка, охватывающие меньшие площади и составляющие аномальные зоны I порядка, в первую очередь могут быть связаны с влиянием петрографических неоднородностей метаморфических толщ и крупных интрузивных массивов, обладающих различными магнитными свойствами.

Большинство локальных аномалий III порядка вызвано небольшими интрузиями основных и ультраосновных пород или местными железорудными образованиями фундамента.

Характерные особенности многих аномалий (ширина, интенсивность, дифференцированность кривых) являются в значительной степени функциями глубины залегания фундамента.

В процессе морфологического анализа аномалий геомагнитного поля Русской платформы большинством исследователей учитываются знак аномалии, ее интенсивность, размеры, форма или конфигурация и их ориентировка.

Э. Э. Фотиади (1958) приводит одну из наиболее распространенных и типичных классификаций магнитных аномалий, в общем учитывающую как их морфологические особенности, так и интенсивность аномалий. В пределах Русской платформы он выделяет следующие типы магнитных аномалий: линейные, изометричные (неправильной конфигурации), мозаичные, слабоинтенсивные и отрицательные.

Линейные аномалии обычно выделяются наиболее ярко и характеризуются значительными размерами по длине (десятки и даже первые сотни километров). Важно отметить, что они образуют, как правило, целые системы, закономерно построенные и состоящие из ряда параллельно вытянутых полос максимумов и минимумов магнитного поля. Ширина таких систем или зон полосовых аномалий достигает нескольких десятков километров.

К такому типу линейных систем на Балтийском щите относятся Западно-Карельская, Печенго-Варзугская, Кольско-Кейвская, Мурманская полосы аномалий, а за его пределами — выделяемые нами Мезенско-Вычегодская, Онего-Вагская, Ивановская, Московская, Камско-Вятская, Большеземельская и другие зоны аномалий (см. фиг. 21).

Сопоставление геологических и магнитных карт территорий Балтийского щита, Тимана и Урала показывает, что подобные линейные системы аномалий отображают крупнейшие складчатые зоны различного возраста, а также отдельные крупные структуры типа антиклинориев и синклинориев.

Локальные линейные аномалии, образующие вытянутые цепочки, связаны, как правило, с различными разломами фундамента, выполненными интрузиями основного и ультраосновного состава и т. д.

Изометричные аномалии (изомерные, по Э. Э. Фотиади, 1958) отличаются сравнительно значительными площадными размерами и весьма неправильной формой. Эти аномалии развиты в виде крупных изолированных максимумов, образуя, однако, в ряде случаев аномальные системы. Интенсивность изометричных аномалий составляет несколько сот гамм и достигает иногда 1000—2000 гамм.

Примерами интенсивных изометричных аномалий являются Ижевский, Голышурминский, Альметьевский, Чеканский и другие магнитные максимумы. Как правило, аномалии такого рода связаны с интрузиями основного и среднего состава или с эффузивными излияниями.

Мозаичные аномалии характеризуются самой разнообразной формой, небольшими размерами и часто значительной интенсивностью до 1000—2000 гамм. Отличительная особенность мозаичных аномалий, впервые отмеченная в 1937 г. В. В. Федынским, их относительно незакономерное расположение и самая разнообразная ориентировка. Однако важно отметить, что часто мозаичные аномалии образуют обширные «массивы» или области, ярко выделяющиеся среди окружающих и опоясывающих их линейных зон. Наиболее характерные аномалии этого типа развиты в области Токмовского поднятия и в южной части Татарского поднятия. Очень широко распространены мозаичные аномалии в пределах Беломорской зоны Балтийского щита, на Украинском щите и в других районах.

Слабоаномальные поля отображают зоны развития сланцев, микроклиновых гранитов и т. д., а также обычно соответствуют глубоким впадинам фундамента (Осинская, Предтиманский прогиб и т. д.).

Отрицательные аномалии могут соответствовать каждому из названных выше типов, от которых они отличаются лишь по своему знаку.

Классификация магнитных аномалий, предложенная Э. Э. Фотиади (1956, 1958), получила широкое распространение. Следует лишь отметить, что она сравнительно малообоснованна в генетическом отношении. Не все определения типов аномалий в этой классификации указывают на их природу. Такие аномалии, как изометричные и слабоаномальные поля, явно не могут считаться равнозначными с региональными полосовыми и мозаичными аномалиями.

Два последних типа аномалий, в большинстве случаев образующих крупнейшие по размерам и протяженности зоны и системы, являются, по-видимому, основными. Категориями одного с ними порядка могут быть лишь региональные минимумы магнитного поля (Тиманский, Центральнo-Уральский, Бирско-Осинский и т. д.).

Наконец, в качестве четвертого основного типа должны быть выделены протяженные системы и «цепочки» максимумов и минимумов, фиксирующие зоны разломов и контакты разновозрастных складчатых комплексов фундамента.

### **Определение простираний и границ складчатых структур фундамента**

Многочисленные примеры из практики геологической интерпретации гравитационных и магнитных съемок подтверждают возможность установления по аномалиям простирания и контуров скрытых геологических структур. Карты графиков и изолиний магнитного поля, составленные по данным аэромагнитной съемки, особенно важны при решении этих вопросов, так как они представляют результаты исследований по равномерной сети маршрутов и непрерывным измерениям поля по каждому маршруту.

Простирание структур складчатого фундамента, образованных магнитными породами, устанавливается достаточно определенно, если размеры их по простиранию в несколько раз превышают расстояния между маршрутами. Важно также, чтобы направление маршрутов составляло с осью простирания магнитных тел значительный угол.

Методика установления контуров намагниченных тел подробно рассмотрена А. А. Логачевым (1955), который дал ей и математическое обоснование. Им отмечается, что боковые границы тел с удовлетворительной точностью определяются по местоположению точек перегиба кривой. При этом возможность использования магнитных аномалий для установления границ верхней кромки магнитных массивов (в частности для полого падающих тел) всецело определяется выразительностью кривых  $\Delta Z_a$  или  $\Delta T_a$  в той их части, где начинается боковая поверхность наклонного тела.

Более точно элементы залегания намагниченных пород находятся по картам высших производных, построенных по данным детальных съемок.

Определение контуров магнитных массивов достаточно просто осуществляется в случае локальных аномалий, вызванных обособленными намагниченными телами или свитами, сложенными попеременно чередующимися магнитными и немагнитными породами.

В случае сложных аномалий с многими частными максимумами и минимумами определение контуров массивов магнитных пород представляет более трудную задачу.

Следует отметить также один широко распространенный случай, когда контуры распространения немагнитных или слабо магнитных пород, часто образующих крупнейшие складчатые зоны в составе фундамента, выделяются по изменению магнитного поля над окружающими породами. Ярким примером этому служит Тиманский региональный минимум, по которому вырисовывается зона развития метаморфических сланцев внешней части байкалид северо-востока Русской платформы.

Установление характера и закономерностей связи между отдельными аномалиями создает возможность их объединения в протяженные системы или зоны, отражающие определенные складчатые комплексы фундамента. Еще в 1937 г. А. Д. Архангельский в обзоре магнитного поля Русской платформы указывал, что полосы и зоны магнитных аномалий располагаются не беспорядочно, а образуют сравнительно закономерно построенные региональные системы, изучение которых является методом познания строения складчатого основания платформы.

Таким образом, анализ магнитных аномалий позволяет составить представление о внутренней тектонике фундамента платформ. При этом за основу геологического истолкования магнитного (и гравитационного) поля там, где это возможно, принимается сопоставление характера аномалий и закономерностей их распределения с известными геологическими структурами.

Структурно-морфологический анализ магнитного и гравитационного полей и их геологическая интерпретация в общем заключаются в прослеживании простираний аномалий от щитов или выступов фундамента, где известна ориентировка складчатых докембрийских структур по геологическим данным, к погруженным областям фундамента, в пределах платформенных плит и в прослеживании границы стыков линейных систем аномалий с мозаичными зонами, или стыков линейных систем между собой. При этом региональные зоны стыков рассматриваются как границы разновозрастных складчатых комплексов фундамента.

Существование различно ориентированных и разнообразных по морфологии и интенсивности зон магнитных аномалий в пределах Русской платформы рассматривалось А. Д. Архангельским (Архангельский и др., 1937, 1940), Н. С. Шатским (1946), Ю. Н. Годиным (1957)

и рядом других исследователей, как основание для расчленения ее фундамента на ряд разновозрастных комплексов докембрийской складчатости. Области с мозаичным строением магнитного поля рассматриваются при этом в качестве древних массивов, а обтекающие и разделяющие их системы полосовых аномалий — как отражение приспособления ориентировки более молодой складчатости к очертаниям и контурам древних глыб и массивов. Подобные структурные взаимоотношения докембрийских складчатых систем отчетливо выявляются на щитах Русской платформы и имеют большое значение для систематизации типов магнитных полей в зависимости от возраста и характера тектонических структур древних платформ.

Таким образом, дифференциация аномалий по их ориентировке имеет важнейшее значение для тектонического районирования.

Во многих случаях разделение отдельных аномалий, в том числе различающихся по форме, простиранию и другим признакам, сильно затрудняется их интерференцией (сложением), вследствие чего они формально объединяются общими изолиниями, особенно по их периферии. Поэтому различие аномалий ярче выступает на картах, составленных по данным детальных съемок, и иногда исчезает на мелко-масштабных картах.

Корреляция мелких деталей магнитного поля на большие расстояния часто превращается в важнейший фактор тектонического районирования. Это обстоятельство обуславливает необходимость обязательного использования при морфологическом анализе магнитных полей карт графиков  $\Delta T_a$  наряду с картами изолиний.

Определение относительного возраста магнитовозмущающих масс осуществляется прежде всего по характеру взаимоотношения аномальных зон. Очевидно, что в случае пересечения аномальных зон более молодыми по возрасту будут те магнитные массивы, аномалии над которыми прослеживаются без существенного перерыва в зоне пересечения и, наоборот, более древними являются те образования, которые фиксируются в магнитном поле прерывающимися аномалиями. Однако чаще отмечается огибание какой-либо области (обычно древних срединных массивов) ярко выраженными линейными (реже круговыми) аномальными зонами. При этом области однородного магнитного поля, огибающиеся и опоясывающиеся полосовыми системами аномалий, более древние по сравнению с последними. В том случае, если подобные линейные аномалии образуют лишь одну полосовую или дугообразную зону, по-видимому, еще нельзя говорить о существовании складчатой зоны, а можно лишь предполагать наличие большого разлома, к которому приурочены линейные интрузии. Для складчатых зон, как известно, характерно развитие нескольких более или менее параллельных зон максимумов и минимумов магнитного поля.

### **О комплексном геологическом истолковании гравитационных и магнитных аномалий**

Гравитационное и магнитное поля обусловлены различными физическими свойствами горных пород земной коры и вследствие этого дают две различные картины ее строения. Поэтому сопоставление карт гравитационных и магнитных аномалий всегда позволяет получить дополнительные сведения о глубинном геологическом строении той или иной территории.

Известно, что оба метода — гравиметрия и магнитометрия — основаны на изучении потенциальных полей, характеризующихся одними и теми же основными уравнениями. Также общеизвестна связь гравитационного и магнитного потенциалов по теореме Пуассона (Логачев,

1951 и др.). Многие из основных положений теории интерпретации магнитных и гравитационных аномалий применимы с незначительными модификациями к обоим методам.

В настоящее время достаточно определенно установлено, что гравитационные аномалии Русской платформы в основном обусловлены суммарным влиянием неоднородностей в строении и вещественном составе складчатого фундамента и платформенного чехла; магнитные же аномалии отражают лишь структуру и вещественный состав фундамента, так как породы осадочного чехла обычно практически немагнитны. Таким образом простираения пород фундамента более рельефно отражаются на картах магнитного поля. В особенностях структуры и характере магнитных аномалий также более четко выражается, по сравнению с аномалиями силы тяжести, влияние неоднородностей петрографического состава пород самой верхней части складчатого фундамента. Последнее следует также из того, что вертикальная составляющая геомагнитного поля является производной потенциала более высокого порядка по сравнению с силой тяжести.

Необходимо также иметь в виду «устойчивость» магнитных аномалий в течение геологической истории. Так, после прекращения магматической деятельности и складчатости, сформировавших фундамент Русской платформы, ее магнитные аномалии не претерпевали сколько-нибудь коренных изменений, кроме их общей эволюции, обусловленной изменением геомагнитного поля Земли в целом. Очертания и простираения магнитных аномалий и их пространственные соотношения сохранились со времени консолидации складчатого фундамента и отображают в первую очередь распределение складчатых магнитных комплексов докембрия. Как известно, представление о необратимом характере остаточного намагничивания горных пород является основой современного учения о палеомагнетизме (Храмов, 1958).

Э. Э. Фотиадис (1958) на основании многочисленных сопоставлений гравитационных и магнитных аномалий в процессе их геологического истолкования формулирует два общих вывода:

1) четко выраженная зона аномалий силы тяжести, располагающаяся в слабоаномальном или близком к нормальному геомагнитном поле, обычно отражает неоднородность строения осадочной толщи;

2) зона аномалий силы тяжести и столь же четко выраженная зона магнитных аномалий, совпадающие по своему местоположению, как правило, отражают неоднородность строения и состава складчатого фундамента.

Особенно ярким примером соотношений первого рода является Печорский вал, фиксирующий ярко выраженной региональной аномалией силы тяжести. В то же время вдоль него прослеживается слабоотрицательное магнитное поле, сменяющееся на востоке плавными полюсовыми максимумами.

Примеры соотношений второго рода в пределах Русской платформы чрезвычайно многочисленны.

Основное преимущество гравиметрии в общем комплексе региональных геофизических исследований заключается в том, что гравитационное поле отражает суммарное влияние всех слоев земной коры и осадочного чехла. Иными словами, в особенностях характера и распределения гравитационного поля как бы запечатлеваются наиболее важные этапы формирования структур, сопровождавшиеся накоплением мощных осадочных толщ в пределах впадин или поступлением магматических масс из недр земной коры.

Дифференциация влияния структуры земной коры (фундамента) и осадочного чехла может быть проведена на основании сравнительно небольшого объема глубинных сейсмических исследований.

При интерпретации магнитных аномалий в отрыве от данных гравиметрии, а также без дополнительных сейсмических данных могут быть допущены принципиальные ошибки. Так, например, крупные поднятия фундамента, сложенные весьма однородными в магнитном отношении магнитными породами, легко принять за обширные впадины фундамента. В этом случае только простое сопоставление с гравиметрической картой часто позволяет избежать этой ошибки.

Неверные оценки глубины залегания фундамента могут быть обусловлены и тем, что в ряде случаев интрузии магнитных пород находятся ниже поверхности складчатого основания или прорывают покрывающую его осадочную толщу.

## КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ И МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

### К методике количественной интерпретации аномалий силы тяжести

В настоящее время еще не разработаны достаточно обоснованные методы определения глубины залегания поверхности фундамента на платформах (следовательно, и мощности платформенного чехла) на основании гравиметрических данных без сравнительно полного использования материалов бурения.

При ориентировочных расчетах аномалий силы тяжести применяется простейшая формула для бесконечного горизонтального пласта:

$$\Delta g = 2\pi k \delta h,$$

где  $\Delta g$  — приращение силы тяжести в *мг/л* между двумя точками наблюдения;

$2\pi k$  — постоянная тяготения;

$\delta$  — избыточная плотность;

$h$  — мощность гравитационно-активного пласта, равная  $h_2 - h_1$  ( $h_2 - h_1$  — глубины подошвы и кровли пласта с избыточной плотностью).

Эта формула может быть применена для приближенной оценки аномального влияния основных комплексов платформенного чехла, а также для ориентировочных вычислений разности глубин ( $h_2 - h_1$ ) до поверхности складчатого фундамента в двух соседних точках ( $x_1$  и  $x_2$ ), которая определяется как

$$h_2 - h_1 = \frac{\Delta g_{x_2} - \Delta g_{x_1}}{2\pi k \delta}.$$

Таким образом, глубина до поверхности фундамента от района, где она известна (по данным бурения или сейсмометрии), может быть перенесена в близко расположенные от этого района пункты, где глубины до складчатого основания неизвестны.

Э. Э. Фотиади (1958) широко применил расчеты такого рода при построении схем рельефа поверхности фундамента Русской платформы, основываясь на ряде скважин, вскрывших фундамент. При применении этой методики вычислений необходимым условием является сохранение на определенной площади постоянства избыточной плотности, о чем можно приближенно судить по характеру изменения гравитационного поля, а также по ряду соотношений его с магнитными аномалиями. Обоснованность принятых предпосылок может быть определена по величине невязок для замкнутых ходов. Применение этой простой мето-

дики позволило получить приближенные отметки глубин залегания поверхности фундамента в ряде районов Тимано-Печорской провинции и севера Волго-Уральской провинции.

### Вычисление глубины залегания намагниченных пород

Определение глубины залегания магнитных пород фундамента и выявление строения его поверхности является, по мнению ряда исследователей (Логачев, 1955; Хаммер, 1956, и др.), наиболее важной задачей магнитной съемки.

Возможность изучения рельефа поверхности фундамента по магнитным аномалиям была указана Б. А. Андреевым (1955), А. А. Логачевым (1951, 1955) и другими исследователями.

Ценные исследования по методике вычисления глубин до магнитных масс и использования их при построении карт рельефа поверхности фундамента выполнены Т. Н. Симоненко (1956).

Данные аэромагнитной съемки с непрерывной автоматической записью изменения  $\Delta T$ -модуля вектора полной напряженности геомагнитного поля позволили резко увеличить точность расчетов глубин по магнитным аномалиям. Эти вычисления должны проводиться непосредственно по магнитограммам для исключения погрешностей перестройки. Следует особо отметить, что использование для расчетов карт изолиний приводит к значительным погрешностям в сторону завышения глубин. Примером этому — вычисления В. Н. Девицына и М. И. Лапиной (1957) по району Татарского свода, проводившиеся по карте изолиний  $\Delta T_a$ , построенной по данным аэромагнитной съемки.

Магнитовозмущающие породы во многих случаях выходят на поверхность фундамента Русской платформы. Это обстоятельство и обусловливает то важное значение, которое имеет магнитная съемка для изучения строения поверхности фундамента. Однако следует иметь в виду, что ряд массивов магнитных пород лежит ниже кровля фундамента. Так Ю. Н. Годин отмечает, что в районе Александровской аномалии на юго-востоке Волго-Уральской области интрузии в составе фундамента залегают значительно ниже его поверхности. Этим обстоятельством и объясняются некоторые случаи значительного завышения вычисленных глубин по сравнению с данными бурения в пределах Татарского свода.

В настоящее время предложено много различных способов вычисления глубины залегания магнитных масс (от простых графических методов до приемов со сложными математическими вычислениями). Они рассматриваются в работах Б. А. Андреева (1955), А. А. Логачева (1951, 1955), К. П. Соколова (1956), Т. Н. Симоненко (1956) и ряда других авторов.

Почти все предложенные методы расчетов глубины залегания магнитовозмущающих масс основаны на предположении о вертикальном или крутом залегании магнитных массивов и о значительной их вертикальной мощности, т. е. подразумевается удаление второго полюса в бесконечность. Эти условия вполне допустимы для интрузивных массивов, крутопадающих пластов метаморфических пород (сланцев, железорудных кварцитов и т. д.), однако они неприемлемы для пластовых эффузивных тел, мелких даек и силлов. В последнем случае мощность магнитных пород слишком мала, вследствие чего нельзя пренебречь влиянием второго полюса. Для таких случаев методы вычисления глубины залегания еще не разработаны.

Ни одна из предложенных методик вычисления глубин не применима к любой изучаемой аномалии. Ошибки в вычислениях, связанные с не-

доучетом формы тела и направления намагничивания, в общем присущи всем методам в большей или меньшей степени.

Наиболее важным условием правильного вычисления глубин до магнитных масс является тщательный предварительный анализ графиков  $\Delta T_a$  и изолиний  $\Delta T_a$  для выделения аномалий, по которым возможны достаточно надежные расчеты.

В общем случае достоверные количественные расчеты глубин залегания магнитных масс допустимы только для аномалий первого порядка, т. е. выделяющихся на фоне нормального поля Земли или, вообще говоря, обусловленных локальными массивами магнитных пород, залегающими среди немагнитных образований фундамента или среди пород с однородными магнитными свойствами.

Аномалии второго, порядка и тем более частные максимумы высших порядков могут быть использованы для количественных расчетов лишь в отдельных случаях, так как выбор для них нормального поля часто является довольно условной операцией. Вследствие этого для расчетов следует выбирать в первую очередь изолированные аномалии, связанные с локальными телами и не осложненные аномалиями от соседних магнитных тел. Расчеты по таким аномалиям, как показывает практика магниторазведки, будут наиболее достоверными.

Аномалии более высокого порядка и сложного характера должны рассматриваться во вторую очередь, уже после вычислений по изолированным аномалиям, для возможности сопоставления и отбора расчетов. В то же время для расчетов необходимо использовать наибольшее количество аномалий, так как пункты расчетов по изолированным аномалиям могут дать слишком схематичную картину строения поверхности фундамента, которая может существенно пополняться в случае привлечения данных расчетов по аномалиям высшего порядка.

Наиболее простыми методами вычисления глубины залегания верхней кромки намагниченных масс являются графические способы.

Для приближенной оценки глубины залегания тел, обуславливающих магнитные аномалии, в настоящее время широко применяется метод касательных (Логачев, 1955; Соколов, 1956; Дьячков, 1960, и др.).

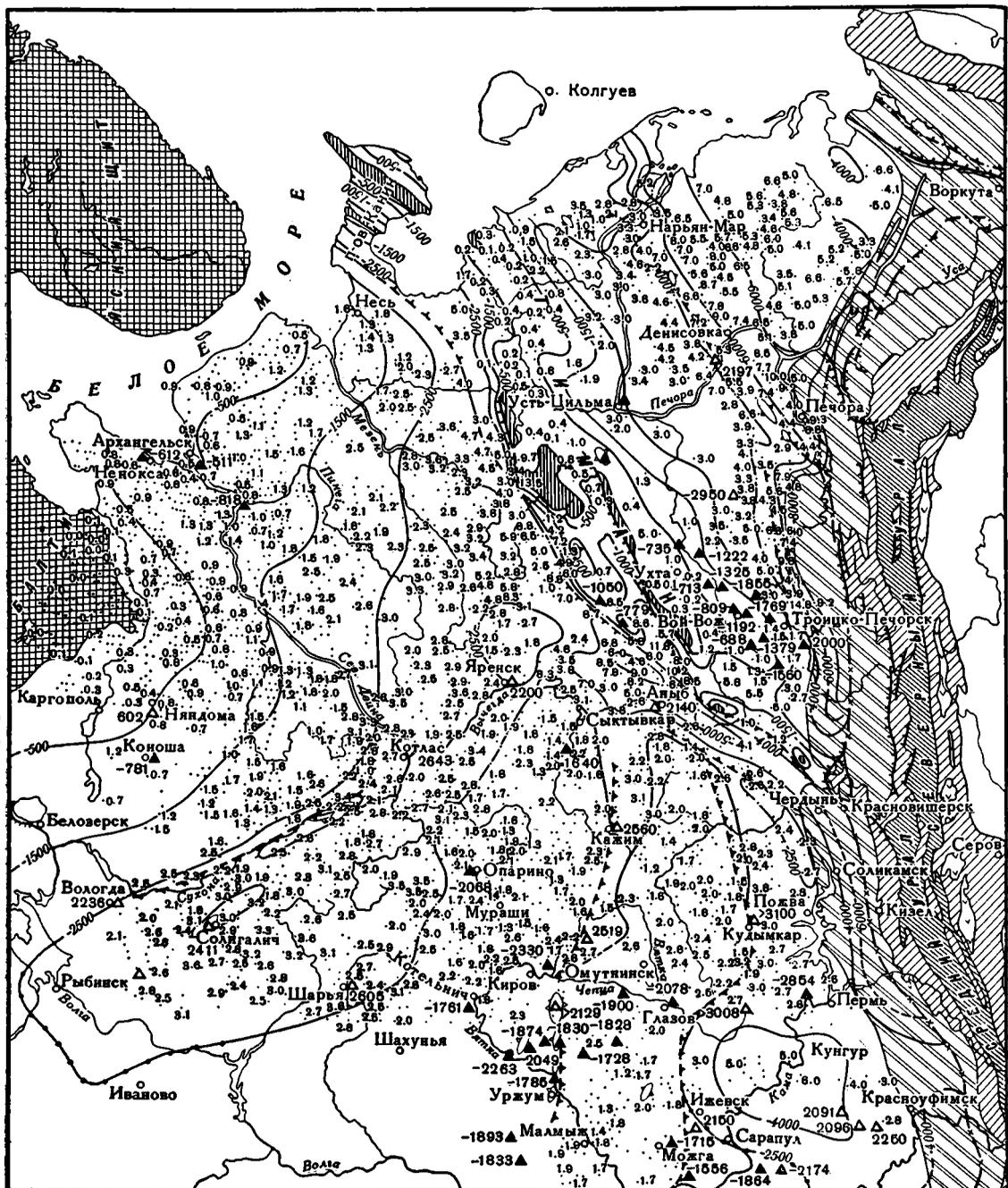
На основании материалов аэромагнитных съемок нами были выполнены по способу касательных с поправочными коэффициентами, предложенными в 1955 г. В. К. Пятницким, вычисления глубин залегания верхней кромки магнитных масс фундамента примерно для 4000 точек. Погрешность вычислений составляет в среднем  $\pm 25\%$ .

Помимо метода касательных (расчеты которых производились повсеместно), нами применялись в отдельных районах рассматриваемой территории другие, более сложные методы и, в частности, интегральный метод Т. Н. Симоненко (1948 г.), метод высших производных (Логачев, 1955) и др.

Следует отметить, что метод высших производных магнитного потенциала является наиболее перспективным, и дальнейшее усовершенствование методов вычисления глубин залегания должно развиваться по пути их наибольшего использования. Как известно (Логачев, 1955), при вычислении глубин залегания при помощи производных резко сокращается зависимость полученных результатов от формы тела, создающего аномалию; отпадает необходимость в выборе нормального поля, резко уменьшается влияние соседних тел. Таким образом, способ производных в случае сложного магнитного поля должен давать лучшие результаты, чем другие способы.

Расчеты методом высших производных проводились нами для Нарьян-Марской, Сыктывкарской и Вятской зон, а также в районах Татарского свода, отличающихся сложным характером магнитных аномалий (фиг. 23).





Фиг. 24. Карта глубин залегания магнитных масс докембрийского фундамента севера Русской платформы. Составил Р. А. Гафаров, 1955—1958 гг.

1 — глубины (в км) до верхней кромки магнитных пород фундамента, вычисленные методом касательных с поправочными коэффициентами В. К. Пятницкого и, частично, другими методами; 2 — буровые скважины, достигшие складчатого основания (цифра — отметка фундамента в м);

ность, будут давать систематические большие погрешности в сторону занижения глубин.

Как отмечает Ю. Н. Годин (1957), те же самые методы вычислений, применяемые в районах с другими геологическими условиями, например на КМА или Токмовском поднятии, где глубина залегания поверхности фундамента во много раз меньше глубины залегания первой границы раздела внутри фундамента, могут обеспечить вполне удовлетворительные результаты.

Таким образом, степень достоверности количественных расчетов прямо зависит от полноты учета многочисленных факторов, осложняющих принятые предположения. К ним также относятся неоднородность возмущающих тел по плотности и намагниченности. Кроме того, отдельные массивы пород не всегда имеют четкие контакты с вмещающими образованиями, поэтому возможно существование переходных зон с постепенно изменяющимися физическими свойствами.

Ю. Н. Годиным (1957) было обращено внимание на то, что во многих случаях глубины, вычисленные одним и тем же методом на различных участках аномалии (в центре ее и на концах), резко отличаются друг от друга. Столь значительное изменение глубин от центра аномалии к ее периферии может быть объяснено трехмерностью аномалий. Поэтому расчеты в центре аномалий будут давать глубины меньше истинных, а на концах аномалий — больше истинных. Таким образом, глубины, вычисленные для одной аномалии по параллельным профилям в разных ее частях, могут быть и меньше истинной глубины, и значительно превышать ее.

Сравнительно удовлетворительные (однородные) результаты дают вычисления глубин по протяженным полосовым зонам. В этом случае глубины больше и меньше истинных, как бы компенсируют друг друга.

Ю. Н. Годин рекомендует проводить осреднение результатов вычисленных глубин в пределах областей, характеризующихся однородным строением аномального поля. Таким путем можно вычислить среднюю глубину залегания крупных структур складчатого фундамента.

При вычислении глубины залегания верхней кромки намагниченных пород фундамента по аномалиям последнего порядка и в условиях сложного магнитного поля необходим учет ошибок за выбор нормального поля, которые могут приводить, как показал многолетний опыт, к погрешностям до 200%. Исследования методики проведения уточненного уровня нормального магнитного поля были выполнены Л. Я. Проводниковым (1960), построившим палетки для уточнения нулевого уровня поля аномалий последнего порядка. Вычисления, проведенные нами с использованием этих палеток, в отдельных районах Татарского поднятия, севера Коми-Пермяцкого и Сысольского поднятия и в районе Нарьян-Марского поднятия позволили в ряде случаев уточнить значения глубин до магнитных масс фундамента.

Данные вычислений глубин до магнитовозмущающих масс были широко использованы наряду с бурением для построения изогипс поверхности фундамента севера Русской платформы (фиг. 24), материалы же гравиметрии сыграли незначительную роль ввиду неоднозначности их

3 — буровые скважины, не достигшие складчатого основания (цифра — глубина скважины в м); 4 — изогипсы поверхности докембрийского фундамента: а — по данным бурения, б — по расчетам глубин до магнитных масс и гравиметрии; 5 — выходы докембрия Балтийского щита; 6 — выходы рифейского складчатого фундамента на Тимане и Лове Канине; 7 — выходы рифея на Урале; 8 — выходы ордовика, силура, девона и карбона на Урале; 9 — основные и ультраосновные интрузии Урала; 10 — Предуральский краевой прогиб; 11 — граница между внешней и внутренней его зонами; 12 — контуры впадин во внутренней зоне Предуральского прогиба; 13 — платформенные складки; 14 — антиклинали Предуральского краевого прогиба; 15 — сбросы и крутые надвиги: а — установленные, б — перекрытые платформенным чехлом и предполагаемые; 16 — тектонические швы (глубинные разломы, региональные флексуры и т. п.)

интерпретации и недостаточного количества скважин, достигших фундамента. Однако они были весьма полезны при построении изогипс поверхности фундамента, так как на большей части территории гравитационное поле качественно отображает особенности рельефа фундамента. Как правило, основные поднятия и впадины поверхности фундамента оконтуриваются соответствующими им зонами максимумов и минимумов силы тяжести.

Построение изогипс рельефа фундамента производилось также с учетом ориентировки и градиента гравитационных и магнитных аномалий.

### **Определение интенсивности намагничения и использование ее для характеристики вещественного состава горных пород**

Определение глубины залегания магнитовозмущающих масс, их формы и угла падения создают возможность для вычисления интенсивности намагничения ( $J$ ). Вектор интенсивности намагничения пород представляет собой в общем случае геометрическую сумму векторов индуцированного и остаточного намагничения. Формулы для вычисления  $J$  применительно к простым формам залегания широко известны (Логачев, 1951).

Вычисления интенсивности намагничения проводились нами по методике, предложенной в 1955 г. В. К. Пятницким, одновременно с определением глубин способом касательных (Соколов, 1956).

Так как  $J = \kappa Z_0$ , где  $Z_0$  — нормальная составляющая геомагнитного поля, то принимая ее значение для Европейской части СССР равным  $0,5 Oe$ , получим, что  $\kappa$  определяется как удвоенная интенсивность намагничения.

Чтобы вычислить  $J$ , необходимо знать абсолютное значение приращения напряженности поля для данной аномалии, для чего нужно, как и при вычислении глубин, определить уровень нормального поля. Предварительное вычисление глубины уже дает положение этого уровня. Возможные ошибки в определении интенсивности намагничения вследствие неточности выбора нормального поля не могут быть очень значительными.

Характеристика горных пород по интенсивности их намагничения позволяет делать более или менее обоснованные предположения о типе породы. В общем случае нельзя судить о составе пород по интенсивности вызываемых ими магнитных аномалий, хотя обычно такие заключения делаются очень часто.

Интенсивность аномалии зависит не только от магнитных свойств пород, но и от многих других факторов, в том числе от глубины залегания магнитных масс, их размеров, формы, расположения в пространстве и т. д. Часто влияние этих факторов значительно превышает влияние собственно магнитных свойств пород. Определенные закономерные связи между составом пород и интенсивностью аномалии могут быть достоверны лишь только в пределах определенных зон развития сравнительно однородных структур или интрузивных массивов.

Как известно, данные о магнитных свойствах горных пород получают на основе измерений магнитной восприимчивости и остаточного намагничения по отдельным образцам, причем исследования магнитных свойств пород фундамента ведутся на основании изучения зерна опорных и разведочных скважин, вскрывших складчатое основание. Однако значительная часть этих скважин обычно не выходит из коры выветривания фундамента. Вследствие этого выводы, часто получаемые при изучении пород зерна, о малой дифференциации магнитных свойств пород фундамента и слабой интенсивности их намагничения явно недо-

стоверны. Это обстоятельство важно подчеркнуть, так как оно имеет принципиальное значение при обосновании методики изучения структуры фундамента по данным магнитной съемки.

Разделение горных пород по интенсивности их намагничения лишь на очень крупные категории, обычно характеризующиеся качественными показателями — сильно магнитные, слабо магнитные и практически немагнитные, — в большинстве случаев оказывается недостаточным. Так, к числу первых, как отмечает А. А. Логачев (1951), относятся ультраосновные и некоторые основные породы, к числу последних — почти все осадочные породы. Слабо магнитные разности встречаются во всех группах пород — изверженных, осадочных, метаморфических. Однако при учете всех геологических и геофизических сведений по изучаемому району данные магнитной съемки позволяют оценивать вещественный состав пород более конкретно.

Вычисление интенсивности намагничения пород, определяемой в виде средней величины для того или иного массива в целом, открывает широкие возможности для суждения о вещественном составе фундамента.

Данные аэромагнитной съемки, таким образом, могут быть использованы для оконтуривания и прослеживания массивов пород более или менее определенного состава, слагающих протяженные складчатые зоны фундамента.

При отнесении исследуемых магнитовозмущающих масс к тому или иному типу пород помимо интенсивности следует учитывать и морфологию последних, условия их залегания, приуроченность к определенным структурным линиям, в особенности к зонам глубинных разломов, и другие признаки, весьма важные для понимания внутренней структуры фундамента.

По материалам аэромагнитной съемки  $\Delta T_a$ , проведенной в пределах севера Русской платформы, автором вместе с группой сотрудников Сибирского геофизического треста были проведены повсеместные расчеты интенсивности намагничения пород, широко использованные в процессе геологической интерпретации магнитного поля. Общее количество вычислений достигает 4000. Данные этих массовых расчетов дают возможность судить о вещественном составе фундамента.

Как известно, в общем случае повышение значений интенсивности намагничения пород соответствует увеличению их основности.

В целом породы фундамента были разделены нами на основании соответствующих им усредненных значений интенсивности намагничения на ряд крупных комплексов, в общем отвечающих различным типам метаморфических и изверженных пород. Эти обобщенные данные о магнитных свойствах пород фундамента учитываются нами в процессе геологического истолкования магнитного поля севера Русской платформы. В каждом отдельном случае при анализе магнитных аномалий будут делаться более или менее определенные предположения о вещественном составе пород фундамента на основании вычисленных значений интенсивности намагничения и характера магнитного поля.

## Глава V

### ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Неоднородность внутреннего строения и вещественного состава складчатого фундамента севера Русской платформы находит яркое отображение в характере и особенностях магнитных и гравитационных аномалий, образующих здесь сравнительно закономерно построенные региональные зоны.

Как уже отмечалось, особенно наглядно внутреннее строение фундамента отображается на картах аномалий магнитного поля. Таким образом, анализ магнитных карт в первом приближении позволяет установить пространственное распределение и соотношение между собой основных складчатых комплексов фундамента, сложенных магнитными породами, и в первую очередь их простирание, конфигурацию и размеры.

Как показали данные аэромагнитной съемки, магнитное поле севера Русской платформы к юго-западу от Тимана характеризуется в самом общем виде развитием обширных областей с мозаичным строением аномалий, разделенных и опоясанных зонами линейных максимумов, коррелирующихся с системами полосовых аномалий Балтийского щита. Следовательно, региональное магнитное поле дотиманской части севера Русской платформы принципиально сходно с магнитным полем Балтийского щита. В то же время Тиман и Печорская синеклиза отличаются иным типом магнитного поля и охватываются региональным Тиманским минимумом и полосовыми аномалиями Большеземельской тундры, образующими общую систему северо-западных простираний.

В основу анализа внутреннего строения фундамента севера Русской платформы нами были положены данные по геологии докембрия Балтийского щита, а также Тимана и Урала и их геофизическая характеристика; карты гравитационного и магнитного полей и, наконец, данные вычислений интенсивности намагничивания пород, позволяющие судить в косвенной форме о вещественном составе фундамента. Используя имеющиеся данные об особенностях глубинного строения выступов складчатого фундамента, материалы бурения и особенно данные региональных геофизических исследований, мы попытались изобразить простирания и конфигурацию имеющих в его составе складчатых зон и глыб, линии ограничивающих их погребенных глубинных разломов и т. д. (фиг. 25).

**РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА  
ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
БАЛТИЙСКОГО ШИТА**

Выявление некоторых закономерностей в характере и интенсивности гравитационного и магнитного полей, свойственных основным комплексам складчатости Балтийского щита, т. е. установление их региональной геофизической характеристики, чрезвычайно важно для правильной геологической интерпретации данных геофизических исследований в области глубокого погружения складчатого фундамента севера Русской платформы.

Ниже рассматривается несколько более подробно региональная геофизическая характеристика Карельской, Беломорской, Кольской и Кильдинско-Рыбачинской (Северной) складчатых зон восточной части Балтийского щита.

**Карельская складчатая зона**

Сложная складчатая система Карельской зоны, состоящая из ряда антиклинориев и синклинориев общего северо-западного простирания, ярко отображается гравитационными и магнитными аномалиями полового строения. В характере, знаке и интенсивности отдельных аномалий, составляющих полосы северо-западного простирания, отчетливо выступают основные особенности внутреннего строения и вещественного состава синклинориев и антиклинориев.

Западно-Карельский синклинорий, сложенный мощными толщами спилитов, разнообразных сланцев, параамфиболитов и магнетитовых кварцитов гимольской, парандовской и тундровой серий, собранных в крутые складки северо-западного простирания, четко отображается одноименным полосовым минимумом силы тяжести и полосой интенсивных линейных магнитных аномалий. Западно-Карельский минимум силы тяжести фиксирует здесь в целом мощные осадочно-вулканогенные толщи нижнего протерозоя значительно меньшей плотности по сравнению с гнейсами архея.

Изометричный Кожозерский минимум силы тяжести на северном берегу Онежского озера отображает в общих чертах Онежский синклинорий поздних карелид, выполненный мощными толщами кварцито-песчаников, сланцев и диабазовых эффузивов онежской серии, а также вулканогенными толщами суйсарской серии.

Интенсивные полосовые магнитные аномалии, развитые в пределах Западно-Карельского синклинория, значительно более дифференцированно отражают его внутреннюю структуру и петрографический состав слагающих его пород. Системы полосовых аномалий интенсивностью до 2000—3000 гамм связаны здесь со складчатыми толщами спилито-кератофировой и железорудно-сланцевой формаций гимольской, парандовской и тундровой серий. Среди них более интенсивно намагничены разности, содержащие сульфидное оруденение. Так, сильно магнитными породами являются сланцы и гнейсы ладожской серии с вкрапленностью пирротина и т. д.

Полосы распространения железорудных магнетитовых кварцитов, амфиболо-магнетитовых, кварцево-амфибол-магнетитовых сланцев гимольской серии фиксируются наиболее интенсивными аномалиями до 1500—2000 гамм — по данным аэромагнитной съемки и от 1500—20 000 до 200 000 гамм — по данным наземной съемки. К ним относятся Гимольская, Костомукшинские и другие аномалии. Протяженность этих линейно вытянутых максимумов часто достигает нескольких десятков километров.

Многочисленные линейные аномалии сравнительно высокой интенсивности, такие, как Тикшозерская, Янгозерская, Маслозерская, Койкаринская, наиболее широко развитые в центральной Карелии, фиксируют пластовые тела и силлы диабазов и габбро-диабазов среднего протерозоя.

Разнообразные интенсивные аномалии неправильной или изометричной конфигурации обычно связаны здесь с перидотитовыми интрузивами. Интенсивность подобных аномалий достигает 5000 гамм — по аэромагнитным данным и 50 000 гамм — по данным наземной съемки.

Центрально-Карельский антиклинорий, образованный протяженными массивами гнейсов и гранитов нижнего протерозоя, отображается полосой слабо повышенных значений силы тяжести. Этому антиклинорию соответствует также Центрально-Карельский полосовой минимум магнитного поля, так как слагающие его породы являются практически немагнитными образованиями. Развитые в пределах антиклинория отдельные интенсивные аномалии обычно соответствуют дайкам диабазов или мелким основным и ультраосновным интрузиям.

По характеристике в магнитном поле в составе Центрально-Карельского антиклинория резко выделяется массив «онежских» гранитов, который фиксируется Водлозерской аномальной зоной. Последняя отличается сильно повышенным магнитным полем  $\Delta T_a$ , на фоне которого резко выделяются линейные аномалии интенсивностью до 4000 гамм. Приуроченность этих магнитных аномалий к гранитам, вероятно, объясняется наличием значительной вкрапленности в них магнетита, аналогично кольским ара-гранитам, обусловленной ассимиляцией онежскими гранитами более древних железорудных гнейсов и амфиболитов. Некоторые из наиболее интенсивных аномалий Водлозерской зоны, по-видимому, связаны с мелкими ультраосновными и основными интрузиями, ассоциирующимися с онежскими гранитами.

Восточно-Карельский синклиниорий, прослеживающийся вдоль кряжа Ветренный Пояс на расстоянии свыше 220 км, четко отображается соответствующим ему по конфигурации полосовым минимумом силы тяжести, обусловленным слагающими его мощными осадочно-вулканогенными формациями.

Таким образом, толщи эффузивов в этом районе почти не оказывают влияния на формирование аномалий гравитационного поля, что, по мнению Э. Э. Фотиади (1958), свидетельствует о небольшой мощности этих покровов. Эта крупная складчатая структура ярко очерчивается также полосой повсеместно варьирующего, несколько пониженного магнитного поля, которое осложнено рядом линейных аномалий в основном северо-западного простирания.

Северо-восточная граница Восточно-Карельского синклинория карелид более или менее определенно отмечается сменой варьирующего поля в его пределах плавным отрицательным магнитным полем, развитым в области Беломорского массива архея. Эта граница может быть прослежена далеко к юго-востоку, уже под осадочным чехлом.

Многочисленные линейные аномалии, развитые в пределах Восточно-Карельского синклинория, связаны с разнообразными мелкими интрузиями основного и ультраосновного состава, а также с мощными складчатыми вулканогенными образованиями.

Магнитные аномалии Кожозерской системы (интенсивностью до 3000—3500 гамм) обусловлены основными и ультраосновными интрузиями, которые протягиваются вдоль южного склона Ветренного Пояса в виде небольших прерывистых линзообразных тел. Интенсивность намагничения интрузий достигает  $3000 \cdot 10^{-6}$  CGSM. Общее северо-западное простирание интрузий и соответствующих им магнитных аномалий по мере движения на юго-восток изменяется на близкое к мери-

диональному. Повсеместно развитые мелкие «пилообразные» максимумы Кожозерской системы связаны со складчатыми вулканогенными толщами Ветреного Пояса.

Кенозерская система аномалий, прослеживающаяся вдоль юго-западной окраины Восточно-Карельского синклинория, фиксирует цепи основных и ультраосновных интрузий меридионального простиранья, а также вмещающие их складчатые вулканогенные комплексы карелид.

В целом система магнитных аномалий Восточно-Карельского синклинория ярко отображает веерообразное расхождение его складок к югу и юго-востоку с одновременной сменой северо-западных простирааний меридиональными.

#### Беломорский массив архея

Массив сложен глубоко метаморфизованными и интенсивно дислоцированными гнейсами, ярко фиксируется региональными максимумом силы тяжести и спокойным пониженным магнитным полем. Разнообразные биотитовые, гранатовые, амфиболитовые гнейсы и амфиболиты, участвующие в строении массива, являются чрезвычайно плотными образованиями и поэтому повсеместно обуславливают интенсивные аномалии силы тяжести. В то же время гнейсы Беломорского массива в основном практически немагнитные и слабо магнитные породы. Над ними наблюдается отрицательное, в общем спокойное магнитное поле, изменяющееся в пределах от 0 до 200 гамм.

В целом однородные и монотонные гравитационные и магнитные поля Беломорского массива на отдельных участках характеризуются мозаичным строением. Последнее обусловлено (особенно в случае магнитного поля) сложными глубинными структурами гнейсов архея, собранных в складки северо-западного и северо-восточного простиранья. Они часто образуют сложные дугообразные и куполовидные структурные формы. Локальные максимумы мозаичного строения обычно приурочены также к мелким основным и ультраосновным интрузиям.

Мозаичное строение относительно повышенного магнитного поля наиболее ярко выражено в западной части массива, где оно связано с сильно мигматизированными биотитовыми гнейсами беломорской серии.

