

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

В. А. ДЕДЕЕВ

**МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ
ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ
ФУНДАМЕНТА ПЛАТФОРМ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

550.8:551.24

В. А. ДЕДЕЕВ

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ
ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ
ФУНДАМЕНТА ПЛАТФОРМ

518



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1972

Методика изучения внутренней структуры фундамента платформ. Дедеев В. А. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, стр. 1—158.

В книге разработана комплексная методика геологической интерпретации региональных геофизических материалов с целью изучения внутренней структуры фундамента платформ. Раздельно для молодых и древних плит составлен комплекс геолого-геофизических критериев выделения разновозрастных систем складчатостей, срединных массивов, различных структурно-формационных зон, глубинных разломов и магматических интрузий разных составов. Работа имеет большое теоретическое и практическое значение. Рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков, занимающихся составлением прогнозных и перспективных карт глубинных недр СССР на различные виды минерального сырья. Рис. — 3, табл. — 7, библи. — 168 назв.

Ответственный редактор

чл.-корр. АН СССР

К. О. КРАТЦ



ВВЕДЕНИЕ

Научный прогноз полезных ископаемых для любого региона практически невозможен без достаточно подробных геологических и тектонических карт фундамента. Им в нашей стране придается особо важное значение. Они являются не только основой для составления перспективных и прогнозных металлогенических карт глубинных недр нашей страны, но и одним из исходных геологических документов для подсчетов потенциальных геологических и промышленных запасов различных полезных ископаемых. На этом же материале базируется и разработка генеральных планов развития и направления поисков определенных видов минерального сырья. Поэтому в настоящее время ни одно крупное региональное геологическое исследование, претендующее на полноту и обоснованность выводов, не проводится без изучения геологии фундамента и почти всегда сопровождается составлением тектонической схемы или геолого-структурной карты фундамента.

Составление подобных карт является, кроме того, одним из главных и активных способов тектонического анализа, так как при снятии платформенного чехла с больших территорий перед исследователем открывается грандиозная по масштабам картина взаимного пространственного расположения разнообразных и разновременных складчатых комплексов. Это дает неоценимый материал как для восстановления истории развития фундамента платформ, так и для изучения проблемы формирования земной коры.

Все это, вместе взятое, выдвигает задачи изучения фундамента молодых и древних платформ в разряд первостепенных, имеющих не только большое научное, но и важное народнохозяйственное значение.

В настоящее время внутренняя структура фундамента платформенных областей СССР изучена далеко не равномерно. Наряду с достаточно хорошо изученными районами древних и молодых щитов

и выступов фундамента остается еще практически не изученной структура фундамента глубоко погруженных частей плит и синеклиз. Глубоких скважин, вскрывающих здесь фундамент, или нет вообще, или их очень мало. Поэтому единственным источником информации о строении и составе фундамента для этих районов являются региональные геофизические поля. Однако имеющиеся пока еще сравнительно немногочисленные региональные обобщающие работы обычно не всегда используют весь комплекс геологической, геофизической и радиологической информации о внутреннем строении фундамента. Они, как правило, ограничиваются составлением различных структурных карт по поверхности фундамента или в крайнем случае — мелкомасштабными геологическими схемами распространения тех или иных вещественных, обычно только магматических комплексов пород фундамента. Кроме того, региональные геолого-геофизические обобщения нередко проводятся различными производственными организациями и научно-исследовательскими институтами без единой методической основы и надлежащей координации. В ряде случаев обобщения ведутся по материалам какого-нибудь одного геофизического метода или применительно только к одному виду полезных ископаемых (обычно это нефть или газ). Для некоторых районов накопленные материалы геолого-геофизических исследований и методика их проведения в полной мере еще не проанализированы и не обобщены. В связи с этим геологическая эффективность отдельных геофизических методов здесь пока еще не вполне ясна, а ряд вопросов методики геологической интерпретации результатов геофизических исследований еще нуждается в дополнительной разработке. Поэтому необходимость углубленного анализа и обобщений геолого-геофизических материалов по методике изучения внутренней структуры фундамента в настоящее время ни у кого не вызывает каких-либо сомнений.

Наиболее отчетливо это проявилось при работе над составлением новой Тектонической карты СССР со снятым платформенным чехлом в масштабе 1:5 000 000, которая проводилась в 1968–1970 гг. при ИГГД АН СССР совместными усилиями очень большого творческого коллектива геологов, геофизиков, геохимиков и геологов-нефтяников из различных научно-исследовательских и производственных организаций СССР.

Автор настоящей работы на правах ответственного редактора этой карты, а также ответственного исполнителя и куратора многих региональных макетов по Русской, Западно-Сибирской и частично Турано-Скифской плитам был ознакомлен по состоянию на

начало 1969 г. практически со всеми региональными и площадными геологическими, буровыми, геофизическими материалами, радиологическими определениями возрастов и физических свойств горных пород и минералов.

Еще ранее разработке основ методики геологической интерпретации результатов геофизических съемок очень большое внимание уделяли Б.А. Андреев, А.А. Борисов, Ю.Н. Годин, Р.М. Деменишкая, Г.И. Каратаев, И.Г. Клушин, А.А. Логачев, Т.Н. Симоненко, К.К. Тяпкин, В.В. Фёдынский, Э.Э. Фотиади, А.Я. Ярош и др. Большие исследования по детальному анализу региональных гравитационных и магнитных полей с целью изучения фундамента древней Русской плиты были проведены Р.А. Гафаровым (1961, 1963а, 1963б, 1966), Ю.Н. Годинным (1957, 1958), В.А. Дедеевым (1962, 1965; Дедеев, Берковский, 1969), В.С. Журавлевым (Журавлев, Гафаров, 1959; Журавлев, 1964; Журавлев, Перфильев, Херьяков, 1965), Н.В. Неволиным (Неволин, 1957; Неволин, Богданова и др., 1968), Т.Н. Симоненко (1965, 1967), К.Ф. Тяпкиным (Тяпкин, Нечаев и др., 1966), Э.Э. Фотиади (1955, 1956, 1958), М.Я. Цирульниковой (Цирульникова, Сокол, 1968), А.Н. Ярошем (Ярош, 1966; Ярош, Плохих и др., 1967; Ярош, 1968а, 1968б) и др.

Специальные крупные обобщения в этом направлении были выполнены в 1965–1969 гг. в Западном геофизическом тресте коллективом тематической партии (А.Н. Берковский, В.Н. Зандер, Л.В. Суворова, Ю.И. Томашунас и др.), в работе которого по содружеству принимал участие и автор настоящей работы. Естественно, что основные выводы этих исследований, частично ранее уже опубликованные (Зандер и др., 1967; Дедеев и Берковский, 1969), с соответствующими ссылками нами вновь широко использованы при разработке комплекса геолого-геофизических критериев выделения разновозрастных кристаллических и магматических пород, глубинных разломов и различных складчатых структур в фундаменте древней Русской плиты.