Гранулиты основного состава, развитые в северо-западной части Беломорского массива, содержащие, как правило, вкрапленность сульфидов и магнетита, характеризуются повышенной магнитной восприимчивостью (до  $2000-3000 \cdot 10^{-6}$  CGSM) и отмечаются аномальным магнитным полем интенсивностью до 1200—1400 гамм.

Пониженное магнитное поле, свойственное Беломорскому массиву в целом, распространяется к юго-востоку, в область Кандалакшского залива и Онежской грубы, указывая тем самым, что их дно сложено аналогичными гнейсовыми комплексами беломорской серии.

#### Кольская складчатая зона

Сложная складчатая зона карелид Кольского п-ва, состоящая из ряда линейно вытянутых, чередующихся между собой синклинориев и антиклинориев, особенно ярко отображается в полосовом магнитном поле в виде системы интенсивных линейных аномалий. Последние, так же как и складчатые структуры Кольской зоны, характеризуются своим выдержанным северо-западным простираньем.

Как уже отмечалось выше, отличительной особенностью Кольской зоны в целом является сходное северо-западное простиранье складчатости в архейских и протерозойских комплексах, что находит прямое отражение и в строении магнитного поля, по существу представляю-

щего собой единую систему аномалий северо-западных простираний. Лишь на отдельных участках ориентировка магнитных максимумов отклоняется от общего северо-западного простирания в соответствии с изменением расположения складчатых структур.

Выделяющиеся в пределах Кольской зоны Печенгско-Варзугский и Кольско-Кейвский синклиории, а также ограничивающие их Южно-Кольский, Центральнo-Кольский и Мурманский (Северо-Кольский) антиклиории отчетливо вырисовываются в магнитном поле в виде систем аномалий той или иной интенсивности и знака в соответствии с магнитными свойствами слагающих их пород карельского комплекса и архея.

В то же время следует отметить, что наблюдаемый характер поля и его величина отражают не только свойства, состав пород и тектонику складчатых образований, выходящих на поверхность и отображаемых на геологической карте, но также и их глубинные структурные этажи и интрузивные массивы. В связи с этим общая структура магнитного поля не всегда полностью соответствует контурам и границам складчатых структур на поверхности.

Как показывает анализ магнитной карты, наиболее характерными элементами магнитного поля Кольской зоны карелид, определяющими его основные черты, являются Печенгско-Варзугская и Кольско-Кейвская региональные системы аномалий, соответствующие одноименным складчатым синклиориям.

Южно-Кольский антиклиорий, сложенный архейскими слюдяными, гранато-биотитовыми и биотитовыми гнейсами кольской серии и гранитами I группы на западе, отображается Южно-Кольским полосовым максимумом силы тяжести значительной интенсивности, а также полосой отрицательного магнитного поля  $\Delta T_a$ .

Магнитный минимум особенно четко вырисовывает линейные контуры этого антиклиория. В центральной его части между реками Варзугой и Стрельной магнитное поле осложнено множеством локальных линейных максимумов северо-западного простирания. В районе Баб-озера эти максимумы связаны с мелкими телами габбро-норитов и подчиненных им анортозитов и перидотитов верхнего архея, которые ориентированы согласно с направлением гнейсовидности в сланцах.

В районе Кан-озера по границе с Беломорским антиклиорием линейный магнитный максимум, интенсивностью свыше 1600 гамм, фиксирует крупный массив габбро-норитов и перидотитов и ассоциирующихся с ними щелочных гранитов протерозоя.

В восточной части Южно-Кольского антиклиория в районе Верхн. Ондом-озера магнитный максимум до 1400 гамм отображает массив габбро, габбро-норитов и габбро-анортозитов нижнего протерозоя.

Печенгско-Варзугский синклиорий карелид Кольской зоны фиксируется на всем протяжении сложной системой узких полосовых максимумов, чередующихся с подобными им линейными минимумами, которые отображают мощные комплексы осадочно-вулканогенных пород и цепочки мелких основных и ультраосновных интрузий. Протяженный региональный разлом, отделяющий на юго-западе этот синклиорий от Южно-Кольского антиклиория, фиксируется в пределах последнего резкой сменой отрицательного поля интенсивными линейными аномалиями вулканогенных комплексов ранних и поздних карелид.

В западной части Печенгско-Варзугского синклиория особенно ярко выделяется ряд полосовых аномалий. Более южная из них, интенсивность которой превышает 800—900 гамм, соответствует в районе широтного колена р. Варзуги (в верхнем ее течении) складчатым комплексам эффузивных и интрузивных метадиабазов и зеленым сланцам свиты имандра-варзуга.

В центральной части Печенгско-Варзугского синклинория прослеживается линейная интенсивная аномалия до 1400 гамм, фиксирующая на всем протяжении мелкие основные и ультраосновные интрузии (перидотиты, пироксениты и габбро-нориты), ориентированные в общем северо-западном направлении и, по-видимому, образующие на глубине единый узкий линейный массив. Контуры его четко очерчиваются рассматриваемой магнитной аномалией.

Наконец, к северо-восточной границе Печенгско-Варзугского синклинория приурочена резко асимметричная аномалия северо-западного простираения, интенсивность которой достигает 1300—1400 гамм. Она соответствует крупному линейному массиву габбро-анортозитов, расположенному севернее Панских тундр (в бассейне озера и реки Цаги) и залегающему по разлому вдоль северного контакта свиты имандра-варзуга с археем Центрально-Кольского антиклинория. Морфология магнитной аномалии подтверждает погружение этого массива габбро-анортозитов на юго-запад (внутрь синклинория) под вулканогенно-осадочные породы свиты имандра-варзуга. Углы падения поверхности массива, судя по замерам полосчатости в габбро-норитах, колеблются от 15 до 60°.

Герцинские интрузии нефелиновых сиенитов Хибин и Ловозера, залегающие западнее в пределах синклинория, в магнитном поле не отмечаются, так как породы этих массивов практически немагнитны. Над Хибинским массивом наблюдается магнитная аномалия (в 600—800 гамм) глубинного характера с очень малыми градиентами. Глубина залегания магнитовозмущающих глубинных масс, вычисленная по методу касательных, равна здесь 6—7 км, а интенсивность намагничивания пород составляет  $1600 \cdot 10^{-6}$  CGSM; вероятнее всего эти массы — породы основного состава.

В восточной части Печенгско-Варзугского синклинория выделяется ряд более мелких аномалий, в общем отражающих структуру складчатых вулканогенных образований его юго-восточного центриклинального замыкания.

Между верховьями рек Стрельны и Чапомы проходит узкая линейная аномалия широтного простираения, интенсивность которой достигает 1000 гамм. Она приурочена к северному контакту массива микроклинитовых гранитов (III группы) протерозоя и связана, по-видимому, с повышенным содержанием магнетита вдоль контакта. Южнее этой аномалии в среднем течении р. Чапомы и в верховьях р. Пулонги прослеживаются еще две широтные аномалии, фиксирующие вулканогенные толщи и мелкие интрузии протерозойских габбро, габбро-норитов и т. д.

Северная часть восточной половины Печенгско-Варзугского синклинория не отображается по данным аэромагнитной съемки, так как слагающие его здесь образования представлены осадочными породами и маломощными покровами основных эффузивов ранних и поздних карелид.

Центрально-Кольский антиклинорий, прослеживающийся на всем протяжении Кольского полуострова, сложен разнообразными породами архея, фиксирующимися различным по знаку и характеру полем в его северо-западной и юго-восточной частях.

В северо-западной части Кольского полуострова антиклинорий сложен гранато-биотитовыми гнейсами нижнего архея и древнейшими гранитами, которые отображаются здесь полосой отрицательного магнитного поля интенсивностью до —700 гамм. С северо-востока антиклинорий ограничен железорудными толщами верхнего архея и нижнего протерозоя, очень четко картирующимися интенсивными линейными аномалиями.

Общее простираение складок в этой части антиклинория, так же как и магнитного минимума, северо-западное, согласное с простираением более молодых пород архея и протерозоя и соответствующих им полосовых магнитных аномалий, обрамляющих антиклинорий с юго-запада и северо-востока.

Восточная часть Центрально-Кольского антиклинория охватывается краевой частью крупной региональной аномалии, располагающейся севернее, в пределах Кольско-Кейвского синклинория. Гнейсо-граниты I группы архея, биотитовые и амфиболовые гнейсы свиты кейв и щелочные граниты, слагающие антиклинорий в области Понойской равнины, являются слабомагнитными образованиями и не создают магнитных аномалий. Развитое здесь плавное повышенное магнитное поле южного склона региональной Кольско-Кейвской аномалии не может быть связано с этими породами и обусловлено, вероятно, глубинными факторами. В то же время вдоль верхнего течения р. Поной (к северо-западу от с. Краснощелье) прослеживается узкая линейная аномалия интенсивности до 1300 гамм, которая фиксирует ряд мелких интрузий перидотитов, пироксенитов и габбро нижнего протерозоя. Интрузии ориентированы на северо-запад согласно с простираением гнейсовидности гранито-гнейсов I группы, в которых они залегают. Магнитная аномалия, охватывающая их общим контуром, отображает, по-видимому, соединение интрузий на глубине в единый массив.

Западнее истоков р. Поной выделяется интенсивный максимум до 2000 гамм, приуроченный к меридиональному массиву габбро нижнепротерозойского возраста.

В юго-восточном направлении, в сторону горла Белого моря, ось Центрально-Кольского антиклинория испытывает заметное воздымание, и здесь господствующее развитие получают породы архея, отображающиеся минимумом магнитного поля, резко расширяющимся к юго-востоку.

Кольско-Кейвский синклинорий карелид охватывается крупной региональной магнитной аномалией. Она осложняется множеством линейных максимумов и минимумов общего северо-западного простираения. В целом эта региональная аномалия достаточно четко отмечает собственно Кейвский синклинорий, имея сходную с ним конфигурацию, и лишь в южной краевой части несколько рапространяется в область смежного Центрально-Кольского антиклинория.

Основной аномальный фон магнитного поля Кольско-Кейвского синклинория обусловлен глубинными факторами. В то же время многочисленные линейные аномалии в краевых частях Кольско-Кейвской региональной аномальной зоны и внутри нее связаны со складчатыми вулканогенно-осадочными образованиями и многочисленными мелкими телами ортоамфиболитов в основных интрузиях, участвующих в складчатости. Особенно четко фиксируется в магнитном поле в виде интенсивного линейного минимума до 1600 гамм региональный глубинный разлом, ограничивающий Кольско-Кейвский синклинорий с севера, по которому внедрились линейные интрузии габбро-анортозитов. Последние образуют вдоль всего северного крыла синклинория прерывистый пояс пластообразных интрузий.

Во внутренней части Кольско-Кейвской региональной аномалии выделяются по своей интенсивности (до 1400 гамм и выше) отдельные максимумы в районе верховий р. Лебяжья, вдоль р. Сухой и в других районах, повсюду связанные с мелкими массивами габбро и габбро-норитов. В магнитном поле ярко вырисовываются северо-западное и юго-восточное центриклинальные замыкания Кейвского синклинория,

что особенно отчетливо выражено на юго-восточном замыкании синклинория, в районе с. Каневки, где аномалии тесно сближаются, часто меняя свое простирание.

Магнитные максимумы, располагающиеся в Кольской части Кольско-Кейвского синклинория на простирании складчатых комплексов пород свиты Кейв, приурочены к железорудным гнейсовым комплексам архея, которые образуют весьма отчетливые полосы северо-западного простирания. В структурном отношении этот участок — прямое северо-западное продолжение Кейвского синклинория, отличаясь от него более древним возрастом слагающих пород. Структурное единство этих двух частей протяженного Кольско-Кейвского синклинория наглядно подтверждается и на карте магнитного поля, характеризующегося здесь общей системой аномалий северо-западного простирания, несколько прерывающейся лишь в районе Ефим-озера, где поперечно воздымаются гранито-гнейсы нижнего архея.

Мурманский антиклинорий, сложенный в основном микроклиновыми гранитами и сопровождающими их мигматитами верхнего архея и нижнего протерозоя, отображается зоной неоднородного и переменного по характеру магнитного поля, отличающегося, в первую очередь, развитием крупных региональных аномалий северо-западного простирания, а также множества отдельных локальных максимумов различной ориентировки (меридиональной, северо-восточной и т. д.).

Система интенсивных региональных аномалий, прослеживающихся вдоль юго-западной и центральной частей Мурманского антиклинория, отмечает интрузии диоритов и гранодиоритов, а также более мелкие основные и ультраосновные интрузии. Но, в основном, эти максимумы, по-видимому, фиксируют складчатые толщи железорудных гнейсов, в значительной степени ассимилированных микроклиновыми гранитами. Особенно ярко выделяющаяся Восточно-Мурманская региональная аномалия (интенсивность свыше 1600—1800 гамм) прослеживается вдоль контакта микроклиновых гранитов Мурманского антиклинория с гранито-гнейсами I группы, а также охватывает по площади ряд сравнительно крупных интрузий диоритов, гранодиоритов, сиенитов и т. д. Расположенная к юго-востоку от нее Иокангинская аномалия, отклоняющаяся в западной части на север вдоль контакта с гранито-гнейсами I группы, также фиксирует множество интрузий диоритов, гранодиоритов и более молодых даек и штоков диабазов и габбро-диабазов.

Вдоль северо-восточной, прибрежной части Мурманского антиклинория прослеживается полоса в общем пониженного отрицательного магнитного поля, повсеместно осложненного множеством вторичных максимумов. Переменный характер графиков  $\Delta T_a$ , варьирующих от 400 до 1600 гамм, свидетельствует о сложном и неоднородном составе гранитоидных пород, образующих эту часть антиклинория. Наиболее четкие минимумы магнитного поля соответствуют здесь микроклиновым гранитам, граносиенитам, иногда реликтам гнейсов. Так, четким полосовым минимумом север-северо-западного простирания отмечается линейный массив микроклиновых гранитов III группы, прослеживающийся вдоль побережья горла Белого моря в районе устья р. Поноя. Многочисленные локальные максимумы  $\Delta T_a$  фиксируют мелкие интрузии диоритов, гранодиоритов и кварцевых диоритов, а в юго-восточной части Мурманского антиклинория — пластовые тела габбро-амфиболитов и основных интрузий.

Выявленные в пределах Мурманского антиклинория по данным аэромагнитной съемки  $\Delta T_a$  крупные региональные аномалии и широко развитые мелкие максимумы свидетельствуют о значительно более широком развитии в его пределах, чем предполагалось ранее, интрузий

диоритов, гранодиоритов, а также отдельных массивов и даек основных и ультраосновных интрузий нижнего протерозоя (карельского комплекса).

Может быть намечена пространственная связь молодых микроклинитовых гранитов с интрузиями диоритов, обычно фиксирующихся магнитными аномалиями. Огромный Мурманский массив гранитов верхнего архея и нижнего протерозоя (образующих Мурманский антиклинорий) испытал, по-видимому, повсеместный и интенсивный реоморфизм в процессе карельской складчатости.

Для всех комплексов пород (кроме диабазов) Мурманского антиклинория, равно как и для обусловленных ими магнитных аномалий, характерно общее северо-западное простирание, также предопределенное карельской складчатостью.

#### Северная зона

Складчатые сооружения гиперборейской формации п-ова Рыбачий и о. Кильдин отображаются зоной плавного пониженного магнитного поля  $\Delta T_a$  нормального и слабоотрицательного, по-видимому, прослеживающейся вдоль всей северо-восточной окраины Кольского п-ова.

Маршруты аэромагнитной съемки  $\Delta T_a$  пересекают гиперборейские образования лишь на полуостровах Среднем и Рыбачьем. Терригенные породы гиперборейской серии, мощность которой превышает 5 км, являются немагнитными образованиями и не создают сколько-нибудь ощутимых магнитных аномалий.

В южной краевой части Северной зоны, где мощность гиперборейских отложений сравнительно невелика, над ними и над гранитами смежного Мурманского антиклинория наблюдается единая глубинная региональная аномалия.

Разломы и мелкие тела основных интрузий, известные на островах Среднем и Рыбачьем, не фиксируются, по данным аэромагнитной съемки, ввиду их малой мощности и малой интенсивности намагничения.

В общем виде граница области карельской складчатости Балтийского щита и гиперборейских образований Северной зоны (о. Кильдина — п-ова Рыбачье) отображается сменой вдоль побережья Кольского п-ова региональных аномалий и интенсивных локальных максимумов Мурманского антиклинория плавным пониженным полем  $\Delta T_a$ . Эта граница двух обширных областей разнородных геофизических полей совпадает с берегом Кольского п-ова.

Сопоставление основных складчатых зон и массивов восточной части Балтийского щита с соответствующими им региональными гравитационными и магнитными аномалиями позволяет наметить некоторые закономерные связи между ними и установить общую геофизическую характеристику разновозрастных складчатых комплексов докембрия.

1. Наиболее важный вывод: область Беломорского массива, сложенного архейскими складчатыми структурами (беломоридами), четко отличается по характеру региональных геофизических полей, и в первую очередь магнитных, от Карельской и Кольской складчатых зон карелид. Если первый из них характеризуется пониженным мозаичным магнитным полем, то последние отображаются четкими полосовыми системами аномалий северо-западного простирания, окружающими и опоясывающими Беломорский массив. Столь же отчетливо беломориды и карелиды различаются и в гравитационном поле. Зона развития гиперборейских образований северо-восточной окраины Балтийского щита характеризуется также совершенно отличным, по сравнению с зонами карелид, региональным пониженным магнитным полем.

Таким образом, основные складчатые зоны восточной части Балтий-

ского щита — беломориды, карелиды и гиперборейские образования имеют присущую только каждой в отдельности региональную геофизическую характеристику, которая может быть распространена далеко к юго-востоку по простиранию соответствующих им аномалий в область платформенной плиты.

Этот вывод совпадает с заключениями Л. Я. Харитонова (1960), который отмечает, что аэромагнитными положительными аномалиями хорошо фиксируются на Балтийском щите складчатые зоны карелид. В то же время гравитационные аномалии четко отделяют срединные массивы ранней консолидации от опоясывающих их линейных зон карелид. Особенно же хорошо в гравитационном поле выделяются норвежские каледониды с интенсивными полосовыми минимумами силы тяжести.

2. В характере и распределении магнитных аномалий достаточно четко различаются синклинории и антиклинории Карельской и Кольской складчатых зон карелид. Особенно отчетливо в магнитном поле вырисовываются в их пределах синклинории, сложенные мощными толщами складчатых вулканогенных пород и пронизывающих их интрузий. Соответствующие им системы мощных полосовых аномалий обычно имеют сходную с ними конфигурацию в плане (Кольско-Кейвский, Печенгско-Варзугский и Восточно-Карельский синклинории).

Антиклинории отображаются в общем менее резко очерченными полосами пониженного магнитного поля и более четкими гравитационными максимумами.

3. Региональные глубинные разломы, как правило, разделяющие синклинории и антиклинории, а также складчатые зоны карелид от беломорид, фиксируются или интенсивными узкими максимумами (разлом по границе Мурманского антиклинория и Кольско-Кейвского синклинория), или резкой сменой пониженного поля полосами аномалий (разлом вдоль юго-западного борта Печенгско-Варзугского синклинория).

В общем случае граница карелид и беломорид характеризуется стыком полосовых магнитных аномалий с пониженным мозаичным полем.

4. Намечаются некоторые общие закономерности в величине и характере магнитного поля для основных комплексов пород докембрия восточной части Балтийского щита.

Учитывая данные измерения (по образцам) интенсивности намагниченности и магнитной восприимчивости пород, а также вычисленные значения этих характеристик по полю  $\Delta T_a$ , представляется возможным составить для основных комплексов пород более полную магнитную характеристику.

Немагнитными или слабомагнитными породами Балтийского щита, по данным аэромагнитной съемки  $\Delta T$  (при высоте полетов 65—70 м), обычно являются следующие породы:

- 1) архейские гнейсы, гнейсо-граниты, плагиограниты и мигматиты по гнейсам;
- 2) микроклиновые граниты нижнего протерозоя и верхнего архея;
- 3) осадочные терригенные толщи гиперборейской серии.

Гнейсы беломорской и кольской серий архея (в том числе и гранулиты кислого состава) отображаются отрицательным, в общем обычно плавным, магнитным полем, варьирующим в пределах от 0 до —700 гамм.

Нормальные, слабо повышенные магнитные поля (первые сотни гамм) обычно развиты над обширными областями мигматизированных

гнейсов, а также над гнейсо-гранитами I группы и плагиомикроклиновыми гранитами II группы архея, что обусловлено в первом случае (при мигматизации) ассимиляцией или привнесом ферромагнитных минералов, а в другом — наличием их в гранитоидах.

Песчано-сланцевые и карбонатные толщи гиперборейской серии отображаются выдержанным отрицательным магнитным полем.

Характеристика магнитного поля  $\Delta T_a$  над комплексами слабомагнитных или немагнитных пород часто затруднена как вследствие их локального развития, так и, главным образом, вследствие того, что обусловленные ими магнитные аномалии затушеваны полем более магнитных пород, либо залегающих над ними на глубине, либо по контакту с ними.

Магнитные аномалии и аномальные зоны, выделяющиеся на фоне спокойного нормального или слабо отрицательного поля  $\Delta T_a$ , обычно вызываются в пределах восточной части Балтийского щита следующими причинами:

а) ультраосновными и основными интрузиями с повышенным содержанием ферромагнитных минералов;

б) железорудными гнейсами и сланцами, метасоматитами, характеризующимися наличием вкрапленности магнетита и титано-магнетита;

в) осадочно-вулканогенными складчатыми комплексами пород, обычно сильно метаморфизованных и содержащих вкрапленность магнетита;

г) интрузиями среднего состава и комплексами щелочных пород с титано-магнетитовым оруденением.

Естественно, что приведенная характеристика морфологии магнитных аномалий, их интенсивности и градиента не отражает всего разнообразия магнитных свойств пород рассматриваемых комплексов.

При разделении комплексов пород, близких по магнитным свойствам, необходимо учитывать особенности характера магнитного поля и форму аномалий по графикам  $\Delta T_a$  над теми или иными породами.

Отмеченные закономерности в характере, интенсивности и морфологии магнитных аномалий для основных комплексов складчатости и пород докембрия восточной части Балтийского щита могут служить основой при геологической интерпретации магнитного поля севера Русской платформы (между Балтийским щитом и Тиманом), где складчатый фундамент скрыт под чехлом осадочных пород.

## СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(между Балтийским щитом и Тиманом)

Основные зоны магнитных и гравитационных аномалий Балтийского щита, соответствующие Беломорскому массиву, Карельской и Кольской зонам карелид, Кильдинско-Рыбачьинской зоне гиперборея, прослеживаются с тем же простираем далеко к юго-востоку от выхода докембрия, отражая их продолжение под платформенным чехлом.

На простираии Карельской складчатой зоны Балтийского щита располагается дугообразная Онего-Вагская погребенная зона, сливающаяся далеко на юго-западе с широтной Московской зоной.

Погребенным продолжением Беломорского массива архея является Северо-Двинский массив, который на востоке и юго-востоке огибается Кировско-Сыктывкарской, Ивановской и Московской линейными зонами карелид. Последние отделяют Северо-Двинский массив от Окско-Волжской глыбы архея и вместе с крупнейшей Камско-Вятской зоной карелид — от обширного Волго-Уральского массива, охватывающего восток Русской платформы.

Камско-Вятская зона, примыкающая на севере к Мезенско-Вычегод-

ской зоне, является юго-восточным продолжением Кольской зоны, и входит, таким образом, в состав обширного пучка системы карелид, расходящейся веером к югу и юго-востоку.

Каждая из выделенных зон характеризуется достаточно сложным внутренним строением и, как правило, ограничена протяженными разломами, также находящими отражение в характере и особенностях строения региональных геофизических полей. Выделение этих зон, естественно, следует рассматривать как более или менее обоснованную гипотезу.

#### **Онего-Вагская складчатая зона**

Погребенное продолжение Карельской складчатой зоны восточной части Балтийского щита прослеживается по простиранию соответствующих ей полосовых гравитационных и магнитных аномалий, которые продолжаются в междуречье Онеги и Ваги далеко к югу и юго-востоку от границ выходов докембрия в виде системы линейных максимумов и минимумов Валдайской и Онего-Вагской зон.

Важно подчеркнуть, что в характере и строении региональных геофизических полей ярко отображается сравнительно резкое веерообразное расширение Карельской складчатой зоны к югу и юго-востоку в виде аналогичного расхождения соответствующих ей полосовых магнитных и гравитационных аномалий. В то же время системы полосовых максимумов и минимумов, являющихся продолжением Карельской зоны, имеют в плане форму обширных плавных дуг, обращенных выпуклостью на восток. Особенно четко этот дугообразный поворот простираний максимумов и минимумов выражен в междуречье Онеги и Ваги, где они сначала поворачивают к югу и прослеживаются в меридиональном направлении, а затем (примерно на широте  $60^\circ$  с. ш.) отклоняются к юго-западу.

В целом Онего-Вагская зона погребенных карелид и соответствующих ей магнитных и гравитационных максимумов и минимумов достаточно определенно отделяется от смежных с ней зон. Северо-восточное ограничение Онего-Вагской складчатой зоны устанавливается по положению и простиранию границы Карельской зоны и Беломорского массива Балтийского щита, вдоль полосы узких линейных магнитных максимумов, прослеживающихся через г. Плесецк на с. Шангалы и далее вдоль р. Устья. Эта граница резко отделяет Онего-Вагскую зону полосовых аномалий от Северо-Двинской области мозаичных аномалий и на значительном протяжении выражена, вероятно, разломами фундамента. На юго-востоке Онего-Вагская зона ограничивается Сухонским полосовым минимумом северо-восточного простирания.

Полосовые магнитные и гравитационные максимумы и минимумы, выделяющиеся в составе Онего-Вагской зоны и в более западных зонах, по своему простиранию хорошо увязываются с системами линейных аномалий, соответствующих отдельным синклиниям и антиклинам Карельской зоны. Так, южное погребенное продолжение Западно-Карельского синклиория четко устанавливается по простиранию Валдайской полосы интенсивных магнитных максимумов, также явно обусловленных мощными вулканогенными комплексами, в составе которых широко развиты железорудные кварциты. Точно так же южное продолжение Западно-Карельского синклиория ранних карелид и особенно Сег-Озерского синклиория поздних карелид отображается протяженным Андомско-Белоозерским минимумом силы тяжести.

Центрально-Карельский антиклинорий, фиксирующийся на поверхности относительным максимумом силы тяжести и пониженным магнитным полем, может быть прослежен далеко к югу от границы

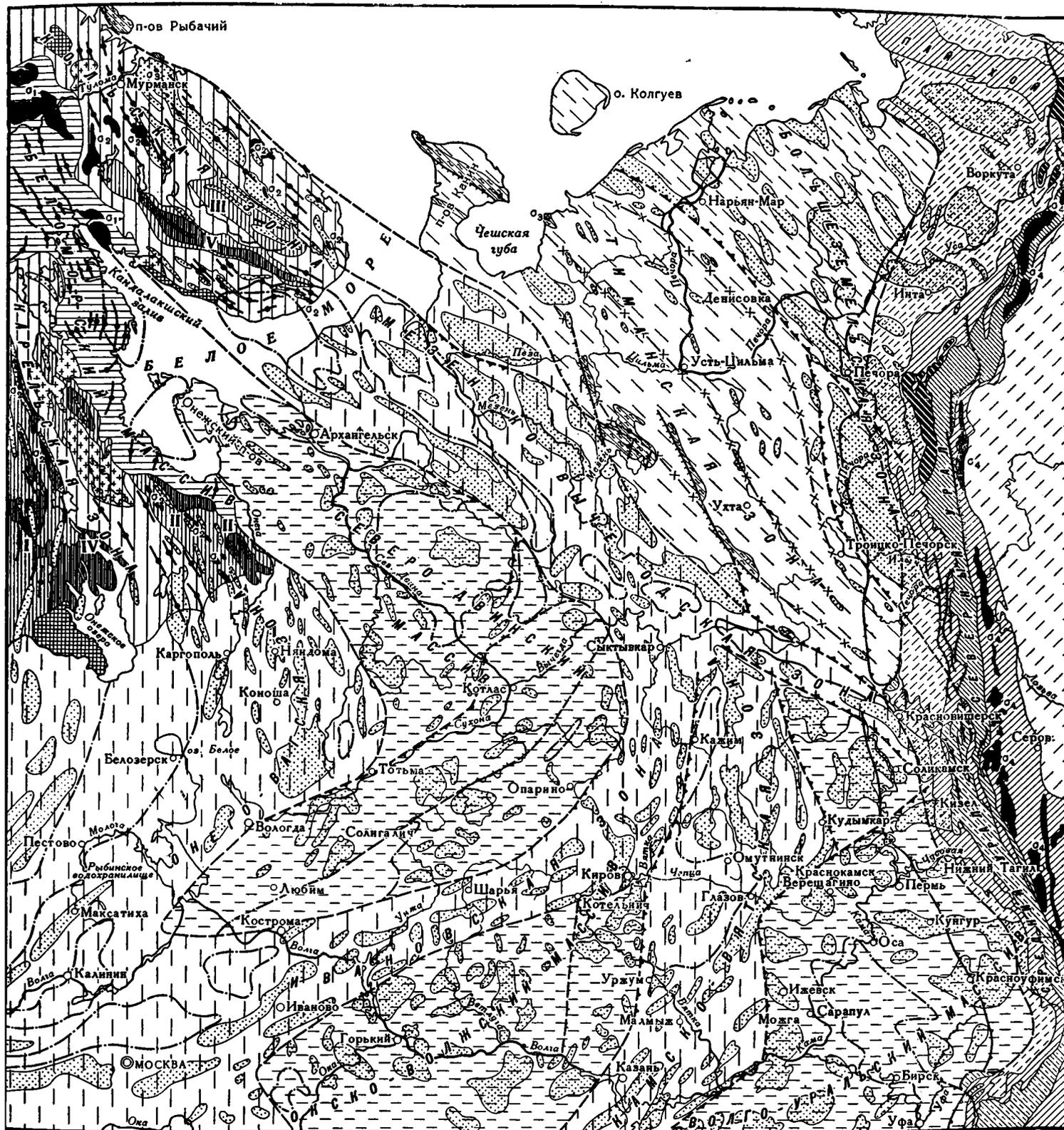
выходов докембрия, через оз. Лача и между озерами Воже и Белое, где он отмечается Каргопольским максимумом силы тяжести и полосой в общем пониженного магнитного поля, осложненного отдельными аномалиями типа Водлозерской (Лачинская аномалия интенсивностью до 500 гамм).

На простирации Восточно-Карельского синклинория в составе Онего-Вагской зоны выделяется система региональных аномалий меридионального простирации, прослеживающихся через ст. Нядома, с. Норменьга, несколько восточнее ст. Коноша в район среднего течения р. Кубены. Среди них особенно ярко выделяются по своим размерам и напряженности Кубенско-Вагская и Норменьгская аномалии, обусловленные породами с интенсивностью намагничения от 500—1000 до  $3200 \cdot 10^{-6}$  CGSM, которые, по-видимому, представлены очень мощными вулканогенными складчатыми комплексами и огромными основными и ультраосновными интрузиями. Последние, как известно, широко развиты на поверхности в пределах Восточно-Карельского синклинория, который так же, как рассматриваемая система магнитных аномалий (продолжение его по простирацию), фиксируется минимумом силы тяжести.

Этот вывод подтверждается данными Коношской скважины, вскрывшей в пределах рассматриваемой зоны высокометаморфизованные и интенсивно дислоцированные хлоритовые и серицитовые сланцы, переслаивающиеся с кварцитами, которые аналогичны формациям поздних карелид Балтийского щита. Таким образом, геофизические данные и данные бурения позволяют выделить в составе фундамента на простирации Восточно-Карельского синклинория крупную структурную единицу, являющуюся его продолжением, возможно типа синклинория. Однако в строении этого погребенного синклинория, вероятно, принимают участие значительно более мощные вулканогенные комплексы и огромные плутоны основного и ультраосновного состава, залегающие в составе фундамента несколько ниже его верхней кромки.

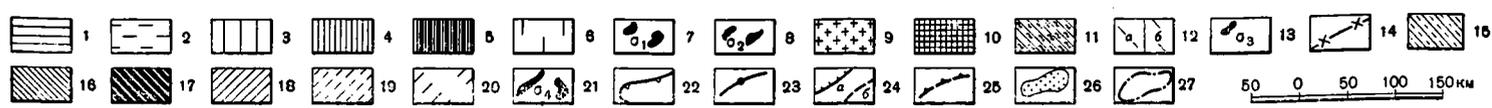
На востоке, на всем протяжении этот предполагаемый синклинорий ограничен, по-видимому, глубинным разломом, который проявляется чрезвычайно резким прямолинейным ограничением с востока рассмотренных выше магнитных аномалий полосовым протяженным минимумом магнитного поля в верховье р. Ваги. Последний прослеживается на расстояние свыше 250 км и, вероятно, отображает единую складчатую структуру в составе фундамента, сложенную немагнитными породами типа гнейсов, что подтверждается приуроченностью к этой полосе отдельных относительных максимумов силы тяжести. Рассматриваемый региональный магнитный максимум отображает, по-видимому, крупный антиклинорий в составе фундамента, отделенный от смежных синклинориев региональными глубинными разломами.

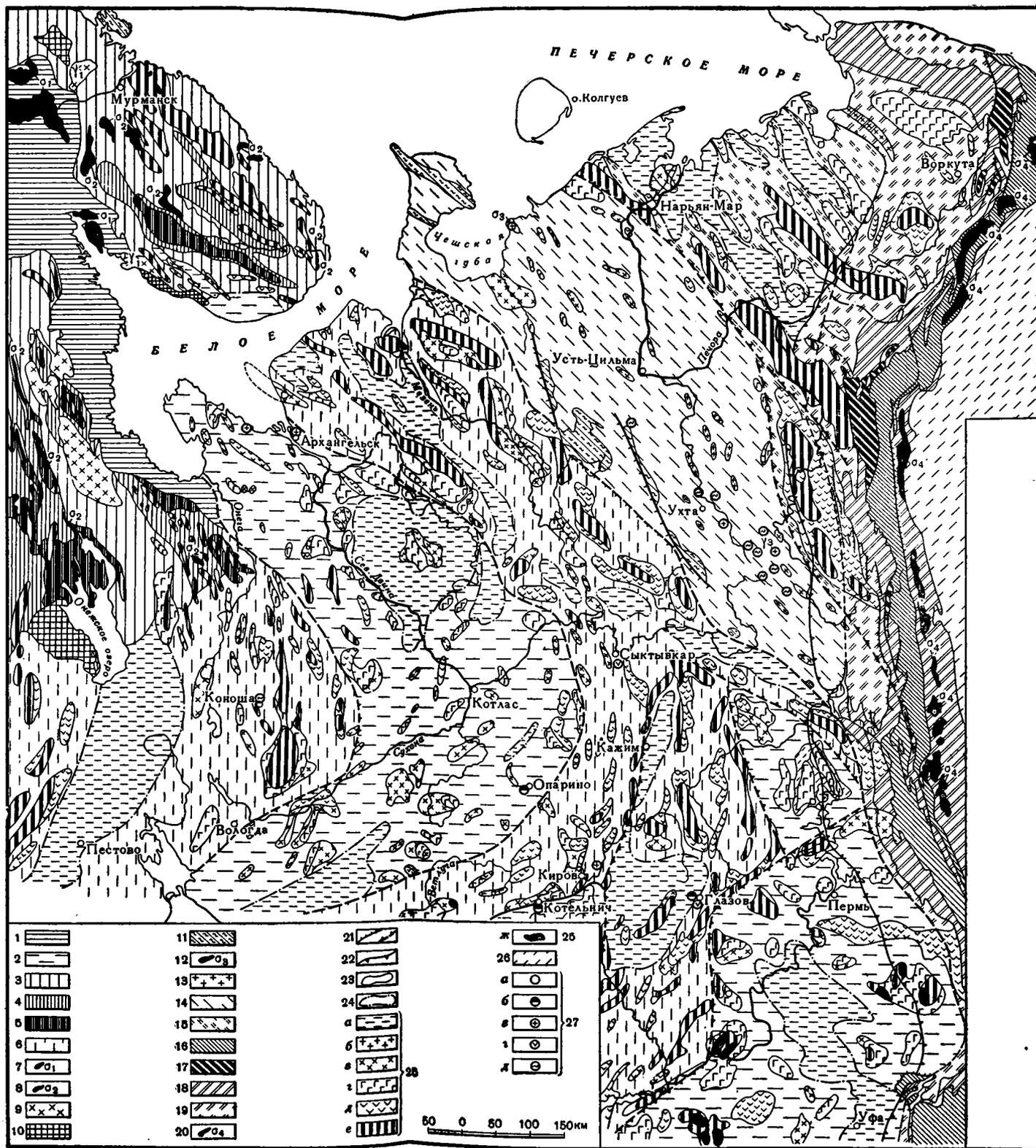
На востоке и северо-востоке, вдоль края Онего-Вагской зоны, прослеживается с северо-западным простираением цепь линейных аномалий, среди которых выделяются по своим размерам и интенсивности Средне-Пуйская, Верхне-Лимская и Пуксозерская аномалии. Каждая из них фиксирует массивы магнитных пород, характеризующихся весьма высокой интенсивностью намагничения в несколько тысяч  $10^{-6}$  единиц CGSM. Система названных аномалий отмечает, вероятно, цепь основных и ультраосновных интрузий, образующих интрузивный пояс, протягивающийся на расстояние около 180 км и явно связанный с глубинным разломом фундамента. Последний, как уже отмечалось, отделяет Онего-Вагскую складчатую зону карелид от Северо-Двинского массива архея и прослеживается на простирации границы карелид и беломорид Балтийского щита.



Фиг. 25. Схема внутреннего строения докембрийского фундамента севера Русской платформы. Составил Р. А. Гафаров, 1960 г.

Область карельской складчатости. 1 — архейские массивы, выходящие на поверхность; 2 — архейские массивы, покрытые платформенным чехлом; 3 — карельские складчатые зоны, обнажающиеся на поверхности; 4 — синклинии, сложенные гнейсами и сланцами; 1 — Западно-Карельский, 11 — Восточно-Карельский, 111 — Кольско-Кейвский; 5 — синклинии, сложенные в основном вулканогенными породами среднего и верхнего протерозоя; 1V — Онежский, V — Печенгско-Варзугский; 6 — карельские складчатые зоны под платформенным чехлом; 7 — архейские основные и ультраосновные интрузии; 8 — карельские основные и ультраосновные интрузии; 9 — карельские гранитоиды; 10 — нотийские образования Балтийского щита. Область байкальской складчатости. 11 — выходы складчатого фундамента на Тимане, п-ове Канине и на северо-восточной окраине Балтийского щита; 12 — районы байкальской складчатости под платформенным чехлом; а — предполагаемая внешняя (миогеоинклинальная) зона, б — предполагаемая внутренняя (эвгеосинклинальная) зона; 13 — основные и ультраосновные интрузии рифея на Тимане; 14 — предполагаемые границы структурно-фациальных подзон рифея на Тимане. Область герцинской складчатости. 15 — зона развития миогеоинклинальных формаций рифея на Урале (древнее складчатое основание); 16 — зона развития эвгеосинклинальных формаций рифея на Урале (древнее складчатое основание); 17 — выходы мощных вулканогенных пород рифея на Урале; 18 — выходы нижнего и среднего структурного яруса герцинской складчатости на Урале (O — C<sub>1</sub>); 19 — выход верхнего структурного яруса герцинской складчатости на Урале — внутренняя зона Предуральского краевого прогиба (C<sub>2</sub> — P<sub>1</sub>); 20 — область герцинской складчатости под платформенным чехлом; 21 — основные и ультраосновные интрузии на Урале; 22 — западная граница Предуральского краевого прогиба; 23 — общие простирания в складчатых областях; 24 — сбросы, взбросы и крутые надвиги; а — установленные, б — перекрытые платформенным чехлом и предполагаемые; 25 — тектонические швы (глубинные разломы, региональные флексуры и т. д.); 26 — контуры массивов магнитных пород докембрийского фундамента (выделены по точкам перегиба магнитных аномалии); 27 — контуры массивов немагнитных пород (выделены в пределах магнитных минимумов)





Фиг. 26. Схема вещественного состава докембрийского фундамента севера Русской платформы по данным аэромагнитной съемки. Составил Р. А. Гафаров, 1960 г.

1 — архейские массивы гнейсов, выходящие на поверхность; 2 — архейские массивы гнейсов, покрытые платформенным чехлом; 3 — карельские вулканогенно-осадочные комплексы, обнажающиеся на поверхности; 4 — синклинии, сложенные карельскими гнейсами и сланцами; 5 — синклинии, сложенные в основном карельскими вулканогенными породами (с  $J$  от 500 до  $2000 \cdot 10^{-6}$  CGSM и более); 6 — карельские складчатые комплексы под платформенным чехлом; 7 — архейские основные и ультраосновные интрузии (с  $J$  от 500 до  $2000-3000 \cdot 10^{-6}$  CGSM); 8 — карельские основные и ультраосновные интрузии (с  $J$  от 1000 до  $6000-8000 \cdot 10^{-6}$  CGSM); 9 — карельские гранитоиды (с  $J$  от 250 до  $3500 \cdot 10^{-6}$  CGSM, преимущественно  $1900 \cdot 10^{-6}$  CGSM); 10 — иотнийские образования Балтийского щита; 11 — выходы рифейских метаморфических сланцев Тимана, п-ова Канин и северо-восточной окраины Балтийского щита; 12 — основные и ультраосновные интрузии рифея на Тимане (с  $J$  от 1000 до  $3000 \cdot 10^{-6}$  CGSM); 13 — граниты рифея на Тимане (с  $J$  от 50 до  $200 \cdot 10^{-6}$  CGSM); 14 — предполагаемая зона развития метаморфических сланцев под платформенным чехлом; 15 — предполагаемая зона развития вулканогенных пород рифея под платформенным чехлом; 16 — выходы метаморфических сланцев рифея на Урале; 17 — выходы мощных вулканогенных пород рифея на Урале (с  $J$  от 1500 до  $7000 \cdot 10^{-6}$  CGSM); 18 — выходы пород ордовика, силура, девона и нижнего карбона на Урале; 19 — выходы пород среднего и верхнего карбона, перми и нижнего триаса на Урале; 20 — основные и ультраосновные интрузии на Урале (с  $J$  от 1000 до  $3000-4000 \cdot 10^{-6}$  CGSM); 21 — разломы: сплошная линия — установленные, пунктирная линия — перекрытые платформенным чехлом и предполагаемые; 22 — тектонические швы (региональные флексуры и т. д.); 23 — контуры массивов магнитных пород докембрийского фундамента (выделены по точкам перегиба магнитных аномалий); 24 — массивы немагнитных пород фундамента (выделены в пределах магнитных минимумов); 25 — магнитные массы; а — с  $J$  менее  $50 \cdot 10^{-6}$  CGSM; б — с  $J$  от 50 до  $200 \cdot 10^{-6}$  CGSM; в — с  $J$  от 200 до  $500 \cdot 10^{-6}$  CGSM; г — с  $J$  от 500 до  $1000 \cdot 10^{-6}$  CGSM; д — с  $J$  от 1000 до  $2000 \cdot 10^{-6}$  CGSM; е — с  $J$  от 2000 до  $5000 \cdot 10^{-6}$  CGSM; ж — с  $J$  более  $5000 \cdot 10^{-6}$  CGSM; 26 — область герцинской складчатости под платформенным чехлом; 27 — скважины, вскрывшие: а — фундамент, б — гнейсы, в — граниты, г — амфиболиты, д — сланцы

Протяженные зоны отрицательного магнитного поля и максимумов силы тяжести, соответствующие Беломорскому массиву архея, непрерывно распространяются по простиранию к юго-востоку от границ Балтийского щита в область бассейна р. Сев. Двины и ее верховий, намекая, таким образом, продолжение массива, погребенного под осадочным чехлом. В целом этот обширный погребенный массив архея очерчивается Северо-Двинской областью мозаичного магнитного поля и Онего-Двинской зоной максимумов силы тяжести в своей северо-западной части. Юго-западной его части соответствует Сухонская зона максимумов силы тяжести и ряд параллельных ей зон, расположенных юго-восточнее.

Таким образом, Северо-Двинский погребенный массив архея, прослеживающийся к юго-востоку от Онежской губы и Онежского п-ова вверх по р. Сев. Двине до г. Котласа и далее плавно поворачивающийся на юго-запад вдоль рек Сухоны, Юга и других в район Рыбинского моря, имеет вид огромного полумесяца или дуги. Выделяемый обширный массив архея состоит, по-видимому, из ряда более или менее обособленных глыб архея, разделенных глубинными разломами и, возможно, узкими складчатыми зонами карелид. Однако выделение последних в настоящий момент не может быть сколько-нибудь уверенно обосновано.

На значительном протяжении границы Северо-Двинского массива архея прямолинейны, на ряде участков они имеют сглаженную и даже извилистую форму. По характеру границ Северо-Двинский массив подобен Беломорскому массиву Балтийского щита.

Метаморфические и изверженные породы, слагающие Северо-Двинский массив, обнажаются на островах Кий и Крестовый в Онежской губе Белого моря, где они представлены меланократовыми амфиболо-гранатовыми плагиогнейсами, переходящими к востоку в габбро-амфиболиты.

Магматизированные габбро-амфиболиты и плагиогнейсы этого района имеют северо-западное и северо-восточное падение (с углами 25—30°) под толщу кембрийских глин западного берега Онежского полуострова. Они фиксируются полосой магнитных аномалий северо-западного простирания, прослеживающихся к юго-востоку вдоль Онежского п-ова и затем далеко к югу вдоль р. Сев. Двины в виде непрерывной системы.

Такие же породы фундамента вскрыты в пределах отмеченной полосы магнитных аномалий Ненокской скважиной, где они залегают в кровле интрузии порфирированных плагиомикроклиновых гранитов. По данным вычислений интенсивность намагничивания габбро-амфиболитов составляет здесь  $760-1200 \cdot 10^{-6}$  CGSM. Следует особо отметить, что расчетная и истинная глубина залегания магнитных габбро-амфиболитов Ненокской скважины хорошо совпадают.

Региональная Онего-Двинская система линейных магнитных аномалий, отражающих продолжение по простиранию выходов габбро-амфиболитов, на всем своем протяжении (свыше 400 км) вдоль Онежского полуострова и далее к югу вдоль р. Сев. Двины связана, вероятно, со складчатыми комплексами аналогичных пород, образующих региональную складчатую структуру, по-видимому, типа синклинория. Длина ее около 400 км, ширина изменяется от 80—90 км на северо-западе в средней части и до 50—40 км на юго-востоке.

В Архангельске скважиной вскрыты гнейсы и плагиомикроклиновые граниты, которые отображаются в магнитном поле минимумом северо-

западного простираия. Вероятно, они развиты на всей площади этого минимума.

Аналогичным, но меньшим по площади минимумом фиксируются гранито-гнейсы и мигматиты, вскрытые Усть-Пинежской скважиной на глубине 811 м.

Спокойное отрицательное магнитное поле, развитое в нижнем течении р. Онеги в западной части Северо-Двинского массива (Ниже-Онежский региональный минимум), обусловлено, вероятно, гнейсами беломорского типа. Это подтверждается тем, что характер отрицательного магнитного поля, наблюдающийся в области выхода на поверхность беломорских гнейсов, сохраняется и в области Ниже-Онежского регионального минимума. Таким образом, есть все основания предполагать, что гнейсы беломорского типа развиты в пределах площади всего этого минимума.

Следует особо отметить, что в гравитационном поле отчетливо фиксируется граница между областью Ветреного Пояса и Онего-Вагской зоны погребенных карелид, с одной стороны, и Северо-Двинским массивом — с другой. Последний характеризуется положительными аномалиями силы тяжести в отличие от минимумов в пределах области распространения карельских пород.

Таким образом, устанавливается определенная связь отрицательного магнитного поля и максимумов силы тяжести с древнейшими гранито-гнейсами архея. С этими же породами связан, по-видимому, обширный Двинско-Пинежский региональный минимум, охватывающий участок Северо-Двинского массива между Сев. Двиной и Пинегой. Он выделяется плавным характером магнитного поля и осложняется лишь на отдельных участках столь же плавными широкими локальными максимумами.

Двинско-Пинежский региональный минимум магнитного поля отличается своей общей изометричной конфигурацией и в целом, вероятно, отображает крупную глыбу гнейсов беломорского типа, входящую в состав сложного по своему строению Северо-Двинского массива архея. Эта глыба отделяется от рассмотренной выше Ниже-Онежской глыбы гнейсов Онего-Двинской полосой вероятного развития габбро-амфиболитов и плагиогнейсов, которая четко фиксируется системой магнитных аномалий. В то же время на юго-востоке Двинско-Пинежская глыба архея ограничивается региональным разломом северо-восточного простираия, который фиксируется системой локальных максимумов и линейных минимумов  $\Delta T$ , протягивающихся от верховий р. Устья в район верховья р. Пинеги.

Параллельно Устинско-Пинежскому разлому и южнее его прослеживается еще более крупный Сухонский глубинный разлом, который отделяет на значительном протяжении юго-западную часть Северо-Двинского массива от Онего-Вагской складчатой зоны карелид. Особенно четко этот глубинный разлом фиксируется вдоль р. Сухоны в виде линейного магнитного минимума и отображается на поверхности пермскими структурами Сухонского вала. Непосредственно к западу от г. Котласа Сухонский разлом поворачивает к северу и далее, возможно, вновь приобретает северо-восточную ориентировку. Сухонский региональный разлом пересекает, таким образом, обширный Северо-Двинский массив архея, ограничивая с северо-запада южную его часть — Котласскую глыбу архея.

Котласская глыба архея (южная часть Северо-Двинского массива) отличается своей линейно вытянутой конфигурацией и прослеживается с общим северо-восточным простираием на расстояние около 600 км.

от района Рыбинского моря на юго-западе до широтной излучины р. Вычегды на северо-востоке. Ширина этой глыбы равна примерно 150—180 км. В целом Котласская глыба линейной конфигурации и имеет общую северо-восточную ориентировку, ее же внутренняя складчатая структура, ярко отображающаяся в особенностях магнитного поля, отличается достаточно сложным строением.

Как уже отмечалось выше, магнитное поле Котласской глыбы в общем мозаичного строения, что выражается в пределах глыбы множеством разнообразных положительных и отрицательных аномалий, расчлененных узкими линейными максимумами и минимумами на ряд протяженных полос общего северо-восточного простирания. Эти полосы в свою очередь пересекаются менее протяженными осложнениями (разломами) северо-западного направления. Так, с северо-запада на юго-восток в пределах Котласской глыбы выделяются Сухонско-Костромская, Унжинско-Югская и Верхне-Лузская системы мозаичных аномалий. Эти системы мозаичных аномалий, разделенные линейными максимумами и минимумами, отражают, по-видимому, сравнительно узкие линейные блоки складчатого фундамента, которые ограничены прямолинейными разломами северо-восточного простирания. В свою очередь эти блоки рассечены менее протяженными разломами северо-западного направления на ряд блоков второго порядка.

Сухонско-Костромской блок архейского массива, составляющий его северо-западную часть, ограничен на значительном расстоянии Сухонским глубинным разломом, который четко фиксируется одноименным региональным минимумом магнитного поля. Юго-восточная граница Сухонско-Костромского блока, вероятно, также выражена региональным разломом северо-восточного простирания, который может быть прослежен по северо-западному прямолинейному краю Галичского минимума и далее к северо-востоку вдоль р. Виги на с. Кичменгский Городок и с. Лузу.

В составе Сухонско-Костромской системы мозаичных аномалий выделяется по своим размерам Сухонская аномалия, Солигалич-Великоустюгский минимум, Рослятинский максимум и др., фиксирующие, по-видимому, сложные складчатые комплексы архейских гранито-гнейсов, весьма различных по составу. Интенсивность намагничения пород складчатого фундамента в пределах рассматриваемой полосы составляет, как правило,  $200—500 \cdot 10^{-6}$  CGSM.

В целом Сухонско-Костромской линейный блок складчатого фундамента характеризуется однородным мозаичным магнитным полем, подчеркивающим единство его вещественного состава и внутреннего строения. Длина этого линейного блока архея достигает 500 км, а ширина постепенно уменьшается с юго-запада на северо-восток от 150 до 70—50 км.

Обособление Сухонско-Костромского клинообразного блока фундамента (составляющего основание осевой части Московской синеклизы) по ограничивающим его прямолинейным региональным разломам, вероятно, относится еще к протерозою. Специфическое развитие рассматриваемого огромного блока архейского фундамента особенно ярко подчеркивается приуроченностью к нему известного Котлас-Вологодского или Сухонского максимума силы тяжести. Эта региональная гравитационная аномалия четко вписывается в линейный контур рассматриваемого блока фундамента. В то время как многочисленные мозаичные магнитные максимумы и минимумы в его пределах, вероятно, отображают влияние неоднородностей строения и вещественного состава самой верхней части архейского фундамента, Котлас-Вологод-

ский региональный максимум силы тяжести фиксирует, по-видимому, линейные массивы чрезвычайно плотных пород основного и ультраосновного состава, залегающих внутри фундамента на значительной глубине. Это предположение подтверждается данными по скважине в Пестово, вскрывшей в пределах аналогичного Вологодско-Череповецкого максимума силы тяжести породы фундамента, представленные габбро-норитами, по-видимому, архейского возраста. Данные Пестовской скважины могут быть распространены также и на Вологодско-Котласскую гравитационную аномалию, что свидетельствует о сходстве пород ее фундамента с гнейсами беломорского комплекса, отображающимися в гравитационном поле аналогичным образом.

Как известно, в беломорском комплексе гнейсов восточной части Балтийского щита широко развиты многочисленные тела перидотитов, габбро, габбро-норитов и т. д., а также мощные толщи амфиболитов и амфиболовых гнейсов весьма значительной плотности. Кроме того, при объяснении высокой интенсивности Котлас-Вологодского регионального максимума силы тяжести, по мнению Э. Э. Фотиади (1958), необходимо учитывать влияние глубинных масс базальтового слоя земной коры.

Установление, по данным аэромагнитной съемки, региональных глубинных разломов, ограничивающих крупный линейный блок архейского фундамента, который фиксируется зоной интенсивных максимумов силы тяжести, делает весьма вероятным предположение о внедрении магмы субстрата в глубокие части фундамента этого района. Несомненно, что обособление столь крупного клиновидного блока фундамента по ограничивающим его глубинным разломам обусловило существенные изменения в тектоно-физическом состоянии глубоких частей земной коры этой зоны (значительное ее уплотнение) и, вероятно, повлекло за собой мощные внедрения на больших глубинах основной и ультраосновной магмы.

Описанный Сухонско-Костромской блок фундамента и фиксирующий его региональный максимум силы тяжести прослеживается вдоль Московской синеклизы, причем они четко приурочены к осевой части рифейской и нижнепалеозойской структуры последней, что указывает на ее чрезвычайно древнее заложение в зоне разломов.

Юго-восточная половина обширного Котласского блока архея, в отличие от его Сухонско-Костромской части, отображается в общем пониженными значениями силы тяжести. Это, по-видимому, следует объяснить тем, что глубокие части фундамента здесь не уплотнены внедрениями основной и ультраосновной магмы. Этим лишним раз подчеркивается своеобразие развития блока фундамента, фиксирующегося интенсивным Сухонским максимумом силы тяжести.

В пределах этой части архейского массива также обособляются два клиновидных блока фундамента, один из которых отображается Унжинско-Югской системой мозаичных аномалий и Галичским региональным магнитным минимумом, а другой — Шарьинско-Яренским минимумом, охватывающим крайнюю восточную часть массива. В пределах последнего архейские гранито-гнейсы фундамента вскрыты скважиной на ст. Опарино.

В составе Унжинско-Югского блока, вероятно, сравнительно широко развиты темноцветные разности гнейсов архея с интенсивностью намагниченности порядка  $2000-600 \cdot 10^{-6}$  CGSM, фиксирующиеся в магнитном поле многочисленными разноориентированными максимумами. Среди них наиболее обширна широтная Никольская аномалия и ряд других максимумов. В то же время Галичский региональный минимум, совпадающий с относительным максимумом силы тяжести, а также

обширный Шарьинско-Яренский минимум отображают мощные комплексы практически немагнитных гнейсов.

В окраинной северо-восточной части Котласской глыбы выделяется сложная по конфигурации Межогско-Энтальская группа аномалий, которые, вероятно, фиксируют основные интрузии фундамента (интенсивность их намагничения изменяется от 500 до  $2500 \cdot 10^{-6}$  CGSM), внедрившиеся по взаимноперпендикулярным разломам северо-восточной и северо-западной ориентировки.

В пределах юго-восточной части Котласской глыбы разломы северо-западного простирания проявляются более отчетливо, чем на северо-западе, и вместе с продольными разломами северо-восточного простирания образуют общую диагональную систему. Отметим лишь некоторые из разломов этой системы.

Вдоль р. Унжи, на участке от с. Мантурова через с. Кологрив до устья р. Ваги в магнитном поле намечается Кологривский разлом, проходящий под прямым углом к региональному разлому северо-восточного простирания, ограничивающему Сухонско-Костромской блок фундамента с юго-востока.

Вдоль линии железной дороги через ст. Мураши, Опарино и до ст. Пинюг прослеживается четко фиксирующийся Опаринский разлом северо-западного направления. Несколько западнее ст. Пинюг к нему под прямым углом подходит продольный разлом, проходящий к северо-востоку от верховий р. Моломы на с. Папулово.

Наиболее раздробленной разломами упомянутой диагональной системы является северо-восточная окраинная часть Северо-Двинского массива, отображающаяся в магнитном поле целой серией взаимоперпендикулярных максимумов и минимумов северо-восточного и северо-западного простирания.

Таким образом, рассмотренный обширный Северо-Двинский массив архея состоит, вероятно, из системы глыб, разделенных глубинными разломами северо-западного и северо-восточного простирания.

#### **Ивановская и Кировско-Сыктывкарская складчатые зоны карелид**

На юго-востоке и востоке Северо-Двинский массив архея и соответствующая ему область развития мозаичного магнитного поля огибаются системой полосовых максимумов и минимумов, ответвляющейся в районе г. Сыктывкара от Мезенско-Вычегодской зоны и непрерывно прослеживающейся с небольшими осложнениями к югу в направлении г. Кирова, а затем к западу — юго-западу от него через г. Иванов на соединение с широтной Московской зоной. Последняя представляет собой, как отметил Н. С. Шатский (1946), краевую зону карельской складчатости, ограниченную с юга огромной Украинско-Воронежской платформенной глыбой архея.

В целом Ивановская и Кировско-Сыктывкарская системы полосовых максимумов, как и отображаемые ими линейные складчатые зоны, непрерывно продолжают одна другую по простиранию и вместе составляют региональную зону протяженностью свыше 700 км, опоясывающую с востока и юго-востока Северо-Двинский массив архея. Однако западнее г. Кирова их прямое соединение по простиранию осложняется магнитными максимумами северо-западного простирания, вероятно, отмечающими разломы фундамента. Вследствие этого Ивановская и Кировско-Сыктывкарская зоны карелид сменяют здесь друг друга кулисообразно, косо срезаясь разломами северо-северо-западного направления. Ивановская линейная складчатая зона отделяет Северо-Двинский массив архея от расположенного южнее обширного Окско-Волж-

ского массива, также отображающегося мозаичным магнитным полем.

Многочисленные полосовые аномалии магнитного поля Ивановской зоны, среди которых выделяются по размерам и интенсивности Ивановская, Орехово-Зуевская, Ветлужская, Котельническая и др., вместе с разделяющими их линейными минимумами, отображают, по-видимому, мощные складчатые комплексы вулканогенных и осадочных пород, прорванных основными и ультраосновными интрузиями. Интенсивность намагничения пород фундамента, обуславливающих аномалии, составляет обычно  $1000 \cdot 10^{-6}$  CGSM.

Особый интерес представляет природа Котельнической магнитной аномалии, которая определяет границу Ивановской складчатой зоны с Окско-Волжским массивом архея. Эта полосовая аномалия, прослеживаемая с близким к широтному запад-юго-западным простиранием, фиксирует сильно магнитные породы фундамента, залегающие на глубине около 2 км, с интенсивностью намагничения порядка  $1000—2000 \cdot 10^{-6}$  CGSM и более — до  $9600 \cdot 10^{-6}$  CGSM. В то же время к Котельнической магнитной аномалии приурочен линейный относительный минимум силы тяжести, который ограничен зонами больших градиентов с севера и юга, где выделяются полосовые Котельнический и Долгораменский максимумы широтного простирания.

Значительная интенсивность намагничения возмущающих масс, обуславливающих Котельническую магнитную аномалию, а также их относительно пониженная плотность и, наконец, характерная линейная форма аномалии указывают, по-видимому, на то, что она фиксирует крупный линейный массив серпентинитов (вернее серпентинизированных перидотитов), обычно отмечающихся подобным образом в магнитных и гравитационных полях. Несомненно, что эта линейная ультраосновная интрузия приурочена к региональному разлому, который разделяет Ивановскую зону и Окско-Волжский массив и фиксируется далее к юго-западу аналогичными линейными максимумами.

В пределах Кировско-Сыктывкарской складчатой зоны, в целом также отличающейся полосовым магнитным полем и линейным строением слагающих ее складчатых комплексов фундамента, наиболее сложно построена ее южная часть. Здесь четко выделяется Северо-Кировская региональная магнитная аномалия, ориентированная в север-северо-восточном направлении и осложненная рядом поперечных секущих максимумов. Последние, вероятно, отображают основные и ультраосновные интрузии (интенсивность намагничения до  $2000 \cdot 10^{-6}$  CGSM), внедрившиеся резко несогласно по отношению к север-северо-восточному простиранию складчатых комплексов фундамента.

Таким образом, несколько западнее г. Кирова Кировско-Сыктывкарская и Ивановская складчатые зоны карелид резко разделяются системой поперечных и косых разломов, лежащих в общем на юго-восточном простирании Опаринского разлома.

Севернее рассмотренной аномалии в западной части Кировско-Сыктывкарской зоны прослеживается региональный Айкинско-Леткинский минимум, отображающий, по-видимому, полосу развития разнообразных немагнитных метаморфических пород (сланцев, гнейсов и т. д.). В то же время линейные полосовые максимумы, прослеживаемые в восточной половине Кировско-Сыктывкарской зоны, в основном, вероятно, обусловлены складчатыми вулканогенными комплексами (интенсивность намагничения  $500—1500 \cdot 10^{-6}$  CGSM), которые на севере плавно меняют меридиональное простирание на северо-западное и согласно причленяются к юго-западной части Мезенско-Вычегодской зоны.

Восточная граница Кировско-Сыктывкарской зоны, определяющаяся

цепочкой магнитных максимумов и резкой сменой полосовых аномалий Кажимским и Омутнинским региональными минимумами, выражена Вятско-Сысольским глубинным разломом, прослеживающимся на расстояние около 250 км.

#### Окско-Волжский массив архея

В Среднем Поволжье ярко выделяется среди окружающих его линейных складчатых зон обширный Окско-Волжский массив, отображающийся мозаичными гравитационными и магнитными аномалиями. Он имеет в плане форму, близкую к огромному равнобедренному треугольнику, обращенному острым углом на северо-восток. Длина его достигает 400—420 км, ширина на юго-западе — 300 км.

Ивановская, Московская, Рязано-Саратовская складчатые зоны, опоясывающие и как бы обтекающие Окско-Волжский массив архея, закономерно виргируют против его углов.

По своему местоположению (в очерченных нами границах) Окско-Волжский массив в общих чертах соответствует западной части Окско-Уфимской архейской глыбы, выделенной А. Д. Архангельским в 1937 г. на основании геологической интерпретации магнитных карт. В пределах Окско-Волжского массива архейские гнейсы вскрыты многочисленными скважинами, по данным которых здесь оконтуривается обширное Токмовское поднятие фундамента. Кроме того, к северо-восточной части Окско-Волжского массива приурочено Котельническое поднятие (Бакиров, 1954).

Внутреннее строение и вещественный состав фундамента этих районов рассматриваются Э. Э. Фотиади (1958) и другими исследователями с учетом геофизических данных и бурения.

Как отмечает Э. Э. Фотиади, остаточные положительные аномалии силы тяжести в восточной и юго-восточной частях Токмовского поднятия обусловлены биотито-гранатово-силлиманитовыми и гиперстеневыми гнейсами, габбро-норитами и другими породами архея с значительной плотностью. В то же время в северо-западной и западной части Окско-Волжского массива развиты главным образом плагиоклазовые гранито-гнейсы (гранито-гнейсы I группы), которые отображаются пониженными гравитационными аномалиями.

Отдельные крупные максимумы силы тяжести в северной части массива (Марийский, Шахунинский, Никольский и др.) фиксируют, судя по данным бурения в с. Тонково и в других районах, крупные основные интрузии также с повышенной магнитной восприимчивостью.

Многочисленные мозаичные магнитные аномалии Окско-Волжского массива в основном, по-видимому, связаны с разнообразными интрузиями и темноцветными гнейсами. Среди последних развиты, вероятно, и железорудные разности типа кольских, судя по высоким значениям магнитной восприимчивости (до  $5000-7000 \cdot 10^{-6}$  CGSM), вычисленным по магнитным аномалиям.

Границы Окско-Волжского массива, на значительных расстояниях характеризующиеся угловатостью формы, выражены региональными прямолинейными разломами. Вдоль юго-западного борта массива, по границе с Рязано-Саратовской складчатой зоной карелид прослеживается, как указывает Э. Э. Фотиади (1958), целая система разломов северо-западного простирания. Вдоль северо-западного борта массива к ним под прямым углом подходят разломы северо-восточного простирания. На поверхности разломы обеих систем отображаются линейными структурами Окско-Цнинского и Керенско-Чембарского валов. Также резко (разломом) выражена восточная граница Окско-Волжского массива вдоль Вятского вала. Наконец, на продолжении

северо-восточного внешнего угла массива прослеживается региональный Вятско-Сысольский разлом, ограничивающий с востока Кировско-Сыктывкарскую складчатую зону.

#### Камско-Вятская складчатая зона карелид

Региональные полосовые максимумы и минимумы магнитного поля Камско-Вятской зоны отображают линейную складчатую зону огромной протяженности, которая разделяет и опоясывает обширные Окско-Волжский и Волго-Уральский массивы архея. На юго-западе (далеко за пределами рассматриваемой территории) Камско-Вятская складчатая зона переходит в Рязано-Саратовскую (Пачелмскую) зону карелид.

По простиранию полосовых магнитных аномалий рассматриваемая зона карелид может быть прослежена через северную вершину Татарского свода далеко на север, в область истоков р. Камы и бассейна р. Весляны. Здесь она постепенно поворачивает на северо-запад согласно ориентировке смежной с севера Мезенско-Вычегодской зоны.

Намечающаяся, по данным аэромагнитной съемки, Камско-Вятская складчатая зона карелид подтверждается данными бурения, вскрывшего породы нижнего протерозоя вдоль Граханско-Елабужского вала и в северной части Татарского поднятия, а также южнее в пределах Жигулевско-Пугачевского поднятия. Обычно эти породы представлены разнообразными сланцами, основными интрузивами, микроклиновыми гранитами и т. д. С ними связаны относительно пониженные остаточные аномалии силы тяжести в пределах северной вершины Татарского свода, прослеживающиеся полосой в направлении г. Казани.

Преобладающее развитие отрицательных аномалий силы тяжести в этих районах, где фундамент в общем высоко приподнят, вероятно, следует рассматривать как доказательство господствующего распространения в нем протерозойских складчатых пород. Они отличаются пониженной плотностью ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ) по сравнению с породами архея, а наблюдаемые колебания гравитационной аномалии объясняются различной степенью их развития в строении фундамента.

С повышенной микроклинизацией пород фундамента Камско-Вятской зоны и с массивами микроклиновых гранитов связаны также и многочисленные полосовые минимумы магнитного поля. Так, вероятно, крупные массивы микроклиновых гранитов в пределах Камско-Вятской зоны карелид оконтуриваются Омутнинским региональным минимумом. Такова же, возможно, природа полосового Кажимского минимума магнитного поля.

Общее понижение остаточной гравитационной аномалии на обширной площади в верхнем течении рек Вятки и Камы следует также, как полагает Э. Э. Фотиади (1958), связывать с широко развитой гранитизацией складчатых комплексов фундамента.

Ярко выделяющиеся полосовые минимумы магнитного поля Камско-Вятской зоны связаны, по-видимому, с мощными складчатыми комплексами вулканогенных пород, амфиболитов, а также с многочисленными линейными интрузиями основного и ультраосновного состава. Интенсивность намагничивания этих пород, слагающих полосовые складчатые комплексы значительной протяженности, составляет обычно  $1000\text{—}2000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$ , часто достигая  $3000\text{—}5000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$ .

Так, протяженные системы Можгинско-Мамадышской и Глазовской аномалий связаны со складчатыми комплексами амфиболитов, вскрытыми скважинами в городах Глазове, Можге, Голошурме и др. Интенсивность намагничивания этих пород изменяется здесь от  $1000$  до  $3000\text{—}5000 \cdot 10^{-6} \text{ CGSM}$ .

Веерообразно расширяющаяся к северу от г. Глазова система магнитных аномалий позволяет проследить продолжение вулканогенных комплексов и амфиболитов в области истоков рек Вятки и Камы и в бассейн р. Весляны. Развитые здесь Рудничная, Юмская, Кудымкарская, Верхневеслянская и другие полосовые магнитные аномалии, чередующиеся с полосами линейных минимумов, отображают массивы пород с интенсивностью намагничивания в среднем около  $1500-2000 \cdot 10^{-6}$  CGSM.

Таким образом, в составе Камско-Вятской зоны прослеживается ряд складчатых полос, сложенных вулканогенными и сланцевыми толщами (синклинориями), чередующихся с линейными массивами микроклиновых гранитов (антиклинориями). На всем протяжении зоны они разделяются цепочками локальных максимумов и узких минимумов, трассирующих зоны разломов.

Границы Камско-Вятской складчатой зоны с ограничивающими ее массивами архея почти на всем протяжении выражены разломами и четко фиксируются в региональных геофизических полях. Так, граница зоны с Окско-Волжским массивом архея выражена Вятским глубинным разломом, к которому приурочен в составе фундамента пояс нижепротерозойских габбро-норитовых интрузий. В структуре осадочного чехла этот глубинный разлом отражается системой вятских дислокаций. Очень четко он также фиксируется в магнитном поле узкими линейными максимумами значительной интенсивности. На северо-северо-востоке его продолжением является Вятско-Сысольский региональный разлом, разделяющий Кировско-Сыктывкарскую и Камско-Вятскую зоны карелид. Граница последней с расположенным восточнее Волго-Уральским архейским массивом выражена системой диагональных и ортогональных разломов. Вдоль южной части Камско-Вятской зоны эта граница с северо-восточным простираем прослеживается вдоль р. Камы до с. Голюшурмы и выражена разломом, который фиксируется полосовым магнитным максимумом и сопровождающим его на поверхности Граханско-Елабужским валом.

К северу от с. Голюшурмы через с. Нылга прослеживается меридиональный разлом фундамента, отображающийся резким стыком полосовых аномалий Камско-Вятской зоны с мозаичными аномалиями Волго-Уральской области. На широте г. Глазова Нылгинский разлом сменяется Глазовским разломом северо-восточного простираения, прослеживающимся на расстояние около 100 км. В районе г. Нердва этот разлом в свою очередь пересекается северо-северо-западным Кудымкарским разломом, длина которого достигает 220 км. На всем протяжении два последних разлома сопровождаются Глазовской и Кудымкарской магнитными аномалиями, определяющими в этом районе восточный край Камско-Вятской складчатой зоны.

На северо-западе (в области верхний р. Весляны) Камско-Вятская складчатая зона плавно причленяется по простираению к Мезенско-Вычегодской складчатой зоне, отделяясь от нее лишь продольными разломами. Обе названные зоны входят в состав единой складчатой системы карелид, которая на широте г. Сыктывкара веерообразно резко расширяется и расходится в виде линейных зон к югу и юго-востоку.

### **Волго-Уральский массив**

На востоке Русской платформы располагается крупнейший Волго-Уральский массив архея, отображающийся обширной областью мозаичных магнитных и гравитационных аномалий. На юго-западе, западе и северо-западе он обрамляется протяженными карельскими складчатыми зонами и лишь на северо-востоке непосредственно примыкает к

герцинской складчатой системе Урала. Волго-Уральский массив, выделяющийся в намеченных нами по данным бурения и региональных геофизических исследований контурах (см. фиг. 25), в общих чертах отвечает восточной половине огромной Окско-Уфимской архейской глыбы (Архангельский и др., 1937<sub>3</sub>), а также восточной части внутрикарельского массива, намеченного в этих районах Н. С. Шатским (1946). В дальнейшем, по мере накопления новых геолого-геофизических данных, большинство исследователей (Васильев и др., 1948; Фотиади, 1956 и др.), в основном поддерживая построения А. Д. Архангельского (Архангельский и др., 1937<sub>3</sub>) и Н. С. Шатского (1946), несколько видоизменяли и уточняли контуры рассматриваемого архейского массива на основании выделения различных типов магнитных аномалий, анализа их взаимосвязи, площадного распространения и ориентировки. Одновременно предпринимались попытки более детального расчленения внутренней структуры фундамента восточных районов платформы. Однако эти обобщения базировались обычно лишь на небольшом фактическом материале.

В течение последних лет строение фундамента Волго-Уральской области рассматривалось Э. Э. Фотиади (1956, 1958) и другими исследователями. Э. Э. Фотиади (1958) считает, что нет оснований ограничивать архейскую «глыбу» востока Русской платформы теми сравнительно небольшими размерами, в которых она выделена на схемах А. Д. Архангельского (1937<sub>3</sub>) и Н. С. Шатского (1946). По его мнению, массив гнейсов архея распространяется значительно дальше к северу и северо-западу, где соединяется с гнейсами Беломорского массива.

Волго-Уральский массив архея в очерченных нами границах отличается резко выраженной угловатой формой. Как уже отмечалось, его западная граница прямолинейна на расстоянии до 200 км и выражена разломами фундамента, четко фиксирующимися в магнитном поле. Так, Граханско-Елабужский разлом северо-восточного простирания и меридиональный Нылгинский разлом образуют в районе Голюшурмы тупой внутренний угол в теле Волго-Уральского массива. Форму тупого внешнего угла имеет граница массива несколько восточнее г. Глазова. К северо-востоку от последнего Волго-Уральский массив резко сужается и граница его здесь выражена прямоугольным внутренним углом, образованным Глазовским и Кудымкарским разломами.

Наконец, крайнее северо-западное окончание Волго-Уральского массива, в области бассейна Южной и Северной Кельты, имеет форму острого внешнего угла, резко очерченного Кельтменским разломом на северо-востоке. Последний отделяет в этом районе рассматриваемый массив архея от Мезенско-Вычегодской складчатой зоны.

Строение и состав складчатых комплексов докембрия (архея) Волго-Уральского массива хорошо изучены бурением в пределах южной вершины Татарского свода и в более южных районах. Выявленные здесь закономерные соотношения между характером региональных гравитационного и магнитного полей и особенностями состава и строения фундамента могут быть распространены на более северные районы Волго-Уральского массива, рассмотрение которых и является нашей задачей.

Развитые в пределах Волго-Уральского массива региональные максимумы и минимумы гравитационного и магнитного полей отражают крупные структурно-фациальные зоны или глыбы фундамента обычно неправильной конфигурации, в целом образующие закономерно построенную структуру массива.

Региональный Альметьевско-Бугульминский магнитный максимум и повышенные аномалии силы тяжести в пределах южной вершины Татарского свода обусловлены биотито-плагноклазовыми, гранато-биоти-

товыми, гиперстеновыми и другими разностями гнейсов, а также амфиболитами и основными и ультраосновными интрузиями. Названные типы пород отличаются повышенными значениями плотности и магнитной восприимчивости.

В этих районах отчетливо устанавливается, как отмечает Э. Э. Фотиади (1958), значение разностей темноцветных гнейсов, а также основных интрузий в повышении величины положительных аномалий силы тяжести. Так, меридиональный максимум силы тяжести, прослеживающийся между Альметьевым и Сарманами, связан с гранато-биотитовыми и гранато-силлиманитовыми гнейсами, а также с амфиболитами и габбро-норитами, отличающимися высокими значениями плотности.

Наиболее интенсивные максимумы в пределах Альметьевско-Бугульминской региональной магнитной аномалии обусловлены габбро-диабазами (Азнакаево, Альметьево), амфиболитами (Туймазы) и различными железорудными гнейсами и кварцитами (Чекан, Сарсаз). С аналогичными породами связаны, по-видимому, аномалии, прослеживающиеся вдоль западного края Волго-Уральского массива на северном продолжении региональной Альметьевско-Бугульминской магнитной аномалии. Выделяющиеся здесь Тыловая, Западно-Верещагинская, Зюкайская, Краснокамская, Чусовская и другие аномалии в общем изометричной конфигурации обусловлены породами с интенсивностью намагничения от 1000 до  $2000-3000 \cdot 10^{-6}$  CGSM и более и, вероятно, фиксируют основные интрузии, которые оконтуривают западный край архейского массива.

Региональный Осинский минимум плавного магнитного поля, а также приуроченные к нему остаточные отрицательные аномалии силы тяжести отображают, по-видимому, крупную глыбу фундамента, сложенную в основном немагнитными разностями гнейсов, характеризующихся интенсивной мигматизацией и микроклинизацией, что предполагается Э. Э. Фотиади (1958). Вероятно, в строении этого блока фундамента широко развиты и крупные интрузии микроклиновых гранитов архея (II группа). Как известно, граниты «онежского» типа вскрыты скважиной в Северокамске.

В наиболее выдвинутой к востоку краевой части Волго-Уральского массива (в области Уфимского плато) выделяется Кунгурско-Красноуфимский региональный максимум магнитного поля. В целом он, по-видимому, отображает складчатые сооружения фундамента запад-северо-западного простирания, образованные чрезвычайно мощными комплексами темноцветных гнейсов, амфиболитов и разнообразными интрузиями основного и ультраосновного состава. Так, интенсивность намагничения пород, обуславливающих Красноуфимскую и Кунгурскую аномалии, составляет в среднем  $1000-3000 \cdot 10^{-6}$  CGSM. Однако часто значение J достигает  $6000 \cdot 10^{-6}$  CGSM и более.

Следует отметить, что по своей характеристике в магнитном поле и, следовательно, по вещественному составу складчатых комплексов эта часть Волго-Уральского массива архея чрезвычайно напоминает область южной вершины Татарского свода.

На севере и юго-западе, судя по прямолинейным полосам значительных градиентов магнитного поля, этот блок фундамента ограничен протяженными разломами фундамента. Он образует наиболее выдвинутую восточную часть Волго-Уральского массива, частично вдающуюся углом в Уральскую складчатую зону. Таким образом, эта структура является общей как для платформы, так и для Уральской складчатой системы, что было отмечено Н. С. Шатским (1945).

Северо-западный внешний угол Волго-Уральского массива отображается Косинско-Кельтменской группой мозаичных магнитных аномалий, расположение которых вырисовывает его контур. Они фиксируют,

по-видимому, сложные комплексы разнообразных гнейсов фундамента ( $J$  составляет  $500-1000 \cdot 10^{-6}$  CGSM).

Севернее г. Перми Кельтма-Косинский внешний угол Волго-Уральского массива, вероятно, срезается прямолинейным поперечным разломом фундамента, прослеживающимся в северо-западном направлении вдоль рек Обвы и Косьвы (в их нижнем течении). Этот разлом лежит на прямом продолжении Глазовского разлома, составляя вместе с ним единую структурную линию. В магнитном поле Обвинско-Косвинский разлом четко фиксируется полосовыми максимумами и минимумами соответствующего простираения. Пересекающиеся с ним и сходящиеся на северо-западе под острым углом Кудымкарский и Кельтма-Косинский разломы ограничивают внешний угол Волго-Уральского массива архея и отделяют его от смежных Камско-Вятской и Мезенско-Вычегодской складчатых зон карелид.

#### Мезенско-Вычегодская складчатая зона

Ярко выделяющиеся полосовые магнитные максимумы и минимумы Мезенско-Вычегодской зоны, прослеживающейся от горла Белого моря в область верховий рек Вычегды и Камы до г. Чердыни на юго-востоке, являются непосредственным продолжением линейных аномалий Кольской зоны карелид. Таким образом, вся стройная система магнитных аномалий Мезенско-Вычегодской зоны, как и причлняющиеся к ней на юге зоны полосовых максимумов, связана, по всей вероятности, с распространением пород карельского комплекса.

Как уже отмечалось выше, наиболее характерные элементы магнитного поля Мезенско-Вычегодской зоны, определяющие его основные черты, — Кулой-Пинежская и Чердынская системы максимумов, Вашкинско-Вычегодская полоса минимумов и Предтиманская система аномалий. Они располагаются на простираении отдельных синклиналий и антиклиналий Кольской складчатой зоны, которые, как было показано, фиксируются сходными по характеру и знаку полосовыми максимумами и минимумами магнитного поля и, вероятно, отображают далекое погребенное продолжение последних.

Вдоль границы Мезенско-Вычегодской зоны с Онего-Двинским массивом архея на участке от устья р. Юлы и с. Карпогоры до побережья Онежской губы в районе устья р. Куи прослеживается с северо-западным простираением полоса линейных магнитных аномалий, фиксирующих цепочку основных интрузий, приуроченных к зоне разлома.

На юго-восточном побережье горла Белого моря, в районе устья р. Золотицы и ее бассейна, выделяется магнитный минимум, лежащий на простираении Южно-Кольского регионального минимума и, возможно, отмечающий, как и последний, полосу развития немагнитных гнейсов.

Ярко выделяющийся Кулой-Пинежский региональный полосовой максимум — одна из наиболее крупных полос магнитного поля Мезенско-Вычегодской зоны — лежит на простираении Печенгско-Варзугского синклиналия и соответствующего ему полосового максимума и, по-видимому, также фиксирует крупную синклиналию структуру фундамента. Обращает на себя внимание сходство конфигурации Кулой-Пинежского и Печенгско-Варзугского максимумов магнитного поля, а также их близкие размеры и одинаковая ориентировка.

Рассматриваемый региональный максимум магнитного поля осложнен рядом чередующихся между собой вторичных максимумов и минимумов общего северо-западного простираения, отражающих, вероятно, складчатую природу фиксируемых ими комплексов пород. Интенсивность намагничивания последних изменяется в широких пределах от 200

до  $1000 \cdot 10^{-6}$  CGSM, причем отмечается чередование полос пород со значениями  $J$  от 200 до  $500 \cdot 10^{-6}$  CGSM и от 500 до  $1000 \cdot 10^{-6}$  CGSM. Можно предполагать, что Кулой-Пинежский максимум отображает мощные осадочно-вулканогенные комплексы, собранные в складки северо-западного простирання.

Наиболее ярко в составе рассматриваемой полосы выделяется линейная Кулойская магнитная аномалия, связанная с породами, интенсивность намагничения которых составляет  $1000—2000 \cdot 10^{-6}$  CGSM и часто достигает  $5000 \cdot 10^{-6}$  CGSM и более. Эта аномалия фиксирует сравнительно узкий линейный массив основных и ультраосновных интрузий, на ряде участков существенно обогащенных магнетитом, и приуроченный к региональному глубинному разлому. Последний, таким образом, ограничивает на значительном расстоянии предполагаемый Кулой-Пинежский синклинорий с северо-востока. На юге эта структура граничит, по-видимому, также по разлому широтного направления с Северо-Двинским погребенным массивом архея.

В районе междуречья верховий Пинеги и Вашки окончание Кулой-Пинежского регионального максимума, видимо, отображает центриклинальное замыкание синклинория. Выделяющийся юго-восточнее, в верховье р. Вашки и в бассейне р. Яренги, Яренгский максимум имеет дугообразную форму и обращен выпуклостью на юго-запад.

Рассматриваемый максимум фиксирует, по-видимому, вулканогенные складчатые толщи, обладающие неоднородной интенсивностью намагничения, изменяющейся в весьма широких пределах (от  $200—500 \cdot 10^{-6}$  до  $2000 \cdot 10^{-6}$  CGSM).

Яренгский магнитный максимум занимает важное структурное положение. Здесь сходятся пучком полосовые магнитные максимумы Кировско-Сыктывкарской и Камско-Вятской зон, отражающих, как отмечалось выше, складчатые зоны протерозойских (карельских) образований. Таким образом, в этом районе происходит слияние нескольких складчатых зон карелид, разделяющих и опоясывающих массивы архея. В то же время на широте г. Сыктывкара эта система складчатых полос (полосовых максимумов магнитного поля) резко веерообразно расширяется и расходуется в виде линейных зон к юго-западу, югу и юго-востоку.

Против северо-западного (Кельтма-Косинского) внешнего угла Волго-Уральского массива архея также отмечается виргация складчатых зон карелид. Здесь вдоль его сторон расходятся Камско-Вятская и Мезенско-Вычегодская складчатые зоны карелид. Последняя, как уже отмечалось, прослеживается к юго-востоку в направлении г. Чердыни, где ее краевая часть фиксируется Чердынской магнитной аномалией полосовой конфигурации. Этот региональный магнитный максимум обусловлен комплексами магнитных пород, интенсивность намагничения которых изменяется в пределах  $600—1700 \cdot 10^{-6}$  CGSM. Чердынская магнитная аномалия фиксирует, по-видимому, крупный линейный массив основных и ультраосновных интрузий, внедрившийся вдоль юго-западного края Мезенско-Вычегодской складчатой зоны. Возможно также, что Чердынская аномалия и смежные с ней более мелкие максимумы в целом отображают синклинорную структуру фундамента, сложенную мощными вулканогенными комплексами. Вдоль ее юго-западного борта, по границе с Волго-Уральским массивом архея прослеживается цепь основных и ультраосновных интрузий с наиболее высокими значениями интенсивности намагничения (от  $2000—3000$  до  $6000 \cdot 10^{-6}$  CGSM).

Вашкинско-Вычегодская полоса региональных магнитных минимумов, прослеживающаяся вдоль центральной части Мезенско-Вычегодской зоны, лежит, примерно, на простирании Центрально-Кольского

антиклинория Кольской складчатой зоны и соответствующего ему на юго-востоке минимума магнитного поля.

Вашкинский региональный минимум — наиболее протяженный в пределах рассматриваемой полосы пониженного магнитного поля — по своей конфигурации, характеру и интенсивности весьма напоминает полосу магнитный минимум, отвечающий юго-восточной части Центрально-Кольского антиклинория. Последний сложен, как уже отмечалось, гранато-биотитовыми гнейсами нижнего архея и архейскими гранитами I группы, являющимися немагнитными образованиями. Таким образом, есть основания предполагать, что на всем своем протяжении Вашкинский региональный минимум отображает полосу развития аналогичных пород, слагающих, по-видимому, крупную антиклинорную структуру в составе Мезенско-Вычегодской зоны карелид.

Разнообразные локальные максимумы, осложняющие рассматриваемый региональный минимум магнитного поля на северо-западе вдоль Белого моря, вероятно, связаны так же, как и в юго-восточной части Южно-Кольского антиклинория (район устья р. Сосновки), с основными интрузиями нижнего протерозоя.

Гранатово-биотитовые гнейсы и другие разновидности гнейсов, отличающиеся повышенной плотностью, по-видимому, и обуславливают отдельные максимумы силы тяжести, приуроченные к Вашкинскому полосовому минимуму магнитного поля. В то же время пониженные значения силы тяжести в его пределах отвечают, вероятно, гранитам.

Особенно крупный максимум силы тяжести приурочен к юго-восточной части Вашкинского минимума, где последний резко расширяется и сравнительно плавно поворачивает на юго-юго-запад. По-видимому, в этом районе фундамент сложен наиболее плотными разностями гнейсов.

Сереговский и Колвинско-Вычегодский региональные минимумы магнитного поля, выделяющиеся к юго-востоку от Вашкинского минимума в центральной части Мезенско-Вычегодской зоны, по-видимому, также отображают складчатые структуры (типа антиклинориев), сложенные в основном немагнитными метаморфическими образованиями.

Названным региональным магнитным минимумам соответствуют аналогичные минимумы силы тяжести. Подобное сочетание магнитных и гравитационных аномалий позволяет высказать ряд предположений об их природе.

Так, О. А. Калинина и Э. Э. Фотиади (1959) отмечают, что Сереговский гравитационный минимум, совпадающий с магнитным минимумом и в пределах которого расположен Сереговский соляной купол, отражает не только глубокое погружение фундамента, но и мощные соленосные толщи в составе осадочного чехла. По мнению Э. Э. Фотиади (1958), с этой точки зрения закономерно соединение Сереговского минимума, как и Вычегодского, с зоной Соликамского минимума силы тяжести.

Учитывая значение названных факторов в формировании Сереговского и Колвинско-Вычегодского магнитного и гравитационного минимумов, следует в то же время отметить, что они в значительной степени связаны с вещественным составом и внутренней структурой карельского складчатого фундамента. В первую очередь это относится к минимумам магнитного поля, которые, по-видимому, отображают крупные линейные массивы гранитов (микроклиновые их разновидности), как известно, широко развитых вдоль антиклинориев карельских складчатых зон Балтийского щита. Пониженная плотность последних послужила дополнительным фактором при формировании Сереговского и Колвинско-Вычегодского минимумов силы тяжести, в основном, несомненно, отражающих осадочные толщи огромной мощности.

Таким образом, данные аэромагнитной съемки  $\Delta T$  позволяют проследить в составе Мезенско-Вычегодской зоны (вдоль ее центральной части) полосу развития гнейсов и гранитов, слагающих, видимо, антиклинорную структуру большой протяженности.

Предтиманская система региональных магнитных аномалий, наиболее ярко выделяющаяся в составе Мезенско-Вычегодской зоны и отличающаяся своим сложным строением, располагается на простирании Кольско-Кейвского синклиория Кольской складчатой зоны карелид и соответствующего ему регионального максимума магнитного поля.

Выделяющиеся в районе устья р. Кулой Карьепольская и Долгошельская магнитные аномалии занимают несколько обособленное положение на прямом продолжении магнитных аномалий Кольско-Кейвского синклиория. По своему характеру, сложной конфигурации и местоположению они очень сходны с магнитными максимумами юго-восточного окончания Кольско-Кейвского синклиория (в районе устья р. Поной), где подобные максимумы соответствуют нижнепротерозойским интрузиям габбро, габбро-норитов и габбро-амфиболитов архея. Интенсивность намагничения пород, вызывающих Карьепольскую магнитную аномалию, составляет  $1000\text{--}2000 \cdot 10^{-6}$  CGSM, Долгошельскую —  $2000\text{--}5000 \cdot 10^{-6}$  CGSM. Возможно, они представлены основными интрузиями с повышенным содержанием магнетита.