Для молодых эпипалеозойских плит аналогичным анализом и обобщением региональных геолого-геофизических материалов с целью изучения внутренней структуры фундамента на территории Урала и Западной Сибири наиболее успешно занимались Е.М. Ананьева, Б.В. Дорофеев (Ананьева, Дорофеев, 1963; Ананьева, Дорофеев и др., 1967, 1968), А.А. Борисов (1967), В.А. Дедеев (Дедеев, Наливкин и др., 1962; Дедеев, 1965), Г.И. Каратаев (1964), П.К. Куликов (Куликов, Ростовцев и др., 1964, 1965; Куликов, 1967, 1968; Куликов, Погорелов, 1968; Куликов, 1969), В.Д. На-

ливкин (Наливкин, Иванова и др., 1965; Наливкин, 1967), Л.Я.Проводников (1957, 1963, 1967), Н.Н.Ростовцев (Ростовцев, 1958; Ростовцев, Симоненко и др., 1959; Ростовцев, Куликов, 1965), Т.Н.Симоненко (1965, 1967), особенно много В.С.Сурков (Сурков, 1964, 1965, 1967, 1968; Сурков, Морсин, 1966; Сурков, Жеро и др., 1968, 1969), Д.Ф.Уманцев (1966) Э.Э.Фотиади (Фотиади, 1961, 1964, 1967; Фотиади, Моисеенко, 1967; Фотиади, Сурков, 1967), Н.В.Шаблинская, (1967). Для территории Казахстана и Средней Азии они выполнены А.А.Абдулиным (1969), Ф.А.Арестом, Д.М.Мильштейн (1964), М.М.Ахмеджановым, О.М.Борисовым, И.А.Фузайловым (1967), И.С.Вольвовским, Р.Г.Гарешким и др. (1966), Р.Г.Гарешким, В.И.Шрайбманом (1960), В.Г.Гарьковцом (1964, 1967), А.В.Глазуновой (1964), Ю.Н.Годиным (1960), А.Я.Дубинским, Ю.И.Сытиным (1965, 1968), В.В.Колубакиным (1962), Б.И.Комиссаровым и др. (1966), Н.Я.Куниным (1966, 1969), Б.А.Кулубековым (1967), И.М.Мелькановичем (1962, 1965, 1969), Ф.С.Моисеенко (1964, 1967), К.К.Пятковым, И.А.Пяновской и др. (Пятков, Пятновская и др., 1963; Пятков, Пятновская и др., 1967), Ю.И.Сытиным (1960), Б.Б.Таль-Вирским (1962), а для территории Предкавказья - Д.С.Кизельватером (1967), Н.А.Крыловым, А.И.Летавиным и др. (Крылов, 1966; Крылов, Летавин, 1966; Мирченко, Крылов и др., 1963, 1965, 1966), а также Р.Ф.Володарским (1965), М.Р.Пустильниковым (Краснодарнефтьгеофизика), Б.Г.Сократовым (Ставропольский филиал Грозненского НИИ) и мн. др.

В качестве основных объектов выбраны наиболее полно и равномерно изученные в настоящее время в пределах СССР древняя Восточно-Европейская и соседняя молодая Урало-Сибирская платформы. Последняя нами понимается в объеме, предложенном Р.Г.Гарешким, А.Е.Шлезингером, А.Л.Яншиным (1965), т.е. включающем молодые эпипалеозойские Западно-Сибирскую, Туранскую и Скифскую плиты. При этом особое внимание обращено на разновозрастные плиты: эпираннедокембрийскую Русскую, эпифейскую Тимано-Печорскую и эпипалеозойские Западно-Сибирскую и Турано-Скифскую.

За тектонотип древней платформы принята Восточно-Европейская плита потому, что она изучена глубоким бурением и детальными площадными геофизическими работами несравненно лучше и равномернее, нежели Сибирская. Кроме того, в чехле Сибирской платформы много магнитных пород, связанных с мощной трапповой формацией, что вызывает определенные трудности при изучении внутренней структуры фундамента, а избавиться от физичес-

кого влияния траппов очень тяжело, и методика эта пока еще весьма дискуссионна.

За тектонотип молодой платформы взяты Уральский кряж с его погребенными склонами (вытянутый аналог молодого щита), Центрально-Казахстанский щит и Турано-Скифская плита, которые также несравненно лучше и равномернее изучены бурением и геофизикой, чем, например, Алтай-Саянская область, Тянь-Шань или Западно-Сибирская плита. Особенно сложным и гетерогенным представляется фундамент последней (Дедеев и др., 1962; Каратаев, 1964; Куликов, 1967, 1969; Куликов, Погорелов, 1968; Маркевич, 1966; Наливкин и др., 1965; Наливкин, 1967; Проводников, 1963, 1967; Ростовцев, Куликов, 1965; Фотиади, 1967; Фотиади, Моисеенко, 1967; Фотиади, Сурков, 1967, и др.).

Учитывая специфику геологического развития молодых и древних платформ, для них соответственно применены разные принципы и методические подходы в геологической интерпретации исходных региональных геофизических карт. Особое внимание уделено материалам аэромагнитной съемки, поскольку равномерно исследована вся интересующая нас территория и получена наиболее обширная информация о строении и составе складчатого основания платформ.

При написании отдельных частей работы, касающихся Балтийского щита и Русской плиты, широко использованы материалы А.Н.Берковского, В.Н.Зандера, К.О.Кратца, Л.В.Суворовой, Ю.И.Томашунас и Л.Е.Шустовой, с которыми автор успешно сотрудничает вот уже на протяжении многих лет (Зандер и др., 1967; Берковский и др., 1968; Дедеев, Берковский, 1969; Дедеев, Запольнов и др., 1969). А.Н.Берковский принимал участие в написании методических разделов, посвященных основам геологической интерпретации региональных геофизических материалов в пределах Балтийского щита и Русской плиты.

При разработке комплекса геолого-геофизических критериев выделения различных структурно-формационных зон в пределах молодых плит автором полностью учтены и широко использованы результаты аналогичных специальных исследований применительно к территории Западной Сибири, проведенных группой геологов и геофизиков СНИИГТИМСа (О.Г.Жеро, Л.П.Смирнов, Д.Ф.Уманцев и др.) под общим руководством В.С.Суркова (1964, 1965, 1966, 1967, 1968а). С ними автор во многих случаях был заранее ознакомлен, материалы своевременно ему были любезно переданы В.С.Сурковым.

Кроме того, в процессе работы автор неоднократно получал ценные геолого-геофизические материалы и консультации от Е.М.Ананьевой (Уральское Геолуправление), А.П.Биркиса (Латвийское Геолуправление), А.А.Богданова (МГУ), Б.В.Бондаренко (Ин-т Геологии г.Минска), Н.А.Беляевского (ВНИИГеофизика), Р.А.Гафарова (ГИН), М.П.Гришина (СНИИГТИМС), Б.В.Дорофеева (Горный ин-т. г.Свердловска), О.Г.Жеро (СНИИГТИМС), Б.Я.Журавлева (МГУ), В.С.Журавлева (ГИН), Г.И.Каляева (ИГФМ АН УССР), В.И.Кнауфа (ГИН АН Кирг.ССР), В.Г.Королева (ГИН АН Кирг.ССР), З.А.Крутиховской (ИГ АН УССР), Н.А.Крылова (ИГИРГИ), Н.К.Куликова (ЗапСибНИГНИ), Н.Я.Курнина (Казахгеолфизтрест), А.И.Летавина (ИГИРГИ), М.В.Муратова (МГРИ), В.Д.Наливкина (ВНИГРИ), Я.И.Полькина (НИИГА), В.А.Пуура (Эстонское Геолуправление), В.С.Суркова (СНИИГТИМС), Б.Б.Таль-Вирского (Узбекгеофизтрест), В.А.Унксова (ВСЕГЕИ), Д.Ф.Уманцева (СНИИГТИМС), Э.Э.Фотиади (СНИИГТИМС), И.А.Фузайлова (Узбекгеофизтрест), В.Е.Хаина (ВСЕГЕИ), З.И.Цзю (Ухтинское Геолуправление), Н.В.Шаблинской (ВНИГРИ). Всем перечисленным товарищам автор искренне признателен за бескорыстную помощь и критику. Глубокую благодарность автор приносит также своим товарищам по работе А.Н.Берковскому, А.К.Запольнову, К.О.Кратцу, А.В.Лютинской, Ф.П.Митрофанову, А.Н.Неелову, А.П.Платуновой, Л.Е.Шустовой, К.А.Шуркину, чьи ценные советы и помощь во многом способствовали не только улучшению содержания и качества работы, но и ее быстрейшему оформлению.

Сравнительно небольшой объем настоящей работы не позволил привести многочисленные примеры конкретного применения предлагаемой методики. Автор надеется показать их в самое ближайшее время во второй работе, специально посвященной рассмотрению внутренней структуры фундамента молодых и древних платформ СССР, которая должна явиться непосредственным продолжением этой работы.

ОСНОВЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

Для изучения внутреннего строения фундамента платформ наиболее полная геологическая информация в настоящее время может быть получена только от региональных магнитных и гравитационных съемок, которые совместно с данными глубинной сейсморазведки, электроразведки, опорного, параметрического и глубокого разведочного бурения дают возможность решать весь комплекс геологических вопросов о вещественном составе, внутренней структуре и рельефе фундамента. Однако магнитное поле пока представляет большие возможности для геотектонического районирования фундамента, нежели гравитационное. Это объясняется как отсутствием качественных карт трансформированных значений силы тяжести для больших территорий, так и тем, что в отдельных регионах съемка с гравиметрами вообще не проводилась.

Сравнение гравитационного и магнитного полей с геологическим строением отдельных хорошо изученных регионов (например, Уральский, Украинский или Карело-Кольский) показывает, что в магнитном поле, даже в масштабе 1:2500 000, гораздо четче и однозначнее, чем на гравитационных картах, отображаются особенности тех или иных разновозрастных и тектонически различных структур. Так, например, в магнитном поле Балтийского щита гораздо резче выражено различие между беломоридами и карелидами или между раннепротерозойскими антиклинориями и синклинориями, чем оно намечается в поле силы тяжести.

Это можно объяснить тем, что гравитационное поле, differing от магнитного, как потенциал от всей производной, в гораздо большей степени затуманено влиянием глубинных факторов. Кроме того, на территории плит интерпретация гравиметровых съемок в целях изучения фундамента затрудняется также нали-

чем осадочного чехла, влияние которого особенно значительно при мощностях более 4–5 км. При магнитных наблюдениях такой платформенный чехол, как правило, не является экраном. Правда, при очень больших его мощностях (10–15 км и более; например, Прикаспийская синеклиза) резко возрастает роль осадочного чехла как термоизолятора для пород фундамента. Поэтому на глубинах свыше 10 км термодинамические условия, естественно, будут значительно отличаться от условий вблизи дневной поверхности, а высокая температура существенно влияет на намагниченность пород фундамента, резко снижая ее. Однако такие большие мощности чехла довольно редки и распространены они на сравнительно ограниченных площадях.

Таким образом, на картах магнитного поля особенности тектонического строения тех или иных структур выражаются значительно более рельефно, чем на картах гравитационного поля. Поэтому естественно, что мы в настоящей работе также основное внимание в первую очередь уделили методике геологической интерпретации результатов аэромагнитной съемки разных масштабов – от 1:1 000 000 – 1:200 000 для территории плит до 1:50 000 для обнаженных районов щитов. В целом же сопоставление магнитных и гравитационных полей показывает хорошее совпадение местоположений, простираний и контуров как целых аномальных зон, так и отдельных аномалий.

Районирование магнитного поля

Прежде чем перейти к геологической интерпретации магнитных аномалий, большинство исследователей проводит районирование магнитного поля исходя из различных систем классификации магнитных аномалий на порядки, группы, типы в зависимости от знака, интенсивности, формы, размеров. Единой общепринятой системы не существует, и каждый исследователь это разделение проводит так, как ему кажется наиболее удобным для геологического истолкования наблюдаемых магнитных аномалий. Каждая из применяющихся систем классификаций имеет свои преимущества и недостатки, и каждая из них в какой-то мере повторяет другую. В принципе для изучения структуры фундамента нет необходимости проводить очень дробное районирование магнитного поля. Бывает вполне достаточным лишь его разделение на участки с мозаичным строением аномалий и участки линейных аномалий. Это позволяет с наибольшей объективностью провести районирование фундамента на отдельные крупные блоки.

Прежде чем перейти к вопросам геологического истолкования магнитных аномалий, следует несколько пояснить само понятие „магнитная аномалия“. В понятие „магнитная аномалия“ должно вкладываться аномальное положительное значение ΔT (ΔZ). Одновременно с этим широко распространено среди геологов понятие „отрицательная магнитная аномалия“. К их числу обычно относят все отрицательные значения ΔT (ΔZ), показанные на магнитных картах, без учета причин их возникновения. При этом часто к отрицательным аномалиям относят области пониженного значения ΔT , являющиеся результатом неправильного исправления значений кривых ΔT на величину нормального градиента геомагнитного поля Земли. Поэтому о существовании отрицательных магнитных аномалий можно говорить только тогда, когда правильно учтено нормальное магнитное поле. В этом случае наличие отрицательной магнитной аномалии должно быть дано физическое и геологическое истолкование. Вообще, говоря, подобные аномалии могут быть вызваны диамагнитными формациями (например, соляными куполами) и породами с обратной намагниченностью. Диамагнитные породы характеризуются столь слабыми аномалиями, что в расчет они могут и не приниматься. Случаи обратной намагниченности пород в пределах рассматриваемой территории нам неизвестны. Неизвестны и зоны разломов, характеризующиеся породами с обратной намагниченностью. Поэтому в пределах территории исследования можно говорить только о положительных магнитных аномалиях и зонах пониженных значений магнитного поля, соответствующих развитию немагнитных пород. Однако скорее в силу традиции для удобства изложения автор ниже при геологической интерпретации геофизических материалов будет все же пользоваться широко распространенным среди геологов термином „отрицательная магнитная аномалия“, понимая под этим зоны пониженных значений магнитного поля.

В результате большого объема региональных геолого-геофизических исследований в пределах Балтийского и Украинского щитов, Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и других обнаженных областей установлено, что все магнитные аномалии вызваны, как правило, неоднородностью состава и строения поверхности сильно дислоцированных и глубоко метаморфизованных пород, слагающих фундамент. Эту закономерность есть все основания распространять и на области соседних плит, где магнитные породы склад-

чатого основания залегают непосредственно под породами осадочного чехла на глубинах в среднем до 2.5–4 км, реже 7–10 км и более. Осадочные породы платформенного чехла по сравнению с метаморфическими и изверженными породами фундамента практически немагнитны. В этом случае магнитное поле передает лишь общие закономерности распределения магнитных пород, а реальные источники аномалий отображаются в геометрически осредненных формах при некоторой средней намагниченности. При этом характер магнитных аномалий (форма, размеры, интенсивность) зависит от морфологии, размеров, глубины залегания магнитных пород и их намагниченности.

Такого рода осреднение прекрасно иллюстрируется пересчетами наблюдаемого магнитного поля в верхнее полупространство на соответствующие высоты. Наблюдаемое магнитное поле несет информацию о крупных, более или менее однородных магнитных геологических образованиях, которые представляют комплексы сложного геологического строения, состоящие из пород различной намагниченности и мощности. На геологических разрезах такие комплексы пород обычно изображаются уходящими на большую глубину при падениях, близких к вертикальным. Видимо, это же свойственно и магнитным образованиям фундамента плит. На их территориях довольно редко встречаются аномалии, которые характеризуются симметричной кривой, где отчетливо видны односторонние и тем более двусторонние минимумы, явно сопряженные с максимумами. В связи с этим для большинства магнитных образований фундамента плиты также следует предполагать крутые падения и большую их глубинность.

Из вышесказанного следует, что магнитное поле плит в первом приближении можно рассматривать как поле, создаваемое вертикально намагниченными, крутопадающими телами фундамента дайкообразной и столбообразной формы, уходящими на большую глубину (Зандер и др., 1967). Эти тела обычно выходят к поверхности фундамента, в редких случаях в виде интрузий внедряясь в осадочный чехол.

Однако это не исключает возможности наличия магнитных пород, находящихся на различных глубинах в теле фундамента. В этом случае происходит изменение в характере аномалий, в их размерах, форме и интенсивности. Не исключена также возможность возникновения аномалий от магнитных пород в осадочном чехле, залегающих выше поверхности фундамента, и обязанных на наличие жильных пород или пород трапповой формации. При этом

жильные породы (диабазы), например, на Русской плите пользуются ограниченным распространением и, как правило, маломощны. Как показывают пересчеты магнитного поля в верхнее полупространство на высоту 2 км над подобными телами в обнаженных районах, эти тела могут создавать аномалии всего лишь порядка 20–50 гамм. Не исключено, что подобные тела, обладая большой мощностью и намагниченностью, создадут и значительно большие аномалии. Однако, как показали соответствующие исследования (Зандер и др., 1967), влиянию подобных относительно молодых платформенных интрузивных тел на магнитное поле Русской плиты нельзя придавать большого значения. Количество таких магнитных пород очень мало по сравнению с магнитными породами фундамента, в чем можно убедиться на примере Балтийского щита. Количество интрузий палеозойского возраста в пределах щита невелико, а магнитных аномалий, связанных с этими породами, еще меньше. В этом же нас убеждают многочисленные совпадения (более 6000) вычисленных глубин залегания верхних кромок магнитных тел с глубинами до поверхности фундамента в тех районах, где они достоверно известны по данным бурения.

Выделение магнитных аномалий, связанных с интрузиями внутри осадочного чехла, — довольно сложная и не всегда разрешимая задача. Некоторые возможности в этом отношении представляет только качественная интерпретация. С такими телами могут быть связаны изометричные аномалии, встречающиеся в магнитном поле, где господствуют линейно-вытянутые аномалии, несомненно обязанные своим происхождением породам фундамента. Кроме того, внутричехольные интрузии могут быть выделены и при анализе глубин залегания, вычисленных по магнитным аномалиям, когда уже установленные глубины поверхности кристаллического основания значительно превышают первые. Поэтому наибольшие возможности для выделения таких образований дает совместный анализ материалов магниторазведки с данными других геофизических методов и бурения.

Возникновение магнитных аномалий обуславливается также наличием зон тектонических нарушений, сопровождающихся интрузиями магнитных пород. В этом случае возникают аномалии, интенсивность которых зависит от намагниченности пород, внедрившихся вдоль ослабленной зоны. Эти аномалии чаще всего имеют линейно-полосовой характер и протягиваются на значительные расстояния или же характеризуются цепочкой узких аномальных изменений и приращениями полного вектора геомагнитного поля (ΔT) или его вертикальной составляющей (ΔZ).

Влияние платформенного чехла
на магнитное поле

Магнитные породы могут быть в платформенном чехле главным образом за счет присутствия пород трапповой формации и магнитных разностей осадочных образований. Характер и интенсивность аномалий, вызванных указанными образованиями, находящимися в горизонтальном залегании, должны соответствовать аномалиям над горизонтальными пластами. Для оценки интенсивности аномалий над осадочными и эффузивными породами платформенного чехла следует обратиться к данным измерений магнитных свойств этих пород, которые по материалам Западного геофизического треста сведены в табл.1.

Т а б л и ц а 1

Магнитные свойства пород (в $\times 10^{-6}$ СГС)

Породы	Магнитная восприимчивость (χ)			Намагниченность (I_n)		
	средняя	минимальная	максимальная	средняя	минимальная	максимальная
Осадочные породы.....	10-15	0	380	10	0	650
Осадочные железные руды типа керченских	100-300	-	-	-	-	-
Базальты....	3000-5000	100	7500	2500	-	-
Диабазы.....	2300	50	1000	400	0	2100
Порфириты...	200-500	100	2800	600	0	19400

В табл.1 использованы все довольно редкие и обрывочные данные по эффузивным образованиям Русской, Западно-Сибирской и Туранской плит, а также по районам Балтийского и Украинского щитов Урала и Казахстана. Данные табл.1 показывают, что в осадочном чехле платформы могут быть встречены даже сильно магнитные породы, влияющие на магнитное поле. Максимально возможная намагниченность осадочных магнитных пород равна $J = 0.5\chi + J_n = 850 \cdot 10^{-6}$ СГС. Максимальная мощность, например, уфимской свиты верхней перми, содержащей магнитные разности, в Приуралье не превосходит 200 м. Рассматривая для этих отло-

жений предельный случай, когда пласт выходит на поверхность и является неограниченным по простиранию, максимально возможная величина амплитуды аномалий, согласно расчетам А.Н.Берковского, будет равна 145 гамм (Зандер и др., 1967).

Трудно, однако, предполагать, что в таком мощном (200 м) разрезе намагниченность осадочных пород является постоянной. Скорее всего среднюю намагниченность такого слоя нужно принять значительно меньшей, чем $850 \cdot 10^{-6}$ СГС. Тогда амплитуда аномалии также значительно уменьшится.

Во всяком случае нельзя предполагать, что магнитные аномалии, вызванные осадочными породами, лежащими даже у дневной поверхности, будут иметь амплитуду, большую 50–100 гамм. Такие аномалии не играют существенной роли в магнитном поле платформы и не являются объектом для вычислений глубин залегания. Тем более от подобных аномалий можно легко освободиться трансформированием наблюдений поля в верхнее полупространство.

Гораздо важнее выяснить роль в этом вопросе эффузивных образований, поскольку их намагниченность может достигать $7000 \cdot 10^{-6}$ СГС (табл.1).

Эффузивы и их туфы на Русской плите связаны в основном с верхнерифейскими и девонскими грабенами (авлакогенами). На Западно-Сибирской и Турано-Скифской плитах в пределах герцинского фундамента они связаны с пермо-триасовыми впадинами и грабенами. В северных и центральных районах Западной Сибири и Устюрта, где фундамент более древний, в основном докембрийский, возможно также наличие и более древних эффузивных пород трапповой формации.

Встречаются вулканогенные образования в основном на глубинах, превышающих 1–1.5 км. В большинстве известных случаев их мощность невелика и, по данным бурения, составляет всего лишь первые десятки метров. Понятно, что в таких случаях влиянием эффузивов на магнитное поле также можно пренебречь, тем более что намагниченность их, как правило, невелика. Относительно мощные эффузивные отложения, по данным бурения, известны лишь на юго-западе Русской плиты (Припятская впадина, район г.Чернигова). По геофизическим данным, их можно предполагать на западе Туранской плиты, в северо-западных и центральных районах Западно-Сибирской плиты. Исследования керн скважин показали, что эффузивы и их туфы иногда обладают сравнительно большой намагниченностью, которая, например, в районе Черни-

говской опорной скважины достигает $700 \cdot 10^{-6}$ СГС. Если принять здесь такие значения намагниченности для наиболее мощной пачки эффузивов в интервале глубин 2200–2550 м и считать, что индущированная и остаточная намагниченности здесь совпадают по направлению, то амплитуда аномалии от них здесь будет равна 250–280 гамм. Эффект от остальных пачек эффузивов незначителен, и суммарная амплитуда аномалии от всех эффузивов может составлять максимально всего лишь 320–350 гамм. Однако в районе Черниговской скважины наблюдается аномалия изометричной формы, графики по которой имеют симметричный вид, а интенсивность достигает 900 гамм. По своей природе она не может быть объяснена только влиянием горизонтально залегающих эффузивов. Последние, видимо, вносят лишь некоторые осложнения в магнитное поле района, выразившееся в расплывчатых аномалиях, не достигающих по амплитуде 500–100 гамм. Если же принять, что вектор черниговских эффузивов с переходом от слоя к слою меняет свое направление до противоположного, и это значительно уменьшает среднюю намагниченность пачек эффузивов, то в результате в магнитном поле пачки пород вообще не найдут своего отображения. Следовательно, наличие даже мощных эффузивных образований в пределах платформ в залегании, близком к горизонтальному, не вызывает существенных магнитных аномалий. По крайней мере, значительные аномалии от таких источников в осадочном чехле в пределах древней Русской плиты или отсутствуют, или представляют редкое исключение (Зандер и др., 1967).

Гораздо больший эффект создают подводящие каналы, по которым происходило изливание эффузивов, поскольку они представляют вертикальные, столбообразные и дайкообразные тела большой глубины. Такие образования могут существенно осложнять геологическую интерпретацию.

Из вышесказанного следует, что магнитное поле плит в первом приближении можно рассматривать как поле, создаваемое вертикально намагниченными крутопадающими телами фундамента дайкообразной и столбообразной формы, уходящими на большую глубину. Эти тела обычно выходят на поверхность фундамента и только в достаточно редких случаях в виде интрузий внедряются в осадочный чехол.