Рассмотренные магнитные максимумы на востоке резко отделяются от собственно Предтиманской системы аномалий магнитного поля сравнительно узким минимумом северо-северо-западного простирания. По-видимому, этот минимум  $\Delta T_a$  фиксирует массив микроклиновых гранитов нижнего протерозоя, аналогичный массиву гранитов III группы, который прослеживается вдоль восточного берега Кольского п-ова к югу от Лумбовского залива через устье р. Поной. Последний также занимает здесь секущее положение по отношению к общему простиранию Кольско-Кейвского синклиория и Мурманского антиклинория.

Региональные магнитные аномалии, выделяющиеся в составе Предтиманской полосы (Ирасовская, Вожгорская, Курмышская, Елвинская, Глотовская, Синдорская, Нившерская), характеризуются значительными размерами по площади. Некоторые из них (Ирасовская, Вожгорская и Нившерская) почти сопоставимы по своим размерам с синклиорием Кейв и соответствующим ему магнитным максимумом.

Породы складчатого фундамента, обуславливающие магнитные аномалии Предтиманской полосы, характеризуются в общем высокими значениями интенсивности намагничения, изменяющимися в широких пределах (от 500 до  $5000 \cdot 10^{-6}$  CGSM). Важно подчеркнуть, что наблюдается отчетливое попеременное чередование протяженных полос высоких значений интенсивности намагничения (порядка  $1000\text{--}2000$  и  $2000\text{--}5000 \cdot 10^{-6}$  CGSM) с полосами пониженных значений. Подобное полосовое распределение пород, различающихся по своим магнитным свойствам, несомненно свидетельствует о том, что они слагают складчатые структуры (типа синклиориев) и, вероятно, представлены мощными осадочно-вулканогенными формациями, а также основными и ультраосновными интрузиями. По-видимому, Предтиманская аномальная полоса отображает целую систему синклиориев, расположение которых фиксируется структурой магнитного поля, образованного двумя рядами кулисообразно расположенных аномалий.

На юго-востоке рассматриваемая аномальная полоса резко суживается и ослабевает по своей интенсивности, но ее продолжение сравнительно отчетливо может быть прослежено уже в краевой юго-западной части Тимана через Джежим-Парму на Ксенофонов Камень. Следовательно, здесь карелиды далеко продолжают на юго-восток, уходя под окраинную зону более молодой складчатой системы тиманид.

В пределах Предтиманской полосы массивы магнитоактивных пород залегают на глубинах до 5—6 и даже 7—8 км, что примерно соответствует величине максимального погружения складчатого фундамента в пределах осевой части впадины юго-западного Притиманья. Отсюда становится очевидным, что комплексы магнитовозмущающих пород, обуславливающие широкие магнитные аномалии Предтиманской полосы, имеют огромную вертикальную мощность и, следовательно, могут являться только геосинклинальными складчатыми образованиями (вулканогенными формациями и интрузивными массивами).

В связи с отмеченным очевидно несостоятельность высказываний О. А. Калининой и Э. Э. Фотиади (1959) о том, что в магнитном поле Западно-Тиманского прогиба отражаются не древние докембрийские комплексы фундамента, а магматические внедрения и покровы в осадочной толще (типа диабазов Сереговского купола). Ясно, что мало-мощные тела диабазов (десятки метров) в составе осадочной толщи не могут обусловить магнитные аномалии Предтиманской полосы и вызывают только мелкие вторичные максимумы. Кроме того, предположение указанных исследователей опровергается и порядком глубины погружения массивов магнитных пород (до 5—7 км).

В северной части Предтиманской полосы достаточно резко выделяется по своей ориентировке, интенсивности и характеру магнитного поля Сафоновский региональный максимум, отделяющийся от Ирасовского и Вожгорского максимума узким максимумом магнитного поля, который прослеживается на запад-северо-запад к устью Мезенской губы и, вероятно, фиксирует протяженный разлом фундамента.

Сафоновский региональный максимум расположен на прямом простирании Мурманского антиклинория Кольской складчатой зоны и соответствующей ему системы полосовых магнитных аномалий. Есть основания предполагать, что Сафоновский максимум и более северные аномалии отображают юго-восточное продолжение погребенного антиклинория, сложенного здесь, вероятно, железорудными комплексами гнейсов и интрузиями диоритов, которые широко развиты в пределах Мурманского антиклинория. Это предположение подтверждается весьма высокими значениями интенсивности намагничения пород (до  $5000 \cdot 10^{-6}$  CGSM и более), обуславливающих Сафоновский региональный максимум.

Региональный глубинный разлом, разделяющий в пределах Кольской складчатой зоны Мурманский антиклинорий и Кольско-Кейвский синклинорий, продолжается по простиранию в виде вышеупомянутого магнитного минимума, ограничивающего с юга Сафоновскую региональную аномалию. Важно отметить также, что к югу от этого разлома происходит резкое погружение фундамента — до 5 км, тогда как в пределах Сафоновского максимума он залегают на глубинах около 2—2,5 км и менее. Вероятно, и южнее, в пределах Предтиманской полосы, выделяется система диагональных и ортогональных разломов, придающих ей в целом характерное кулисообразное строение.

Таким образом, Предтиманская полоса аномалий, как и вся Мезенско-Вычегодская зона полосовых максимумов и минимумов магнитного поля в целом, отражает мощные складчатые сооружения карелид, лежащих на прямом простирании Кольской складчатой зоны Балтийского щита. Следовательно, наиболее вероятной в настоящее время геологической интерпретацией Предтиманской аномальной полосы является предположение о том, что она представляет собой самую краевую зону обширной карельской складчатой системы и ограничена с северо-востока более молодой складчатостью байкалид Тимана.

Проведенный анализ данных аэромагнитной съемки и гравиметрии позволяет достаточно отчетливо проследить распространение карель-

ской складчатости, служащей продолжением структур восточной части Балтийского щита, в пределах всей северной части платформы до Тимана на северо-востоке.

В составе карельской складчатой системы вполне уверенно определяются крупные угловатые массивы архея, разделенные и опоясанные протяженными линейными складчатыми зонами карелид. Возможно, что основой строения фундамента древних платформ являлись дугообразные или куполообразные архаические формы (Белоусов, 1954; Шейнманн, 1959), разделенные мобильными зонами, которые усложнялись и расчленялись глубинными разломами земной коры.

Эпоха возникновения древних глыб и массивов, вероятно, относится, как и для Беломорского массива Балтийского щита, еще к нижнему архею, а складчатость, консолидировавшая (спаявшая) их в одно целое и создавшая единый массив эпикарельской Русской платформы, совпадает с карельским этапом.

Обычно линейные складчатые зоны карелид «приспосабливаются» к контурам древних массивов, обтекают их и виргируют против их острых углов или сходятся против тупых углов в крупные пучки, объединяющие ряд складчатых зон. В то же время на значительных расстояниях массивы архея ограничены линейными складчатыми зонами по региональным разломам. В соответствии с отмеченным выделяются два основных типа границ массивов архея и складчатых зон карелид; плавные, а иногда извилистые, и секущие, как правило, по-видимому, выраженные разломами.

Обращает на себя внимание возможность использования особенностей структур осадочного чехла для корректуры границ массивов и складчатых зон. Обычно линейные их границы сопровождаются в структуре осадочного чехла валами (Сухонский, Граханско-Елабужский, Уржумский и т. д.), представляющими собой цепи плакантиклиналей, возникших вдоль важнейших тектонических швов складчатого фундамента.

Выявляющееся закономерное расположение и структурная взаимосвязь линейных складчатых зон и массивов в составе фундамента несомненно указывает на то, что действительно вся описываемая область платформы, расположенная к юго-западу от Тимана, представляла собой единую складчатую систему карелид.

Дифференциация карельской складчатой системы на линейные складчатые зоны и угловатые внутрикарельские массивы архея, различающиеся по формационному составу и возрасту пород, ярко видны также на составленной нами схеме вещественного состава складчатого фундамента (фиг. 26).

Даже краткая характеристика выделенных выше складчатых зон и массивов с точки зрения интенсивности намагничения развитых в их пределах пород позволяет сделать важные и интересные выводы, подтверждающие приведенное тектоническое районирование внутренней структуры фундамента севера Русской платформы (между Балтийским щитом и Тиманом) и свидетельствующие о его значительной неоднородности.

Так, Онего-Вагская, Мезенско-Вычегодская, Кировско-Сыктывкарская, Ивановская и Камско-Вятская складчатые зоны карелид характеризуются отчетливым полосовым строением слагающих их преимущественно сильномагнитных образований с интенсивностью намагничения в основном свыше  $1000-2000 \cdot 10^{-6}$  CGSM, чередующихся с полосами слабомагнитных пород. Подобное полосовое распределение магнитных масс свидетельствует о залегании их в составе сложноскладчатых синклинориев и антиклинориев, разделенных столь же протяженными поясами основных и ультраосновных интрузий. Последние отображаются

на рассматриваемой схеме (см. фиг. 26) цепочками линейных массивов с интенсивностью намагничения пород порядка  $2000-5000 \cdot 10^{-6}$  CGSM.

Массивы архея в составе карельской складчатой системы сложены в основном слабо магнитными и практически немагнитными глубоко-метаморфизованными образованиями с интенсивностью намагничения порядка  $50-200 \cdot 10^{-6}$  CGSM и менее, иногда до  $200-500 \cdot 10^{-6}$  CGSM. Они слагают обычно обширные блоки сложной конфигурации и представлены, как правило, гнейсами и древнейшими гранитами I группы. В то же время в пределах массивов архея выделяются блоки сильно магнитных образований типа амфиболитов Онежского полуострова (северо-западная часть Северо-Двинского массива) или темноцветных разностей гнейсов, широко развитых в области южной вершины Татарского свода и на Токмовском своде.

Важно отметить, что глыбы архея, различающиеся по интенсивности намагничения слагающих их пород, в то же время характеризуются однотипным мозаичным магнитным полем и одинаковой внутренней структурой.

Данные региональных геофизических исследований, таким образом, в целом подтверждают представления о значительной неоднородности фундамента древней Русской платформы (Архангельский и др. 1937; Шатский, 1946 и др.). Строеие складчатых комплексов фундамента оказывается в значительной мере аналогичным тектонике докембрийских образований Балтийского щита, прямым продолжением которых они являются.

В связи со всем сказанным следует отметить, что представления некоторых исследователей (Фотиади, 1957, 1958; Суворов и др., 1957) о развитии в составе фундамента центральных и восточных районов Русской платформы только лишь архейских складчатых образований (гнейсов архея) небоснованны, так как при этом совершенно не учитываются закономерности строения складчатой системы карелид восточной части Балтийского щита, в целом представляющей собой, как указал Н. С. Шатский (1946<sub>1</sub>), расходящийся к юго-востоку пучок синклиналиев, разделенных поднятиями архея в виде либо крупных антиклинориев, либо обширных внутренних массивов. Как было показано выше, складчатые зоны Балтийского щита прослеживаются в фундаменте платформы далеко к юго-востоку от его границ. Поэтому вряд ли правильно считать, как предполагает Э. Э. Фотиади (1958), что беломорские гнейсы Карелии являются лишь ответвлениями от области их основного распространения на востоке Русской платформы. Ранее подобные представления о карельской структуре Русской платформы, как известно, высказывались М. М. Тетяевым (1938).

Вскрытие архейских пород скважинами в центральных и восточных районах Русской платформы не опровергает вывода о карельском возрасте ее складчатого фундамента, потому что породы архея несомненно широко распространены в его составе во внутриккарельских массивах и в обширных ядрах протерозойских (карельских) складчатых структур, аналогично развитию архея в карелидах Балтийского щита. Как и в пределах последнего, всюду в области развития карельской складчатости севера и востока платформы породы карельского комплекса покрывают ветвящимися полосами лишь часть всей площади, так как широкое развитие здесь имеют более древние образования архейской складчатости.

Таким образом, карельская складчатость сыграла очень важную роль в формировании фундамента Русской платформы. Спаяв между собой два огромных древних платформенных массива — Свекофеннийский и Украинно-Воронежский, а также ряд более мелких массивов

(Беломорский, Северо-Двинский, Волго-Уральский, Окско-Волжский и др.), она, как отмечал Н. С. Шатский (1946), по существу создала основную часть докембрийского фундамента Русской платформы без ее Тиманского внешнего угла.

### **СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ТИМАН И БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКАЯ ТУНДРА)**

Северо-восточный внешний угол Русской платформы резко отличается от внутренних ее районов по характеру магнитного поля. Он охватывается региональным Тиманским минимумом и полосовыми аномалиями Большеземельской зоны, образующими общую систему северо-западных простираний.

Характерной чертой магнитного поля северо-востока Русской платформы является непосредственная связь его по простиранию на юго-востоке с полосовыми магнитными максимумами и минимумами Уральской зоны, где они фиксируют породы рифея.

#### **Тиманская зона байкалид (Тиман и западная часть Печорской синеклизы)**

Метаморфические сланцы Тимана, являющиеся практически немагнитными образованиями, на всем его протяжении отмечаются Тиманским региональным минимумом магнитного поля, который охватывает и западную половину Печорской синеклизы вплоть до Печорского вала на северо-востоке. На юго-востоке, в районе Полюдова Камня, региональный Тиманский минимум магнитного поля соединяется с Центрально-Уральским региональным минимумом, который приурочен к сланцевым толщам рифея Урал-Тауского антиклинория на всем протяжении последнего. На северо-западе, на простирании Тиманского минимума располагается Кильдинско-Рыбачьинская полоса пониженного магнитного поля — прямое его продолжение.

Таким образом, в магнитном поле северо-востока Русской платформы очень четко вырисовывается в виде огромного полосового минимума зона развития дислоцированных и чрезвычайно мощных осадочных толщ рифея. Они слагают краевые части крупных складчатых сооружений позднего докембрия, окружающих эпикарельскую Русскую платформу.

Западная граница распространения рифейских складчатых образований Тимана и их сочленение с карельской складчатой системой внутренних районов Русской платформы фиксируется, как и на Балтийском щите, резкой сменой Тиманского регионального минимума полосовыми аномалиями юго-западного Притиманья. На всем протяжении эта граница выражена региональным Предтиманским глубинным разломом. Судя по конфигурации северо-восточного края Предтиманской аномальной полосы, названный глубинный разлом состоит из прямолинейных отрезков северо-западного и близкого к меридиональному направления, сменяющих друг друга по его протяжению (см. фиг. 25). Характерно, что отрезки разломов субмеридионального простирания продолжаются к северо-северо-западу внутри Тимана в виде крутых надвигов, ограничивающих с запада выступы метаморфических сланцев рифейского фундамента. Так, крупные взбросо-надвиги срезают с запада Вольско-Вымскую гряду, Четласский Камень и Цилемский Камень, по которым высоко подняты наклоненные на восток горстовые блоки метаморфических сланцев Тимана. Следовательно, система северо-северо-западных разломов Тимана, кулисообразно расположенных по отношению друг к

другу, по своему направлению является непосредственным продолжением близмеридиональных участков края эпикарельской платформы.

Важно отметить, что кулисообразное расположение северо-западных разломов Тимана обусловило соответствующее несогласное расположение сланцевых глыб по отношению к общему простираанию складчатости.

Граница Тиманского регионального минимума и полосовых магнитных аномалий Предтиманской зоны, вероятно, фиксирующая сочленение карельской складчатости и рифейских образований, большинством исследователей трактуется более или менее одинаково. Она является, несомненно, основной границей разновозрастных складчатостей.

Нами обращается внимание на резко выраженную угловатость этой границы, представленной прямолинейными отрезками разломов. В целом они составляют, таким образом, огромный Предтиманский глубинный разлом, прослеживающийся вдоль всего Тимана и п-ова Канина.

Далеко на юго-востоке Предтиманский глубинный разлом непосредственно переходит в главный надвиг Полюдова Камня, выводящий на поверхность рифейские складчатые образования (Чочиа, 1955). Последние отображаются здесь сходным по конфигурации Колво-Вишерским магнитным минимумом.

Таким образом, надвиги, ограничивающие с юго-запада выступы сланцев Тимана и Полюдова Камня, — лишь поверхностное выражение крутого Предтиманского глубинного разлома, резко отделяющего на Русской платформе область с типично платформенным режимом рифейских толщ от области байкальской складчатости ее северо-восточной периферии.

Разнообразные интрузии, пронизывающие метаморфические сланцы Тимана, повсеместно фиксируются вторичными магнитными максимумами  $\Delta T^a$  на общем пониженном фоне магнитного поля Тиманского регионального минимума. В распределении вторичных магнитных максимумов вдоль Тимана намечается определенная закономерность. Так, вдоль западного края Южного и Среднего Тимана локальные магнитные максимумы отмечаются редко и обычно связаны с разломами, ограничивающими выступы метаморфических сланцев, и сопровождающими их мелкими интрузиями. В то же время краевая западная зона Тимана, прослеживающаяся через Джежим-Парму, Оч-Парму и западную часть Четласского Камня, сопровождается полосой пониженных значений силы тяжести, которая отображает уменьшение плотности сланцев в ее пределах. Выступам метаморфических сланцев Джежим-Пармы и западным частям Вымско-Вольской гряды и Четласского Камня соответствуют лишь сравнительно слабые повышения значений силы тяжести. Уменьшение плотности метаморфических сланцев в окраинной части Тимана по всей вероятности является следствием общего ослабления степени метаморфизма пород сланцевого фундамента на его западной периферии.

Вдоль Джежим-Пармы и несколько далее к юго-востоку на продолжении Предтиманской системы магнитных аномалий прослеживается узкая полоса слабых положительных значений магнитного поля, постепенно сужающаяся и выклинивающаяся к юго-востоку. Она отображает, по-видимому, край карельских складчатых сооружений, очень глубоко погружившихся под рифейскими образованиями Тимана. Глубина залегания пород карельского комплекса по данным расчетов магнитных аномалий составляет около 6—8 км, что дает возможность судить о мощности складчатого рифея в этом районе.

Четко отмечается цепью вторичных максимумов Тиманский разлом, ограничивающий с юго-запада Вымско-Вольскую гряду, а также раз-

лом, срезающий с запада крупный выступ Четласского Камня. В пределах последнего на р. Косью фиксируются разломы, вдоль которых внедрились интрузии эгириновых сиенитов и диоритов. Соответствующие им мелкие вторичные максимумы четко выделяются на общем фоне плавного отрицательного магнитного поля Четласского минимума, в целом приуроченного к выступу Четласского Камня.

К северо-востоку от вышеупомянутого выхода метаморфических сланцев прослеживается Пижемско-Цилемская полоса варьирующего отрицательного магнитного поля, протягивающаяся с северо-западным простиранием в бассейне р. Печорской Пижмы в верховье р. Цильмы. В ее составе выделяется ряд цепочек узких линейных максимумов  $\Delta T_a$  интенсивностью до 380 гамм, которые чередуются с узкими линейными минимумами. Они фиксируют мощные толщи девонских базальтов, приуроченные к разлому северо-западного направления. Интенсивность намагничения базальтов колеблется в пределах  $400-1000 \cdot 10^{-6}$  CGSM, но для разностей, обогащенных магнетитом, достигает  $4000 \cdot 10^{-6}$  CGSM. По данным аэромагнитной съемки, широкое развитие базальтов отмечается и севернее — в бассейне р. Космы, а также в районе Чайциных Носов Северного Тимана.

Сложное варьирующее магнитное поле Тиманского кряжа на Северном Тимане отражает многочисленные интрузии, пронизывающие интенсивно дислоцированные и метаморфизованные сланцевые толщи рифея. Наиболее четкие локальные максимумы  $\Delta T_a$  на фоне пониженного магнитного поля соответствуют здесь интрузиям габбро и пластовым гелам габбро-диабазов, интенсивность намагничения которых изменяется в пределах от 600 до  $2500 \cdot 10^{-6}$  CGSM и выше. Так, в районе возвышенности Мал. Каменки интенсивность намагничения габбро достигает  $2500-3000 \cdot 10^{-6}$  CGSM, на р. Средней —  $2100 \cdot 10^{-6}$  CGSM. Магнитными также являются некоторые разности сиенитов со значениями  $J$  около  $300-600 \cdot 10^{-6}$  CGSM.

Крупный интрузивный массив основного состава, погребенный под осадочными породами палеозоя, отображается широкими максимумами  $\Delta T_a$  прослеживающимися в меридиональном направлении в верховьях рек Волонги, Каменки и Сулы. Интенсивность намагничения слагающих его пород составляет  $700-1000 \cdot 10^{-6}$  CGSM. Восточнее Тиманского Камня, вдоль р. Индиги протягивается полосовая магнитная аномалия до 200 гамм, фиксирующая, вероятно, линейный массив основной интрузии с интенсивностью намагничения до  $1700 \cdot 10^{-6}$  CGSM.

Тиманский выступ метаморфических сланцев охватывается интенсивным Северо-Тиманским максимумом силы тяжести. Разница в плотности между сланцами фундамента и осадочной толщей, имеющей в этом районе весьма малую мощность, достигает  $0,4-0,45$  г/см<sup>3</sup>. Поэтому с достаточной уверенностью можно утверждать, что гравитационный максимум отражает здесь выступ сланцевого фундамента. Важно отметить, что ориентировка этого максимума соответствует простиранию складчатости метаморфических сланцев ( $300-310^\circ$ ). Таким образом, на Северном Тимане в гравитационном поле очень четко проявляется значительная дислоцированность и метаморфизация сланцевого фундамента, пронизанного многочисленными основными и кислыми интрузиями.

Максимумы силы тяжести Среднего Тимана, выделяющиеся в верховьях р. Цильмы, а также максимумы юго-восточного Притиманья, входящие в состав Тиманской зоны гравитационных аномалий и расположенные кулисообразно друг по отношению к другу, вероятно, также отображают интенсивно дислоцированные метаморфические сланцы и интрузивные породы фундамента.

Необходимо отметить, что полоса Северо-Тиманских максимумов силы тяжести смещена к северо-востоку по отношению к Четласскому

чи Цилемскому выступам метаморфических сланцев фундамента и, следовательно, обусловлена более плотными, т. е. более сильно метаморфизованными и дислоцированными породами, пронизанными интрузиями.

Аналогичная картина наблюдается на Южном Тимане, где гравитационные максимумы юго-восточного Притиманья (Зеленецкий, Безволосный и др.) также смещены к востоку от Ухто-Ижемского поднятия и обусловлены многочисленными интрузиями, развитыми в этом районе в составе фундамента. Так, интрузии гранитов и сиенитов вскрыты здесь на Изкось-Горе, в пос. Нижняя Омра, где они фиксируются также локальными магнитными максимумами. Расчеты по этим максимумам дают возможность определить глубину залегания сланцевого фундамента в юго-восточном Притиманье.

Сопоставление вычисленных значений глубин с данными бурения показывает, что, как правило, интрузии выходят на поверхность эродированного сланцевого фундамента. Локальные магнитные максимумы соответствуют в юго-восточном Притиманье (Ижма-Сойвинском районе) целому ряду структур — Нибельской, Изкось-Горинской, Седь-Иольской, Ордымской.

Чрезвычайно характерно то обстоятельство, что наибольшее количество локальных максимумов  $\Delta T_a$  на отрицательном магнитном поле приурочено к восточной половине Тиманского регионального минимума, где они группируются в полосы и «цепочки», отражающие простирающие складчатых комплексов сланцевого фундамента и пронизывающих его многочисленных интрузий. Важно отметить, что большая часть полос и систем локальных максимумов восточной части Тиманского регионального минимума ориентирована в северо-западном направлении согласно с общей ориентировкой последнего. В целом они являются продолжением по простираанию к юго-востоку Канино-Северо-Тиманской аномальной полосы интенсивно дислоцированных сланцев и разнообразных интрузий внутренней части Тиманской зоны.

Для восточной части Тиманского магнитного минимума характерно соответствие простираания относительных максимумов и минимумов гравитационного и магнитного полей, ориентировка и расположение которых позволяют судить об основных простирааниях внутренней структуры складчатого сланцевого фундамента. Многочисленные интрузии, пронизывающие сланцевый фундамент западной части Печорской синеклизы, образуют здесь, по-видимому, сравнительно крупные линейные массивы, так как они обуславливают вполне ощутимые магнитные максимумы при глубине их залегания в 2—3 км и интенсивности намагниченности порядка  $200-500 \cdot 10^{-6}$  CGSM.

Данные региональных геофизических исследований позволяют, таким образом, в настоящее время утверждать, что фундамент западной части Печорской синеклизы образован мощной серией метаморфических сланцев, пронизанных разнообразными интрузиями и являющихся юго-восточным продолжением Канино-Тиманской полосы глубоко метаморфизованных и дислоцированных сланцев и магматических пород (см. фиг. 25).

Следовательно, в региональном магнитном и гравитационном полях ярко отображается структурно-фациальная зональность рифейских метаморфических образований Тимана и фундамента смежной части Печорской синеклизы, которая намечается в обнаженной части Тимана по геологическим данным (Журавлев и Осадчук, 1960) и, вероятно, увязывается по простираанию со структурно-фациальной зональностью гиперборей полуостровов Рыбачий, Варангер и о. Кильдин.

Вывод о закономерном нарастании интенсивности складчатости и магматизма в фундаменте западной части Печорской синеклизы по

мере продвижения во все более внутренние зоны развития рифейских образований Тимана является принципиально новым и позволяет глубже понять особенности строения рифейских сооружений северо-востока Русской платформы и смежных зон Урала.

Итак, только краткое рассмотрение геологической природы Тиманского регионального минимума позволяет прийти к выводу, что вся эта огромная область отрицательного магнитного поля отображает единую по истории развития складчатую зону рифейских образований, ориентированную в общем северо-западном направлении.

Если вывод о том, что контур Тиманского регионального минимума магнитного поля очерчивает зону развития рифея тиманского типа, принимается в настоящее время почти всеми исследователями, то вопрос о формационном типе и особенностях тектоники метаморфических сланцев Тимана трактуется различно. Так, П. Е. Оффман (1949, 1960) считает, что тиманские рифейские породы слагают плоскую синеклизу. По его мнению, Тиманская рифейская синеклиза располагается на поверхности архейского фундамента, который погружается со стороны Русской платформы к северо-востоку и затем вновь воздымается в области Большеземельской тундры. Однако, как можно видеть, П. Е. Оффман (1960) при этом не объясняет и не рассматривает такие явления, как метаморфизм рифейских образований, магматизм, складчатость и их закономерное нарастание к северо-востоку, которые противоречат его представлениям. Очевидно, вопрос о принадлежности зоны развития тиманского рифея к платформе или геосинклинальной складчатой системе может быть решен только с учетом всех названных признаков. С этой точки зрения возникновение Тимана как платформенной структуры в рифее, по нашему мнению, П. Е. Оффманом (1949, 1960) не доказано.

Происхождение Тимана следует рассматривать в первую очередь на основании анализа формаций, мощностей, метаморфизма, магматизма и структурных форм рифейских образований, из которого следует, что Тиманское тектоническое сооружение сформировалось из глубокого рифейского геосинклинального прогиба, связанного с глубинными частями земной коры. На юго-востоке рифейская геосинклиналь Тимана увязывается по простиранию с Уральской рифейской геосинклинальной системой, что хорошо подтверждается сходством метаморфических сланцев Тимана и западного склона Урала, установленным Б. М. Келлером (1952), Н. Г. Чочиа (1955) и другими исследователями. Структурные связи этих зон четко отображаются и в региональном магнитном поле в виде соединения в районе Полюдова Камня Тиманского и Центрально-Уральского региональных минимумов.

### **Большеземельская зона байкалид (восточная часть Печорской синеклизы, Большеземельская тундра и Предуралье)**

Магнитные полосовые аномалии, развитые в восточной половине Печорской синеклизы, в Большеземельской тундре и в Предуралье образуют общую систему северо-западных простираний. Ориентировка всех максимумов Большеземельской зоны по мере движения с юга на север последовательно меняется от меридиональной на северо-западную ( $310^\circ$ ). Выше уже подчеркивалось, что линейные максимумы Большеземельской зоны и разделяющие их полосовые минимумы магнитного поля на юго-востоке непосредственно связаны по простиранию с аномалиями Западного склона Урала и с Центрально-Уральским региональным минимумом.

Большие широкие максимумы  $\Delta T_a$  Большеземельской зоны фиксируют глубоко погруженные крупные массивы магнитных пород, интенсивность намагничения которых (по данным вычислений) составляет в среднем  $1000-2000 \cdot 10^{-6}$  CGSM и более. Уже сама морфология максимумов  $\Delta T_a$  Большеземельской тундры и Предуралья (их значительные линейные размеры и напряженность в среднем около 400—600 гамм), несомненно указывает, что они обусловлены магнитными образованиями значительной мощности, которые могут быть интерпретированы лишь как складчатые комплексы докембрия (причем зоны полосовых минимумов в составе Большеземельской зоны, как и на Тимане, по-видимому, связаны с полосами развития немагнитных сланцевых толщ). Таким образом, магнитные полосовые аномалии, развитые в восточной половине Печорской синеклизы в Предуралье, вероятно, отображают в первую очередь внутреннюю структуру и вещественный состав ее глубоко погруженного складчатого фундамента, образованного мощными комплексами магнитных складчатых пород (см. фиг. 26).

Некоторые черты сходства аномального магнитного поля Большеземельской зоны с аномалиями внутренних районов Русской платформы позволили в свое время ряду исследователей присоединиться к давно высказанным представлениям А. П. Карпинского (1894) о существовании в Большеземельской тундре погребенной глыбы Пыткова Камня, обусловившей сложный двойной изгиб структур Приполярного и Полярного Урала (О. А. Калинина, 1954—1955; М. В. Касьянов, 1955; Э. Э. Фотиади, 1954—1955; Р. А. Гафаров, 1955; Чернов, 1961 и др.).

Намеченная нами в 1955 г. по данным аэромагнитной съемки Большеземельская докембрийская плита характеризовалась значительно большими площадными размерами и иной конфигурацией по сравнению со срединным массивом, выделенным О. А. Калининой, М. В. Касьяновым, Э. Э. Фотиади и др. На тектонических схемах, составленных этими авторами, южная Илыч-Чикшинская полоса Большеземельской аномальной зоны искусственно отделялась от ее большей северной части. Уже в 1954—1955 гг., когда еще недостаточно были изучены рифейские образования Урала и их корреляция с рифеем Тимана, было совершенно очевидно, что Большеземельская аномальная зона в целом отображает единую полосу складчатых сооружений докембрия (образующих фундамент восточной части Печорской впадины), которая резко обособлялась нами по отношению к Тиману и Уралу.

Гипотеза о существовании древней глыбы Пыткова Камня, Большеземельского массива и т. д. давно привлекает к себе внимание своей простотой и, по мнению ряда авторов (Карпинский, 1894, 1919; Тихонович, 1946; Люткевич, 1948 и др.), логично объясняет двойной поворот герцинской складчатой системы Полярного Урала и Пай-Хоя. Однако, как отмечал Н. С. Шатский еще в 1935 г., для объяснения дугообразного изгиба Полярного Урала и Пай-Хоя нет необходимости прибегать к гипотезе наличия жесткого горста Пыткова Камня, так как аналогичные изгибы могут проявляться в зависимости от структуры основания сминаемой складчатой зоны.

Допущение существования в области Большеземельской тундры погребенной глыбы Пыткова Камня тесно связано с проблемой определения тектонической природы Тимана и общей региональной структуры северо-востока Русской платформы. Так, ряд исследователей уже для рифея считают область Тимана и Большеземельской тундры составной частью Русской платформы. Как указывалось выше, по мнению П. Е. Оффмана (1949, 1960, 1961), осадки тиманского рифея слагают плоскую платформенную синеклизу, погружающуюся к северо-востоку и вновь воздымающуюся в восточной части Большеземельской тундры.

Близкая точка зрения была высказана Н. С. Шатским (1960). По его мнению, Русская плита и плита Баренцева моря разделены сравнительно узкой зоной дислоцированных, а местами полого залегающих рифейских образований, которые слагают весьма своеобразную Тиманскую складчатую борозду, ориентированную в северо-западном направлении и возникшую из узкого желобообразного прогиба («авлакогена» — термин Н. С. Шатского, близкий к понятию «тафрогеосинклиналь», по М. Кэю).

Тиманская тектоническая зона находится, по представлениям Н. С. Шатского, против входящего угла западного края Русской платформы, намечаемого им по положению и изменению простираний каледонид северной Норвегии и западной части о. Шпицбергена. Время образования Тиманской борозды (авлакогена), по мнению Н. С. Шатского, совпадает с эпохой заложения Пачелмского прогиба и прогиба Большого Донбасса, которые также характеризуются линейной ориентировкой северо-западного направления. Таким образом, с этой точки зрения Тиман представлял в рифее борозду (авлакоген) огромной протяженности внутри Русской платформы, северо-восточную окраину которой в это время уже составляла глыба Пыткова Камня.

Выделение Н. С. Шатским авлакогенов, или узких желобообразных прогибов и борозд, на Русской платформе — очень важное открытие в геологии древних платформ. Как подтверждается современными данными, грабенообразные прогибы различного масштаба являются одними из основных структур платформенных плит и распространены чрезвычайно широко. Однако, как уже отмечалось выше, вся совокупность современных данных о тектонике, структурно-фациальной зональности и магматизме тиманского рифея не дает оснований относить Тиман к этому типу платформенных структур. Напротив, значительная мощность, тип формаций, дислоцированность и магматизм рифейских отложений Тимана свидетельствуют о том, что они являются геосинклинальными образованиями, как это и принималось ранее Н. С. Шатским (1935, 1946). В таком случае невозможно допустить, что Большеземельский массив был составной частью древней Русской платформы уже в рифее, так как он был отделен от нее в это время зоной развития тиманского рифея. Следовательно, если даже предположить существование в северо-восточной части Печорской низменности изолированной глыбы архея, то эта глыба была резко отделена региональным глубинным разломом от древней Русской платформы с архейским и карельским фундаментом и принципиально отличается от нее по истории формирования.

Последнее обстоятельство учитывается Г. Штилле (Stille, 1955, 1958), который в последних работах считает глыбу Пыткова Камня южным острым окончанием платформы Баренции. По его представлениям, древнейшие глыбы Фенносарматии и Баренции (распространяющейся далеко на север) первоначально были отделены одна от другой узкой ортогеосинклинальной бороздой — зоной тиманид. Складчатость, которая придала этой узкой зоне платформенный характер и тем самым спланировала Фенносарматию, в узком смысле, и Баренцию в единое кратонное целое (Фенносарматию в широком смысле или Баренцосарматию), с большой вероятностью должна рассматриваться в качестве ассинтской (байкальской, по Н. С. Шатскому).

Близкая точка зрения на природу Тимана высказывается Ю. А. Косыгиным (1958 г.), который рассматривает Тиман в рифее как большой геосинклинальный прогиб, в целом отображающийся Тиманским региональным минимумом магнитного поля. К востоку от этого минимума, в области Большеземельской тундры, древний фундамент вновь выдвигается, как бы «выныривает» из-под рифейских формаций в виде

обширного массива архея, отображаясь аномальной зоной магнитного поля.

В настоящее время большинство исследователей (Фотиади, 1958; Кремс, 1958; Варсанофьева, 1961 и др.) связывают полосовые магнитные аномалии Большеземельской области с вулканогенными рифейскими образованиями внутренней (эвгеосинклиальной) зоны байкалид северо-востока Русской платформы, которые увязываются по простиранию с аналогичными комплексами уральского рифея.

Можно допустить существование древней жесткой глыбы в пределах Большеземельской тундры (в междуречье Колвы и Усы) лишь в виде сравнительно небольшого срединного массива более молодой (рифейской) складчатой системы. Действительно, отчетливое полосовое строение магнитного поля Большеземельской зоны, характеризующегося общей системой магнитных аномалий северо-западных простираний, соответствующей направлению складчатости в сланцах Тимана, свидетельствует скорее о том, что фундамент всего северо-восточного внешнего угла Русской платформы образован байкальской (рифейской) складчатостью. Это положение предполагалось Н. С. Шатским еще в 1935 г., и к нему в последнее время пришли Н. П. Херасков (1953—1956 г), Э. Э. Фотиади (1958), В. С. Журавлев (Журавлев и Гафаров, 1959<sub>1,2</sub>) и автор настоящей работы (Гафаров, 1961), а также другие исследователи на основании новых геолого-геофизических материалов (см. фиг. 25, 26). Этот вывод подтверждается в первую очередь тем, что в пределах Западного склона Урала полосовые магнитные аномалии Большеземельской зоны непосредственно связаны с мощными вулканогенными комплексами верхов рифея (хребты Сабля, Енгане-Пе и др.), которые собраны здесь в складки меридионального и северо-западного простирания и являются интенсивно намагниченными образованиями. В то же время более древние комплексы рифея в осевой части Уралтаусского антиклинория, сложенные в основном сланцевыми формациями, фиксируются региональным Центрально-Уральским магнитным минимумом.

Важно отметить, что в своем пространственном распространении магнитные аномалии Предуралья очень тесно связаны именно с полосами развития рифейских вулканогенных и интрузивных пород, так как в разрезе палеозоя Западного склона Урала отсутствуют другие образования, способные создать сколько-нибудь заметные магнитные максимумы. Так, Илыч-Чикшинская региональная аномалия связана в своей крайней юго-юго-восточной части с вулканогенными комплексами рифея на Западном склоне Урала. Характерно, что вулканогенные породы развиты здесь лишь на простирании этой аномальной полосы и отсутствуют непосредственно к югу от ее южного окончания, а также к востоку от нее. Магнитные породы, обуславливающие Илыч-Чикшинскую аномальную полосу, залегают на значительных глубинах (около 7—8 км) и характеризуются интенсивностью намагничения порядка 1000—2000 и даже до  $5000-7000 \cdot 10^{-6}$  CGSM. Эта региональная полоса магнитного поля в целом отражает, вероятно, структурную полосу складчатых вулканогенных комплексов огромной мощности (по-видимому, типа синклинория).

Особенно ярко связь аномальных полос магнитного поля Большеземельской зоны с вулканогенными комплексами рифея Западного склона Урала отмечается в районе протяженного хребта Сабля, который расположен на западном крыле Уралтаусского антиклинория и полностью охватывается юго-юго-восточным окончанием Денисовской аномальной системы. Таким образом, есть все основания утверждать, что Денисовская аномальная система на всем своем протяжении отображает аналогичные вулканогенные образования рифея.

В районе хребта Сабля интенсивность намагничивания вулканогенных пород рифея составляет в среднем  $1500-2000 \cdot 10^{-6}$  CGSM и часто достигает  $5000-7000 \cdot 10^{-6}$  CGSM. Подобные значения порядка  $1000-3000 \cdot 10^{-6}$  CGSM характерны также для возмущающих масс в пределах всей Денисовской аномальной полосы (далеко по ее продолжению), где они в общем погружены на глубины до 6—8 км. Следовательно, Денисовская аномальная полоса магнитного поля в целом отображает крупную линейную складчатую зону в составе фундамента, сложенную вулканогенными породами рифея. Судя по морфологии магнитного поля, она представляет протяженный синклиниорий, граничащий вдоль восточного склона хребта Сабля с зоной, образованной древними сланцевыми комплексами рифея.

Расчеты, выполненные в 1959—1961 гг. И. И. Бирюковым, М. А. Осадой и др. также показывают, что фундамент Печорской гряды и Предуралья отличен по составу и плотности от фундамента западной части Печорской синеклизы и имеет среднюю плотность около  $2,9 \text{ г/см}^3$ . Вероятно также, что в составе фундамента здесь присутствуют крупные основные и ультраосновные интрузии с плотностью пород  $3-3,2 \text{ г/см}^3$ , значительно утяжеляющие образования фундамента. Таким образом, гравитационные аномалии, как и магнитное поле, здесь так же связаны со структурой и составом фундамента.

Денисовская полоса аномалий северо-западного простирания отделяется от Илыч-Чикшинской аномальной системы узким Подчерем-Каменским относительным минимумом магнитного поля, который вдоль верхнего течения р. Подчерем сливается с Центрально-Уральским региональным минимумом и прослеживается далеко к северо-западу на с. Мутный Материк. На всем протяжении к этому узкому полосовому минимуму приурочен максимум силы тяжести, а также система платформенных структур Печорской гряды.

Подчерем-Каменский магнитный минимум отображает, по-видимому, региональный глубинный разлом. На его простирании уже в пределах Урала зафиксирована зона разломов и гранитных интрузий. Здесь, в районе верховьев р. Подчерема от Центрально-Уральского регионального минимума магнитного поля навстречу Подчерем-Каменской зоне ответвляется минимум  $\Delta T_a$ , видимо фиксирующий антиклинорную структуру, которая сложена сланцевыми комплексами рифея и намечается также и по геологическим данным. Таким образом, Подчерем-Каменский глубинный разлом располагается на простирании антиклинория, резко сужающегося к северо-западу, и разделяет две крупные (Илыч-Чикшинскую и Денисовскую) полосы распространения вулканогенных пород рифея, вероятно представляющие собой в структурном отношении крупные линейные синклинории.

Аналогичная полоса распространения вулканогенных пород и интрузий фундамента фиксируется Нарьян-Марской группой аномалий, которая прослеживается с близким к широтному простиранием до побережья Баренцева моря на западе. Нарьян-Марская аномальная полоса отделяется от Денисовской системы аномалий в районе верховий р. Куи поперечным секущим минимумом  $\Delta T_a$ , который, возможно, отображает разлом северо-восточного простирания. Аналогичный разрыв претерпевает здесь и Печорский полосовой максимум силы тяжести, отделяющийся от Нарьян-Марских гравитационных максимумов поперечным минимумом.

Магнитное поле Нарьян-Марской полосы носит варьирующий характер и обусловлено сравнительно неглубоко залегающими породами (1,5—2,5 км), интенсивность намагничивания которых изменяется в широких пределах от 500 до 2500—3000 и даже до  $5000 \cdot 10^{-6}$  CGSM. Подобная варьирующая магнитная характеристика, как правило,

свойственна вулканогенным комплексам, осложненным основными и ультраосновными интрузиями.

Важно подчеркнуть, что ориентировка магнитных образований Нарьян-Марской полосы хорошо соответствует направлению складчатости ( $310^\circ$  СЗ) метаморфических сланцев Северного Тимана, составляя вместе с ними единую систему простираний. Как и вдоль всего восточного края Тиманского регионального минимума, они четко ограничиваются с юго-запада Припечорской системой локальных максимумов  $\Delta T_a$ . В составе последней выделяется ряд более или менее обособленных мелких аномалий, прослеживающихся вдоль границы Верхне-Печорской, Денисовской и Нарьян-Марской аномальных полос  $\Delta T_a$  с Тиманским региональным минимумом. На юге Припечорская система локальных максимумов  $\Delta T_a$  сопровождается Илыч-Чикшинской зоной полосовых минимумов силы тяжести. Отдельные максимумы  $\Delta T_a$ , выделяющиеся в составе Припечорской системы, вероятно, фиксируют интрузии основного и ультраосновного состава. Так, наиболее крупный Лемъюсский максимум  $\Delta T_a$  (до 180 гамм) и соответствующий ему одноименный максимум силы тяжести обусловлены породами с интенсивностью намагничения, изменяющейся в пределах  $500\text{--}2700 \cdot 10^{-6}$  CGSM и веро-  
ятой плотностью, по расчетам И. И. Бирюкова и М. А. Осады, около  $2,9\text{--}3,0$  г/см<sup>3</sup>. Такими же повышенными значениями интенсивности намагничения порядка  $700\text{--}1500 \cdot 10^{-6}$  CGSM характеризуются и другие локальные массивы, обуславливающие максимумы  $\Delta T_a$  в составе Припечорской аномальной системы.

Явления пространственного несовпадения или смещения относительно друг друга магнитных и гравитационных максимумов Припечорской системы, часто сопровождающих структуры осадочного чехла, могут быть объяснены тем, что возмущающие магнитные массы залегают вдоль системы на значительно больших глубинах, чем границы раздела плотностей внутри осадочной толщи.

В среднем течении р. Лыжи Припечорская система локальных максимумов сливается по простираанию с Подчерем-Каменской полосой и далее они обе фиксируют единую структурную линию.

Краткое рассмотрение геологической природы Припечорской системы локальных максимумов  $\Delta T_a$  показывает, что в целом она отображает важную тектоническую границу между крупнейшими структурными зонами. Это особенно подчеркивается ее пограничным положением между двумя различными зонами магнитного поля — Тиманским региональным минимумом и Большеземельской аномальной зоной, а также приуроченностью к ней Илыч-Чикшинского и Печорского полосовых максимумов силы тяжести.

Припечорская система локальных магнитных максимумов на всем протяжении фиксирует, по-видимому, цепь интрузий вдоль большого глубинного разлома, который прослеживается на северо-запад до берегов Баренцева моря. Следует подчеркнуть, что на прямом юго-восточном продолжении Припечорского глубинного разлома уже в пределах Северного и Среднего Урала наблюдаются узкие шовные синклинали, сложенные породами силура и разделяющие различные структурно-фациальные зоны уральского рифея. Таким образом, этот глубинный разлом оказывается общим для складчатой системы герцинид Урала и байкалид складчатого основания северо-востока Русской платформы.