Трансформация магнитных аномалий

Обычно анализ магнитного поля ограничивается рассмотрением карт в виде графиков ΔT или в изодинамах. Иногда произ-

водят операции, связанные с аналитическим продолжением аномального магнитного поля на различные уровни, для чего используют различные способы осреднения или пересчеты аномального поля на различные высоты. Не разбирая сейчас достоинства и недостатки применяемых способов и их математическую обоснованность, отметим только, что в отдельных случаях способы трансформаций аномальных полей могут оказать помощь в выделении региональных аномалий, а сопоставления аномальных полей на разных уровнях дают возможность приблизительно оценить глубинность источников этих аномалий.

Указанные способы трансформаций аномальных полей, строго говоря, применимы только для потенциальных функций, например для аномального поля силы тяжести. Аномальное же магнитное поле не вполне удовлетворяет этому требованию, и потому применение здесь формул пересчета на высоту сопряжено с определенными погрешностями.

В результате для изучения внутренней структуры фундамента применение подобных трансформаций, видимо, можно использовать только в ограниченных объемах, а анализ аномальных полей лучше проводить по исходным наблюденным полям в виде графиков или изолиний ΔT , отражающих все детали его строения и распределения по площади.

В целях еще более полного использования магнитной информации для изучения строения фундамента платформ А.Н. Берковским впервые проведена иного рода трансформация магнитного поля — карта графиков ΔT трансформирована в карту магнитных тел, охарактеризованных величиной намагниченности (Зандер и др., 1967; Дедеев, Берковский, 1969). На возможность такой трансформации впервые указал А.А. Логачев (1955).

Поскольку метод А.Н. Берковского все еще продолжает оставаться достаточно мало знакомым для широкого круга геологов, а его анализ по существу впервые применяется для изучения внутренней структуры фундамента столь обширных платформенных территорий, как например древняя Русская плита в целом, ниже мы очень кратко остановимся на некоторых его основных положениях. Более подробно это изложено в нашей совместной монографии, посвященной геологическому строению фундамента северных и центральных районов Русской плиты (Зандер и др., 1967).

Боковые границы крутопадающих магнитных тел дайкообразной формы могут быть определены по точкам перегиба кривых ΔZ (или ΔT), если расстояние между точками перегиба при положении маршрутов вкрест простираения больше $1.2h$ (h — глубина

верхней кромки магнитного поля). При расстоянии между точками перегиба меньше $1.2h$ границы тел не могут быть точно определены. На территории Русской плиты расстояния между точками перегиба в большинстве случаев превышают $1.2h$. Поэтому боковые границы дайкообразных тел достаточно легко можно проводить по точкам перегиба кривых ΔZ или ΔT .

Оконтуривание проекций магнитных тел различных конфигураций было сначала рассмотрено на теоретических моделях. При этом во всех случаях считалось, что тела, обладая вертикальным падением, распространяются на глубину неограниченно и что вектор намагниченности также направлен вертикально.

При вычислении магнитного поля Z , вызванного такими телами, использовалась палетка для вычисления напряженности поля выше заданного уровня в случае трехмерной задачи, за который принимался уровень горизонтальной поверхности магнитного тела. В этом случае можно считать, что в пределах контура магнитного тела $Z = 2J$, где J - намагниченность породы, а вне его $Z = 0$.

Для оконтуривания магнитных тел лучше всего использовать карты графиков аэромагнитной съемки масштабов $1:200\,000$ и крупнее. При этом графики ΔT , которые хорошо коррелируются от маршрута к маршруту по форме кривых и по интенсивности максимумов, обычно относятся к одному и тому же источнику аномалии или, другими словами, магнитному телу. Границы этих тел можно считать достаточно уверенными, если они четко определяются по точкам перегиба кривых. Когда положение точек перегиба недостаточно отчетливое, их можно устанавливать, как середину отрезка кривой, по которому наблюдается наибольший градиент. Естественно, что в таких случаях, особенно при наличии пластов малой мощности, контуры магнитных тел являются во многом схематичными.

Границы магнитных тел условны и там, где маршруты аэромагнитной съемки проложены по простиранию магнитных аномалий или близко к ним, поэтому здесь для выявления магнитных тел приходится перестраивать графики магнитного поля вкрест простирания аномалий по значениям ΔT , снятым с наблюдаемых графиков.

Магнитное поле обычно не дает возможности для вполне определенной и однозначной трактовки характера замыканий удлиненных магнитных тел. Им, видимо, следует придавать заостренный округлый вид, как у наиболее часто встречаемых и картируемых геологических объектов такой формы.

После такой трансформации магнитного поля и при известных глубинах залегания магнитных тел возможны вычисления намагниченности последних. Намагниченность, вычисляемая по графикам ΔT при большом удалении от источников аномалий, как это имеет место на большей части Русской плиты, представляет собой параметр, характеризующий среднюю величину намагниченности комплекса более или менее однородных геологических образований.

Намагниченность магнитных тел наиболее точно может быть вычислена при известной глубине залегания (h) и размерах этих тел (B). Наибольшим распространением на территории Русской плиты пользуются аномалии над вытянутыми телами, для которых можно предполагать крутое падение и большое распространение на глубину при намагничении, близком к вертикальному. Поэтому при вычислении намагниченности оказывается возможным широко использовать формулу

$$J = \frac{\Delta T_{\max}}{4 \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{B}{h}}.$$

Вычисления по этой формуле могут быть значительно облегчены, если пользоваться соответствующими палетками.

Для вычисления намагниченности можно использовать глубины, определяемые как по магнитным аномалиям, так и по данным бурения и сейсморазведки. Значения полумощности пластов определяются по карте контуров магнитных тел.

Ошибки в вычислении намагниченности, как показали специальные исследования А.М. Берковского, несмотря на приближенное определение мощности тела, невелики. Так, в случае пласта с $\frac{B}{h} = 1$ ошибка в глубине залегания или мощности в 25% влечет за собой погрешность в вычислении намагниченности порядка 20%. Если при этом ошибка в определении мощности и глубины залегания допущена в одну сторону, то погрешность в определении намагниченности значительно уменьшается. Вычисленная даже с такой погрешностью намагниченность в принципе не может существенно влиять на ее геологическую интерпретацию.

Величина ΔT_{\max} в случае изолированных аномалий определяется очень просто, так как уровень нормального поля для такой аномалии нетрудно выбрать. Значительно труднее определить эту величину для сложных аномалий. В таких случаях при опре-

делении ΔT_{\max} необходимо учесть влияние магнитных полей близлежащих источников. При этом следует использовать набор теоретических кривых, построенных А.Н. Берковским над сериями пластов различной мощности и различной намагниченности (Зандер и др., 1967, стр. 20-22). На теоретических примерах было установлено, что ошибка в определении намагниченности не превышает 15%. Для тел, размеры которых по простиранию невелики, намагниченность вычисляется по вышеприведенной формуле с поправочным коэффициентом

$$J = \frac{\Delta T_{\max}}{4 \arctg \frac{B}{h}} K,$$

причем значение ΔT_{\max} снимается с графика, проходящего через середину магнитного поля.

Значения коэффициента K были получены эмпирически по теоретическим кривым над вертикальными пластами. Он зависит от отношения большой полуоси к глубине залегания магнитного тела (Зандер и др., 1967).

Построенная таким образом карта магнитных тел в совокупности со значениями глубин их залегания представляет собой модель, на основании которой теоретически может быть построено магнитное поле. Очевидно, что точность такой карты оценивается путем сопоставления вычисленного поля с наблюдаемым, что и было проделано в Западном геофизическом тресте. Расчетные и наблюдаемые поля совпали в допустимых пределах. Поэтому карта магнитных тел может рассматриваться как еще один из способов изображения и трансформации результатов магнитной съемки. Такие карты для территории Русской плиты были сопоставлены нами ранее (Зандер и др., 1967; Дедеев, Берковский, 1969).

Несмотря на неизбежные недостатки этого способа изображения, присущие в той же степени и способу изображения магнитного поля в изолиниях, он имеет и ряд неоспоримых преимуществ. Такая карта магнитных тел дает возможность непосредственно судить о форме тел и их намагниченности, обусловивших то или иное аномальное поле. Этого нельзя сказать о картах графиков и тем более о картах изолиний, которые не дают наглядного представления ни о формах магнитных тел, ни о величине их намагниченности. Намагниченность горных пород далеко не всегда может

быть охарактеризована только сравнением магнитных аномалий по интенсивности максимумов, поскольку интенсивность аномалий в значительной мере зависит от глубины залегания магнитных образований и их мощности.

Как показывает опыт, такая карта магнитных тел с успехом может быть применена при геологической интерпретации результатов аэромагнитной съемки. По ней с гораздо большей определенностью, чем по карте графиков или изолиний ΔT , можно судить о форме и пространственном распределении геологических образований, вызывающих те или иные магнитные аномалии, и о их вещественном составе и характере геологической структуры. Поэтому карта магнитных тел, или, другими словами, карта магнитных пород, вполне может являться основой для составления схематичной геологической карты фундамента и тем самым необходима для изучения внутренней структуры фундамента платформ.

В заключение следует отметить, что в условиях больших глубин залегания магнитных тел их очертания и размеры могут несколько отличаться от таковых, выходящих на поверхность. Контуры магнитных тел в первом случае будут более сглаженными, а размеры могут оказаться окончательно большими, так как здесь возможно объединение воедино нескольких близко расположенных магнитных тел. Намагниченность же тел и их взаимные расположения в принципе должны сохраняться неизменными.

Районирование поля силы тяжести

Основными факторами, обуславливающими гравитационные аномалии, являются глубинные изменения плотности в подкоровом веществе; изменения плотности из-за неоднородности петрографического состава пород, слагающих структуры фундамента (консолидированной коры); изменения структуры и мощности осадочного чехла. Поэтому наблюдаемое поле силы тяжести принято разделять на четыре группы: континентальные аномалии, отражающие влияние сверхглубинных процессов, связанных с верхней мантией Земли и поэтому характерных для очень обширных площадей (континентов и океанов); зональные аномалии, меньшие по площади (порядка сотен километров в длину и ширину), также отражающие глубинные подкоровые процессы; региональные аномалии, занимающие площади в десятки, реже сотни квадратных километров, вызванные глубинными факторами, находящимися преимущественно в пределах нижней части земной коры, локальные аномалии, связан-

ные с верхними частями земной коры. Последние в свою очередь разделяются на аномалии, вызванные неоднородностью складчатого фундамента, и аномалии, вызванные неоднородностью структуры осадочного чехла.

Влияние указанных трех последних факторов взаимно накладывается друг на друга и значительно усложняет геологическое истолкование наблюдаемых аномалий силы тяжести, которое часто становится невозможным без привлечения дополнительных сведений, как геологических, главным образом данных бурения, так и геофизических.

В формировании региональных, а в основном локальных аномалий силы тяжести наибольшее значение имеет влияние неоднородностей вещественного состава и, видимо, внутренней структуры фундамента.

Опыт работ дает возможность установить примерное общее соотношение между характером и интенсивностью гравитационных аномалий и петрографическим составом пород. Для Русской плиты, например, существует приблизительно прямая зависимость между петрографическим составом пород и их плотностью, с одной стороны, и аномалиями силы тяжести — с другой. Участкам, имеющим плотность порядка 2.67 г/см^3 , соответствуют относительные минимумы силы тяжести; для площадей с плотностью около 2.75 г/см^3 характерны максимумы. На тех площадях, где плотность пород достигает 2.85 г/см^3 и более или, наоборот, меньше 2.67 г/см^3 , наблюдаются соответственно интенсивные положительные или отрицательные аномалии (Ярош, 1966). Из сопоставления карты петрографического состава по данным бурения с картой аномалий силы тяжести видно, что положительные аномалии можно связывать с преимущественным развитием парагнейсов, с повышенным содержанием темноцветных минералов и интрузивными породами основной и ультраосновной магмы. Отрицательные аномалии и площади полей, близких к нормальным, можно сопоставлять с преимущественным развитием биотитово-плагиоклазовых гнейсов, разгнейсованных плагиоклазовых гранитов и интрузивных микроклиновых гранитов.

Для приближенной оценки гравитационного влияния рельефа фундамента необходимо знать разность плотности между породами фундамента и низов осадочного чехла. Для Русской, Турано-Скифской и других плит разность среднего значения плотности между породами фундамента и основания чехла обычно составляет $0.1-0.15 \text{ г/см}^3$ и не превышает $0.2-0.25 \text{ г/см}^3$. При разности

плотности 0.1 г/см^3 аномалия силы тяжести не превышает 0.4 мгл на каждые 100 м изменения отметок рельефа поверхности фундамента, а при 0.2 г/см^3 соответственно 0.8 мгл . Следовательно, колебания рельефа поверхности фундамента с амплитудами до 500 м создают относительно слабые аномальные поля, которые составляют только небольшую часть аномалий, обусловленных влиянием изменения состава и структуры пород фундамента.

Следующим по значимости фактором, влияющим на форму и величину аномалий силы тяжести, является структура и мощность осадочных образований. Осадочный покров по своему составу в целом весьма разнообразен и характеризуется пониженными значениями плотности осадков по сравнению с породами фундамента. Потому он создает отрицательный эффект, который понижает суммарное значение силы тяжести. При значительных мощностях (более 4 км) осадков отрицательный эффект покрова настолько велик, что он практически главенствует и суммарное поле силы тяжести имеет относительный минимум даже на тех участках, где породы фундамента должны были бы создавать относительный максимум. Кроме того, на характер гравитационных аномалий оказывает влияние тектоника осадочного чехла. Крутые формы структур могут создавать вполне ощутимые локальные аномалии. Структуры, имеющие пологие ($1-2^\circ$) углы наклона слоев, а таких на территории плит большинство, создают относительные аномалии лишь в $1-2 \text{ мгл}$.

Гравитационный эффект, создаваемый платформенным осадочным чехлом во многих районах Советского Союза, показывает, что большинство наблюдаемых крупных аномалий связано в основном с глубинными массами. На молодых эпигерцинских плитах этот гравитационный эффект в большинстве случаев существенно не меняет характера наблюдаемого поля. Так, например, рассчитано снятие гравитационного влияния платформенного чехла для центральных районов Западно-Сибирской низменности, выполненное Е.В.Черновой еще в 1962 г., которое показывает, что значения наблюдаемых аномалий возрастают примерно в $1.5-2$ раза. Это происходит потому, что здесь положительным тектоническим структурам отвечают отрицательные гравитационные аномалии (случай обратного соотношения знаков структур и аномалий; Шаблинская, 1967). Гравитационный эффект осадочного чехла в Средней Азии, наоборот, уменьшает значение наблюдаемых аномалий (Мелькановицкий, 1965). Здесь положительным

структурам отвечают положительные гравитационные аномалии (случай прямого соотношения знаков платформенных структур и аномалий). Однако при этом знак аномалий в большинстве случаев не меняется и контуры их существенно не смещаются (Шаблинская, 1967).

На древних платформах, например на Русской, обычно также не происходит принципиального изменения характера гравитационного поля при снятии гравитационного эффекта осадочного чехла. Для внутренних районов платформы лишь изменяется уровень аномалий (Фотиади, 1958). Исключения составляют очень глубокие прогибы, заполненные осадочными породами (авлакогены, синеклизы типа Прикаспийской и краевые прогибы). Они также имеют прямые соотношения знаков наблюдаемых гравитационных аномалий и структур, но аномалии здесь вызваны резким увеличением мощности осадочного чехла (Фотиади, 1958) и не связаны непосредственно с глубинными массами. Снятие гравитационного эффекта осадочного чехла обычно вызывает смену знака аномалии.