Из сказанного становится очевидным кардинальное значение Припечорского глубинного разлома. На всем протяжении к нему приурочен крупный структурный уступ поверхности фундамента, по которому происходит резкое погружение последнего на восток.

Припечорский глубинный разлом, прослеживающийся на стыке магнитных пород Большеземельской зоны аномалий и немагнитных — в

области Тиманского регионального минимума,— был чрезвычайно мобильной границей на протяжении длительного времени.

Выделяющаяся северо-восточнее Денисовской системы аномалий Усть-Усинская полоса пониженного магнитного поля, осложненная вдоль по простиранию отдельными изометричными максимумами, непосредственно связана на юго-востоке с Центрально-Уральским минимумом магнитного поля, сливаясь с ним в районе хребтов Саледы и Обез. Поэтому прежде, чем говорить о геологической природе Усть-Усинской полосы пониженного поля, следует несколько подробнее рассмотреть связь Центрально-Уральского минимума со сланцевыми комплексами рифея Уралтауского антиклинория.

На широте горы Народной (примерно 65° с. ш.) Центрально-Уральский минимум резко расширяется до 110 км в соответствии с аналогичным раздувом антиклинория к северо-западу. Одновременно в этом районе Центрально-Уральский минимум разделяется на северо-западную и северо-восточную ветви. Основная его ветвь уходит на северо-восток вдоль по продолжению антиклинория, другая же — более широкая, но отличающаяся меньшей интенсивностью отрицательного поля и расчлененная отдельными изометричными максимумами  $\Delta T_a$  прослеживается далеко к северо-западу, в пределы Большеземельской гундры, по направлению к устью р. Печоры.

Непосредственная связь Центрально-Уральского регионального магнитного минимума с древними сланцевыми комплексами Уралтауского антиклинория, вероятно, указывает на то, что и связанная с ним Усть-Усинская полоса пониженного магнитного поля фиксирует распространение аналогичных пород. По-видимому, она также отображает определенную структурную зону в составе складчатого фундамента (типа антиклинория).

Выделяющиеся в Усть-Печорской полосе пониженного поля изометричные максимумы  $\Delta T_a$  фиксируют магнитные массы с интенсивностью намагничения порядка  $1000-1500 \cdot 10^{-6}$  CGSM, которые, вероятно, представлены вулканогенными породами или основными интрузиями рифея. Развитие вулканогенных комплексов на отдельных участках вдоль оси погребенного антиклинория отражает, по-видимому, его ундуляцию по простиранию, если учитывать, что сланцевые толщи слагают на Урале более древние комплексы рифея.

Таким образом, в центральной части Большеземельской зоны в составе складчатого фундамента по данным аэромагнитной съемки прослеживается линейная полоса развития сланцевых толщ, ограниченная на юго-западе Денисовской линейной полосой вулканогенных пород. Обе эти протяженные складчатые полосы фундамента четко увязываются по простиранию со структурно-фациальными зонами рифея Урала.

Северо-восточная часть Большеземельской зоны, охватываемая Усинско-Колвинской и Коротайхской аномальными полосами, имеет наиболее сложное строение магнитного поля. Выделяющиеся здесь крупные полосовые аномалии ориентированы в общем северо-западном направлении и образуют в целом единую систему. Однако вдоль по своему простиранию полосовые аномалии часто испытывают сложные дугообразные изгибы, а в районе гряды Чернышева и поднятия Чернова они пересекаются рядом узких линейных максимумов и минимумов  $\Delta T_a$  северо-восточного и северо-западного простираний. Общий повышенный фон магнитного поля в пределах Усинско-Колвинской и Коротайхской полос явно свидетельствует о том, что в составе фундамента здесь повсеместно развиты мощные комплексы магнитных пород при очень незначительном распространении немагнитных образований.

Система чередующихся между собой дугообразных извилистых максимумов и минимумов магнитного поля в составе названных

аномальных полос отображает общее северо-западное простирание складчатости, сформировавшей фундамент северо-восточной части Большеземельской тундры.

Интенсивность намагничения пород фундамента колеблется в широких пределах — от 500 до  $2000 \cdot 10^{-6}$  CGSM и достигает более высоких значений. Судя по морфологии полосовых магнитных аномалий Большеземельской тундры, отличающихся обычно сложной извилистым строением и широко варьирующими значениями интенсивности намагничения возмущающих масс, ее складчатый фундамент сложен повсеместно развитыми мощными вулканогенными комплексами. Это предположение подтверждается непосредственно связью полосовых аномалий Коротайхской системы с вулканогенными и сланцевыми образованиями рифея хребта Енгаге-Пэ на Западном склоне Урала. В то же время наиболее четкие линейные аномалии Большеземельской тундры, вероятно, фиксируют массивы основных и ультраосновных интрузий в составе фундамента, интенсивность намагничения которых обычно составляет  $1500—2000 \cdot 10^{-6}$  CGSM и более.

Таким образом, магнитные аномалии северо-востока Большеземельской тундры отражают внутреннее строение и вещественный состав складчатого фундамента, характеризующегося северо-западным простиранием складчатости. В то же время крупнейшие складчатые структуры Предуральского краевого прогиба — гряды Чернышева и поднятия Чернова — не находят явного выражения в магнитном поле. Так, антиклинали гряды Чернышева, имеющие северо-восточную ориентировку, свойственную структуре Приполярного Урала, прослеживаются вкрест простирания полосовых аномалий и не находят прямого отражения в магнитном поле.

На примере гряды Чернышева особенно наглядно опровергаются представления О. А. Калининой, Э. Э. Фотиади (1959) и некоторых других исследователей о связи аномалий Большеземельской зоны с мощными пермскими отложениями, обогащенными магнетитом. Эти образования, участвующие в строении складчатых структур гряды Чернышева и залегающие здесь часто под крутыми углами, не обуславливают, однако, магнитных аномалий соответствующего им простирания.

Таким образом, отсутствие магнитных разностей пород в разрезе палеозоя гряды Чернышева, сформировавшейся по иному тектоническому плану по отношению к складчатости фундамента, обусловило то положение, что она не находит прямого отображения в магнитном поле. В то же время по аэромагнитным данным четко фиксируются разломы вдоль гряд Чернышева и Чернова, которые обычно сопровождаются внедрениями пермских и юрских базальтов. Разломы и тела базальтов, как правило, отображаются в магнитном поле системами сопряженных узких максимумов и минимумов  $\Delta T_a$ , прослеживающихся на общем повышенном фоне магнитного поля.

Характерно, что гряда Чернышева ограничивается и сопровождается только линейными региональными разломами северо-восточного направления, в то время как структуры гряды Чернова осложнены диагональной системой повсеместно развитых разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Вдоль восточного края гряды Чернышева выделяется по своей протяженности узкая полоса сопряженных максимумов и минимумов  $\Delta T_a$ , прослеживающаяся вдоль рек Малой Роговой и Лек-Нерцеты более чем на 110 км и соответствующая геологически закартированному разлому.

Другая линия сопряженных локальных максимумов и минимумов  $\Delta T_a$ , но меньшей длины, прослеживается по р. Адзьве вдоль западного борта гряды Чернышева. Здесь она особенно четко фиксирует разлом, выполненный телами базальтов.

Описанные разломы являются, вероятно, древними по заложению и неоднократно возрождались в течение перми и мезозоя.

Разломы, ограничивающие гряду Чернышева с востока, прослеживаются по геологическим данным далеко к югу от р. Усы, сравнительно четко отображаясь в магнитном поле вторичными максимумами  $\Delta T_a$  лишь в районе Косьюсской аномалии, которую они пересекают. К югу от нее полоса разломов четко фиксируется острыми локальными максимумами на фоне плавного положительного поля. Эта линия разломов может быть прослежена уже только по аэромагнитным данным, из района междуречья Большого Аранца и Сыня к геологически закартированным разломам вдоль р. Большой Паток и правобережья р. Шугор.

Итак, на огромном протяжении вдоль Западного склона Урала разломы фиксируются в магнитном поле, что способствует их выявлению.

Как уже отмечалось, район гряды Чернова и Коротаихской впадины характеризуется региональной системой диагональных разломов северо-западного и северо-восточного простираний, которые отображаются в магнитном поле аналогичным образом пересекающимися полосами узких сопряженных максимумов и минимумов  $\Delta T_a$ . Четкие линейные максимумы и минимумы, сопровождающие разломы, фиксируются вдоль поднятия Чернова и поперек его. Сгущение их наблюдается также и в других пунктах. Важно отметить, что максимумы  $\Delta T_a$  сопровождают здесь не только массивы базальтов в разломах, но также и их пластовые тела, залегающие среди складчатых пермских отложений. Крутое залегание базальтовых покровов среди вмещающих толщ создает благоприятные условия для их фиксации. Так, ярко очерчивается в магнитном поле юго-восточное центриклинальное замыкание Коротаихской впадины, оконтуривающееся пластовыми толщами базальтов.

Таким образом, данные аэромагнитной съемки способствуют в рассматриваемом районе изучению складчатой структуры палеозойских образований.

Выявление разломов по материалам аэромагнитной съемки на примере северо-восточного края Русской платформы и Предуральского краевого прогиба имеет важное методическое значение и заслуживает дальнейшего тщательного изучения.

Аэромагнитные данные позволяют утверждать, что северо-восточный угол Русской платформы и Предуральского краевого прогиба (в районе поднятия Чернова и Коротаихской впадины) оказывается наиболее раздробленным диагональной системой разломов. Подобная интенсивная раздробленность фундамента этих районов, по-видимому, обусловлена расположением его непосредственно к западу от района стыка Уральских и Пай-Хойских структур.

Как известно, Н. С. Шатский (1948<sub>1</sub>) считал, что Уральская и Пай-Хойская складчатые системы принадлежат единой герцинской области складчатости, ограничивающей с востока Русскую платформу, и связывал общий поворот складчатых систем к северо-западу с формой края платформы, вдающейся углом в герцинскую полосу. Естественно, что этот участок платформы находился под наибольшим воздействием тектонических напряжений и это выразилось в развитии здесь сложной диагональной системы разломов северо-западного и северо-восточного направлений, сопровождающихся внедрением базальтов.

Важно подчеркнуть еще раз, что локальные максимумы и минимумы  $\Delta T_a$  проявляются на основном повышенном фоне региональных полосовых аномалий Большеземельской зоны, отражающих состав и строение складчатых комплексов рифея. Наиболее четко природа магнитных аномалий выявляется на примере хребта Енгане-Пэ.

Енгане-Пэйская аномалия на западном склоне Полярного Урала, имеющая овальную форму, приурочена к антиклинали горного массива

Енгане-Пэ, в ядре которой выходят вулканогенные породы рифея, оконтуривающиеся концентрическими полосами палеозоя. Весьма важным и интересным оказывается тот факт, что простираение этой крупной антиклинали и соответствующей ей магнитной аномалии не совпадают между собой. Ось магнитной аномалии ориентирована в меридиональном направлении в отличие от северо-восточного простираения самой антиклинали. Это явление оказывается закономерным, если учесть, что в ядре антиклинали выступают сланцы рифея, простирающиеся в север-северо-западном направлении. Таким образом, магнитная аномалия фиксирует простираение метаморфических сланцев, эффузивов и интрузий рифея, а северо-восточная ориентировка антиклинали Енгане-Пэ была определена герцинской складчатостью.

Среди пород рифея высокими значениями интенсивности намагничения отличаются вулканогенные породы. Особенно значительной магнитной восприимчивостью (до  $24\,000 \cdot 10^{-6}$  CGSM) характеризуются основные и ультраосновные интрузии, сопровождающиеся железным оруденением. Мощные складчатые комплексы этих магнитных образований несомненно являются основными факторами, вызывающими аномалии в пределах Большеземельской зоны.

Таким образом, судя по продолжению соответствующих им полосовых магнитных аномалий, вулканогенные рифейские формации Урала распространяются под осадочным платформенным чехлом далеко к северу и северо-западу от его границ в пределы восточной части Печорской синеклизы, где они, глубоко погружаясь, образуют складчатый фундамент синеклизы и обуславливают общий повышенный фон магнитного поля Большеземельской тундры.

С нашей точки зрения объяснение отдельных аномалий Большеземельской зоны различными геологическими факторами несостоятельно. Так, некоторые исследователи (Калинина и Фотиади, 1959 и др.) считают возможным объяснить геологическую природу Илыч-Чикшинской полосы аномалий в составе Большеземельской зоны эффузивными излияниями и основными магматическими внедрениями по разломам, а также возмущающим действием магнитных примесей в пермских терригенных отложениях, подобно тому, как это имеет место, с их точки зрения, в Башкирской части Предуральяского прогиба. Выше мы уже отмечали, что значительная ширина магнитных аномалий Большеземельской зоны, огромные размеры и мощность, а также интенсивность намагничения магнитовозмущающих образований могут быть объяснены лишь в случае отнесения их к докембрийским складчатым комплексам (см. фиг. 26). При этом мы не отрицаем частичного влияния на формирование аномального магнитного поля пластовых тел верхней перми, но их значение по сравнению с первыми из названных факторов ничтожно. Таким образом, в настоящее время достаточно обоснованным является представление о том, что фундамент восточной части Печорской синеклизы (Большеземельской тундры и Предуралья) образован интенсивно намагниченными и очень плотными породами докембрия, вероятнее всего вулканогенными комплексами рифея. В связи с этим должны быть оставлены представления о герцинском или каледонском возрасте складчатого основания этой части синеклизы (Тетяев, 1938; Д. В. Наливкин, 1933 и др.).

Анализ данных региональных геофизических исследований показывает, что складчатый фундамент Печорской синеклизы существенно неоднороден по своему вещественному составу и сложен рифейскими сланцевыми формациями в западной ее половине и вулканогенно-осадочными формациями того же возраста — в восточной, территориально соответствующей внутренней зоне байкальской складчатости на северо-восточной периферии Русской платформы. Внешняя и внутренняя

(мио- и эвгеосинклиальная) зоны байкалид разделены на всем протяжении Припечорским глубинным разломом, четко фиксирующимся полосой локальных максимумов  $\Delta T_a$ , Илыч-Чикшинским и Печорским полосовыми максимумами силы тяжести и резкой сменой Тиманского регионального минимума магнитного поля положительными аномалиями Большеземельской зоны. На значительном протяжении к этому разлому приурочена система платформенных складок Печорского вала. Наконец, Припечорский глубинный разлом, как уже отмечалось, является прямым продолжением по простиранию к северу Уральского регионального глубинного разлома. Этот разлом на Урале отделяет миогеосинклиальные формации рифея на западном его склоне от эвгеосинклиальных образований внутренней зоны.

К настоящему времени накапливается все больше данных, свидетельствующих о значительной мобильности восточной эвгеосинклиальной зоны байкалид в течение палеозоя. В то же время и в магнитном поле отчетливо отражается раздробленность ее фундамента на ряд крупных линейных глыб, которые фиксируются Илыч-Чикшинской, Денисовской и Усинско-Колвинской аномальными полосами и, по-видимому, разделяются глубинными разломами.

Припечорский глубинный разлом, разделяющий внешние и внутренние зоны байкалид северо-востока Русской платформы, также продолжал активно развиваться в течение палеозоя. Он сопровождается резкими платформенными структурами Печорского вала, которые прослеживаются цепочкой вдоль его простирания. Скважиной в с. Мутный Материк установлено значительное обогащение туфогенным материалом отложений среднего и верхнего девона, явно связанным с вулканической деятельностью вдоль зоны разломов. Наконец, о значительной активности Припечорского глубинного разлома свидетельствуют и многочисленные внедрения вдоль него магнитных масс, расположенных часто на различных глубинах, что говорит о многофазности и различной глубинности внедрения интрузий.

В целом складчатая система байкалид северо-востока Русской платформы и смежных зон имеет вид, как впервые отметил в 1955 г. Н. П. Херасков, огромной виргации, расширяющейся в северо-западном направлении и разделяющейся на ряд зон, среди которых Тиман — лишь крайний западный член. Отдельные основные части виргации байкалид ярко отображаются Тиманским региональным минимумом  $\Delta T_a$  и Большеземельской зоной полосовых магнитных аномалий.

Расхождение осей складок в рифейских образованиях на Урале до широт Полюдова Камня весьма незначительно и в целом структура остается сильно сжатой, а простирания близки к меридиональным. Севернее виргация рифейских складчатых образований может быть разделена на ряд частей или зон. Отдельные части этой виргации состоят из ветвей, которые нередко имеют на юге меридиональное простирание, а далее довольно резко сменяют его на северо-западное (тиманское). Места смены простирания последовательно перемещаются на север, поэтому каждая более западная полоса поворачивает раньше, чем более восточная. Ширина рифейских структур после поворота неизменно значительно возрастает, а их крутизна падает. Точно так же возрастает к северу от Полюдова Камня ширина полос магнитного поля, связанных с рифеем.

Как уже отмечалось, геосинклиальное развитие в западной части виргации (Тиман и Большеземельская тундра) закончилось уже в рифее, после чего и нарушилось соединение Уральской геосинклиальной системы со Скандинавской. В дальнейшем здесь возникли линейные платформенные структуры, простирания которых в общем наследуют простирания структур геосинклиального складчатого фундамента.

## Глава VI

### СТРОЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Современная структура севера Русской платформы наиболее наглядно отображается на карте строения поверхности складчатого докембрийского фундамента (фиг. 27), составленной нами для территории, расположенной к северу от параллели  $58^{\circ}$  с. ш., по данным бурения и многочисленных вычислений (около 3500) глубины залегания магнитных пород фундамента.

Построение изогипс поверхности фундамента производилось при тщательном учете характера аномалий силы тяжести. Как правило, основные поднятия и впадины поверхности фундамента оконтуриваются соответствующими им по конфигурации и местоположению региональными зонами максимумов и минимумов силы тяжести.

Рельеф поверхности складчатого фундамента севера Русской платформы, в значительной степени определяющий структуру ее осадочного чехла, имеет сложный и расчлененный характер с весьма значительной амплитудой колебания высот в основном, вероятно, тектонического происхождения.

Как показали данные опорного и глубокого разведочного бурения в хорошо изученных областях платформы, рельеф поверхности фундамента выражен в первую очередь крупными положительными и отрицательными структурными элементами в виде обширных поднятий и впадин, отличающихся друг от друга не только по глубинам залегания поверхности фундамента, но и по морфологии и геологической истории своего развития.

Основными структурно-морфологическими элементами поверхности докембрийского фундамента севера Русской платформы являются: восточный склон Балтийского щита, Московская синеклиза, Сысоло-Камская антеклиза, Предтима́нский прогиб, крупное поднятие Тимана и Печорская синеклиза, осложненные рядом поднятий, впадин, прогибов и валов.

Многие из поднятий и впадин, показанных на рассматриваемой карте строения поверхности фундамента (см. фиг. 27), были описаны ранее теми или другими названиями Н. С. Шатским (1946, 1952), А. А. Бакировым (1948, 1954), В. Д. Наливкиным и др. (1956), Э. Э. Фотиади (1956, 1958) П. Г. Суворовым и др. (1957) и многими другими авторами. Однако данные аэромагнитной съемки совместно с новыми материалами бурения и гравиметрии позволяют значительно уточнить форму, местоположение и размеры многих из этих структур. Кроме того, в пределах вышеназванных крупнейших платформенных структур I порядка севера

Русской платформы был выделен ряд новых структурных элементов, к числу которых относятся Коми-Пермяцкое и Опаринское поднятия, составляющие вместе с Камским валом обширную Сусоло-Камскую антеклизу, а также Предтима́нский прогиб, Нарьян-Марское и Колвинское поднятия и другие более мелкие структурные формы (см. фиг. 27).

### ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

К востоку и юго-востоку от границы Балтийского щита докембрийский складчатый фундамент погружается под толщу песчаников ненокской свиты рифея, на которых последовательно налегают отложения кембрия, девона и карбона. Эта область общего погружения фундамента (на восток и юго-восток), осложненная рядом флексур и ступеней, по своему строению и истории развития очень близка к Балтийскому щиту, представляя его подземный склон. Общая мощность осадочного чехла в пределах склона равна 1000—1500 м.

Восточный склон Балтийского щита обрамляется рядом крупных структурных носов (погребенных выступов фундамента), погружающихся к юго-востоку и разделяющихся прогибами северо-западного простирания. Последние отходят к северо-западу в виде фестонов от глубокой впадины Московской синеклизы.

Первым с юга-запада в пределах рассматриваемой части восточного склона Балтийского щита, в междуречье Онеги и Ваги, выделяется обширный Онего-Вагский выступ. На северо-востоке он ограничивается Онего-Двинским прогибом (Харитонов, 1955), вытянутым в северо-западном направлении.

В районе устья Северной Двины имеется Архангельский выступ фундамента (Зоричева, 1956), также северо-западного простирания. На севере он отделяется пологой седловиной от Беломорско-Кулойского выступа, протягивающегося вдоль побережья Белого моря.

#### Онего-Вагский выступ

Онего-Вагский выступ фундамента представляет обширный структурный мыс, четко оконтуривающийся изогипсами 500, 1000 и 1500 м. Он располагается на юго-восточном продолжении Ветреного Пояса карелид Балтийского щита.

Юго-восточная граница Онего-Вагского выступа прослеживается от г. Белозерска на г. Вельск и далее к северу вдоль р. Ваги на г. Шенкурск, в районе которого изогипсы 500, 1000 и 1500 м, оконтуривающие Онего-Вагский выступ, резко поворачивают на северо-запад; северо-восточная граница выступа протягивается в междуречье Мехреньги и Северной Двины в район Самодода.

Следует отметить, что рассматриваемые юго-восточная и северо-восточная границы достаточно резки, имеют крутые углы падения поверхности фундамента и, по-видимому, связаны с разломами. Таким образом, восточный склон Балтийского щита и Московская синеклиза отделяются друг от друга резко выраженными флексурными изгибами фундамента.

Строение Онего-Вагского выступа на участке, непосредственно прилегающем к выходам карелид Ветреного Пояса, изучено по данным электроразведки и неглубоких разведочных скважин. Скважины, пробуренные на простирании Ветреного Пояса, вблизи выходов эффузивов карельского комплекса, вскрыли эти же породы на абсолютных отметках от 0 до —195 м. При этом выявился сложный погребенный рельеф их поверхности с амплитудой колебания высот до 200 м. Сложнорасчлененный характер рельефа поверхности Онего-Вагского выступа несомненно сохраняется на всей его площади, что подтверждается существованием

в отдельных его районах мелких впадин и поднятий (с. Кривец и др.), а также резким локальным изменением глубин до магнитных масс на ряде участков.

Другим районом, где известна глубина погружения фундамента под осадочным чехлом, является Прионежье. Верхнеархейские граниты (типа онежских гранитов Карелии) вскрыты здесь на простирании этих пород вблизи Лекшм-озера на абсолютных отметках от 35 до — 135 м.

Складчатые метаморфические породы фундамента, вероятно относящиеся к карельскому комплексу, вскрыты в пределах Онего-Вагского выступа опорной скважиной на ст. Коноша на абсолютной отметке — 781 м. В этой скважине установлено резкое сокращение мощности рифея до 128 м и нижнего кембрия до 100 м (Люткевич, Пейсик, 1957). Следовательно, неглубокое залегание складчатого фундамента в Коноше и сокращенный в этом районе разрез рифея кембрия свидетельствуют о существовании в междуречье Онеги и Ваги подземного выступа погребенных карелид, являющихся продолжением по простиранию структур Карельской складчатой зоны Балтийского щита.

В целом Онего-Вагский выступ отображает на поверхности фундамента одноименную складчатую зону карелид.

#### Онего-Двинский прогиб

Онего-Двинский прогиб, ограничивающий Онего-Вагский выступ с северо-востока, устанавливается на основании данных бурения. В крайней северо-западной части прогиба (район центриклинального замыкания) у с. Ненокса мощность выполняющих его рифейских отложений ненюкской свиты равна 615 м (Зоричева, 1956). В юго-восточном направлении происходит общее погружение поверхности фундамента и одновременно увеличиваются мощности рифейских отложений. В скважине в с. Усть-Пинеге (на северном склоне прогиба) общая мощность древних осадочных толщ достигает 800 м и более, увеличиваясь к юго-востоку, по направлению к г. Котласу, где неполная мощность отложений валдайского комплекса превышает 1200 м.

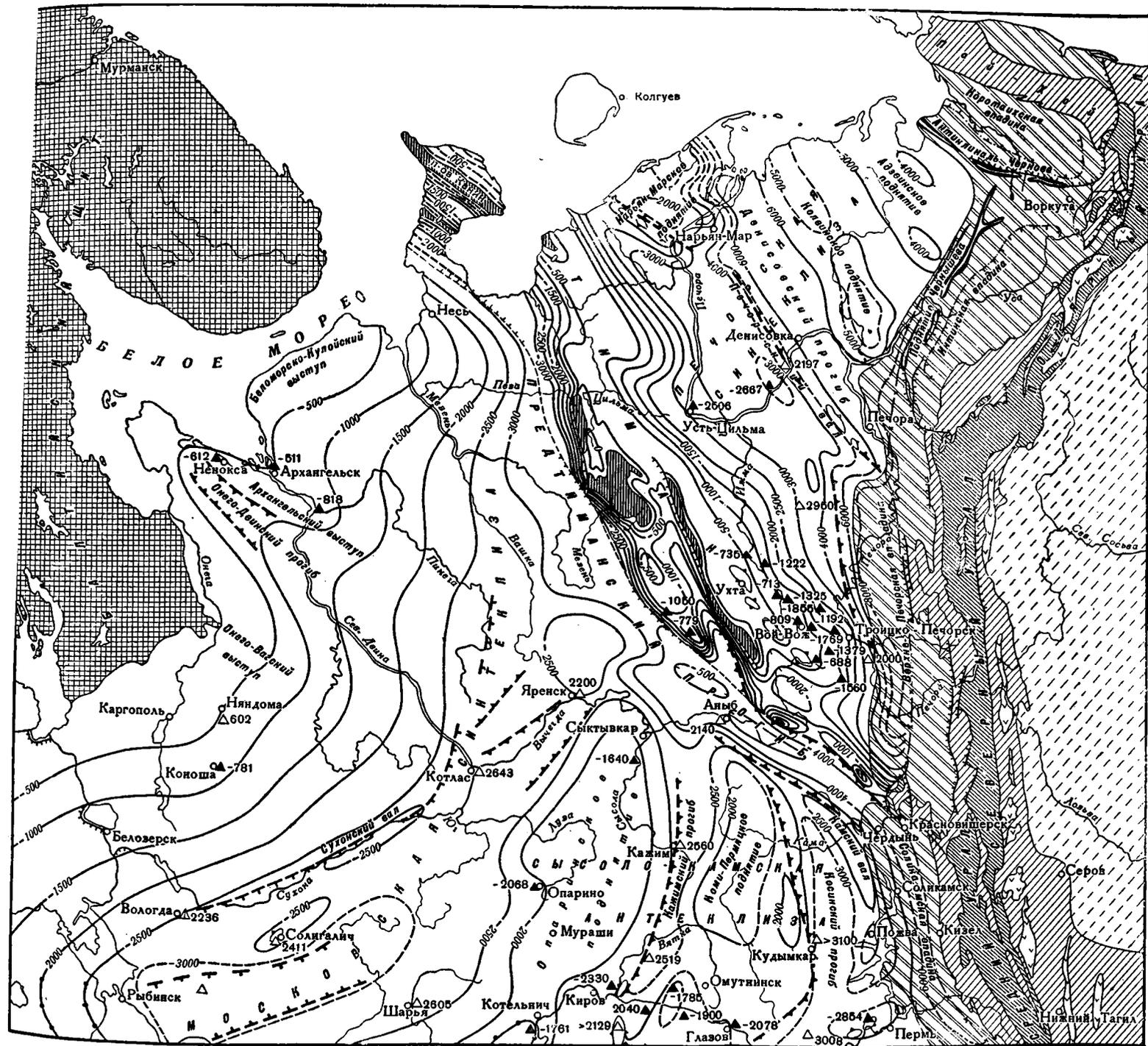
Таким образом, Онего-Двинский прогиб, прослеживающийся с общим северо-западным простиранием, вылаживается в сторону Балтийского щита и резко углубляется на юго-восток, к Московской синеклизе, широким раструбом раскрываясь в ее пределы.

Данные аэромагнитной съемки позволяют уточнить контуры Онего-Двинского прогиба и положение его осевой зоны, которая прослеживается вдоль центральной части Онежского п-ова к юго-востоку на г. Емецк и далее вдоль Северной Двины (несколько севернее последней) на села Каменный Прилук и Нижнюю Тойму.

Юго-западный, сравнительно крутой борт Онего-Двинского прогиба, вероятно, выражен на отдельных участках разломами фундамента, которые могут быть прослежены через с. Кодино, Обозреская на верховья р. Мехреньги. Северо-западное центриклинальное окончание рассматриваемого прогиба очень четко вырисовывается контуром границы выхода на поверхность осадочных отложений ненюкской свиты рифея, мощность которой возрастает с северо-запада на юго-восток вдоль оси прогиба.

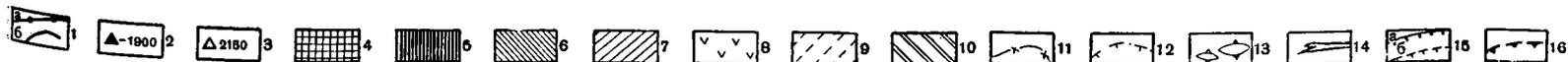
Таким образом, время заложения Онего-Двинского прогиба относится к рифею, когда он возник в виде сравнительно узкого грабена в пределах восточного склона Балтийского щита, разделив Онего-Вагский и Архангельский выступы.

Л. Я. Харитонов (1955), анализируя структурные соотношения докембрия Балтийского щита и фундамента Русской платформы по данным глубокого бурения, пришел к выводу, что Онего-Двинский прогиб лежит на юго-восточном простирании Онего-Кандалакшской синклинали



Фиг. 27. Карта строения поверхности докембрийского фундамента севера Русской платформы. Составил Р. А. Гафаров, 1958—1959 г.

1 — изогипсы поверхности докембрийского фундамента: а — по данным бурения, б — по данным расчетов глубины залегания магнитных пород фундамента и бурения; 2 — буровые скважины, достигшие складчатого основания (цифра — отметка фундамента в м); 3 — буровые скважины, не достигшие складчатого основания (цифра — глубина скважины в м); 4 — выходы докембрия Балтийского щита; 5 — выходы рифейского складчатого фундамента на Тимане и п-ове Канине; 6 — выходы докембрия на Урале (древнее складчатое основание); 7 — нижний и средний структурный ярусы герцинской складчатости на Урале (отложения ордовика, силура, девона и карбона); 8 — основные и ультраосновные интрузии на Урале; 9 — область герцинской складчатости под платформенным чехлом; 10 — Предуральский краевой прогиб; 11 — граница между внешней и внутренней его зонами; 12 — контуры впадин во внутренней зоне Предуральского краевого прогиба; 13 — платформенные складки; 14 — антиклинали Предуральского краевого прогиба; 15 — сбросы, взбросы и крутые надвиги: а — установленные, б — перекрытые платформенным чехлом и предполагаемые; 16 — тектонические швы (глубинные разломы, региональные флексуры и т. д.)



Балтийского щита. В то же время по своему местоположению и простиранию Онего-Двинский прогиб соответствует северо-западной части Северо-Двинского массива архея, резко отсеченной Сухонской зоной разломов от его юго-восточной части.

#### Архангельский выступ

В районе низовий Северной Двины выделяется Архангельский выступ фундамента, намеченный ранее А. И. Зоричевой (1956) по данным бурения в с. Неноксе, г. Архангельске и с. Усть-Пинеге и прослеживающийся на юго-восток (до среднего течения р. Покшенги) по материалам аэромагнитной съемки на расстояние около 200 км.

Абсолютные отметки залегания поверхности фундамента, вскрытого скважинами в пределах Архангельского выступа, составляют в с. Неноксе (на побережье Двинской губы) — 612 м, в г. Архангельске — 511 м и в с. Усть-Пинеге — 811 м. Как следует из сопоставления этих отметок, в районе г. Архангельска отмечается воздымание фундамента на 101 м относительно района с. Неноксы, что находит отражение и в распределении глубин, вычисленных по аэромагнитным данным. Следует особо отметить, что в районе Архангельского выступа расчетные глубины хорошо увязываются с данными бурения.

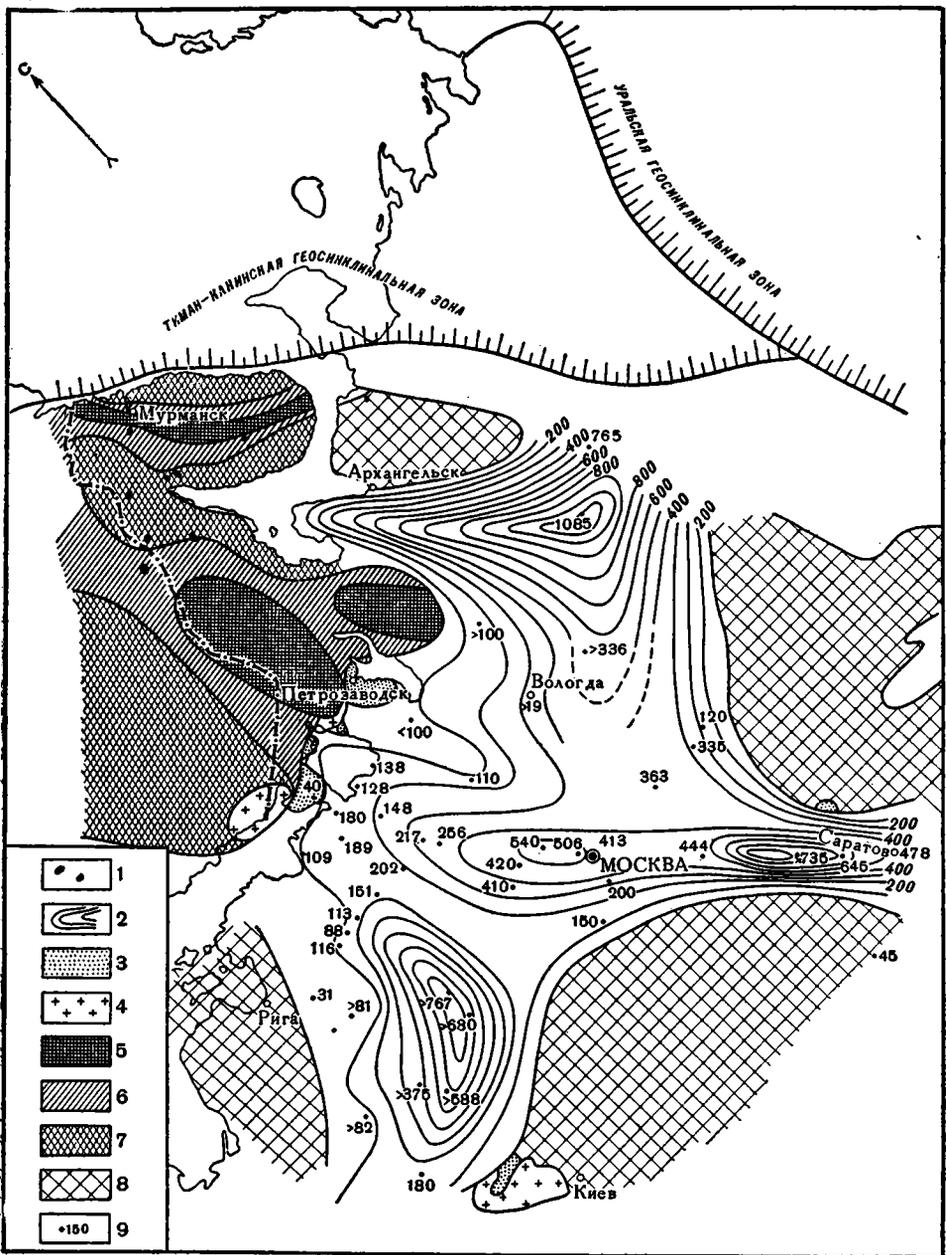
Общая линейная конфигурация и северо-западная ориентировка выступа четко отражаются в контуре выходов на поверхность ненокской свиты рифея и каменноугольных отложений.

#### Беломорско-Кулойский выступ

Наиболее северный, Беломорско-Кулойский выступ восточного склона Балтийского щита прослеживается вдоль побережья Белого моря до Мезенской губы и несколько восточнее последней. В западной части выступа фундамент приподнят до глубин первых сотен метров и сравнительно плавно погружается на восток и юго-восток к Московской синеклизе и Предтиманскому прогибу. Южный борт Беломорско-Кулойского выступа осложняется рядом узких прогибов северо-западного простирания, отходящих в виде фестонов от Московской синеклизы и Предтиманского прогиба и, по-видимому, связанных с разломами. Ввиду их небольшой амплитуды они не отражены на рассматриваемой карте строения поверхности фундамента (см. фиг. 27). Более уверенно эти узкие грабеннообразные прогибы намечаются по данным детальной аэромагнитной съемки, выполненной в 1960—1961 гг. В. Н. Зандером.

В целом Беломорско-Кулойский выступ четко отображается также максимумом силы тяжести и охватывает северо-западную часть Мезенско-Вычегодской складчатой зоны карелид. Таким образом, осложняющие его узкие гряды и грабены наследуют здесь простирание складчатости фундамента.

Следует отметить, что выделяемый нами Беломорско-Кулойский выступ фундамента не является аналогом Кулой-Пинежского выступа (Фотиади, 1958), распространяющегося, по мнению Э. Э. Фотиади, далеко к юго-востоку вдоль юго-западного Притиманья на продолжении структур Кольского полуострова. По данным вычислений глубины залегания магнитных пород, выполненных в 1957—1961 гг. Р. А. Гафаровым и В. Н. Зандером, наличие столь обширного поднятия между Балтийским щитом и Тиманом не подтверждается. Как и в более южных районах восточного склона Балтийского щита, Беломорско-Кулойский выступ ограничивает здесь с запада и северо-запада обширную Московскую синеклизу, которая соединяется в междуречье Вашки и Мезени с глубоким Предтиманским прогибом.



Фиг. 28. Схема структурных соотношений выступов докембрия и образований раннего палеозоя Восточно-Европейской платформы, Составил Л. Я. Харигоню, 1955 г.

1 — ультраосновные щелочные интрузии Балтийского щита; 2 — изопахты отложений ламинированных и гловских слоев (более древних, чем синие глины), 3 — нотийские песчаники; 4 — граниты рапакиви; 5 — карелиды, антиклинории первого порядка; 6 — карелиды, синклинии первого порядка; 7 — беломориды, антиклинорные структуры высшего порядка; 8 — выступы кристаллического фундамента в пределах Русской платформы; 9 — фактические мощности (в м) подкембрийского терригенного комплекса

В свете новых данных о строении поверхности фундамента восточного подземного склона Балтийского щита и о распространении рифейских и нижнепалеозойских отложений вдоль южной и юго-восточной периферии последнего, а также в области Московской синеклизы, представляет интерес рассмотрение структурных соотношений между щитом и плитой Русской платформы. Такого рода общий анализ, основанный на данных опорного бурения на севере и в центральных районах Русской платформы, а также на изучении основных особенностей структуры Балтийского щита, был проделан Л. Я. Харитоновым (1955), который пришел к интересным, но в некоторых отношениях спорным выводам.

Этим исследователем была построена схема изопахит терригенного рифейского комплекса (ляминаритовые, гдовские и более древние слои; фиг. 28), из которой следует, что зоны с наибольшими мощностями нижнего терригенного комплекса — прогибы и разделяющие их поднятия с резко сокращенными мощностями этих же отложений — имеют четко выраженное северо-западное простирание. На основании анализа этой схемы Л. Я. Харитонов (1955) приходит к выводу о том, что прогибам на Русской платформе соответствуют по простиранию синклинии, а поднятиям — антиклинории Балтийского щита. Так, Пачелмский прогиб коррелируется этим исследователем через район Валдая с синклинием в районе Ладожского озера, а Пестовское поднятие — с Западно-Карельским антиклинорием; Онежско-Двинский прогиб лежит на продолжении Онего-Кандалакшской синклинали Беломорского массива.

Эти данные свидетельствуют, по мнению Л. Я. Харитонova (1955), о структурной сопряженности и в общем одинаковой направленности тектонических движений на Балтийском щите и в северной части плиты Русской платформы в ютнийско-рифейское время.

Несомненно, что анализ структуры Русской платформы и особенно ее фундамента следует проводить, учитывая особенности тектоники Балтийского щита. Однако, основываясь на данных о структуре Балтийского щита, Л. Я. Харитонов (1955) высказывает предположение о том, что прогибы в области Русской плиты, по-видимому, являются зонами развития протерозойских образований, а зоны поднятий, вероятно, соответствуют массивам архея в составе фундамента. Приведенное выше рассмотрение строения поверхности фундамента в области восточного склона Балтийского щита показывает, что это предположение Л. Я. Харитонova в общем не столь однозначно и определено. Как было показано, обширный Онего-Вагский выступ фундамента почти точно отвечает по своему расположению Онего-Вагской зоне карелид. Точно так же Беломорско-Кулойский выступ расположен в юго-западной части Мезенско-Вычегодской зоны карелид. Северо-западная часть Северо-Двинского массива архея оказалась вовлеченной в погружение в процессе формирования Онего-Двинского прогиба. В то же время простирание структурных элементов поверхности фундамента и его внутренней структуры общее северо-западное.

Таким образом, отмечается наследование простирания массивов и складчатых зон фундамента разграничительных очертаний этих глыб, определенных сетью глубинных разломов. В то же время нет прямого и однозначного наследования тектонических форм основания (архейских массивов — поднятиями и линейных складчатых зон карелид — прогибами).

### МОСКОВСКАЯ СИНЕКЛИЗА

В северной части Русской платформы выделяется обширная Московская синеклиза, располагающаяся между Балтийским щитом, Тиманом и системой поднятий северной части Волго-Уральской антеклизы и Сыголо-Камской антеклизы на востоке и юго-востоке.

Московская синеклиза, как неоднократно отмечал Н. С. Шатский (1937, 1946, 1952), является важнейшей и наиболее типичной платформенной структурой Русской платформы, отличающейся чрезвычайно длительным и сложным развитием. В целом она прослеживается с юго-запада на северо-северо-восток на расстояние около 1500 км. Ширина ее достигает 400 км в южной части и уменьшается до 200—150 км и менее на севере.

Осевая часть этой крупнейшей впадины поверхности фундамента протягивается через города Ярославль, Галич, верховье р. Унжи, г. Котлас на верховье и среднее течение р. Вашки, где она постепенно сливается с глубоким Предтима́нским прогибом. В центральной части Московской синеклизы докембрийский фундамент залегает на глубинах около 3 км, а на участке к северу от Волги до верховий р. Унжи, вероятно, на несколько больших глубинах — порядка 3—3,5 км. Точно так же к северу от г. Котласа намечается общее погружение основания синеклизы вдоль ее оси по направлению к Предтима́нскому прогибу, с которым она сливается в районе большой петли р. Мезени. Этот вывод принципиально новый.

Осевая часть Московской синеклизы в общем рельефно вырисовывается сравнительно узкой полосой триаса и юры, которая прослеживается от г. Ярославля на верховья р. Унжи и р. Вашки и далее вдоль Тимана, приближаясь к юго-западному борту, доходит до вершины синеклизы около Чешской губы. Следует, однако, отметить, что полоса триаса, имеющая в целом серповидное очертание, далеко сдвинута в своей выпуклой части (в бассейне р. Лузы) к юго-востоку относительно осевой части впадины фундамента. В этом районе поле развития триаса охватывает уже ее юго-восточное крыло, а также граничащее с ней Опаринское сводовое поднятие фундамента.

Таким образом, ось герцинского прогиба Московской синеклизы смещена сравнительно далеко к востоку и юго-востоку относительно осевой части впадины фундамента. Эта зона наибольшего погружения фундамента соответствует осевой части рифейско-каледонского прогиба, который участвует в глубоком строении Московской синеклизы и фиксируется повышенными мощностями рифея и нижнего кембрия. Породы фундамента вдоль оси впадины нигде не вскрыты глубокими скважинами, которые были остановлены в Котласе, Шарье и Любиме на глубинах более 2000 и 2600 м в рифее. В Котласе скважина вскрыла разрез осадочных пород мощностью свыше 2600 м. Неполная мощность отложений валдайского комплекса превышает здесь 1200 м.

Интересно отметить, что осевой части Московской синеклизы, в целом характеризующейся пониженными значениями силы тяжести, в южной ее половине соответствует региональный Котлас-Череповецкий максимум силы тяжести. Это обстоятельство, по мнению Э. Э. Фотиадн (1958), указывает на заложение Московской синеклизы в рифее и нижнем палеозое в зоне глубинных разломов северо-восточного простирания, вдоль которых в этот период внедрились чрезвычайно плотные глубинные магматические массивы.

Таким образом, появление тектонических форм осадочного чехла Московской синеклизы началось с заложения в рифее сравнительно узкого грабенообразного прогиба, развившегося затем в обширную плоскую синеклизу, ось которой мигрировала в среднем и верхнем палеозое далеко на юго-восток, в пределы смежных поднятий фундамента (Котельническое и Опаринское), относящихся уже к Волго-Уральской и Сысоло-Камской антеклизам. Крылья этой обширной впадины фундамента имеют различное строение в разных ее районах.

Северо-западное, сравнительно пологое крыло Московской синеклизы, переходящее по отдельным флексурообразным ступеням в восточное кры-

ло Балтийского щита, осложнено Сухонской системой линейных гряд поверхности фундамента. Последние сопровождают Сухонский глубинный разлом, разделяющий Онего-Вагскую зону карелид и Северо-Двинский массив архея.