Соответствующие расчеты по Русской (Годин, 1957, 1958; Фотиади, 1955, 1958; Ярош, 1966; Ярош, Плохих, Дементьева, 1967), Западно-Сибирской (Сурков, 1963, 1964; Фотиади, 1967) и Туранской (Мелькановицкий, 1965) плитам показали, что вся резко изменяющаяся часть аномального гравитационного поля связана с геологическим строением верхней (~ 10 км) части земной коры, включающей гранито-гнейсовый и осадочный слои. Более глубокие слои земной коры и подкоровый слой создают крупные региональные аномалии силы тяжести, в несколько десятков миллигал, которые охватывают большие площади и имеют плавные изменения. На ограниченных площадях влияние глубинных факторов мало ощутимо (Годин, 1957).

Разделение гравитационного поля на составляющие, обусловленные различными геологическими факторами, является важнейшей задачей и в настоящее время представляет наиболее трудную проблему в вопросе интерпретации гравиметрических данных. Для составления схемы внутреннего строения и вещественного состава фундамента используется обычно наблюдаемое гравитационное поле, из которого вычитается влияние осадочного чехла.

Э.Э.Фотиади (1955, 1958) разработал методику разделения аномального поля силы тяжести на составляющие, обусловленные влиянием осадочного покрова, влиянием структуры фундамента и влиянием глубинных факторов. В настоящее время такие транс-

формированные гравитационные карты земной коры составлены для Русской (Э.Э.Фотиади, Н.В.Неволина), Западно-Сибирской (Э.Э.Фотиади, В.С.Суркова, Д.Б.Таль-Вирского и Е.В.Черновой, и др.), Туранской (И.М.Мелькановичского, Б.В.Таль-Вирского, и др.) плит. Их следует широко учитывать при региональной геологической интерпретации геофизических материалов.

Поскольку гравитационное поле отражает суммарное влияние различных масс, находящихся на разных глубинах, оно имеет свой специфический характер для каждого тектонически различного региона. Так, гравитационное поле в пределах платформенных областей довольно резко отличается от поля геосинклинальных областей. В первом случае аномалии имеют резко переменный "мозаичный" характер, с чередованием локальных спокойных максимумов и минимумов, разделенных зонами больших градиентов. Эти зоны соответствуют разломам и швам различных блоков. Для геосинклинальных областей, напротив, типично линейное расположение интенсивных гравитационных аномалий, среди которых большие отрицательные аномалии свойственны межгорным и предгорным впадинам (Федынский, 1964).

Изучая морфологию гравитационного поля, можно выделить две группы аномалий: 1) изометричные, обусловленные различиями петрографического состава пород фундамента, и 2) линейные, отражающие складчатые комплексы и глубинные нарушения фундамента. К ним приурочены зоны больших градиентов (гравитационные ступени).

Во всех случаях для геологического истолкования поля силы тяжести необходимо иметь дополнительные сведения по физическим свойствам горных пород и по другим геофизическим методам, в первую очередь магнитометрическим.

Совместный анализ гравитационных и магнитных материалов

При решении геологических задач, связанных с изучением структуры и состава фундамента, наибольшую информацию прежде всего можно извлечь из совместного рассмотрения наблюдаемых магнитного и гравитационного полей.

Поскольку магнитные и гравитационные аномалии вызываются различными физическими свойствами пород, структурой и релье-

фом аномалеобразующих источников, то совместный анализ этих аномалий всегда дает наиболее достоверные сведения о геологическом строении исследуемой территории. При этом всегда следует помнить, что если магнитные аномалии обуславливаются в основном вещественным составом фундамента, то гравитационные аномалии в общем случае представляют суммарный эффект неоднородностей в вещественном составе и структуре консолидированной земной коры и лежащего над ними осадочного чехла.

При решении геологических задач, связанных с изучением верхней части фундамента, что является предметом наших исследований, наибольший интерес представляют локальные аномалии. Для установления природы последних необходимо знать физические свойства горных пород.

Для того чтобы приблизиться к разрешению природы источников магнитных и гравитационных аномалий, В.Н.Зандером для Русской плиты, В.А.Дедеевым для Тимано-Печорской, Н.В.Шаблинской для эпигерцинских плит, Е.М.Ананьевой для Урала был проведен статистический анализ пространственного распределения аномалий по отношению к областям развития пород различного состава, различного возраста складчатости, различных структурных элементов современной поверхности фундамента.

Основные статистические данные, полученные при анализе карт магнитных и гравитационных аномалий, показывают, что зоны положительных значений ΔT занимают примерно половину территории, вторая половина характеризуется условно-нормальным магнитным полем. Одновременно с этим в пределах выделенных зон условно-нормального магнитного поля имеют место аномалии незначительной интенсивности и небольших размеров, которые на мелкомасштабных картах магнитных аномалий обычно не могут быть показаны, а потому часто не входят в статистические данные. Общий объем по площади таких аномалий, например для Русской плиты, составляет 10-15% (Зандер и др., 1967). Поэтому на такую величину следует вносить поправку в любые аналогичные статистические и коррелятивные обобщения. В гравитационном поле площади зон относительно повышенных и пониженных значений также примерно равны.

Взаимное расположение по площади гравитационных и магнитных аномальных зон характеризуется многообразием различных сочетаний. Так, если взять за основу распределение аномалий силы тяжести, то в пределах площади относительно повышенных значений поля силы тяжести на обширнейшей Русской плите 58% площади характеризуется повышенными значениями ΔT и соот-

ветственно 42% площади занято условно-нормальным магнитным полем. В зонах с относительно пониженными значениями Δg 35% площади характеризуется значениями $+ \Delta T$ и 65% площади занято условно-нормальными значениями ΔT (Зандер и др., 1967).

Заканчивая рассмотрение всех вопросов геологической природы магнитных и гравитационных аномалий, следует отметить, что только совместное комплексное рассмотрение всех геофизических материалов дает безусловно положительные результаты, благодаря чему все геологические выводы приобретают максимально возможную объективность. Конечно, данные магнитного поля в вопросах изучения внутреннего строения фундамента дают несколько более однозначные и точные ответы. Совместное рассмотрение материалов аэромагнитной и гравитационной съемок позволяет еще с большей определенностью и точностью районировать фундамент на отдельные блоки и выделять линии тектонических нарушений геосинклинальной и платформенной стадий развития. Привлечение результатов сейсморазведки дает возможность установить амплитуду вертикальных перемещений блоков земной коры.

При геологических построениях, хотя и являющихся результатом комплексного истолкования геофизических данных, все же может иметь место некоторый субъективизм, что зависит от характера знаний вещественного состава фундамента и его осадочно-чехла, от количества геофизической информации по отдельным методам, от качества полевых материалов, качества геофизической информации и сделанных вычислений.

В предлагаемой работе при геологических построениях мы стремились степень субъективизма свести до минимума. Для этого провели анализ качества исходных геофизических материалов, при интерпретации применяли, помимо исходных данных, трансформации магнитных и гравитационных полей, для чего использовали методику изображения источников магнитных аномалий в виде карты магнитных тел, тщательно исследовали вопросы отождествления вычисленных глубин залегания верхних кромок магнитных тел с поверхностями различных горизонтов по данным бурения и сейсморазведки.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД ФУНДАМЕНТА

Наибольшее количество измерений магнитных свойств и плотностей пород фундамента произведено для обнаженных районов Балтийского щита, Урала, Тянь-Шаня и Северного Кавказа. В районах плит эти измерения произведены в сравнительно небольшом количестве для случайных образцов из скважин. В северных районах Русской и Западно-Сибирской плит эти сведения вообще отсутствуют.

Ограниченный объем образцов керна скважин, различная степень сохранности пород, случайный отбор образцов с поверхности самых верхних, обычно сильно выветрелых частей фундамента не позволяют считать сделанные по ним измерения физических свойств представительными для всех пород фундамента этого района. Более ценными являются измерения на образцах керна скважин из обнаженных районов щитов, тем более что по этим образцам измерялась иногда даже остаточная намагниченность. Но все же ценность сведений по физическим свойствам даже для Балтийского щита или Урала резко снижается практически из-за невозможности получения в настоящее время сведений о том, где и каким образом были отобраны образцы: непосредственно при бурении или из кернохранилища, где образец мог пролежать десятки лет, взят ли он из обнажений или из коллекций геологов. Это позволило бы более обоснованно судить о степени сохранности образца и, следовательно, о том, насколько измеренные величины объективны. Однако даже и при самых благоприятных условиях отбора образцов измеренные значения физических свойств дают точечную характеристику по отношению ко всей массе породы.