Узкий и крутой восточный борт Московской синеклизы определяется резким сокращением мощности рифея в с. Опарино до 130 м, а также уменьшением мощности лямнаритовых слоев до 235 м в г. Яренске по сравнению с районом г. Котласа, где их мощность достигает 786 м. Как показывают данные аэромагнитной съемки, сокращение мощности лямнаритовых слоев в разрезе в г. Яренске связано с его положением на южном склоне небольшого округлого поднятия фундамента, выделяющегося в бассейне р. Яренги.

Поверхность фундамента в пределах обширной Московской синеклизы имеет сложный и расчлененный характер. Здесь намечается целая система узких продольных гряд и прогибов фундамента, по-видимому, ограниченных разломами. Наиболее отчетливо выражены линейные гряды фундамента вдоль р. Сухоны, которые осложняют северо-западное крыло и внутренние части Московской синеклизы. На поверхности по верхнепермским отложениям им соответствует цепь плакантиклиналей Сухонского вала, являющегося основной структурой северо-восточного простиранья на северо-западном крыле Московской синеклизы.

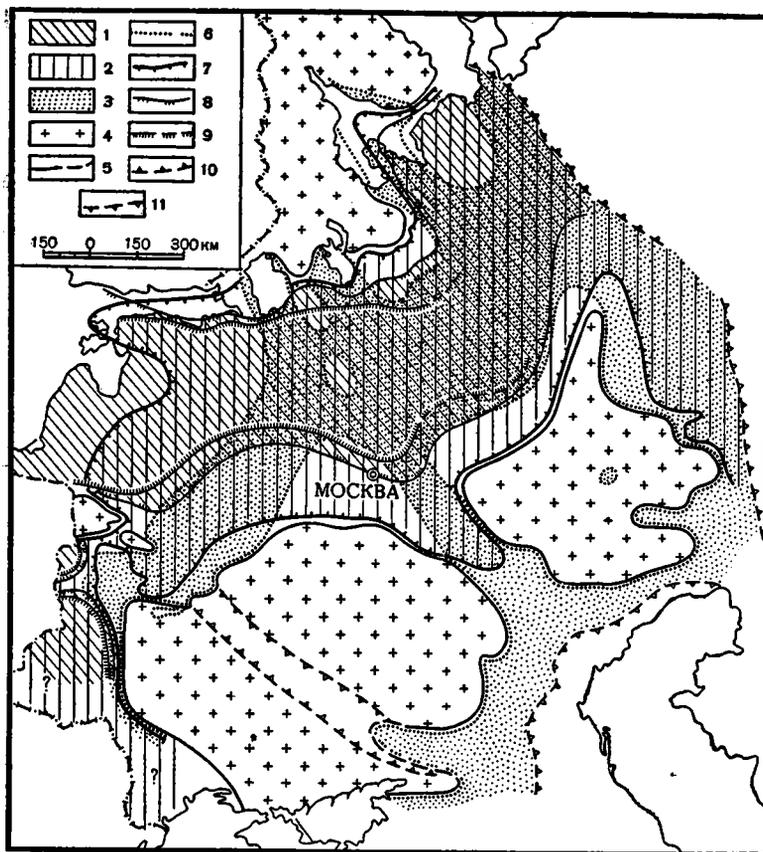
В пределах отдельных гряд фундамента в составе Сухонского вала складчатое основание приподнято до глубин около —2 км и погружается в разделяющих их линейных узких прогибах до отметок —2,5 км. Простиранье отдельных гряд фундамента и прогибов совпадает с ориентировкой структур в верхнепермских отложениях.

В общем большинство пермских структур Сухонского вала, вероятно, приурочено к приподнятым линейным блокам фундамента, расчлененным расколами северо-восточного простиранья, которые входят в систему Сухонского глубинного разлома. Последний, как отмечалось выше, четко фиксируется полосовым минимумом магнитного поля, вытянутым с юго-запада на северо-восток и разделяющим Онего-Вагскую зону линейных аномалий и Северо-Двинскую область мозаичного магнитного поля. Таким образом, простиранье Сухонского вала, как и северо-западного крыла синеклизы, связано с местоположением и ориентировкой этого глубинного разлома.

В целом в пределах Сухонского вала намечается ряд параллельно и кулисообразно расположенных гряд и плакантиклиналей общего северо-восточного простиранья. Наиболее отчетливо выделяется гряда фундамента, прослеживающаяся вдоль р. Сухоны к северо-востоку от с. Тотьма на расстояние около 150 км, имеющая ширину около 20 км. Солигаличской пермской плакантиклинали соответствует аналогичная линейная гряда фундамента несколько меньшего размера. Намечающаяся в районе г. Вологды плакантиклиналь по перми приурочена к структурному носу или флексурному перегибу на северо-западном крыле Московской синеклизы.

Система гряд фундамента Сухонского вала прослеживается с юго-запада на северо-восток до района г. Великого Устюга. К северу от г. Котласа поверхность фундамента Московской синеклизы, также, вероятно, осложнена рядом линейных валообразных гряд и прогибов, простиранье которых здесь близко к меридиональному, в соответствии с общей ориентировкой впадины фундамента.

В глубинном строении севера Московской синеклизы, как уже отмечалось, принимает участие желобообразный Онего-Двинский прогиб. Возможно, подобный же грабенообразный прогиб протягивается к северо-востоку от Котласа вдоль р. Вычегды на г. Яренск, соединяя Московскую синеклизу через район с. Серегова с глубоким Предтимаанским



Фиг. 29. Схема распространения позднекембрийских и кембрийских отложений на Русской платформе. Составили Е. П. Брунс, А. Н. Гейслер, Н. С. Иголкина, М. М. Толстихина, 1960 г.

1 — отложения балтийской серии; 2 — отложения валдайской серии; 3 — отложения полесской, сердобской, нижебавлинской серий и иотнийской формации; 4 — доордовикские щиты и кристаллические массивы; 5 — граница доордовикских щитов; 6 — граница отложений полесской, сердобской нижебавлинской серий и иотнийской формации; 7 — граница отложений валдайской серии; 8 — граница отложений балтийской серии; 9 — граница отложений нижнего кембрия, перекрытых отложениями среднего кембрия или ордовика; 10 — граница Тиманской складчатой области; 11 — граница глубоких прогибов платформы

прогибом. Этот прогиб под названием Котлас-Яренского намечался ранее по материалам гравиметрии Э. Э. Фотиади (1957). Данные аэромагнитной съемки позволяют несколько уточнить его строение. Вдоль осевой части этого прогиба фундамент погружен до глубин около 3 км. В виде узкого пролива он отделяет Яренгскую изометричную плакантиклиналь от крупного Опаринского (Сысольского) сводового поднятия фундамента.

В более северных районах Московской синеклизы намечается, по данным аэромагнитной съемки, ряд валов и прогибов фундамента в общем меридионального простирания. Один из валов, по-видимому, фиксируется группой верхнепермских структур, выделяющихся в низовье р. Юлы. Зона наибольшего погружения фундамента до —3,5 и —4 км прослеживается здесь в междуречье Пинеги и Вашки. В этом районе Московская синеклиза раструбом открывается в направлении Предтиманского прогиба, быстро сливаясь с его юго-западным крылом.

Анализ строения синеклизы свидетельствует о ее длительном и сложном развитии. Разрез осадочного чехла синеклизы начинается породами валдайского комплекса рифея, заполнивших плоскую Московскую синеклизу (фиг. 29). Однако в глубоком ее строении принимают участие узкие грабенообразные прогибы, расчленившие фундамент в начальные этапы ее развития на ряд узких продольных блоков. Таким образом, прогибы, заложившиеся на самых ранних этапах рифея, продолжали существовать и развиваться в том или ином виде в палеозое и мезозое.

В целом структурное развитие Московской синеклизы происходило по унаследованному плану, однако контуры и размеры ее неоднократно менялись. Развитие синеклизы в среднем и верхнем палеозое сопровождалось миграцией оси к юго-востоку.

Важно отметить, что рифейско-каледонская структура Московской синеклизы унаследовала местоположение юго-восточной большей части Северо-Двинского массива архея, тогда как северо-западная его часть, отсеченная Сухонским глубинным разломом, вошла в состав восточного склона Балтийского щита. В то же время северная часть Московской синеклизы, имеющая меридиональную ориентировку, резко несогласно наложилась на северо-западную часть Мезенско-Вычегодской зоны карелид. Следовательно, складчатое основание синеклизы неоднородно в ее южной и северной частях. Однако в большей своей части она, несомненно, приурочена к крупной древнейшей глыбе архея, общее погружение и раздробление которой по ограничивающим ее и внутренним разломам повлекло за собой обособление обширной впадины фундамента.

Система поднятий, ограничивающих Московскую синеклизу по фундаменту с юго-востока и востока, принадлежит Волго-Уральской антеклизе и выделяющемуся к северу от последней Сысольско-Верхнекамскому выступу фундамента (Фотиади, 1957, 1958), который мы именуем Сысоло-Камской антеклизой.

### СЫСОЛО-КАМСКАЯ АНТЕКЛИЗА

В верховьях р. Камы, в бассейне рек Сысолы и Лузы, по данным бурения и геофизических исследований выделяется обширная зона поднятого положения фундамента. Впервые она была намечена по данным гравиметрии и магнитометрии Э. Э. Фотиади (1956, 1957, 1958) под названием Сысольско-Верхнекамского выступа фундамента или Камского свода (В. Д. Наливкин и др., 1956). При этом учитывались также и некоторые геологические данные о сокращении мощности кунгурских и артинских отложений к северу от Краснокамско-Полазненского вала, наличие пермских структур на р. Сыsole и т. д.

Как отмечал Э. Э. Фотиади (1957, 1958), Сысольско-Верхнекамский выступ располагается на прямом продолжении предполагаемого Кулой-Пинежского выступа и совместно с ним образует единую зону поднятий фундамента, прослеживающуюся вдоль юго-западного Притиманья.

Данные аэромагнитной съемки и новые материалы бурения позволили более конкретно судить о строении рассматриваемой области поднятия фундамента, которую мы называем в целом Сысоло-Камской антеклизой. Эта обширная структура отличается большой сложностью строения. В ее пределах выделяются Опаринское (Сысольское) и Коми-Пермяцкое поднятия, а также Камский вал, разделенные Кажимским и Косинским прогибами.

Эти структурные формы, как и Сысоло-Камская антеклиза в целом, имеют общую, близкую к меридиональной ориентировку.

В области верховий рек Лузы, Моломы, Кобры, среднем и нижнем течении р. Сысолы в составе Сысоло-Камской антеклизы выделяется линейное поднятие поверхности фундамента, которое впервые было намечено автором по данным аэромагнитной съемки и редких буровых скважин (Гафаров, 1959) под названием Опаринского. Центральная сводовая часть поднятия прослеживается к северу от г. Котельнича через верховья р. Лузы, с. Объячево, среднее и нижнее течение р. Сысолы до р. Вычегды на севере (на участке между устьями Сысолы и Выми). Общая длина поднятия достигает 350 км, ширина 120—150 км.

Опаринское сводовое поднятие фундамента осложняет юго-восточный борт герцинской Московской синеклизы и входит в общую единую зону с расположенным к югу от него Котельническим сводом (Бакиров, 1954) и огромным Токмовским поднятием Волго-Уральской антеклизы. В своей западной части оно охватывает район Опаринской скважины, вскрывшей докембрийский фундамент на абсолютной отметке — 2068 м и определяющей западный борт поднятия фундамента. В крайней северной части Опаринского поднятия складчатый фундамент был вскрыт в самое последнее время скважиной в с. Иб на глубине 1710 м. Следовательно, в северной части поднятия фундамент сравнительно резко воздымается. Наконец, восточный борт поднятия намечается Шихово-Чепецкой скважиной, вскрывшей фундамент на абсолютной отметке — 2330 м.

На юге Опаринское сводовое поднятие, вероятно, отделяется от Котельнического поднятия узким, по-видимому, грабенообразным прогибом фундамента, крылья которого очерчиваются резкими градиентами силы тяжести. Этот прогиб раскрывается на запад в пределы Московской синеклизы и сливается на востоке с Казанско-Кировским прогибом, который ограничивает Котельническое поднятие с северо-востока. На севере, в районе г. Яренска, Опаринское поднятие также ограничено узким Котлас-Яренским прогибом, прослеживающимся вдоль р. Вычегды.

По своему местоположению Опаринское поднятие приурочено к Кировско-Сыктывкарской складчатой зоне карелид, четко соответствуя последней по линейной конфигурации. Лишь в западной части в районе ст. Пинюг и Опарино оно, возможно, охватывает юго-восточную окраину Северо-Двинского массива архея.

На всем протяжении Опаринское сводовое поднятие фундамента фиксируется зоной максимумов силы тяжести. В центральных и северных его частях фундамент приподнят на отдельных участках до глубин около 1,8—1,5 км. В этих же районах обычно отмечают и наиболее интенсивные максимумы силы тяжести. Так, выделяющийся в северной части Опаринского поднятия Сысольский максимум силы тяжести охватывает участок резкого поднятия фундамента, характеризующийся, по данным Ибской скважины, полным отсутствием рифея и нижнего палеозоя. На породах фундамента здесь залегают отложения девона. По данным расчетов глубин до магнитных масс, фундамент приподнят в пределах Сысольской вершины рассматриваемого сводового поднятия до —1,5—1,7 км.

В центральных районах Опаринского поднятия у с. Объячево намечается другая округлая вершина, где фундамент также приподнят до глубин около —1,7 км (по данным аэромагнитной съемки).

К западу от Объячевской вершины в районе ст. Пинюг западный борт Опаринского поднятия осложняется структурным мысом поверхности фундамента, вероятно, ограниченным с юго-запада и северо-запада разломами, которые фиксируются в магнитном поле полосовыми максимумами и минимумами.

Резкое сокращение мощности рифея и нижнего кембрия на ст. Опарино (суммарная их мощность составляет здесь 250 м) и полное их выклинивание в г. Котельниче и с. Ибе свидетельствует о древнем возрасте Опаринского сводового поднятия, ограничивающего рифейско-каледонскую Московскую синеклизу. Как и Котельническое поднятие, оно, вероятно, представляло собой до начала франского времени обнаженный выступ докембрийских пород и находилось вне Московской синеклизы, являясь частью ограничивающего ее на юго-востоке Сысоло-Камского массива.

Опаринское сводовое поднятие не находит отражения в структурном плане верхнепалеозойских и мезозойских отложений, так как уже в девоне его территория была охвачена общими региональными погружениями, связанными со смещением к юго-востоку оси формировавшейся в то время Московской синеклизы.

#### Кажимский прогиб

Опаринское и Коми-Пермяцкое поднятие Сысоло-Камской антеклизы разделяются узким линейным Кажимским прогибом, который прослеживается с северо-северо-восточным простираем через верховье р. Сысолы и с. Кажим на устье р. Локчим на расстояние около 250 км, постепенно расширяясь в северном направлении от 30 до 50—60 км. В районе низовий р. Локчим Кажимский прогиб раскрывается в пределы глубокого Предтимаанского прогиба. На всем своем протяжении рассматриваемый прогиб четко фиксируется линейным Кажимским минимумом силы тяжести, сливающимся на севере с региональным Предтимаанским гравитационным минимумом.

По данным аэромагнитной съемки, в осевой части Кажимского прогиба фундамент залегает на глубине около —2,7—3 км и испытывает общее погружение к северу, по направлению к Предтимаанскому прогибу до глубин более —3 км.

Выделенный нами по данным аэромагнитной съемки и гравиметрии (Гафаров, 1959) Кажимский прогиб был подтвержден за последнее время опорной скважиной в с. Кажим, которая вскрыла в его пределах на глубине 2063 м (абсолютная отметка —1911,1 м) красноцветные отложения древнего палеозоя и рифея (бавлинская свита), по которым пройдено более 500 м.

Как показывают геофизические данные, западный борт Кажимского прогиба на всем его протяжении ограничен Вятско-Сысольским региональным разломом. На поверхности он фиксируется линейными пермскими структурами Сысольского вала (Люткевич и Пейсик, 1957). Восточный борт Кажимского прогиба также, видимо, ограничен на ряде участков разломами. Вероятно, заложение этого прогиба в рифее произошло по ограничивающим его протяженным разломам.

Таким образом, узкий грабенообразный Кажимский прогиб разделит в рифее единый Сысоло-Камский массив складчатого фундамента на два крупных обособленных поднятия — Опаринское и Коми-Пермяцкое.

#### Коми-Пермяцкое поднятие

В области верхнего течения р. Камы, в пределах территории Коми-Пермяцкого национального округа и более восточной части Пермской области, а также в прилежащих районах Коми АССР по данным аэромагнитной съемки намечается крупное Коми-Пермяцкое поднятие фундамента, представляющее собой, как и расположенный восточнее Камский вал, составную часть обширной Сысоло-Камской антеклизы.

Коми-Пермяцкое поднятие прослеживается с общим север-северо-западным простираем от верховий рек Камы и Обвы на юге до истоков рек Весляны и Пруба на севере на расстоянии около 400 км при ширине 200—250 км.

На вероятность существования поднятий меридионального и северо-северо-западного простираем к северу от г. Глазова обращал внимание А. Д. Архангельский (1940). Это предположение он обосновывал существованием системы магнитных аномалий соответствующей субмеридиональной ориентировки в Коми-Пермяцком национальном округе.

Следует особо отметить, что выделяемое нами Коми-Пермяцкое поднятие фундамента не является аналогом Камского свода, намеченного В. Д. Наливкиным и др. (1956) по артинским отложениям к востоку от г. Кудымкара вдоль границы с Предуральским прогибом.

В сводовой части Коми-Пермяцкого поднятия, огибающей замкнутой изогипсой —2 км и максимумом силы тяжести, фундамент воздымается до глубин около —1,5—1,8 км.

Крылья рассматриваемого поднятия узкие и крутые и, вероятно, осложнены разломами. Особенно протяженный глубинный разлом ограничивает восточное крыло Коми-Пермяцкого поднятия, по которому фундамент резко погружается к востоку до глубин более 3100 м в г. Кудымкаре. Опорная скважина, пробуренная в этом районе (еще не достигшая фундамента), вскрыла мощные отложения бавлинской свиты, которые, по-видимому, выполняют узкий Косинский прогиб, ограничивающий Коми-Пермяцкое поднятие с востока.

Юго-восточное окончание Коми-Пермяцкого поднятия обрамляется обширным структурным мысом, погружающимся в сторону Предуральского краевого прогиба, которому на поверхности соответствует Краснокамско-Полазненский вал, четко выраженный в пермских, каменноугольных и девонских отложениях (В. Д. Наливкин и др., 1956). В его пределах фундамент вскрыт скважиной в Северокамске на абсолютной отметке —2854 м.

Косинский прогиб, отделяющий Коми-Пермяцкое поднятие от Камского вала Сысоло-Камской антеклизы, протягивается с северо-северо-западным простираем от устья р. Обвы на юге через верховья р. Иньвы в район устья р. Косы до р. Тимшер на севере на расстоянии около 220 км, ширина его 30—50 км.

Как уже отмечалось, в строении Косинского прогиба принимают участие, наряду со средне- и верхнепалеозойскими отложениями, мощные бавлинские отложения. Таким образом, рассматриваемый узкий желобообразный прогиб заложился еще в рифее.

Вдоль границы с Предуральским краевым прогибом восточный склон Сысоло-Камской антеклизы осложняется линейным Камским валом (Гафаров, 1959), в осевой части которого фундамент приподнят до глубин —2—2,5 км. Камский вал прослеживается, таким образом, в виде узкой гряды фундамента шириной в 20—25 км на расстояние около 250 км к северу от с. Чермоз вдоль р. Камы до верховий р. Тимшер. Впервые этот вал был намечен по кунгурским отложениям в 1946 г. К. Р. Чепиковым и назван им Чермозским поднятием, а затем более подробно обоснован другими исследователями (Чочиа, 1955 и др.).

К востоку от Камского вала фундамент резко погружается, вероятно, по разломам, в разломы Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба (В. Д. Наливкин и др., 1956).

В своей северной части Камский вал поворачивает на северо-запад вдоль р. Южн. Кельтмы. В этом районе северный борт Сысоло-Камской антеклизы, очерчивающийся изогипсой —3 км, резко сужается и обрывается по границе с Предтиманским прогибом крутым уступом, по-видимому, связанным с региональным глубинным разломом.

Краткое рассмотрение строения поверхности фундамента северной части Волго-Уральской области показывает его большую сложность. По материалам бурения, аэромагнитной съемки и гравиметрии здесь намечаются ранее неизвестные крупные структурные элементы фундамента, прямо не отражающиеся в поверхностном структурно-тектоническом плане верхне-палеозойских и мезозойских отложений (Опаринское и Коми-Пермяцкое поднятия, Кажимский прогиб и др.).

Выявление новых крупных поднятий в северной части Волго-Уральской области имеет большое значение для правильного направления геологопоисковых работ на нефть и газ.

### ПРЕДТИМАНСКИЙ ПРОГИБ

В юго-западном Притиманье, вдоль края древней (эпикарельской) Русской платформы и по границе ее с Тиманом, прослеживается с общим северо-западным простираем линейный Предтиманский прогиб. Длина этой крупнейшей, еще мало изученной структуры достигает 950—1000 км, ширина изменяется от 40 до 80 км.

Осевая часть Предтиманского прогиба прослеживается от района г. Чердыни на юго-востоке, где он сливается с Предуральским краевым прогибом, в направлении устья р. Северной Кельтмы на северо-западе и далее вниз по р. Вычегде на устье р. Нившеры.

В этом районе Предтиманский прогиб разделяется продольной узкой грядой фундамента на Сереговско-Вычегодскую и Нившерскую впадины. Далее к северо-западу прогиб прослеживается через устье р. Елвы, где он осложняется по простираению седловиной, в район большой петли р. Мезени и затем вниз по ее течению до с. Усть-Кыма. К северо-северо-западу от последнего ось прогиба прослеживается западнее р. Блудной на оз. Варш и далее вдоль р. Снопа до побережья Чешской губы.

Глубина залегания складчатого фундамента вдоль по простираению Предтиманского прогиба сильно меняется. В юго-восточной суженной части прогиба, вдоль р. Вычегды складчатый карельский фундамент погружен на глубину до —5—6 км и более. В пределах Сереговской впадины фундамент залегает на глубинах до —5 км, и, вероятно, 5—6 км в районе Нившерской впадины. Вдоль разделяющей эти впадины узкой линейной гряды, соответствующей Богородской структуре, фундамент приподнят до —3—4 км.

Нившерская впадина отделяется узкой седловиной, обрамляющей с северо-востока округлое Яренское поднятие, от крупной Елва-Мезенской впадины Предтиманского прогиба. В осевой части этой впадины фундамент погружается до —4—5 км и плавно воздымается по направлению к Беломорско-Кулойскому выступу, ограничивающему Предтиманский прогиб на северо-западе. В районе большой петли р. Мезени Елва-Мезенская впадина соединяется с Московской синеклизой.

В крайней северной части Предтиманского прогиба выделяется Пешская впадина, видимо, отделенная от Елва-Мезенской впадины разломом и уступом фундамента.

В целом Предтиманский прогиб фиксируется региональным полосовым минимумом силы тяжести, осложненным рядом частных минимумов и максимумов, которые соответствуют его отдельным впадинам и седловинам.

Предположение о существовании рассматриваемого прогиба впервые было высказано Э. Э. Фотиади именно на основании данных гравиметрии. Э. Э. Фотиади обращал особое внимание на связь регионального Предтиманского минимума силы тяжести с Соликамским гравитационным минимумом.

По своему местоположению Предтиманский прогиб приурочен к северо-восточной окраине Мезенско-Вычегодской складчатой зоны карелид, прослеживаясь вдоль ее сочленения с рифейской складчатостью Тимана.

Обращает на себя внимание тот факт, что крылья Предтиманского прогиба разновозрастные и резко различаются по своему строению. Юго-западное крыло прогиба, расположенное на древней платформе, сравнительно пологое и лишь на отдельных участках осложнено продольными разломами, северо-восточное же крыло, соответствующее в то же время юго-западному борту сложного глыбового поднятия Тимана, очень узкое, крутое и на всем протяжении оборвано разломами.

Как показывают данные бурения в Аныбском районе, на Елмач-Парме, в Весляне и Яренске, в строении Предтиманского прогиба принимают участие чрезвычайно мощные платформенные отложения рифея палеозоя и мезозоя. Вскрытая мощность рифея или эокембрия в Аныбском районе достигает 763 м и, по-видимому, действительная мощность намного превышает эту цифру.

Вероятно, в глубоком строении Предтиманского прогиба принимают участие и наиболее древние комплексы платформенного рифея (сердобский комплекс), заполнившие узкий желобообразный прогиб в начальные этапы его развития. Таким образом, в рифее вдоль края эпикарельской Русской платформы и по границе ее с рифейской геосинклинальной зоной Тимана протягивался чрезвычайно глубокий прогиб, резко погружающийся к северо-востоку. Юго-западный борт его определяется положением скважины в с. Иб, где рифей и нижний палеозой полностью выклиниваются и на складчатом фундаменте залегают отложения девона.

Анализ соотношения Предтиманского прогиба и Московской синеклизы показывает, что несмотря на соединение их северных частей, эти крупнейшие отрицательные структуры являются различными тектоническими формами. Различно также их простираие. Узкий линейный Предтиманский прогиб, вытянутый с юго-востока на северо-запад, расположен несогласно по отношению к Московской синеклизе, имеющей север-северо-восточную ориентировку. Вероятно, заложение и интенсивное развитие узкого Предтиманского прогиба относится к самым ранним этапам рифея, тогда как формирование сравнительно плоской собственно Московской синеклизы началось лишь в валдайское время (Новикова, 1959). Однако следует отметить, что северные части Предтиманского прогиба и Московской синеклизы по существу сливаются и в глубоком строении палеозойской структуры последней здесь участвует раннерифейский желобообразный прогиб Притиманья.

Формирование Предтиманского прогиба не закончилось после завершения геосинклинального режима в пределах Тиманской зоны. Крупные погружения в области Предтиманского прогиба отмечаются также в девоне, среднем карбоне, нижней и верхней перми (Зоричева, 1956). Так, во франское время в его пределах накапливаются песчано-глинистые отложения мощностью около 200 м. Общая мощность карбона в Притиманье составляет 550 м, причем мощность одного среднего карбона в Кельтменском районе достигает 253 м (Ростовцев, 1948<sub>2</sub>).

Мощность нижней перми в Предтиманском прогибе достигает 600 м, что указывает на унаследованность карбонового прогиба и в нижнепермское время (Зоричева, 1956). К этому же времени, вероятно, относится образование мощных соленосных толщ Сереговского района (Люткевич, Пейсик, 1957), обусловивших формирование соляных куполов. По мнению Э. Э. Фотиади (1958), соленосные толщи широко развиты в Предтиманском прогибе, на что указывает связь регионального полосового минимума силы тяжести с Соликамской зоной гравитационных минимумов.

В уфимское время вновь возобновляется интенсивное прогибание юго-западного Притиманья, которое продолжалось и в казанское время. В тарский век и в нижнем триасе северная часть Предтиманского прогиба была охвачена общими погружениями в связи с формированием герцинской Московской синеклизы. Наконец в юре область Притиманья, как и смежная территория Русской платформы, подвергалась юрской трансгрессии, которая, однако, не имела прямого отношения к формированию рассматриваемого прогиба.

Выявленные в пределах Предтиманского прогиба многочисленные пермские структуры III порядка группируются в протяженные линейные валы общего северо-западного простирания. Наиболее крупными из них являются структуры Кельтменского вала, установленного Н. И. Ростовцевым (1948<sub>1</sub>) и прослеживающегося вдоль юго-западного борта прогиба в его юго-восточной части. В составе Кельтменского вала выделяется около 29 структур III порядка; крупнейшая из них — структура Елмач-Парма. По данным буровых и геофизических работ, Кельтменский вал прослеживается на расстояние около 150 км (Ростовцев, 1948 г.).

Важно отметить, что, по данным сейсморазведки и электроразведки, между районом аныбских скважин, расположенных на юго-западном склоне Предтиманского прогиба, и Джежим-Пармой (на юго-западном склоне Южного Тимана) выделяется зона глубокого погружения по кровле гипсов перми.

Таким образом, здесь устанавливается осевая зона Предтиманского прогиба, которая прослеживается вдоль р. Вычегды. В северо-западных районах Предтиманского прогиба наиболее крупными структурами III порядка являются Синдорская, Богородская, Вымская и др. (Солнцев и Кушнарева, 1957). Некоторыми исследователями они объединяются в Большепорожско-Синдорский вал, который тянется вдоль северо-восточного борта прогиба. В последнее время в его пределах на Синдорской структуре вскрыт рифейский сланцевый фундамент на глубине 922 м. Следует подчеркнуть, что система структур Большепорожско-Синдорского вала не является продолжением Кельтменского вала, так как эти протяженные валообразные структуры располагаются на различных крыльях Предтиманского прогиба.

Большинство пермских структур III порядка в пределах Предтиманского прогиба приурочено к продольным разломам и флексурам, осложняющим его борта и осевую часть и связанным с интенсивными подвижками в верхней перми.

Предтиманский прогиб, таким образом, характеризуется рядом специфических особенностей, отличающих его от обычных платформенных структурных форм типа синеклиз, в первую очередь — необычайно вытянутой линейной конфигурацией и очень большой глубиной. На северо-востоке он ограничен на всем своем протяжении Предтиманским глубинным разломом.

Некоторые исследователи (Фотиади, 1956, 1958, и др.) выделяют Предтиманский прогиб в качестве краевого прогиба рифейской геосинклинальной области Тимана. Эта точка зрения, видимо, еще не может считаться обоснованной. Ей противоречит формационный состав рифея и нижнего кембрия аныбских скважин — типично платформенные отложения.

По особенностям строения, развития и, главное, своего местоположения в рифее вдоль края древней Русской платформы и по границе ее с рифейской геосинклиналью Тимана Предтиманский прогиб, по-видимому, должен быть отнесен к категории «зон перикратонных опусканий», выделенных в последнее время Е. В. Павловским (1959) в самостоятельный тип платформенных структур I порядка, которые отличаются чрезвычайно длительным развитием. Предтиманский прогиб, вероятно, представ-

лял собой в рифе северо-западную часть весьма протяженной зоны перикратонных опусканий на периферии Русской платформы.

Значительный интерес представляет рассмотрение некоторых общих соотношений между внутренней структурой фундамента и строением его поверхности на примере севера эпикарельской древней Русской платформы (фиг. 30). Так, обращает на себя внимание общее соответствие ориентировки поднятий и впадин простиранию складчатых комплексов фундамента. Намечаются также некоторые закономерности соотношения между их конфигурацией и местоположением. Например, Опаринское поднятие, вытянутое в целом в северо-северо-восточном направлении, четко соответствует по своему местоположению Кировско-Сыктывкарской складчатой зоне карелид, а Коми-Пермяцкое сводовое поднятие — северной части Камско-Вятской зоны.

Важно отметить, что западная граница Опаринского поднятия и Кировско-Сыктывкарской зоны карелид совпадает с региональным Вятско-Сысольским глубинным разломом фундамента и, таким образом, определяется им.

Точно так же совпадают по своему местоположению и общей ориентировке огромное Токмовское поднятие и осложняющее его на севере Котельничское поднятие с обширным Окско-Волжским массивом архея. Лишь окраинная северо-восточная часть последнего была отсечена разломом в процессе заложения в живете Казанско-Кировского прогиба.

Следует отметить, что Котельничское и Опаринское поднятия приурочены к разнородным складчатым комплексам внутренней структуры фундамента, что, вероятно, подтверждает отнесение их к различным антеклизам.

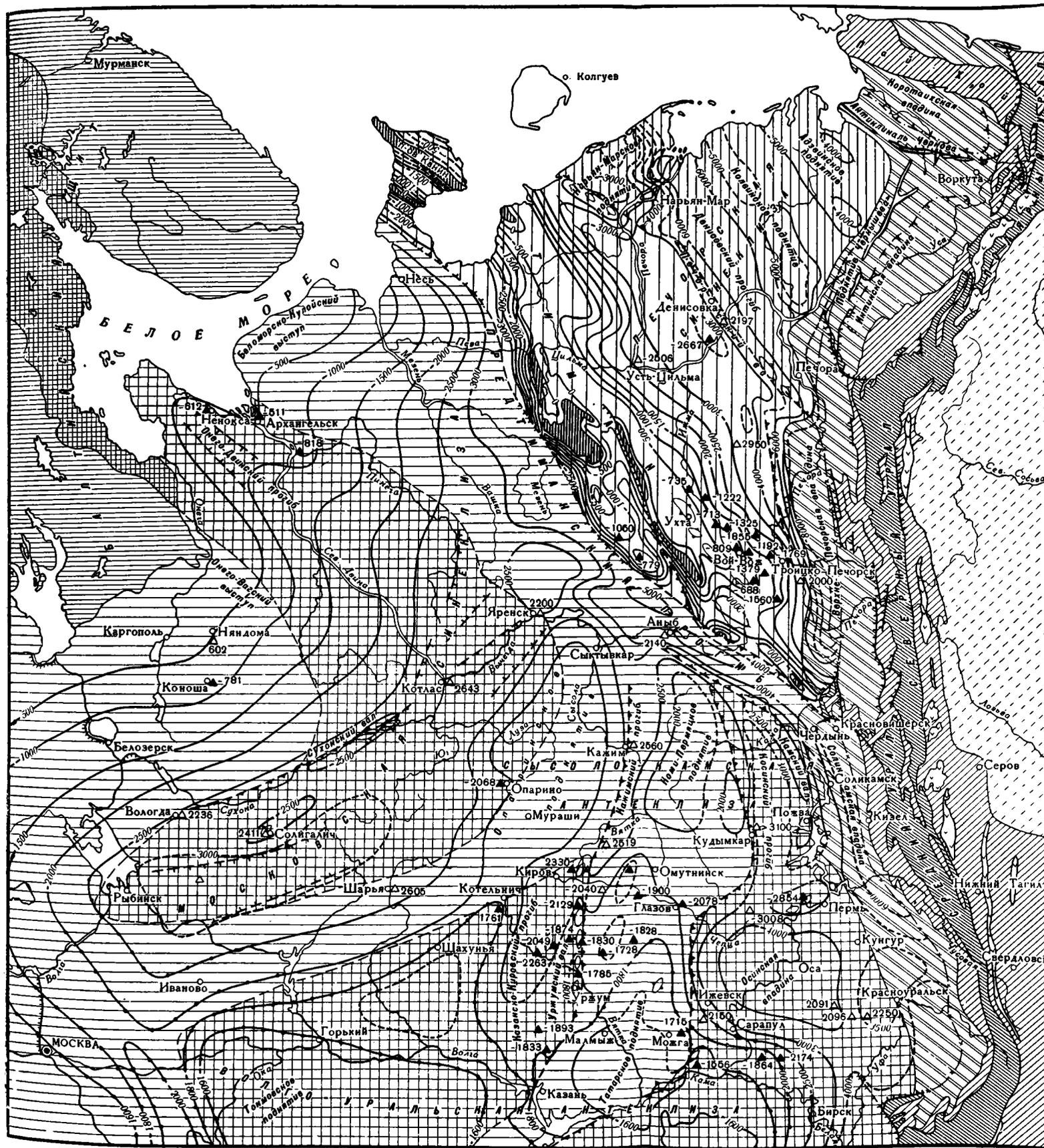
Северная вершина Татарского поднятия и Коми-Пермяцкое поднятие очень четко соответствуют по своему местоположению и ориентировке намеченной нами Камско-Вятской линейной зоне карелид, вдоль по простиранию которой они вытянуты.

Важно подчеркнуть, что общая конфигурация названных поднятий вырисовывается полосовыми магнитными аномалиями Камско-Вятской зоны. В то же время Кажимскому прогибу также достаточно определенно соответствует одноименный минимум магнитного поля. Следует также отметить соответствие узких интенсивных максимумов  $\Delta T_a$  линейной гряде фундамента Вятского вала, что ярко свидетельствует о его приуроченности к разлому.

Восточная граница Камско-Вятской складчатой зоны карелид с огромным Волго-Уральским массивом архея, выраженная на всем протяжении глубинными разломами фундамента, четко определяет юго-восточный и восточный склоны северной вершины Татарского поднятия, а также прямолинейное восточное крыло Коми-Пермяцкое поднятия. Таким образом, Камско-Вятская складчатая зона карелид в целом характеризуется приподнятым положением фундамента и лишь в крайней ее северо-западной части он погружен по разломам вдоль Кажимского прогиба.

Осинская впадина, восточное крыло Сысоло-Камской антеклизы и западное платформенное крыло Предуральского краевого прогиба охватывают северную большую половину огромного Волго-Уральского массива архея, который в этой части оказался глубоко погруженным по ограничивающим его на западе и юго-западе региональным глубинным разломам. В то же время южная часть Волго-Уральского массива характеризуется приподнятым положением фундамента и включает южную округлую вершину Татарского поднятия, Жигулевско-Пугачевское поднятие и др.

Повсеместное региональное распространение в пределах Осинской впадины, а также в более северных и восточных районах мощных отложений ниже-и верхнебавлинской свит свидетельствует о чрезвычайно



Фиг. 30. Схема сопоставления внутренней структуры и строения поверхности докембрийского фундамента севера Русской платформы. Составил Р. А. Гафаров, 1960 г.

1 — изогипсы поверхности складчатого докембрийского фундамента: а — по данным бурения, б — по данным геофизики и бурения; 2 — буровые скважины: а — достигшие складчатого фундамента, б — не достигшие его; 3 — архейские массивы гнейсов: а — на поверхности, б — под платформенным чехлом; 4 — карельские складчатые зоны: а — на поверхности, б — под платформенным чехлом; 5 — байкалиты на поверхности; б — байкалиты под платформенным чехлом: а — миогеосинклинальная зона, б — эвгеосинклинальная зона; 7 — зона развития докембрия на Урале; 8 — зона развития палеозоя на Урале; 9 — герциниды под платформенным чехлом; 10 — Предуральский краевой прогиб; 11 — граница между внешней и внутренней его зонами; 12 — контуры впадин во внутренней зоне Предуральского краевого прогиба; 13 — платформенные складки; 14 — антиклинали Предуральского краевого прогиба; 15 — сбросы, взбросы и крутые надвиги: сплошная линия — установленные, пунктирная линия — перекрытые платформенным чехлом и предполагаемые; 16 — тектонические (глубинные разломы, региональные флексуры и т. д.)



древнем (рифейском) времени обособления этой обширной области погруженного положения фундамента. Опускания Волго-Уральской глыбы архея, вероятно, происходили по древним глубинным разломам, отделяющим ее от Камско-Вятской зоны карелид.

Форма и положение обширной рифейской впадины востока Волго-Уральской области, по-видимому, в значительной мере определяется конфигурацией огромной глыбы архея, в целом наклоненной на восток и юго-восток.

Сравнение внутреннего строения фундамента севера Русской платформы со структурой его поверхности и осадочного чехла позволяет, таким образом, установить, что некоторые наиболее древние (архейские) участки складчатого основания (Окско-Волжский массив, южная часть Волго-Уральского массива, Воронежский массив и др.) в платформенные этапы развития являлись областями поднятий. В то же время отдельные крупные впадины и прогибы по возрасту фундамента более молодые и приурочены к линейным складчатым зонам карелид (Мезенско-Вычегодская зона и др.). Однако не менее часты обратные взаимоотношения фундамента и платформенного чехла. Так, крупнейшие глыбы архея лежат в основании центральной части Московской синеклизы, востока Русской платформы (Волго-Уральский массив и др.).

Следовательно, не отмечается явного унаследования тектоническими формами платформенного чехла складчатых структур основания древней Русской платформы. В связи с этим нет однозначных соотношений внутренней структуры фундамента и структуры его поверхности. Поэтому массивы архея в составе складчатого основания не являются во всех случаях, как считают некоторые исследователи (Харитонов, 1955; Халтурин, 1958), стабильными сводовыми поднятиями, а складчатые зоны карелид не обладают преимущественной тенденцией к погружению. Отдельные крупнейшие глыбы фундамента — угловатые массивы и линейные складчатые зоны, в период формирования платформенного чехла характеризовались сложным индивидуальным развитием. В то же время зависимость строения платформенных прогибов и поднятий от особенностей подстилающего их докембрийского складчатого основания достаточно очевидна.

Так, в структуре платформенного чехла севера древней Русской платформы ярко отражается наследование простириания основных складчатых комплексов фундамента, их разграничительных очертаний, больших глубинных разломов и региональных тектонических швов.

Вдоль важнейших тектонических границ массивов фундамента возникают, как правило, валы (Сухонский, Граханско-Елабужский, Вятский, Камский и др.), представляющие собой линейные цепи плакантиклиналей, которые могут быть использованы для уточнения границ отдельных глыб.

В настоящее время становится все более очевидным, что форма, расположение и соотношение синеклиз и антеклиз, поднятий и впадин древней Русской платформы определяются глыбовой структурой земной коры, рассеченной глубинными разломами, которые и отражаются в первую очередь в структуре платформенного чехла.

## ТИМАН

Сложное глыбовое поднятие Тимана протягивается с общим северо-восточным простирианием от р. Колвы (Колво-Вишерский край) на юго-востоке до берегов Чешской губы Баренцева моря на северо-западе на расстояние около 800 км. Ширина его изменяется от 30—50 до 100 км. Северо-западным продолжением этого поднятия служит поднятие п-ова Канина. Таким образом, крупнейшее поднятие Тимана характеризуется

отчетливой линейной конфигурацией и этим, так же как и историей развития и морфологией структур, резко отличается от типичных платформенных антеклиз.

В целом поднятие Тимана состоит из системы крупных выступов рифейского складчатого фундамента, ориентированных в общетиманском северо-западном направлении и расположенных кулисообразно по отношению друг к другу. Выступы рифея на Тимане ограничены обычно продольными региональными прогибами грабенообразного типа.

Тиман отличается чрезвычайно сильно расчлененным рельефом поверхности складчатого сланцевого фундамента и в целом может быть охарактеризован как резко асимметричный подземный выступ, местами выходящий на поверхность. Данные бурения показывают, что сланцевое основание Тимана образует по отношению к обрамляющим его впадинам подземный «горный кряж» с амплитудой колебания рельефа до 3000 м.

Юго-западное крутое крыло Тимана почти на всем его протяжении ограничивается региональным Предтиманским глубинным разломом, по которому фундамент резко погружается в сторону Предтиманского прогиба. Этот основной ограничивающий Тиман глубинный разлом сопровождается или оперяется крупными разломами, вдоль которых расположены наиболее приподнятые выступы метаморфических сланцев — Вымско-Вольская гряда, Четласский Камень, Цилемский Камень и др. (см. фиг. 12). Названные разломы, прослеживающиеся внутри Тимана с север-северо-западным простиранием несколько несогласно к ориентировке складчатости его фундамента, расположены кулисообразно по отношению друг к другу.

Таким образом, современное строение Тимана определяется прежде всего крупными региональными разрывами, которые расчленили сланцевый фундамент на ряд узких продольных блоков, поднятых и опущенных на различные уровни. Отдельные блоки фундамента обычно круто обрываются с запада и юго-запада разломами и сравнительно полого наклонены на восток и северо-восток. Эти узкие выступы фундамента (гряды) разбиты на отдельных участках также и поперечными разрывами.

Платформенный чехол Тимана слагается осадочными породами верхнего силура (Тиманский Камень), среднего и верхнего девона и карбона. В прогибах и на крыльях Тимана развиты отложения перми.

Структурные формы осадочного чехла Тимана представляют собой пологие небольшие брахиантиклинали, купола и плакантиклинали. Сводовые части структур, как правило, плоские, крылья плакантиклиналей часто осложнены флексурами.

В целом структура платформенного чехла Тимана всецело определяется рельефом поверхности складчатого фундамента, на что особое внимание обращали еще Н. Н. Тихонович (1946), А. Я. Крэмс (1948) и другие исследователи.

Рассмотрение структурно-морфологических особенностей Тимана со всей очевидностью показывает, что его нельзя отождествлять с валами Русской платформы (типа Доно-Медведицкого вала и др., Оффман, 1946). Точно так же Тиман резко отличается по истории своего развития и морфологии структур от типичных антеклиз Русской платформы, в пределах которой не существует аналогов Тимана.

В настоящее время становится все более очевидным, что специфические особенности поднятия Тимана связаны с расположением его в пределах северо-восточного внешнего угла Русской платформы, обладающего байкальским фундаментом, более молодым и мобильным, по сравнению с основанием остальной части платформы. Как известно, Н. С. Шатский еще в 1935 г. отмечал, что структурные особенности Тимана зависят от особенностей его кристаллического основания.

Наиболее характерной чертой поднятия Тимана, кроме его блоковой структуры, отличающей его от положительных структур I порядка Русской платформы, является унаследованность структурами платформенного чехла простираения древних структур основания. Прежде всего унаследованность выражается в отчетливой линейной ориентировке всех структурных форм Тимана, вытянутых согласно простираению рифейской складчатости основания.

В целом сложный глыбовый массив Тимана является лишь высоко поднятой краевой частью складчатой системы байкалид, разбитой региональными разломами на узкие гряды, разделенные узкими продольными прогибами.

Основной структурный план Тимана определяется, таким образом, расчленением его сланцевого фундамента на ряд отдельных поверхностных и подземных выступов или глыб. В крайней юго-восточной части Тимана выделяется узкий Ксенофоновский выступ, длина которого достигает 100 км, ширина составляет лишь 15 км. На юго-востоке, западнее с. Нырб, к нему по надвигу примыкают структуры Полюдова Камня западного склона Урала. Таким образом, в этом районе Соликамская и Верхнепечорская впадины Предуральяского краевого прогиба разделены горстом поднятия Полюдова Камня и Ксенофоновским выступом.

Н. Г. Чочиа (1955) включает Ксенофоновский выступ в состав Кольвинско-Вычегодского вала, в пределах которого развиты куполовидные структуры северо-западного простираения, отличающиеся по амплитуде, размерам, форме и истории тектонического развития от структур Камского вала и Предуральяского краевого прогиба. Наиболее крупная среди них Ксенофоновская антиклиналь. Углы наклона ее крыльев (по Н. Г. Чочиа, 1955) составляют: северо-восточного крыла  $12^\circ$  и юго-западного  $30-35^\circ$  (по отложениям верхнего карбона). Амплитуда антиклинали 600—650 м (Чочиа, 1955).

Региональный Предтиманский разлом, ограничивающий Ксенофоновский выступ с юго-юго-запада, переходит на юго-востоке непосредственно в главный надвиг Полюдова Камня.

Выступ Джежим-Парма располагается к западу от вышерассмотренного выступа и кулисообразно по отношению к нему. Длина этого выступа достигает 40 км, ширина 10—12 км. В структуре осадочного чехла выступ Джежим-Парма отражается в виде округлой брахиантиклинали, оконтуривающейся выходами карбона и перми. На северо-северо-востоке Ксенофоновский выступ и выступ Джежим-Парма ограничиваются Верхне-Вычегодским прогибом запад-северо-западного простираения, который отделяет их от Ухтинско-Ижемского подземного выступа и выступа Оч-Парма.

На юго-востоке Верхне-Вычегодский прогиб открывается в пределы Предуральяского краевого прогиба. В структуре осадочного чехла рассматриваемый прогиб ярко отображается Верхне-Вычегодской мульдой; в ее ядре развиты казанские отложения.

Нившерская впадина Предтиманского прогиба и находящаяся на ее простираении Вымская депрессия отделяют Джежим-Парму от Обдырского поднятия и обширного выступа Четласского Камня. Обдырский подземный выступ фундамента овальной формы и несколько вытянут в северо-западном направлении. Размеры выступа составляют  $40 \times 160$  км. В юго-западной его части сланцевый фундамент вскрыт скважиной в с. Бол. Пороги на абсолютной отметке — 1050 м и в с. Синдоре — на абсолютной отметке — 779 м. Обдырский выступ расположен по отношению к Четласскому Камню кулисообразно и не может считаться лишь периклинальным замыканием последнего. Особенно наглядно обособленность Обдырского выступа устанавливается по

данным гравиметрии — ему соответствует обособленный максимум силы тяжести, расположенный кулисообразно по отношению к Четласской зоне максимумов. Обдырский выступ фундамента отражается в структуре осадочного чехла в виде пологой брахиантиклинальной складки, в ядре которой выходит нижний карбон, окруженный полосами выходов среднего и верхнего карбона и перми.

Крупный выступ Четласского Камня располагается в области верховий рек Мезени и Мезенской Пижмы. Здесь сланцы подняты до абсолютной высоты 471 м — наивысшей отметки на Тимане.

В целом Четласский выступ ориентирован в северо-западном направлении. Длина его 100 км, ширина изменяется от 40 до 70 км в северо-западной части, где от него отходит Кислоручейская складка. Вдоль крыльев выступа и на отдельных участках внутри его развиты отложения среднего девона, которые последовательно сменяются отложениями перми и карбона. На западе Четласский выступ оборван Мезенским разломом, который протягивается далее к северо-северо-западу, где также ограничивает с запада узкий выступ Цилемской гряды, ориентированный в близком к меридиональному направлении и достигающий в длину 75 км при ширине 12—15 км. Восточный борт Цилемского выступа сравнительно пологий и сливается с северо-восточным склоном Четласского выступа. Таким образом, выступы Четласский Камень и Цилемская гряда образуют единый выступ с общим северо-восточным крылом.

Четласский Камень и Обдырская структура ограничиваются на востоке узким линейным Вымским прогибом, граничащим по разлому с Вымско-Вольской грядой метаморфических сланцев. Вымский прогиб расположен на продолжении Нившерской впадины Предтиманского прогиба, по направлению к которой сланцевый фундамент испытывает быстрое погружение до глубин — 2—2,5 км и более. В северо-западной части Вымского прогиба фундамент воздымается до глубин 1,5—1,0—0,5 км и менее. Ширина прогиба здесь около 40 км.

Осевой частью Южного Тимана является выступ метаморфических сланцев Вымско-Вольской гряды, состоящей из выступа Оч-Парма на юго-востоке и Вымско-Кедвинской гряды — на северо-западе. Оба выступа Вымско-Вольской гряды представляют собой линейные горсты, обрезанные с юго-запада по границе с Вымским прогибом региональным сбросом. Амплитуда сброса вдоль выступа Оч-Парма превышает 1000 м.

Северо-восточные крылья выступов Оч-Пармы и Вымско-Кедвинской гряды пологие, здесь сланцы плавно погружаются под платформенные отложения верхнего девона, карбона и перми. Длина выступа Оч-Пармы достигает 120 км, ширина изменяется в пределах 25—35 км. Размеры узкой Вымско-Кедвинской гряды составляют 10—12 · 120 км.

В целом Вымско-Вольская гряда расположена кулисообразно по отношению к выступу Четласского Камня и сдвинута к северо-востоку от него. На северо-западном погружении этой гряды располагается Новожиловская плакантиклиналь.

К северо-востоку от полосы рассмотренных поверхностных выступов сланцев вдоль Тимана протягивается широкая полоса сравнительно неглубокого погружения сланцевого фундамента. Эта полоса подземных выступов прослеживается от нижнего течения р. Космы на северо-запад через д. Верховская на верховье р. Ухты, г. Ухту и далее в район верховий рр. Ижмы и Вычегды. В области Южного Тимана на продолжении этой полосы выделяется ряд подземных выступов фундамента. К ним относятся крупные Ухтинская и Верхнеижемская плакантиклинали и другие более мелкие структурные формы.

Строение рельефа фундамента Ухтинского района и юго-восточного Притиманья изучено в настоящее время по материалам большого количества скважин.

Основными структурными элементами юго-восточного Притиманья являются Ухтинская и Ижемская складки, а также Черь-Вычегодские и Омра-Сойвинские дислокации. В общем платформенные складки Тимана и юго-восточного Притиманья отличаются большим своеобразием и, видимо, могут быть выделены в тиманский тип платформенных складок, как это и предложено А. Я. Кремсом (1948).

Тиманский тип плакантиклиналей отличается значительной резкостью форм и амплитуд при весьма пологом залегании слоев в сводовых частях структур. Они осложнены разломами в ряде случаев взбросового типа. Чрезвычайно важная черта складок платформенного чехла Тимана — соответствие их ориентировки северо-западному направлению складчатости сланцевого фундамента. Все названные особенности плакантиклиналей Тимана несомненно связаны с мобильностью его сравнительно молодого рифейского сланцевого фундамента.

На юго-востоке полоса платформенных структур Тимана обрывается почти меридиональным уступом Верхнепечорской впадины краевого прогиба, очень четко фиксирующегося региональным минимумом силы тяжести.

На северо-западе рассмотренной зоны подземных выступов Тимана располагается Верховская структура, в пределах которой сланцевый фундамент вскрыт на абсолютных отметках — 296 и — 350 м. Длина складки достигает 30 км, ширина 8—10 км. На поверхности в ее ядре выходят породы верхнего девона, окруженные отложениями среднего карбона.

К северу от упомянутой полосы подземных выступов фундамента располагается Северо-Тиманский выступ, кулисообразно сдвинутый по отношению к ней к северо-востоку. Он прослеживается от побережья Чешской губы, где в районе мыса Румяничного и мыса Бармина в его пределах выходят сланцы и интрузии рифея, до среднего течения р. Тобыш на юго-востоке. Общая длина Северо-Тиманского выступа достигает 220 км при ширине 50—60 км. Юго-западное крыло выступа осложнено Волонгской флексурой северо-западного простирания. Северо-восточное его крыло, вероятно, также выражено ступенями фундамента, погружающимися по продольным сбросам. Юго-восточное окончание выступа имеет форму пологого структурного мыса (Тобышского), погружающегося на юго-восток в пределы Печорской синеклизы.

Таким образом, Северо-Тиманский выступ — наиболее северо-восточная структура среди линейно вытянутых, кулисообразно расположенных сланцевых блоков, составляющих Тиман.

На северо-западном продолжении Северо-Тиманского выступа располагается линейный выступ Канинского Камня на п-ове Канине. Канинский Камень представляет собой низкий сглаженный хребет шириной 12 км. Он протягивается в северо-западном направлении от мыса Микулкина к Канину Носу на расстояние около 180 км, выдаваясь в море в районе этих мысов, далеко на северо-запад.

К юго-западу от Канинского Камня и параллельно ему протягивается выступ мысов Лудоватых, почти не выраженный в рельефе.

Юго-западный борт Канинского Камня ограничен региональным продольным разломом, вдоль которого отмечается опрокидывание складок в сланцах на юго-запад. Вдоль северо-восточного края полосы выходов мысов Лудоватых развита тектоническая доломитовая брекчия, мощностью до 100—150 м, что также подтверждает наличие здесь ограничивающего разлома.

Между Канинским Камнем и выступом мысов Лудоватых выделяется крупный Канинский грабен (Люткевич, 1953), вдоль которого сланцевый фундамент погружен на глубину до — 1,5—2 км.

Система линейных платформенных структур Тимана, выраженных в первую очередь кулисообразно расположенными узкими блоками фундамента, резко обрывается на юго-востоке почти меридиональным уступом Предуральского краевого прогиба. Особенно наглядно это отображается на гравиметрической карте в виде ограничения Предуральским гравитационным минимумом Тиманских максимумов силы тяжести.

### ПЕЧОРСКАЯ СИНЕКЛИЗА

Между Тиманом и складчатой системой герцинид Урала, в пределах северо-восточного внешнего угла Русской платформы располагается обширная впадина фундамента, выделяемая Н. С. Шатским (1952, 1957) под названием Печорской синеклизы. На востоке и северо-востоке она ограничивается герцинским Предуральским краевым прогибом (см. фиг. 27). В пределах Печорской синеклизы развит мощный платформенный чехол палеозойских и мезозойских отложений, перекрытых четвертичными образованиями.

Как показали новые данные бурения и региональных геофизических исследований последних лет, крупнейшая Печорская синеклиза имеет весьма сложное строение. В ее пределах существует ряд частных поднятий и прогибов общего северо-западного простирания, многие из которых различного возраста.

Западный борт синеклизы обрамляется обширными структурными носами в среднем течении р. Ижмы и в бассейне р. Тобыш. В центральной части Печорской синеклизы прослеживается с юго-востока на северо-запад система платформенных складок Печорского вала (Печорской гряды), в ядрах которых выходит верхний девон.

Между западным крылом синеклизы и Печорским валом отмечается плоская Ижма-Печорская впадина (Солнцев, Кушнарера, 1957), в ее пределах сланцевый фундамент погружен до — 3 км и, возможно, несколько глубже. На севере Печорская синеклиза осложнена Нарьян-Марским поднятием.

В зоне Печорского вала и южнее, в полосе Лемью-Чикшинского гравитационного максимума, выделяется Припечорский структурный уступ, по которому фундамент резко погружается на северо-восток в пределы Денисовского линейного прогиба и внешней (западной) зоны Предуральского краевого прогиба.

Таким образом, фундамент Ижма-Печорской впадины в целом значительно приподнят по отношению к основанию Денисовского прогиба и является более приподнятой ступенью в пределах обширного западного крыла Печорской синеклизы.

На северо-востоке Денисовский прогиб ограничивается Колвинским поднятием. Оно в свою очередь отделяется плоским прогибом северо-западного простирания от широкого и плоского Адзвинского поднятия, расположенного в окраинной северо-восточной части платформы.

Платформенные структуры Печорской синеклизы, имеющие общее северо-западное простирание, согласное с направлением байкальской складчатости, очень резко обрываются на востоке и юго-востоке глубокими впадинами северной части Предуральского краевого прогиба, определяющего границу герцинской складчатой системы Урала с эпирифейской Русской платформой.

В Предуральском краевом прогибе к северу от Полюдова Камня выделяется Верхне-Печорская, Интинская и Коротанхская глубокие

впадины, разделенные поперечными поднятиями (Полюдова Камня, Тимаизским, южной части гряды Чернышева и Пай-Хоем; см. фиг. 21) и выполненные пермскими молассовыми соленосными и угленосными (в Печорском бассейне) формациями огромной мощности. Узкие линейные складки в палеозойских отложениях Предуралья краевого прогиба чрезвычайно резко отличаются от пологих платформенных структурных форм Тимана и Печорской синеклизы и отделены от них региональными флексурами и структурным уступом фундамента.

#### Ижма-Печорская впадина

Область развития мезозойских отложений, прослеживающаяся между Тиманом и Печорской грядой, долгое время рассматривалась как сравнительно простой прогиб (депрессия), выполненный мощной толщей палеозоя и мезозоя. Данные региональных геофизических исследований глубокого бурения свидетельствуют о значительной сложности ее глубинного строения и истории формирования.

Сравнительно пологое погружение поверхности фундамента к северо-востоку от Тимана в области юго-западного крыла Печорской синеклизы осложняется обширными структурными мысами. К востоку от нижнего течения р. Ижмы, с. Усть-Цильмы и восточнее р. Печоры (на меридиональном ее участке) фундамент погружается еще более полого до глубин около — 3,5—4 км и более в районе Печорской гряды.

На северо-западе, в верховьях р. Соймы, между восточным склоном поднятия Северного Тимана и Нарьян-Марским поднятием хорошо выражено центриклинальное замыкание узкого Сульско-Сойминского прогиба, открывающегося на юго-восток, в пределы Ижма-Печорской впадины. На продолжении оси Сульско-Сойминского прогиба, по направлению к устью р. Шапкиной, р. Ерсу, с. Брыкаланск и далее к юго-юго-востоку на Ира-Ель, по-видимому, прослеживается слабо выраженная осевая часть Ижма-Печорской впадины. В целом она представляет собой пологую впадину, наклоненную на восток и северо-восток с отчетливым юго-западным бортом, осложненным обширными структурными мысами и региональными продольными флексурами. Северо-восточное и восточное ограничение Ижма-Печорской впадины в структуре поверхности фундамента выражено менее четко узкими валообразными структурами, вероятно, сопровождающимися с запада зону Припечорского структурного уступа.

Установление Илыч-Чикшинской зоны максимумов силы тяжести опровергло представления о постепенном переходе Ижма-Печорской впадины в Предуральский краевой прогиб. По данным аэромагнитной съемки вдоль названного гравитационного максимума прослеживается валообразная структура, вероятно, в виде узкой гряды фундамента с минимальными отметками около — 2,5—3 км. На востоке предполагаемый Илыч-Чикшинский вал ограничивается Припечорским структурным уступом, вдоль которого фундамент резко погружается по разломам в пределы Верхне-Печорской впадины Предуральского краевого прогиба до глубин около — 8—9 км.

Таким образом, Илыч-Чикшинская гряда является краевым валом платформы. Граница Предуральского краевого прогиба здесь выражена региональной флексурой, которая отмечается в пермских отложениях в низовье р. Илыч и прослежена сейсморазведкой севернее в бассейне р. Б. Лаги. Она выражена в этом районе сменой весьма пологих платформенных структур с углами наклона крыльев 1—2° крутыми узкими складками краевого прогиба с углами падения слоев 7—12° и более. Ширина флексуры составляет 1—2 км и иногда более (Бейрахова, 1959).

Глубинное строение Ижма-Печорской впадины в настоящее время изучено редкими профилями скважин и сейсмическими методами. Сейсморазведкой (методом отраженных волн) более или менее определено прослеживаются в пределах Ижма-Печорской депрессии границы, выраженные кровлей глин фамена, кровлей (или подошвой) терригенной толщи визейского яруса, кровлей (или подошвой) терригенных отложений нижнемосковского подъяруса среднего карбона и сакмаро-артинскими известняками нижней перми, а также и другие границы, не имеющие отчетливой стратиграфической приуроченности. Лишь для нижнепермских отложений имеется достаточное количество данных по скважинам для построения структурной карты Ижма-Печорской депрессии.

Южное замыкание Ижма-Печорской впадины по нижнепермским отложениям обычно ограничивается Ижма-Омринским поднятием близкого к широтному простираю. Угол падения нижнепермских отложений составляет около  $1^\circ$ .

Западная граница прогиба в южной его части выражена Верхне-Ижемским флексу-сбросом северо-северо-западного простираю. Амплитуда его составляет около 300 м. Далее на север западная граница депрессии прослеживается вдоль восточного склона Айювинской структуры и затем вдоль полосы моноклиального северо-восточного погружения палеозоя на восточном склоне Среднего Тимана.

Таким образом, на всем протяжении восточного склона Тимана прослеживается структурный уступ, очерчивающий западную границу Ижма-Печорской депрессии. Угол падения отложений карбона и нижней перми этого крыла изменяется в среднем от  $1^\circ 30'$  до  $4^\circ$ . Вдоль всего западного борта Ижма-Печорской впадины прослеживается полоса линейно вытянутых структур, ориентированных по региональному простираю нижнепермских слоев и весьма сходных по своей морфологии. Структурные формы западного борта Ижма-Печорской впадины асимметричны, с крутыми восточными крыльями, они ограничены с запада линейными продольными прогибами.

В отличие от линейно вытянутых структур западного борта Ижма-Печорской впадины структуры южного замыкания последней характеризуются сложными округлыми очертаниями.

В центральной выположенной части Ижма-Печорской впадины углы наклона слоев нижней перми не превышают в среднем  $30-50^\circ$ . Наиболее крупная структурная форма здесь — Лемъюское поднятие, выявленное сейсморазведкой и подтвержденное затем бурением. Ширина поднятия около 45 км.

Северное замыкание Лемъюского поднятия точно не установлено. Вероятно, здесь развивается крупная, расплывчатая по форме, очень полого погружающаяся на север структурная терраса, ориентировка которой близка к широтной.

Восточная граница Ижма-Печорской впадины в южной части четко не выражена и может быть прослежена вдоль полосы смены пологих углов наклона слоев в центральной ее части более крутыми (от  $1^\circ 20'$  до  $3^\circ 30'$ ) углами на востоке, отмечающей погружение в сторону Предуральского краевого прогиба. Эта зона резкого погружения слоев на восток фиксируется и сейсмическими данными. На поверхности фундамента ей соответствует зона Припечорского структурного уступа, далее к северо-западу сопровождающегося палеозойскими структурами Печорского вала.

Вдоль восточной окраины Ижма-Печорской впадины выделяется ряд структур III порядка, расположенных кулисообразно и ориентированных примерно меридионально, по простираю нижнепермских слоев. В целом они очерчивают восточное ограничение впадины.

Вдоль северо-восточной окраины Ижма-Печорской впадины (непосредственно западнее Печорской гряды) сейсморазведкой был выявлен ряд структурных форм осадочной толщи. Фундамент здесь вскрыт в с. Кипиево на абсолютной отметке — 2667 м. Отложения Ижма-Омринского комплекса в этом районе не развиты.

Наконец, на севере Ижма-Печорская впадина ограничивается Нарьян-Марским поднятием фундамента, которое, видимо, осложняет западный борт Печорской синеклизы.

В целом Ижма-Печорская впадина наглядно отображается зоной пониженных отрицательных и положительных значений силы тяжести, резко ограничивающейся Тиманской и Печорской зонами гравитационных максимумов.

В 1954 г. О. А. Солнцев и В. А. Левченко составили схемы тектоники Ижма-Печорской впадины, отметив значительную сложность ее строения. Так, О. А. Солнцев впервые высказал в это время предположение о существовании в глубоком строении впадины девонского Ижма-Печорского свода, фиксирующегося по сокращению мощностей девона.

Бурение и сейсморазведка, проведенные в пределах Ижма-Печорской впадины, дали ценные данные о ее глубинном геологическом строении. В настоящее время по материалам этих исследований установлено, что рассматриваемая впадина по всем отложениям до верхнего девона включительно имеет общий пологий наклон на восток и северо-восток. Однако погружение происходит неравномерно и осложняется региональными продольными структурными террасами, что предполагалось А. Н. Розановым еще в 1949 г.

Развитие обширных пологих структурных форм типа террас, разделенных полосами более крутого падения, вероятно, характерно для Ижма-Печорской впадины. Важно отметить, что структура поверхности ее фундамента также отличается развитием обширных структурных мысов или носов, погружающихся на восток и северо-восток. В частности, предполагаемый О. А. Солнцевым и Т. И. Кушнаревой (1957) в центральной части Ижма-Печорской депрессии погребенный Ижма-Печорский свод, являвшийся в девонском периоде и в турнейское время областью поднятия, соответствует по своему местоположению крупному структурному мысу фундамента, который выделяется в среднем течении р. Ижмы (район рек Айювы, Сэбысь). Особенно отчетливо он очерчивается изогипсами — 2—2,5—3 км. Вероятно, в пределах этого структурного мыса выделяются отдельные мелкие поднятия, которые фиксируются методом теллурических токов (ТТ) замкнутыми контурами их повышенных значений.

Особенно интересные данные о глубинном строении северной части Ижма-Печорской впадины были получены в результате проведения региональных сейсмических исследований (методом отраженных и преломленных волн) вдоль широтного колена р. Печоры от с. Усть-Цильмы до с. Мутный Материк. Результаты этих исследований освещены в 1960 г. Т. И. Кушнаревой и Я. Д. Россиным, которые выделяют по геологическим и сейсмическим данным основные комплексы платформенного чехла севера Ижма-Печорской впадины.

Как считают Т. И. Кушнарева и Я. Д. Россин, глубина залегания продуктивных девонских отложений в осевой части впадины составляет около 2200—2300 м, а в восточной окраинной ее зоне — 2600—2700 м. Наконец, как показали данные бурения в Ира-Иоле, а также (в последнее время) в с. Усть-Цильме, в глубоком строении Ижма-Печорской впадины принимают участие толщи отложений ижма-омринского комплекса, которыми начинается разрез ее платформенного чехла. Вскрытая мощность ижма-омринского комплекса на ст. Ира-Иоль, где фундамент

не был достигнут, составляет 755 м. Западнее фундамент вскрыт на глубине 2596 м в с. Усть-Цильма, в районе которого, возможно, прослеживается узкий прогиб, внедряющийся на северо-западе в пределы Тимана, намечая, таким образом, кулисообразное разделение юго-восточного продолжения Северо-Тиманского выступа и Ухто-Ижемской полосы подземных выступов.

Как показал сейсмический профиль (методом КМПВ), в пределах северной части Ижма-Печорской впадины отмечается пологое восточное падение слоев, более крутое в западной ее половине и весьма пологое в центральной и восточной частях. На общем фоне погружения отмечаются локальные пологие поднятия.

Рассмотрение структурного плана Ижма-Печорской впадины и мощностей осадочного чехла свидетельствует, таким образом, о сложном ее развитии.

В начале палеозоя начинается прогибание обширной территории, располагавшейся к востоку от Тимана и соответствующей Печорской синеклизе. Значительное развитие в нижней части ижма-омринского комплекса в Ира-Иоле грубообломочных песчаных пород и крупной гальки сланцев дает основание предполагать существование здесь в это время выступа фундамента. Последний, видимо, соответствовал по своему местоположению структурному мысу фундамента в среднем течении р. Ижмы. Прогибание Ижма-Печорской впадины отчетливо выражено в среднем и верхнем девоне. Сокращение мощности этих отложений в районе Ира-Иоля подтверждает предположение О. А. Солнцева о наличии Ижма-Печорского свода в среднем и верхнем девоне. Одновременно с прогибанием Ижма-Печорской впадины в франское и фаменское время в окраинных ее частях, вероятно, формировались структуры III порядка. Слабые погружения в пределах рассматриваемой впадины продолжались и в карбоне. В пермское время Ижма-Печорская депрессия оформляется в пологую платформенную впадину. Но особенно четко, как зона максимальных мощностей, Ижма-Печорская впадина выражена в мезозойских отложениях.

#### Нарьян-Марское поднятие

В северо-западной части Печорской синеклизы в районе низовий р. Печоры и западнее г. Нарьян-Мара располагается сложное по конфигурации Нарьян-Марское поднятие фундамента (фиг. 27, 31). Впервые оно было намечено по данным аэромагнитной съемки в 1955 г., а затем ярко отразилось на гравиметрической карте в виде обширного Нарьян-Марского максимума силы тяжести. Определенным подтверждением существования Нарьян-Марского поднятия являются выходы сакмарских известняков нижней перми на рр. Песчанке и Седуихе, вдоль юго-западного его борта.

По данным региональных геофизических исследований оконтуривается юго-восточная часть Нарьян-Марского поднятия, очерченная изогипсами — 2,5—3 км. Общая длина поднятия достигает 120 км, ширина его увеличивается с юго-востока на северо-запад от 60 до 120 км.

Северо-западное продолжение поднятия скрыто под водами Баренцева моря. Судя по данным гравиметрии, в состав Нарьян-Марского поднятия, возможно, входит и о. Колгуев, который оконтуривается соответствующим ему по конфигурации максимумом силы тяжести.

Подобными гравитационными максимумами, но только более интенсивными, фиксируются две округлые вершины в пределах Нарьян-Марского поднятия, намечающиеся по данным расчетов глубины залегания магнитных пород фундамента. В их пределах фундамент приподнят до глубин от — 1,5 до — 1,7 км. Наиболее отчетливо выделяется



южная вершина, расположенная западнее с. Оксина и оконтуривающаяся замкнутой изогипсой — 2 км. Другая вершина Нарьян-Марского поднятия намечается в его северной части в районе устья р. Неруты. Северная и южная вершины рассматриваемого поднятия разделяются, по-видимому, пологой седловиной, прослеживающейся вдоль 68° с. ш.

Крылья Нарьян-Марского поднятия достаточно крутые. Вдоль них фундамент резко погружается в пределы соседних впадин, местами, вероятно, по разломам. Об этом свидетельствуют угловатые очертания поднятия, видимо ограниченного разломами северо-западного и северо-восточного простирания. Есть основания предполагать, что северо-восточный борт Нарьян-Марского поднятия осложняется грабенообразными погружениями, выполненными отложениями юры. Наличие разломов северо-западного простирания, ограничивающих юго-западный борт поднятия и осложняющих его внутреннюю часть, подтверждается приуроченностью к ним линейно вытянутых Песчано-Седуихинских пермских структур, ориентированных в северо-западном направлении. В магнитном поле этот разлом четко фиксируется резкой сменой Тиманского регионального магнитного минимума субширотными Нарьян-Марскими полосовыми аномалиями и локальными максимумами  $\Delta T_a$ . Таким образом, этот разлом отделяет магнитный фундамент Нарьян-Марского поднятия от немагнитного сланцевого основания Сульско-Сойминского прогиба Ижма-Печорской впадины.

Важные сведения о строении платформенного чехла Нарьян-Марского поднятия были получены в результате проведения водной сейсморазведки в низовье р. Печоры. В районе восточной части Нарьян-Марского гравитационного максимума устанавливается локальное поднятие по мезозойским и пермским отложениям. Судя по скоростной характеристике разреза, мощность юры и перми в юго-западной части поднятия весьма значительна (порядка 1500—2000 м). Таким образом, мощность отложений девона в пределах Нарьян-Марского поднятия, видимо, сокращается.

Платформенные структуры Тимана, Ижма-Печорской впадины и Нарьян-Марского поднятия резко обрываются на востоке и северо-востоке Припечорским региональным уступом фундамента, который прослеживается на огромном расстоянии сначала вдоль западного борта Предуральского прогиба до р. Чикшиной на севере и затем к северо-западу на значительном расстоянии вдоль Печорской гряды и северо-восточного борта Нарьян-Марского поднятия.

Строение Припечорского структурного уступа неоднородно на отдельных его участках. Однако в целом уступ приурочен к определенной структурной линии — к большому Припечорскому глубинному разлому, разделяющему внешнюю (Тиман) и внутреннюю (Большеземельская тундра) зоны байкалид. Лишь в своей северной части Припечорский структурный уступ смещен от линии глубинного разлома и прослеживается вдоль северо-восточного крыла Нарьян-Марского поднятия, в то время как граница внешней и внутренней зон байкалид протягивается вдоль юго-западного крыла последнего и выражена глубинным разломом северо-западного простирания. Припечорский глубинный разлом отличался длительным развитием и, вероятно, имел кардинальное значение в начальные этапы заложения Печорской синеклизы.

Детальной аэромагнитной съемкой, гравиметрией и сейсморазведкой в зоне Припечорского структурного уступа намечен ряд локальных сопровождающих его поднятий. Особенно ярко зона Припечорского структурного уступа выделяется вдоль Печорской гряды, где к нему приурочена система крутых платформенных складок, четко фиксирующихся полосовыми максимумами силы тяжести и образующих крупную линейную валлообразную структуру.

Печорский вал (гряда) протягивается с общим северо-западным простиранием на расстояние около 350 км от р. Югида на юго-востоке до р. Шапкиной на северо-западе. В составе вала (вдоль по его простиранию) выделяется ряд линейно вытянутых асимметричных брахиантиклиналей. В их сводовых частях вскрываются породы верхнего девона и карбона, круто погружающиеся на запад под углами до 20—30° и сравнительно полого на восток — под углами от 3 до 12°. Длина отдельных структур Печорского вала достигает 25—40 км, а их амплитуда относительно разделяющих прогибов — 400—700 м. Наиболее крупные среди них Картаиольская, Каменная, Мутно-Материковая и другие брахиантиклинали. Структуры северной части Печорского вала изучены по данным геофизических работ и структурного бурения. Юго-западное крыло Мутно-Материковой структуры оборвано крупным сбросом с амплитудой 1600—1800 м. Этот региональный сброс, вероятно, протягивается с северо-западным простиранием вдоль всей Печорской гряды, отражая, таким образом, на поверхности Припечорский глубинный разлом фундамента.

На юго-востоке Печорский вал погружается в пределы Предуральского краевого прогиба, сменяясь меридиональными линейными складками верхней перми вдоль его западного борта.

Менее определенно решается вопрос о возможном продолжении Печорской гряды к северо-северо-западу от р. Шапкиной, в районе среднего течения которой резко заканчивается линейный Печорский максимум силы тяжести, соответствующий Печорскому валу. Он отделяется от Нарьян-Марского гравитационного максимума поперечным минимумом силы тяжести. Подобный же разрыв испытывают в районе между р. Шапкиной и г. Нарьян-Маром Денисовская и Нарьян-Марская системы полосовых магнитных аномалий, также отчетливо различающихся по своему простиранию. Их разделяет магнитный минимум северо-восточного простирания, вероятно фиксирующий поперечный разлом фундамента. Таким образом, гравитационные и магнитные аномалии, соответствующие собственно Печорской гряде, к северо-западу от р. Шапкиной не прослеживаются.

Песчано-Седуихинская система платформенных складок, протягивающаяся вдоль юго-западного склона Нарьян-Марского поднятия, расположена кулисообразно по отношению к простиранию Печорского вала и отклоняется к юго-западу, возможно, по отмеченному северо-восточному разлому. Следовательно, Песчано-Седуихинская или Малоземельская гряда (В. А. Дедеев) не является прямым продолжением Печорского вала, как это предполагают В. А. Левченко, И. И. Бирюков, В. А. Дедеев и др.

Важно отметить то обстоятельство, что плакантиклинали Печорского вала приурочены к региональному структурному уступу фундамента, погружающемуся на северо-восток, в то время как Песчано-Седуихинские структуры расположены вдоль юго-западного крыла Нарьян-Марского поднятия. Таким образом, региональный наклон поверхности фундамента обращен в пределах Печорской и Песчано-Седуихинской гряд в противоположные стороны. Следовательно, чисто структурный анализ особенностей расположения этих платформенных складок по отношению к более крупным структурам выявляет их существенные различия.

С нашей точки зрения Печорский вал следует выделять лишь как структуру, связанную по своему положению и, видимо, генезису с Припечорским структурным уступом. К северу от р. Шапкиной последний резко выполаживается.

Как уже отмечалось выше, не исключается возможное погруженное продолжение структур Печорского вала вдоль восточного крыла Нарьян-Марского поднятия на простирании Припечорского структурного уступа фундамента. Платформенные складки здесь погребены под мощным покровом весьма полого залегающих отложений мезозоя и перми. Лишь на отдельных участках отмечаются углы падения до  $5-6^\circ$  (широтная протока Кудрикшор), вероятно, связанные с локальными структурами.

#### Денисовский прогиб

Денисовский прогиб характеризуется линейной желобообразной формой и прослеживается с общим северо-западным простиранием на расстояние около 400 км от Печорской губы, через верховья р. Серчей-Ю в район с. Денисовка и далее вдоль р. Лаи на устье р. Лыжи (см. фиг. 31). Ширина прогиба составляет в среднем 50—70 км. Впервые он был намечен по данным аэромагнитной съемки в 1955 г. и затем подтвержден по материалам гравиметрии и сейсморазведки.

На юго-востоке между Усть-Усой и г. Печорой Денисовский прогиб резко расширяется и раструбом раскрывается в пределы Предуральского краевого прогиба, сливаясь с западным платформенным крылом последнего. На всем протяжении рассматриваемый прогиб четко отображается Денисовским полосовым минимумом силы тяжести, который сливается на юго-востоке с Предуральским региональным гравитационным минимумом.

В осевой части Денисовского прогиба складчатый рифейский фундамент погружен, как позволяют судить данные аэромагнитной съемки, до глубин около 6—8 км. Юго-западный борт прогиба вдоль Печорской гряды на значительном протяжении определяется Припечорским структурным уступом и глубинным разломом фундамента.

Как показали водные сейсмические исследования в 1959 г., граница Печорского вала с Денисовским прогибом выражена узкой зоной резкого погружения отложений карбона и девона на северо-восток под углами около  $15-20^\circ$  на расстояние около 6—7 км.

Северо-восточный борт Денисовского прогиба (по границе с Колвинским поднятием) более пологий и только на отдельных участках осложняется продольными разломами. Так, сейсмический профиль по р. Усе, выполненный в 1958 г. Ю. М. Портновым, выявил сравнительно крутое падение осадочных пород чехла, видимо, обусловленное крутым уступом поверхности фундамента.

Таким образом, Денисовский прогиб, возникший и развившийся, вероятно, в нижнем палеозое, представляет линейную грабенообразную депрессию, общая конфигурация которой очерчивается предполагаемыми изогипсами — 6 км (см. фиг. 31). В этих границах, видимо, вырисовывается прежде всего ниже- и среднепалеозойская структура Денисовского прогиба, участвующая в глубоком строении Печорской синеклизы и представляющая зону наибольшего погружения фундамента в ее пределах.

По-видимому, развитие тектонических форм осадочного чехла Печорской синеклизы началось с заложения вдоль Припечорского глубинного разлома узкого желобообразного прогиба, который развился в среднем и верхнем палеозое, а затем в мезозое в типичную платформенную синеклизу довольно сложного строения. Есть все основания предполагать, что чрезвычайно мощный разрез девона Печорской гряды сохраняется в пределах Денисовского прогиба (если даже не превышает его).

Структурные изменения Денисовского прогиба в девоне, карбоне и перми, а также и в мезозое выразились, таким образом, в том, что

вместо узкого (до 50—70 км) грабенообразного нижнепалеозойского прогиба северо-западного простирания в среднем и верхнем девоне образовалась более широкая (вероятно, до 150—200 км) впадина примерно такой же ориентировки. При этом наиболее прогнутая с максимальными мощностями осевая зона девонской впадины, видимо, унаследовала свое общее простирание и местоположение от нижнепалеозойского грабенообразного прогиба.

По данным водной сейсморазведки по р. Печоре в пределах Денисовского прогиба отмечается существенное увеличение мощности отложений нижней и верхней перми, а также мезозойских отложений, залегающих на более древних образованиях, по-видимому, с несогласием; увеличение их мощности к востоку происходит поэтому сравнительно постепенно. Судя по характеру залегания и скоростной характеристике пород верхней перми Денисовского прогиба, эти отложения распространяются и в район бассейна рек Усы и Колвы.

Весьма своеобразная и важная особенность Денисовского прогиба — его расположение на продолжении входящего угла Предуральского краевого прогиба внутрь платформы. Возможно, что формирование Денисовского прогиба (особенно в юго-восточной его части) в течение верхней перми и триаса было тесно связано с развитием Предуральского краевого прогиба. В таком случае для верхнепалеозойского этапа он является поперечным прогибом, далеко заходящим в глубь платформы.

К северо-востоку от Денисовского прогиба, в области западной половины Большеземельской тундры, фундамент в целом относительно приподнят до глубин около — 5 км, на фоне которых здесь намечаются Колвинское и Адзвинское поднятия, разделенные плоским Сандивейским прогибом общего северо-западного простирания.

#### Колвинское поднятие

Колвинское поднятие прослеживается вдоль р. Колвы от ее устья до широтного изгиба на севере и далее к северо-западу через верховья рек Лаи и Хильчюю, вероятно, до побережья Печорского моря на расстоянии около 300 км при ширине от 35 до 70 км (см. фиг. 31). Севернее широтного колена р. Колвы рассматриваемое поднятие, видимо, разделяется узкой седловиной на две вершины, оконтуривающиеся изогипсами — 5 км.

По данным вычисления глубины залегания магнитных масс складчатый фундамент находится в южной части Колвинского поднятия на глубинах около 3,5—4 км и около 4—5 км — на севере, в пределах Чернореченской вершины. Интересно отметить, что по данным метода теллурических токов (ТТ), амплитуда Колвинского поднятия относительно смежных участков в южной его части составляет примерно 2 км.

В целом Колвинское поднятие четко отображается соответствующей по конфигурации зоной максимумов силы тяжести.

Существование Колвинского поднятия подтверждено водным сейсмическим профилем вдоль по р. Усе (Ю. М. Портнов), которым было пересечено южное периклинальное окончание поднятия, оконтуренное на участке между устьем р. Колвы и устьем р. Большой Сыни по преломляющей границе, соответствующей поверхности карбонатных пород низов казанского яруса. Ось поднятия проходит здесь через с. Осваньюр и далее к северо-северо-западу несколько восточнее р. Колвы.

На юго-востоке Колвинское поднятие резко несогласно ограничивается Предуральским краевым прогибом — более поздней наложенной структурной формой. Однако западный платформенный борт

Предуральского прогиба на этом участке сравнительно пологий и обрамляется плавными фестонами, вдающимися в пределы платформы.

Очень пологий и, видимо, слабо выраженный Сандивейский прогиб, ограничивающий Колвинское поднятие с северо-востока и отделяющий его от Адзвинского поднятия, имеет характер плавной линейной седловины, ширина которой составляет примерно 50 км, а длина достигает 250 км. На всем протяжении прогиб отображается относительным минимумом силы тяжести, сливающимся на юге с Предуральским региональным гравитационным минимумом. Вдоль осевой части Сандивейского прогиба фундамент погружен на глубину до 5—6 км.

#### Адзвинское поднятие

Крайний северо-восточный угол Печорской синеклизы занимает плоское и широкое Адзвинское поднятие, в целом имеющее северо-западную ориентировку. На юго-востоке и северо-востоке оно резко ограничивается антиклиналями Предуральского краевого прогиба (антиклиналями Чернышева и Чернова). В пределах Адзвинского поднятия фундамент находится на глубинах порядка — 4—4,5 км и, возможно, приподнят до — 3,5—4 км на локальных плакантиклиналях и куполах.

В целом рассматриваемое поднятие четко фиксируется максимумами силы тяжести северо-западного простирания, которые резко обрезаются на юго-востоке и северо-востоке линейными интенсивными гравитационными максимумами гряд Чернышева и Чернова, обрамляющими периферию Предуральского регионального минимума силы тяжести.

Юго-западное крыло Адзвинского поднятия очень пологое и постепенно переходит в борт граничащего с ним Сандивейского прогиба. В то же время его юго-восточное и северо-восточное крылья по границе с Предуральским краевым прогибом крутые и, видимо, оборваны разломами. Строение их изучено очень слабо. В то же время уточнение контуров Адзвинского поднятия тесно связано с установлением границ Предуральского краевого прогиба в этом районе.

Еще ранее было очевидно, что Северо-Уральский краевой прогиб прослеживается западнее антиклиналей гряды Чернышева. Однако оставалось совершенно неясным, насколько далеко краевой прогиб заходит в глубь платформы, так как его граница здесь перекрыта мощным покровом мезозойских и четвертичных образований. В результате проведения водных сейсмических исследований вдоль по р. Усе, за последнее время удалось выяснить внешнюю границу Предуральского краевого прогиба примерно в 15 км западнее гряды Чернышева (в районе с. Циль-Егор), где она выражена разломом северо-северо-восточного простирания. По этому крупному региональному разлому здесь резко соприкасаются узкие сжатые структурные формы Предуральского краевого прогиба, зафиксированные сейсморазведкой по различным горизонтам перми и карбона, с плавными пологими структурами, вырисовывающимися по карбонатным породам, вероятно, казанского возраста.

На северо-востоке Адзвинское поднятие ограничено разломами северо-западного простирания, сопровождающими антиклинали поднятия Чернова (см. фиг. 31). Образование последней связано, таким образом, с расколами, ярко выражающимися в современной структуре поднятия и четко фиксирующимися по геофизическим данным. Продолжение этих разломов далеко на восток в пределы Урала прослеживается Н. П. Херасковым и А. А. Борисовым по многочисленным геолого-геофизическим материалам.

Неоднородность строения и состава складчатого фундамента Печорской синеклизы устанавливается не только по различному характе-

ру и знаку гравитационного и магнитного полей к юго-западу и северо-востоку от Печорской гряды, но также и по характеру разреза и типам верхнепалеозойских складчатых структур. Так, в юго-восточном При тиманье мощность девонских отложений, представленных преимущественно мелководными карбонатными фациями, не превышает 1000 м; мощность карбонатных каменноугольных и нижнепермских отложений достигает здесь 1500 м. Эти отложения слагают весьма пологие платформенные складки с углами наклона слоев до 1—3°. В то же время в районе Печорской гряды суммарная мощность девонских отложений (не пройденных еще полностью) достигает 4000 м. Они представлены здесь глинисто-мергелистыми и кремнистыми фациями. Отложения среднего и верхнего карбона и нижней перми на Печорской гряде отсутствуют.

Асимметричные платформенные складки Печорского вала характеризуются сравнительно пологими северо-восточными (5—15°) и крутыми юго-западными (до 20—60°) крыльями, которые иногда осложнены разрывами.

Таким образом, область Печорской гряды являлась зоной интенсивного дифференцированного прогибания в девоне и зоной поднятия в карбоне и нижней перми. В то же время область юго-восточного При тиманья в девоне была зоной слабого прогибания, превратившегося поднятием в турнейское время и затем возобновлявшегося. Следовательно, история геологического развития западной и восточной частей Печорской синеклизы в среднем и верхнем палеозое была весьма различной.

Все эти данные о значительных мощностях и резких структурных формах платформенного чехла Большеземельской зоны несомненно свидетельствуют о значительной тектонической подвижности и, по-видимому, раздробленности ее фундамента разломами.

Признание тектонической неоднородности Тимано-Печорской провинции, включающей Тимаң и Печорскую синеклизу, стало в настоящее время основой ее тектонических схем.

Обращают на себя внимание некоторые принципиальные отличия платформенного чехла северо-восточного угла Русской платформы и ее внутренней дотиманской части с карельским и архейским фундаментом.

Осадочный чехол Тимана и Печорской синеклизы нарушен резкими линейными дислокациями платформенного типа, которые часто сопровождаются разломами. Они достаточно отчетливо отличаются от плакантиклиналей и валов внутренних частей Русской платформы своей обычно линейной формой и общим северо-западным простиранием, согласным с направлением складчатости рифейского фундамента. Несомненно, что структурные особенности платформенного осадочного покрова Тимана и Печорской синеклизы зависят от особенностей их рифейского складчатого основания.

Следовательно, в происхождении платформенных структур Тимана и Печорской синеклизы большое значение имело унаследование древних тектонических черт складчатости байкалид, выразившееся в первую очередь в том, что линейные структуры платформенного чехла в общем наследуют простирания структур геосинклинального складчатого основания и соответствующих им гравитационных и магнитных аномалий. В то же время, как отмечалось выше, в области древней Русской платформы с архейским и карельским возрастом фундамента в структуре осадочного чехла наследуются лишь крупные тектонические швы и глубинные разломы основания, а также общие простирания и разграничительные очертания его складчатых комплексов. Здесь нет унаследования простираний и структурных форм складчатости фундамента.

Таким образом, при общем сходстве деформаций осадочного чехла в платформенные стадии развития возрастные, а следовательно, и

структурные особенности фундамента в различных частях севера Русской платформы (ее дотиманской части и в области ее северо-восточного внешнего угла) проявлялись характерными чертами в особенностях дислокаций покрова, а также в изменениях его стратиграфической полноты и мощности.

Структурный анализ связей дислокаций платформенного чехла со складчатыми комплексами фундамента (явлений унаследованности, длительности развития и явлений новообразования) следует проводить путем выделения в составе платформ крупных естественных единиц по возрасту складчатого основания. Так, на Русской платформе были выделены области с типично платформенным режимом рифейских образований и области байкальской (рифейской) складчатости Тимана и Большеземельской тундры, где и палеозойский осадочный чехол оказался нарушенным сильнее, чем во внутренних районах платформы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Данные опорного и глубокого разведочного бурения в комплексе с данными региональных геофизических исследований позволяют в настоящее время достаточно определенно установить основные черты строения докембрийского складчатого фундамента северной части Русской платформы. Анализ имеющихся сведений об особенностях строения ее складчатого фундамента и широкое использование при этом данных различных геофизических работ дали возможность определить простирающиеся его внутренних структур, линии погребенных разломов и главных тектонических швов, и, что особенно важно, наметить основные черты строения поверхности складчатого основания.

2. В свете новых данных региональных геофизических исследований полностью подтвердилось предположение А. Д. Архангельского (Архангельский и др., 1937<sub>3</sub>), Н. С. Шатского (1946) и многих других исследователей о неоднородном строении складчатого фундамента Русской платформы, образованного докембрийскими складчатыми системами различного возраста.

Неоднородность строения и вещественного состава складчатого фундамента севера платформы находят отображение в характере и особенностях строения развитых здесь магнитных и гравитационных аномалий, образующих сравнительно закономерно построенные региональные зоны.

Магнитное поле севера Русской платформы к юго-западу от Тимана характеризуется в самом общем виде развитием обширных областей мозаичных аномалий, разделенных и опоясанных зонами линейных максимумов, коррелирующихся с системами аномалий Балтийского щита.

В то же время Тиман и Печорская синеклиза отличаются иным типом строения магнитных полей и охватываются Тиманским региональным минимумом и полосовыми аномалиями Большеземельской зоны, образующими общую систему северо-западных простираний, которая увязывается по простиранию с магнитными максимумами и минимумами, фиксирующимися над породами рифея Уральской зоны. Эти выводы особенно интересны с точки зрения систематизации типов магнитных полей в зависимости от возраста и характера тектонических структур древних платформ.

3. Анализ геофизической характеристики докембрия восточной части Балтийского щита, Тимана и рифея Урала позволяет распространить выявленные закономерные соотношения определенного типа аномалий и складчатых комплексов докембрия в пределы платформенной плиты и тем самым наметить общие черты внутреннего строения ее складчатого фундамента.

Основные складчатые зоны докембрия восточной части Балтийского

щита, такие, как Беломорский массив и ограничивающие его Карельская и Кольская линейные системы карелид, а также Кильдинско-Рыбачинская зона гиперборья, ярко отображаются в региональных геофизических полях. При этом внутренняя складчатая структура названных зон и вещественный состав слагающих их метаморфических и изверженных пород докембрия фиксируются достаточно дифференцированными по типу и характеру аномалиями. Так, Беломорский массив гнейсов архея характеризуется пониженным мозаичным магнитным полем и максимумами силы тяжести. Окружающие его Карельская и Кольская складчатая зоны карелид отображаются региональными полосовыми аномалиями. В то же время Кильдинско-Рыбачинская зона гиперборья фиксируется пониженным плавным магнитным полем.

На простирации названных складчатых зон докембрия восточной части Балтийского щита, расходящихся к юго-востоку в виде обширной виргации, в фундаменте севера Русской платформы прослеживаются более или менее уверенно по данным аэромагнитной съемки и бурения линейные складчатые зоны и крупные угловатые массивы со сложным внутренним строением. Как и в области Балтийского щита, массивы архея здесь характеризуются мозаичным строением магнитного поля, а линейные складчатые зоны — системами полосовых, чередующихся между собой максимумов и минимумов.

Обычно линейные складчатые зоны приспособляются к контурам древних массивов, как бы обтекают их и виргируют против их углов или сливаются в крупные пучки полосовых зон. При этом простираение линейных складчатых зон и более древних структур внутри массивов архея обычно не параллельно. В то же время границы линейных зон и массивов на значительном протяжении имеют секущий несогласный характер и, вероятно, выражены региональными тектоническими швами и глубинными разломами.

На простирации Карельской складчатой зоны Балтийского щита прослеживается выгнутая на восток Онего-Вагская зона карелид. Погребенным продолжением Беломорского массива гнейсов архея является обширный Северо-Двинский массив, отличающийся характерной дугообразной формой. В центральной части он рассечен Сухонским глубинным разломом. На востоке и юго-востоке Северо-Двинский массив огибается Кировско-Сыктывкарской, Ивановской и Московской линейными зонами карелид, которые отделяют его от Окско-Волжского массива архея. Последний ограничен на востоке Камско-Вятской зоной карелид, разделяющей его и крупнейший Волго-Уральский массив архея, охватывающий восточную окраинную часть Русской платформы. Далеко на севере Камско-Вятская зона сливается, так же как и Кировско-Сыктывкарская зона, с протяженной Мезенско-Вычегодской зоной карелид, которая является прямым продолжением по простирацию Кольской зоны Балтийского щита и входит в состав обширного пучка складчатой системы карелид, расходящейся веером к югу и юго-востоку от последнего.

Таким образом, данные региональных геофизических исследований и глубокого бурения позволяют проследить распространение карельской складчатости под осадочным чехлом до Тимана на северо-востоке и тем самым подтверждают ее большую роль в формировании фундамента Русской платформы, что предполагалось А. Д. Архангельским (Архангельский и др., 1937з), Н. С. Шатским (1946) и многими другими исследователями.

Метаморфические сланцы Тимана очерчиваются региональным минимумом магнитного поля, который охватывает и западную половину Печорской синеклизы вплоть до Печорского вала на северо-востоке, указывая, таким образом, что фундамент этой ее части также сложен аналогичными немагнитными метаморфическими образованиями.

Западная граница рифейских складчатых образований Тимана и их сочленение с карелидами фиксируются резкой сменой Тиманского регионального минимума аномалиями юго-западного Притиманья. На всем протяжении эта граница выражена Предтиманским глубинным разломом. Надвиги и сбросы, ограничивающие с юго-запада выступы сланцев Тимана и Полюдова Камня, являются лишь поверхностным выражением этого круглого глубинного разлома, резко отделяющего на Русской платформе область с типично платформенным режимом рифейских слоев от области байкальской складчатости ее северо-восточной периферии.

Магнитные полосовые аномалии, развитые в Большеземельской тундре и в Приуралье, отображают внутреннюю структуру и вещественный состав глубоко погруженного складчатого фундамента, образованного мощными комплексами магнитных пород.

Отчетливое полосовое строение магнитного поля Большеземельской зоны, характеризующееся общей системой аномалий северо-западных простираний, которая соответствует направлению складчатости в сланцах Тимана, вероятно, свидетельствует о том, что фундамент всего северо-восточного внешнего угла Русской платформы образован байкальской складчатостью (Шатский, 1935, 1946). Этот вывод подтверждается, в первую очередь, тем, что вдоль западного склона Урала магнитные аномалии Большеземельской зоны непосредственно связаны с мощными вулканогенными комплексами верхов рифея (хребты Сабля и Енгане-Пэ), которые собраны в складки меридионального и северо-западного простирания.

Вулканогенные рифейские формации, вероятно, распространяются под платформенным чехлом восточной части Печорской синеклизы далеко к северу и северо-западу от границ Урала, где они, глубоко погружаясь, образуют складчатое основание синеклизы. Таким образом, фундамент Печорской синеклизы существенно неоднороден по своему вещественному составу и образован рифейскими сланцевыми формациями в западной ее половине и вулканогенно-осадочными формациями того же возраста — в восточной, территориально соответствующей зоне байкальской складчатости.

Внешняя и внутренняя (мио- и эвгеосинклиналиная) зоны байкалид северо-востока Русской платформы разделены большим глубинным разломом и сопровождающим его Припечорским структурным уступом фундамента. На значительном протяжении к нему приурочена система платформенных складок Печорского вала. В целом складчатая система байкалид северо-востока Русской платформы и смежных зон имеет вид огромной виргации, расширяющейся в северо-западном направлении и разделяющейся на ряд структурно-фациальных зон, среди которых Тиман является лишь крайним западным членом.

4. Из рассмотрения схемы внутреннего строения фундамента севера Русской платформы (см. фиг. 25) можно сделать ряд выводов о строении и происхождении тектонических зон складчатого основания. Прежде всего обращает на себя внимание прямолинейность многих границ между структурно разнородными областями и угловатость их очертаний, что явно свидетельствует о большой роли глубинных разломов в строении фундамента, которые не всегда отмечаются поверхностными структурными нарушениями. Как правило, глубинные разломы четко отображаются в региональных геофизических полях в виде региональных полосовых максимумов и минимумов и зон резкой смены магнитного поля полосами значительных градиентов силы тяжести, зонами сочленения областей с различным характером поля и т. д.

Таким образом, по данным региональных геофизических исследований подтверждаются представления Н. С. Шатского (1946, 1955),

А. В. Пейве (1956<sub>1-2</sub>), Ю. А. Косыгина (1958), Э. Э. Фотиади (1957, 1958) и многих других исследователей о большой роли глубинных разломов в тектонике платформ. Эти разломы расчленили в рифее фундамент платформ на ряд крупнейших приподнятых и погруженных глыб, находящихся четкое отображение в строении и характере магнитного и гравитационного полей. Как правило, крупные расколы складчатого основания отражаются в структуре чехла в виде систем резко асимметричных или флексуорообразных складок соответствующего простирания.

В настоящее время уже не могут считаться сколько-нибудь состоятельными тектонические схемы Русской платформы, не учитывающие кардинальной роли глубинных разломов в формировании ее структуры.

5. Данные региональных геофизических исследований совместно с материалами глубокого бурения позволяют уточнить, а в ряде случаев впервые наметить основные черты строения поверхности докембрийского складчатого фундамента севера Русской платформы.

Современная структура северной части платформенной области наиболее наглядно отображается на карте рельефа поверхности фундамента (см. фиг. 27), на которой значительно уточняется строение восточного склона Балтийского щита, Московской синеклизы, Тимана и Печорской синеклизы. Кроме того, на этой карте выделяется целый ряд новых структурных элементов, к числу которых относятся Опаринское (Сысольское) и Коми-Пермяцкое поднятия, составляющие совместно с Камским валом обширную Сысоло-Камскую антеклизу, Предтиманский прогиб, Нарьян-Марское и Колвинское поднятия, а также Денисовский прогиб в области Печорской синеклизы и т. д. Конфигурация и главные особенности строения перечисленных структурных элементов северной части платформены фиксируются данными о форме и глубине залегания поверхности фундамента при помощи изогипс.

Как выясняется по данным глубокого бурения и геофизических исследований, фундаментом платформенного покрова плиты служат складчатые докембрийские сооружения с сильно расчлененным рельефом поверхности, в основном, вероятно, тектонического происхождения. Выделяющиеся крупнейшие структурные элементы поверхности фундамента отличаются не только по глубинам залегания складчатого основания, но и по структурным условиям формирования и геологической истории своего развития.

Обширные синеклизы и антеклизы севера Русской платформы осложнены рядом частных поднятий и впадин, многие из которых обычно имеют различный возраст. Восточный склон Балтийского щита обрамляется Онего-Вагским, Архангельским и Беломорско-Кулойским погребенными выступами фундамента, имеющими вид обширных структурных носов, которые погружаются к юго-востоку и разделяются узкими прогибами северо-западного простирания (Архангельский). Последние отходят к северо-западу в виде фестонов от глубокой Московской синеклизы, являющейся крупнейшей и наиболее типичной платформенной структурой севера Русской платформы, отличающейся длительным и сложным развитием. Осевая часть этой обширной плоской впадины фундамента определяется зоной продольных глубинных разломов, отвечающих положению оси рифейско-нижнепалеозойской Московской синеклизы. Северо-западное ее крыло осложнено Сухонским валом, вдоль которого прослеживаются узкие гряды фундамента.

Поднятия, ограничивающие Московскую синеклизу на востоке и юго-востоке, принадлежат Волго-Уральской и Сысоло-Камской антеклизам.

Опаринское (Сысольское) и Коми-Пермяцкое поднятия, а также Камский вал, составляющие выделенную, по данным региональных геофизических исследований и бурения, Сысоло-Камскую антеклизу (Фотиади, 1958; Гафаров, 1959), охватывают северную часть Волго-Ураль-

ской области. Опаринское или Сысольское поднятие, подтвержденное в самое последнее время скважиной в с. Иб, не находит отражения в структурном плане верхнепалеозойских и мезозойских отложений, так как уже в девоне его территория была охвачена общими региональными погружениями, связанными со смещением к юго-востоку оси формировавшейся в то время Московской синеклизы. Кажимский прогиб, отделяющий Сысольское поднятие от Коми-Пермяцкого, по типу своего строения является узкой грабенообразной структурой, выполненной мощными толщами рифея.

Коми-Пермяцкое поднятие отличается большой сложностью строения. В его пределах существует ряд обособленных вершин, наиболее крупная из которых (западная), вероятно, сопровождается валом. Восточное крыло поднятия по границе с Косинским прогибом ограничено региональным глубинным разломом.

Вдоль границы с Предуральским краевым прогибом восточный склон Сысоло-Камской антеклизы осложняется Камским валом, к востоку от которого фундамент резко погружается по разломам в пределы Соликамской впадины.

На севере Коми-Пермяцкое и Сысольское поднятия Сысоло-Камской антеклизы ограничиваются глубоким Предтиманским прогибом, который прослеживается в области юго-западного Притиманья от Полюдова Камня на юго-востоке до побережья Чешской губы на северо-западе.

В строении Предтиманского прогиба принимают участие мощные платформенные отложения рифея и палеозоя. Таким образом, в рифее вдоль края эпикарельской Русской платформы и по границе ее с рифейской геосинклинальной зоной Тимана протягивался глубокий прогиб, формирование которого не закончилось в рифее после завершения геосинклинального режима в пределах Тимана.

Предтиманский прогиб характеризуется рядом специфических особенностей, отличающих его от обычных платформенных структурных форм типа синеклиз и, в первую очередь, необычайно вытянутой узкой формой и очень большой глубиной. По особенностям строения и развития Предтиманский прогиб, по-видимому, должен быть отнесен к категории зон перикратонных опусканий (Павловский, 1959).

Сложный глыбовый массив Тимана, ограничивающий Предтиманский прогиб с северо-востока, расчленен продольными разломами на ряд горстовых блоков, в которых складчатый рифейский фундамент выходит на поверхность. Поднятые блоки складчатого основания Тимана разделены узкими грабенообразными прогибами.

К северо-востоку от полосы выходов сланцев в пределах Тимана прослеживается зона погребенных выступов фундамента, на продолжении которой на Южном Тимане выделяется крупная Ухтинская структура и другие, более мелкие плакантиклиналы.

Обширная Печорская синеклиза осложнена целым рядом частных поднятий, прогибов и впадин общего северо-западного простирания. Западная ее борт обрамляется обширными структурными носами и Нарьян-Марским поднятием на севере.

В зоне Печорского вала и южнее в полосе Лемъю-Чикшинского гравитационного максимума фундамент резко погружается по разломам (от —4 до —6 км и более) на северо-восток в пределы Денисовского линейного прогиба и внешней (западной) зоны Предуральского краевого прогиба. Эта полоса резкого погружения фундамента, связанная с глубинными разломами, представляет Припечорский структурный уступ, к которому приурочены на поверхности крутые платформенные складки Печорского вала.

Денисовский прогиб, прослеживающийся в осевой части Печорской синеклизы, характеризуется узкой желобообразной формой. На

юго-востоке он открывается в пределы Предуральского краевого прогиба. Денисовский прогиб ограничивается Колвинским поднятием, к северо-востоку от которого в окраинной части платформы располагается широкое и плоское Адзвинское поднятие.

Платформенные структуры Тимана и Печорской синеклизы с общим северо-западным простиранием, согласным с направлением байкальской складчатости, очень резко обрываются на востоке и юго-востоке глубокими впадинами северной части Предуральского краевого прогиба, определяющего границу герцинской складчатой системы Урала с эпифрейской Русской платформой.

6. В глубоком строении Московской, Вятско-Камской и Печорской синеклиз различаются желобообразные прогибы (авлакогены), с заложения которых началось формирование тектонических форм осадочного чехла Русской платформы. Так, в глубинном строении Московской синеклизы принимает участие грабенообразный Онего-Двинский прогиб, заполненный отложениями ненокской свиты рифея. Вероятно такой же узкий желобообразный прогиб прослеживается в основании синеклизы к юго-западу от г. Котласа вдоль Котлас-Череповецкого максимума силы тяжести.

Примером аналогичной узкой грабенообразной структуры может служить Кажимский прогиб, выполненный мощными толщами рифея. Более молодым по возрасту является грабенообразный Казанско-Кировский прогиб, время заложения которого относится к среднему девону. Наконец, в области северо-восточного внешнего угла платформы намечается крупный Денисовский прогиб, также характеризующийся желобообразной формой.

Таким образом, в начальные этапы формирования платформенного чехла по разломам залежились узкие грабенообразные прогибы, которые расчленили складчатый фундамент платформы на ряд крупных массивов и развились затем в типичные платформенные синеклизы.

Выявление желобообразных прогибов (авлакогенов) (Шатский, 1952, 1955) на примере Русской платформы явилось очень важным открытием в геологии древних платформ, так как оно позволило глубже понять закономерности возникновения и формирования платформенных структурных форм типа синеклиз.

7. В настоящее время можно считать установленным существование определенной зависимости между структурой платформенного чехла и особенностями внутреннего строения фундамента. Эта зависимость, вероятно, обуславливается большей возможностью перемещения и подвижек относительно друг друга крупных глыб фундамента с различной внутренней структурой по ограничивающим их разломам. При этом разломы в складчатом фундаменте отражаются и наследуются в структуре платформенного чехла в виде систем асимметричных и флексуорообразных плакантиклиналей и узких линейных валов.

Такими структурами севера Русской платформы являются Сухонский, Вятский, Камский, Печорский валы и многие другие структуры, сопровождающие разломы на границе крупных складчатых комплексов фундамента. Следовательно, платформенный осадочный чехол дислоцирован в первую очередь там, где фундамент разбит большими разломами на ряд глыб. Вдоль границ массивов и блоков фундамента в связи с их подвижками и формируются платформенные складки и валы. Положение и простираание последних, следовательно, может быть использовано в комплексе с геофизическими данными для уточнения границ складчатых зон и массивов фундамента.

Сопоставление внутреннего строения фундамента со структурами осадочного чехла свидетельствует о большом значении фактора структурного наследования в развитии платформ. Однако не существует по-

стоянных соотношений между возрастом и внутренней структурой фундамента и тектоникой осадочного чехла. Так, лишь некоторые, наиболее древние области складчатого основания (Окско-Волжский массив, юг Волго-Уральского массива и др.) являлись зонами поднятий в платформенный этап развития.

В то же время далеко не все глубокие впадины по возрасту фундамента являются более молодыми (Предтима́нский прогиб, Кажимский прогиб и др.). Не менее часто имеют место обратные взаимоотношения складчатого основания и платформенного чехла. Так, как уже отмечалось, обширной Московской синеклизе в большей ее части соответствует юго-западная половина Северо-Двинского массива архея, весьма близкая ей по своей конфигурации. Точно также большая северная часть обширного Волго-Уральского массива архея оказалась в рифее глубоко погруженной по разломам с общим региональным наклоном на восток. В то же время Сысольское, Коми-Пермяцкое поднятия и северная вершина Татарского поднятия очень четко унаследовали форму и простира́ние соответственно Кировско-Сыктывкарской и Камско-Вятской складчатых зон карелид.

Таким образом, структурное унаследование в области эпикарельской Русской платформы выражается лишь в наследовании простира́ния глыб и массивов фундамента, линейных складчатых зон, их разграничительных очертаний. Оно определяется, как указывает Н. С. Шатский (1955), существованием планетарной сети разломов, которыми предопределяются все последующие деформации земной коры, в том числе и структурное наследование в развитии платформы.

Форма и соотношение синеклиз и антеклиз, прогибов и поднятий при их заложении и развитии определяются глыбовой структурой земной коры. Крупные массивы и линейные складчатые зоны фундамента, обычно ограниченные региональными разломами, в период формирования платформенного чехла, видимо, характеризуются достаточно дифференцированным индивидуальным развитием в виде огромных глыб, в целом испытывающих движения того или иного знака, чем обуславливается заложение и развитие соответственных тектонических форм осадочного чехла. При этом границы этих массивов и складчатых зон фундамента обычно отображаются системами платформенных складок и валов.

8. Обращают на себя внимание некоторые принципиальные отличия тектоники осадочного чехла северо-восточного внешнего угла Русской платформы, обладающего рифейским фундаментом, и ее внутренней до-тима́нской части с карельским фундаментом при общем сходстве их платформенных деформаций.

Платформенный чехол Тимана и Печорской синеклизы нарушен более интенсивными дислокациями по сравнению с подобными валами и плакантиклиналями, осложняющими чехол Московской и Вятско-Камской синеклиз, Волго-Уральской синеклизы и других аналогичных структурных форм. Удлиненные платформенные складки Тимана и Печорской синеклизы обычно осложнены продольными сбросами, а в ряде случаев надвига́ми и взбросами общего северо-западного простира́ния. Как правило, они характеризуются более крутыми углами наклона слоев по сравнению с валами и плакантиклиналями внутренних районов платформы.

Отчетливо выраженная линейная ориентировка всех структурных форм Тимана и Печорской синеклизы, согласная с простира́нием байкальской складчатости их основания, несомненно связана со значительной тектонической мобильностью и значительно более молодым возрастом этого основания, по сравнению с фундаментом центральных районов платформы.

Следовательно, платформенные палеозойские структуры Тимана и Печорской синеклизы характеризуются более совершенными формами унаследования основных черт строения рифейского складчатого фундамента по сравнению с аналогичными тектоническими формами внутренних областей Русской платформы. В этих внутренних областях в структуре осадочного чехла достаточно отчетливо наследуются в виде валов и систем плакантиклиналей лишь большие разломы фундамента, определяющие разграничительные очертания крупных глыб фундамента. Простирающиеся структурные формы осадочного чехла здесь обычно не следуют ориентировке сложных складчатых структур основания.

Таким образом, при общем сходстве деформаций в платформенную стадию развития характерные индивидуальные черты возрастных, а, следовательно, и структурных особенностей фундамента внутренних районов платформы и ее северо-восточного внешнего угла проявлялись в особенностях дислокаций осадочного чехла.

Только по общему стилю тектоники резких структурных форм осадочного чехла Тимана и Печорской синеклизы область крайнего северо-восточного угла Русской платформы резко обособляется в ее составе. В связи с этим выделение в составе фундамента платформы крупных естественных единиц по возрасту складчатого основания, т. е. разновозрастных складчатостей, очень важно и необходимо для структурного анализа связи дислокаций платформенного чехла с древними структурами основания (для установления структурного наследования и т. д.). Отсюда становится очевидным большое значение изучения внутреннего строения складчатого основания платформ для познания тектоники их осадочного чехла.

9. Выявление по данным глубокого бурения и региональных геофизических исследований новых поднятий фундамента в северной части Волго-Уральской нефтеносной области (Коми-Пермяцкое и Опаринское), а также Нарьян-Марского, Колвинского и других поднятий в пределах Тимано-Печорской области, весьма перспективной в тектоническом отношении для поисков нефти и газа, имеет большое значение при выборе первоочередных направлений геологопоисковых работ на обширных и малодоступных пространствах севера Русской платформы.

## ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Б. А. О геологическом значении гравитационной карты Карелии, Финляндии и Ленинградской области. Материалы ЦНИГРИ, 1938. Геофизика, сб. 7.
- Андреев Б. А. Определение глубины поверхности кристаллического фундамента платформенных областей по магнитным аномалиям.— Прикл. геофиз., 1955, вып. 13.
- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. I. М. Пг., Гос. изд-во, 1923.
- Архангельский А. Д. Несколько слов о тектонике Русской платформы. БМОИП, отд. геол., 1924, 2, вып. 3.
- Архангельский А. Д. Геология и гравиметрия.— Труды НИИ геол. и мин., 1933, вып. 1.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— БМОИП, отд. геол., 1933, 11, вып. 4.
- Архангельский А. Д. и др. 1. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 4.
- Архангельский А. Д. и др. 2. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Архангельский А. Д. и др. 3. Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР.— Изв. АН СССР, серия географ. и геофиз., 1937, № 2.
- Архангельский А. Д. О строении Русской платформы. БМОИП, отд. геол., 1940, 18, вып. 3—4.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, I, изд. 3. М.— Л., Гостоптехиздат, 1941.
- Бакиров А. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Среднерусской синеклизы. М.— Л., Гостоптехиздат, 1948.
- Бакиров А. А. Главнейшие черты геотектонического развития внутренней части Русской платформы.— В сб.: К геологии центральных областей Русской платформы. М., Госгеолиздат, 1951.
- Бакиров А. А. Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы (по данным опорного бурения).— Труды Акад. нефт. пром-ти, 1954, вып. I.
- Бейрахова М. Б. Результаты сейсморазведочных работ.— Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 133.
- Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1944, вып. 76. (23).
- Белоусов В. В. I. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Белоусов В. В. 2. Очередные проблемы общей геотектоники.— Сов. геол., 1954, сб. 41.
- Бирин Л. М. Основные черты геологического строения северной части Волго-Уральской области.— Труды Всес. научн.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, 1959, вып. 25.
- Богданов А. И., Комаров С. Г., Федьинский В. В. Геофизические методы разведки на нефть и газ в СССР.— Геол. нефти, 1957, № 11.
- Борисов А. А. Аномалии силы тяжести и генезис структур Русской платформы.— Геол. нефти, 1957, № 9.
- Борисов А. А., Грацианова О. П. Структура и нефтеносность Урало-Волжской территории.— Вост. нефть, 1939, № 4—5.
- Бронштейн К. Г. О магнитной восприимчивости осадочных пород.— Прикл. геофиз., 1954, вып. 11.
- Брунс Е. П. и др. Позднедокембрийские и кембрийские отложения Русской платформы в пределах СССР.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960. (XXI сессия Междунар. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 8).

- Варданянц Л. А. Русская платформа.— В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 2. Магматизм. Госгеолтехиздат, 1958.
- Варданянц Л. А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы.— В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960 (XXI сессия Междунар. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 9).
- Варсанофьева В. А. Очерки Тимана.— Землеведение, 1922, 25, кн. 1—2.
- Варсанофьева В. А. Тектоника. Урал и Печорская низменность.— В кн.: Производительные силы Коми АССР, т. 1. Геологическое строение и полезные ископаемые. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Варсанофьева В. А. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области.— БМОИП, отд. геол., 1961, 36, вып. 4.
- Васильев В. Г. и др. Нефтяные месторождения Второго Баку. Госоптехиздат, 1948.
- Веселовская М. М., Утехин Д. Н., Суханова С. М. Протерозойские образования на Русской платформе по данным глубокого бурения.— Труды Всес. научн.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, 1959, вып. 13.
- Виноградов А. П. и др. О возрасте кристаллического основания Русской платформы.— В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций, М., Изд-во АН СССР, 1960 (XXI сессия Междунар. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 3).
- Владимирская Е. Р. Додевонские отложения Колво-Вишерского края.— Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1955, вып. 90.
- Войновский К. Г. О тектонической структуре и основных этапах геотектонического развития Печорского угольного бассейна.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 6.
- Гафаров Р. А. Структурная схема докембрийского фундамента северной части Волго-Уральской области.— Геол. нефти и газа, 1959, № 10.
- Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.
- Годин Ю. Н. Региональные геофизические исследования.— Геол. нефти, 1957, № 6.
- Девяцкин В. М., Лапина М. И. О точности определения глубин возмущающих масс на примере магнитных аномалий Башкирии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, № 10.
- Дьячков Н. П. Способ касательных и его теоретическое обоснование.— Прикл. геофиз., 1960, вып. 26.
- Журавлев В. С., Гафаров Р. А. 1. Основные черты тектоники северо-востока Русской платформы.— БМОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 5.
- Журавлев В. С., Гафаров Р. А. 2. Схема тектоники северо-востока Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1959, 128, № 5.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана.— БМОИП, отд. геол., 1960, 35, вып. 3.
- Заварицкий А. Н., Батурич В. П. Петрографическое исследование нижней части палеозойского складчатого комплекса и его кристаллического основания в районе Москвы.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Зоричева А. И. К стратиграфии палеозойских отложений севера Русской платформы.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1956, вып. 14.
- Калинина О. А. Сводные данные о плотности и пористости горных пород и опыт их геологического истолкования.— Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 133.
- Калинина О. А., Фотиади Э. Э. Крупные черты тектонической структуры северо-востока Европейской части СССР по геологическим и геофизическим данным.— Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 133.
- Кальберг Э. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике Среднего Тимана.— Сов. геол., 1948, сб. 33.
- Калужный В. А. Метаморфические древние толщи и металлогенические черты Тимана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 6.
- Карпинский А. П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Прил. к т. 55. Зап. АН, 1887, № 8.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России.— Изв. АН, 1894, № 1.
- Карпинский А. П. К тектонике Европейской России.— Изв. Росс. АН, 1919.
- Келлер Б. М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1952, вып. 109, серия геол., № 37.
- Келлер Б. М., Соколов Б. С. Поздний докембрий севера Мурманской области.— Докл. АН СССР, 1960, 133, № 5.
- Косыгин Ю. А. (ред.) Тектоника нефтеносных областей, т. 1. Общая тектоника. Госоптехиздат, 1958.
- Косыгин Ю. А. и др. Русская платформа.— В кн.: Тектоника нефтеносных областей, т. 2. Госоптехиздат, 1958.
- Кратц К. О. Восточная часть Балтийского щита.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. Госгеолтехиздат, 1958.

- Кратц К. О. 1. Главные черты дочетвертичной геологии восточной части Балтийского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.
- Кратц К. О. 2. К обсуждению вопроса об абсолютном возрасте карелид Карелии.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.
- Кратц К. О., Шуркин К. А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита.— В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия (XXI сессия Междунар. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 9). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кремс А. Я. Природа и происхождение структур Южного Тимана и условия формирования залежей нефти.— В кн.: Материалы 3-й геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, 1948.
- Кремс А. Я. Основные черты геологического строения Тимано-Печорской провинции и перспективы поисков богатых залежей газа и нефти.— Геол. нефти, 1958, № 10.
- Кринари А. И., Салихов А. Г. Плотность и магнитная восприимчивость пород палеозоя восточной части Татарии и их влияние на гравитационные и магнитные аномалии.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 8.
- Кропоткин П. Н., Люстих Е. Н., Повалов-Швейковская Н. Н. Аномалии силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники (очерк по гравиметрии зарубежных стран). М., Изд-во МГУ, 1958.
- Кужелов Г. К. Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным.— Сов. геол., 1957, сб. 59.
- Логачев А. А. Курс магниторазведки. Госгеолиздат, 1951.
- Логачев А. А. Методическое руководство по аэромагнитной съемке. Госгеолтехиздат, 1955.
- Львов К. А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии.— Сов. геол., 1957, сб. 55.
- Люстих Е. Н. Опыт использования зональных аномалий силы тяжести.— Докл. АН СССР, 1948, 61, № 2.
- Люткевич Е. М. Тектоника севера Русской платформы.— БМОИП, отд. геол., 1940, 18, вып. 5—6.
- Люткевич Е. М. К тектонике Урало-Тиманского стыка.— Докл. АН СССР, новая серия, 1948, 61, № 3.
- Люткевич Е. М., Пейсик М. И. Север Русской платформы.— Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1957, вып. 101.
- Малахов А. А. Геология Среднего Тимана и Западного Прикамья.— Труды Сев. геол. упр., 1940, вып. 6.
- Мельников А. М. Древние поднятия фундамента на территории Поволжья.— Геол. нефти, 1957, № 1.
- Милорадович Б. В. Геологическое строение Джежимской Пармы (Южный Тиман).— Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, сер. А, 1938, вып. 53.
- Мирчик М. Ф., Бакиров А. А. О геотектоническом развитии Русской платформы в связи с изучением ее нефтегазоносности.— Нефт. хоз-во, 1951, № 1.
- Мишарев Д. Т. и др. Стратиграфия, тектоника и пегматитовосность северо-западного Беломорья.— Труды Всес. научн.-исслед. геол. ин-та, 1960, 31.
- Наливкин В. Д. и др. Волго-Уральская нефтеносная область. Тектоника.— Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1956, вып. 100.
- Наливкин Д. В. Геологические районы СССР.— Проблемы сов. геол., 1933, 1, № 1.
- Неволин Н. В. Геологическое значение гравитационных и магнитных аномалий центральных и восточных районов Русской платформы.— Геол. нефти, 1957, № 3.
- Нестеров Л. Я., Нестерова М. А. Сравнительное изучение некоторых физических свойств изверженных пород северо-восточного Приазовья и Карелии.— Труды ЦНИГРИ, геофиз., 1940, сб. 8.
- Нечитайло С. К. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности новых районов северо-восточной части Русской платформы. Госгеолтехиздат, 1960.
- Новикова А. С. К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
- Носаль В. И., Припуля Ю. А., Трофимук А. А. Очерк тектоники и нефтеносности Волго-Уральской области.— Вост. нефть, 1939, 8, № 2.
- Озерская М. Л. Физические свойства пород кристаллического фундамента.— Прикл. геофиз., 1955, вып. 13.
- Оффман П. Е. Основные черты структуры Среднего Тимана.— БМОИП, отд. геол., 1945, 20, вып. 5—6.
- Оффман П. Е. О происхождении валов восточной части Русской платформы в связи с исследованиями на Среднем Тимане.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Оффман П. Е. Новые данные по истории развития Тимана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.
- Оффман П. Е. О происхождении Тимана.— МОИП, отд. геол., 1960, 35, вып. 1.
- Оффман П. Е. Происхождение Тимана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 58.
- Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.

- Парханов М. Н. Нижний палеозой западного склона Полярного Урала.— В кн.: Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Л., 1956.
- Педашенко А. И. Кристаллический фундамент средней части Русской платформы. Гостоптехиздат, 1959.
- Пейве А. В. 1. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
- Пейве А. В. 2. Принцип унаследованности в тектонике.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Пейве А. В. 3. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
- Петрова Г. Н., Юхновец Н. И. Изменение магнитных свойств горных пород в зоне разлома.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 2.
- Пистрак Р. М. Фации девонских и каменноугольных отложений Русской платформы и связь их со структурой.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1950, вып. 111, № 39.
- Полканов А. А. Четвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенно-Скандинавского кристаллического щита.— Труды XVII сессии Междунар. геол. конгресса, т. II. М., ОНТИ, 1939.
- Полканов А. А. Геология хогландия — ютния Балтийского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1956, вып. 6.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. 1. Геохронология докембрия Балтийского щита.— В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций, 1960 (XXI сессия Междунар. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., Изд-во АН СССР.
- Полканов А. А., Герлинг Э. А. 2. Применение K-Ar и Rb-Sr-методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.
- Проводников Л. Я. Палетки для уточнения нулевого уровня аномалий последнего порядка.— Труды Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, 1960, вып. 1.
- Раабен М. Е. Стратиграфия древних свит Полярного Урала. Стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 35.
- Розанов А. Н. Геология и перспективы нефтеносности и газоносности Коми АССР.— В кн.: Материалы второй геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, Коми Госиздат, 1947.
- Розе Т. Н. Определение глубин источников некоторых магнитных аномалий на территории Европейской части СССР.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1952, № 3.
- Ростовцев Н. Н. 1. Кельтменский нефтеносный район.— В кн.: Материалы третьей геологической конференции Коми АССР. Сыктывкар, Коми Госиздат, 1948.
- Ростовцев Н. Н. 2. Разрез верхнего палеозоя Кельтменского вала.— Сов. геол., 1948, сб. 28.
- Сердюченко Д. П. Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Симоненко Т. Н. Использование результатов аэромагнитной съемки для выяснения структуры поверхности фундамента Западно-Сибирской низменности.— Информ. сб. Всес. научн.-исслед. геол. ин-та, 1956, № 3.
- Скилс Д. К. Корреляция геологических и геофизических данных. В кн.: V Международный нефтяной конгресс, т. 2. Геофизические методы разведки. М., Гостоптехиздат, 1956.
- Соколов К. П. Геологическое истолкование магниторазведочных данных. Гостеолтехиздат, 1956.
- Солнцев О. А. Метаморфические сланцы.— Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 133.
- Солнцев О. А., Кушнарева Т. И. Тимано-Печорская провинция.— В кн.: Очерки по геологии СССР, т. 2 (Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 101). Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Софронов Г. П. Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала.— В кн.: Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Л., 1956.
- Старков Н. П., Кобяк А. Н., Чирвинская П. Н. К петрографии пород кристаллического фундамента Пермской области.— Докл. АН СССР, 1954, 95, № 6.
- Суворов П. Г. и др. Центральные области Русской платформы.— Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1957, вып. 101.
- Тектоническая карта СССР в м-бе 1 : 4 000 000. Гл. ред. академ. Н. С. Шатский. М., Изд-во Гл. упр. геодез. и картогр., 1953.
- Тектоническая карта СССР в м-бе 1 : 5 000 000. Гл. ред. академ. Н. С. Шатский. Гостеолтехиздат, 1956.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР. Л.— М., ГОНТИ, 1938.
- Тимергазин К. Р. Кристаллический фундамент Западной Башкирии.— Геол. нефти, 1957, № 6.

- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Тихонович Н. Н. Структурные черты Тимано-Уральской нефтеносной провинции.— Сов. геол., 1941, № 1.
- Тихонович Н. Н. О структуре Тиманского кряжа.— МОИП, отд. геол., 1946, 21, вып. 6.
- Толстихина М. М. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. М., Госгеоллиздат, 1952.
- Туманов П. А. Древнейшие отложения осадочного чехла Тимано-Печорской газоносной области.— Труды Моск. нефт. ин-та, 1959, вып. 25.
- Файтельсон А. Ш. Некоторые положения геологического истолкования результатов гравиразведки.— Развед. и промысл. геофиз., 1954, вып. 8.
- Федынский В. В. Гравиметрический метод разведки в нефтяной промышленности.— Прикл. геофиз., 1950, вып. 7.
- Федынский В. В. Гравитационная характеристика предгорных и межгорных впадин в госинклиналях.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Фотиади Э. Э. К вопросу о структуре докембрийского фундамента Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1947, 57, № 8.
- Фотиади Э. Э. К проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе.— Прикл. геофиз., 1955, № 12.
- Фотиади Э. Э. Результаты геофизических исследований.— В кн.: Волго-Уральская нефтеносная область. Тектоника (Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та), 1956, вып. 100.
- Фотиади Э. Э. О структуре кристаллического фундамента Русской платформы.— В кн.: Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения), т. 2. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения.— Труды Всес. научн.-исслед. ин-та. Геофизика, 1958, вып. 4.
- Хабаров А. В. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями.— Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, 1945, вып. 15.
- Халтурин Д. С. Тектонические структуры Волго-Уральской области.— В кн.: Тектоника нефтеносных областей, т. 2. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Хаммер Э. Современные методы интерпретации материалов гравиметрической и магнитной разведок.— В кн.: IV Международный нефтяной конгресс, т. 2. Геофизические методы разведки. М., Гостоптехиздат, 1956.
- Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита.— Труды третьей сессии Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение.— В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия (XXI сессия Междунар. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 9). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. I. ИЛ, М., 1957.
- Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Чепиков К. Р. Некоторые особенности геологического строения Пермского Приуралья с точки зрения поисковых месторождений нефти.— В кн.: Народнохозяйственные проблемы Пермской области, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Чернов А. А. Геологические исследования Северного Тимана. Материалы к познанию геол. строения СССР. Новая серия, вып. 6/10. М., Изд-во МОИП, 1947.
- Чернышев Ф. Н. О тектонике Тимана и об отношении Тиманской дислокации к другим областям Севера Европы.— Зап. СПб. мин. об-ва, 1902, ч. 39, вып. 1.
- Чернышев Ф. Н. Орोगрафический очерк Тимана.— Труды Геол. ком., 1915, 12, № 1.
- Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края.— Труды Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, новая серия, 1955, вып. 91.
- Шатский Н. С. О тектонике Арктики.— В кн.: Геология и полезные ископаемые севера СССР (Труды Первой геолого-разведочной конференции Главсевморпути, 24—27 апреля 1935 г.), т. I. Геология. Л., Изд-во Главсевморпути, 1935.
- Шатский Н. С. О тектонике Восточно-Европейской платформы.— БМОИП, отд. геол., 1937, 15, вып. 1.
- Шатский Н. С. К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы.— Сов. геол., 1940, № 10.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтяной области и смежной части западного склона Южного Урала. Материалы к познанию геол. строения СССР. Новая серия. М., Изд-во МОИП, 1945, вып. 2 (6).
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Шатский Н. С. I. О взаимоотношении Пай-Хоя и Урала. (По поводу статьи О. Л. Эйнора «Взаимоотношение Урала и Пай-Хоя». Мат-лы Всес. научн. исслед. геол. ин-та, общая серия, 1946, сб. 7.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.

- Шатский Н. С. 2. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба.— МОИП, отд. геол., 1955, 30, вып. 5.
- Шатский Н. С. и др. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран в м-бе 1 : 5 000 000. Госгеолтехиздат, 1957.
- Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия. (XXI сессия Междунар. геол. конгресса. Докл. сов. геол. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы м-ба 1 : 2 500 000.— Изв. АН СССР, 1961, № 4.
- Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.— Труды ВНИИ-1. Геология, 1959, вып. 49.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.
- Яновский Б. М. Земной магнетизм, изд. 2. М., ГТТИ, 1953.
- Stille H. Das Verteilungsbild der assyntischen Fallungen. Geologie, Berlin, 1955, N 3.
- Stille H. Die assyntische Tectonik im geologischen Erdbild. Geol. Jarb., Hannover, 1958, Beih. 22.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	5
<i>Глава I.</i> Краткий очерк геологической и геофизической изученности севера Русской платформы . . . . .	9
<i>Глава II.</i> Общая характеристика докембрийских складчатых образований севера Русской платформы . . . . .	39
Докембрий восточной части Балтийского щита . . . . .	39
Фундамент севера платформы между Балтийским щитом и Тиманом . . . . .	51
Докембрий Тимана и полуострова Канина . . . . .	56
<i>Глава III.</i> Основные черты гравитационного и магнитного полей севера Русской платформы . . . . .	70
Краткая характеристика гравитационного поля севера Русской платформы . . . . .	70
Восточная часть Балтийского щита . . . . .	72
Север Русской платформы между Балтийским щитом и Тиманом . . . . .	72
Северо-Восток Русской платформы . . . . .	76
Общая характеристика магнитного поля севера Русской платформы . . . . .	78
Восточная часть Балтийского щита . . . . .	78
Север Русской платформы между Балтийским щитом и Тиманом . . . . .	80
Северо-Восток Русской платформы . . . . .	86
<i>Глава IV.</i> Методика геологического истолкования гравитационных и магнитных аномалий севера Русской платформы . . . . .	91
О природе гравитационных и магнитных аномалий севера Русской платформы . . . . .	91
Структурно-морфологический анализ геофизических полей и основные типы региональных аномалий севера Русской платформы . . . . .	98
Количественная интерпретация региональных гравитационных и магнитных аномалий . . . . .	106
<i>Глава V.</i> Внутреннее строение докембрийского складчатого фундамента севера Русской платформы . . . . .	116
Региональная геофизическая характеристика докембрия восточной части Балтийского щита . . . . .	117
Строение фундамента севера Русской платформы (между Балтийским щитом и Тиманом) . . . . .	126
Строение складчатого фундамента северо-востока Русской платформы (Тиман и Большеземельская зона) . . . . .	147
<i>Глава VI.</i> Строение поверхности докембрийского фундамента севера Русской платформы . . . . .	162
Восточный склон Балтийского щита . . . . .	163
Московская синеклиза . . . . .	167
Сысоло-Камская антеклиза . . . . .	170
Предтимианский прогиб . . . . .	175
Тиман . . . . .	179
Печорская синеклиза . . . . .	184
Заключение . . . . .	197
Литература . . . . .	205

## CONTENTS

Introduction . . . . .	5
<i>Chapter I.</i> Short review of geological and geophysical studies in the north of the Russian platform . . . . .	9
<i>Chapter II.</i> General characteristics of Precambrian folded structures in the north of the Russian platform . . . . .	39
<i>Chapter III.</i> Main features of gravity and magnetic fields in the north of the Russian platform . . . . .	70
<i>Chapter IV.</i> Methods of a geological interpretation of gravity and magnetic anomalies in the north of the Russian platform . . . . .	91
<i>Chapter V.</i> Inner structure of the Precambrian folded basement in the north of the Russian platform . . . . .	116
<i>Chapter VI.</i> Surface structure of the Precambrian basement in the north of the Russian platform . . . . .	162
Conclusion . . . . .	197
Bibliography . . . . .	205

*Гафаров Рустем Абдурахманович*

**Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы**

*Труды Геологического института, вып. 85*

*Утверждено к печати Геологическим институтом  
Академии наук СССР*

Редактор Издательства С. С. Мухин. Технический редактор Т. В. Полякова

РИСО АН СССР 12—53В. Сдано в набор 22/III 1963 г. Подписано к печати 2/VIII 1963 г.

Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 13,25 + 5 вкл. Усл. печ. л. 18,15 Уч.-изд. л. 19,2 (18,3+5 вкл.)

Тираж 1000. Т. 08997 Изд. № 1228. Тип. зак. № 5623

*Цена 1 р. 31 к.*

Издательство Академии наук СССР, Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21.  
2-я типография Издательства АН СССР, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 31 к.