Если не принимать во внимание приведенные выше соображения о недостаточной объективности значений лабораторных измерений, то анализ и систематизация данных магнитных свойств и плотностей все же позволяют сделать некоторые обобщения (табл.2). Для удобства геологической интерпретации геофизических материалов систематизация пород для разных районов приведена по разным принципам. Для молодых щитов (Урал, Тянь-Шань) и соответственно молодых эпигерцинских плит (Западно-Сибирская, Турано-Скифская) все породы разделены на группы

согласно их четкой выраженности в геофизических полях, о чем более подробно будет сказано в следующем разделе. Для древних щитов (Балтийский) и плит (Русская) такой однозначной и четкой выраженности одних и тех же комплексов пород в геофизических полях часто не наблюдается. Это обусловлено многими причинами: большим разнообразием состава и структурно-текстурных особенностей пород, степенью и разнообразием процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, а также широким развитием вторичных наложенных процессов позднего метасоматоза, диафтореза, бластомилонитизации. Здесь породы разделены в основном по плотности, а магнитная восприимчивость при этом подчинена плотности как более устойчивому параметру.

Ниже приведены только некоторые главные региональные выводы, которые можно сделать на основании анализа физических свойств пород фундамента в том или ином крупном районе, а сами определения физических свойств пород можно найти в табл. 2-4.

Балтийский щит.¹ Большинство пород Балтийского щита характеризуется широким диапазоном изменения физических свойств. Это объясняется многими причинами, и прежде всего разнообразием состава, структуры и степенью метаморфизма. Например, широкий диапазон изменения магнитных свойств и плотности у амфиболитов объясняется неодинаковой степенью развития процессов метаморфизма и, следовательно, разным содержанием магнетита, а у микроклиновых гранитов объясняется тем, что мелкозернистые разности менее магнитны, чем крупнозернистые.

Сравнительно постоянные и низкие значения магнитной восприимчивости (χ), равные в среднем $0-100 \cdot 10^{-6}$ СГС наблюдаются у биотитовых, микроклиновых, плагиоклазовых гранитов и гранитов рапакиви. Для плагиомикроклиновых гранитоидов метасоматического происхождения характерны средние значения магнитной восприимчивости (от 0 до $500 \cdot 10^{-6}$ СГС). Повышенные значения $\chi = 200-7000 \cdot 10^{-6}$ СГС соответствуют плагиомикроклиновым гранитам интрузивного происхождения (например, Лицкий массив, массивы Топ-озеро, Пя-озеро), гранит-чарнокитам и гранодиоритам чарнокитового ряда Северной Карелии и Мурманска.

¹ По материалам Л.Е.Шустовой (1967-1970 гг.), Л.В.Суворовой (1965 г.), Г.А.Поротовой, М.К.Поляк, В.В.Верба, и др. (1963-1967 гг.), Н.Б.Дортман, В.В.Жданова, и др. (1965 г.).

Физические свойства пород фундамента

Типы пород	Геологический возраст	Плотность (σ), в г/см ³			Магнитная восприимчивость (χ), в $\times 10^{-8}$ СГС			Источник использованных материалов
		min	max	средн	min	max	средн.	

Балтийский щит

1. Метаморфические, вулканогенные и осадочные породы

30	Песчаники, сланцы Терского берега	Pt ₃	-	-	2.49	-	-	-	М.Н.Поляк (ЗГТ, 1963 г.)
	Аркозы, песчаники, сланцы, конгломераты о-вов Рыбачий, Кильдин и п-ва Средний	"	2.33	2.82	2.62	-	-	-	Л.Е.Шустова (ЛГИ, 1961 г.); И.М.Парфененко (ЗГТ, 1958 г.); А.А.Голубев (ВСЕГЕИ, 1960 г.)
	Эффузивы, диабазы, метадиабазы Печенги	Pt ₂	2.76	3.28	3.00	-	-	-	Г.Н.Шаблинский (ЛГИ, 1959-1961 гг.); М.Я.Цирульни-
	Филлиты, туфиты, сланцы Печенги	"	-	-	2.80	-	-	-	кова (ЗГТ, 1961 г.); С.С.Шкорбатов (ЗГТ, 1953-1962 г.); А.И. Балакай (ЗГТ, 1954-1962 гг.)
	Эффузивы, метадиабазы, зеленые сланцы Имандра-Варзуги	"	-	-	2.89	-	-	-	Л.Е.Шустова (ЛГИ, 1960 г.); Л.Н.Штерн (1958 г.); Р.Т.Вербицкий (ЗГТ, 1965 г.)
	Метаморфические и осадочные породы Имандра-Варзуги (сланцы, филлиты и др.)	Pt ₂	-	-	2.77	-	-	-	Л.Е.Шустова, (ВСЕГЕИ, 1967 г.)
	Онежская и сегозерская серии: сланцы, кварцито-песчаники	Pt ₂	2.32	3.09	2.60	-	-	-	О.М.Кабанов (ЗГТ, 1953 г.); Р.Т.Вербицкий (ЗГТ, 1965 г.)
	конгломераты, песчаники		2.52	2.79	2.67	-	-	-	
	метадиабазы, метамандельштейны		2.72	3.25	2.98	-	-	-	
	Свекофенские гнейсы	Pt ₁	2.63	2.87	2.75	-	-	-	
	Ладожская серия: гнейсы	Pt ₁	2.57	3.10	2.76	-	-	-	
	кварциты, конгломераты		2.65	2.69	2.68	-	-	-	
	ставролитовые сланцы		-	-	2.67	-	-	-	
	известняки		2.37	3.02	2.76	-	-	-	
	доломиты		2.54	2.90	2.79	-	-	-	
	слюдистые сланцы		2.61	2.72	2.68	-	-	-	
	филлиты		-	-	2.79	-	-	-	
	роговообманковые сланцы		2.84	3.07	3.00	-	-	-	

Типы пород	Геологический возраст	Плотность (σ), в г/см ³			Магнитная восприимчивость (χ), в $\times 10^{-6}$ СГС			Источник использованных материалов
		min	max	средн.	min	max	средн.	
Гимольская, парандовская серии: биотитовые гнейсы биотито-амфиболовые гнейсы амфиболовые гнейсы хлоритовые сланцы зеленые сланцы метадиабазы	Pt ₁	2.67	2.69	2.68	0	100	-	Р.Т.Вербицкий (1965 г.)
		2.40	3.60	2.80	0	100	-	
		2.84	3.03	3.00	0	100	-	
		2.70	2.75	2.74	-	-	-	
		2.60	2.94	2.85	-	-	-	
		2.78	3.00	2.89	-	-	-	
Тундровая серия: амфиболиты и амфиболовые сланцы гнейсы и сланцы	Pt ₁	-	-	2.70	-	-	-	М.К.Поляк (ЗГТ, 1961 г.); Л.Е.Шустова (ЗГТ, 1961 г.); Г.Н.Шаблинский (ЛГИ, 1959-1961 гг.)
		2.65	3.24	2.97	0	100	-	
Гранулитоподобные гнейсы Магнетитовые кварциты, кварцмагнетитовые и амфиболо-магнетитовые сланцы	Pt ₁	2.55	3.01	2.76	-	-	-	А.Н.Балакай (1964 г.); В.А.Ларионов (1963 г.); Н.Б.Дортман (ВСЕГЕИ, 1965 г.); Л.Е.Шустова (ВСЕГЕИ, 1967 г.)
		-	-	2.95	0	100	-	
гнейсы и граниты	A	2.95	3.42	3.33	-	10000	-	1967 г.); М.К.Поляк (ЗГТ, 1963 г.);
Мигматиты микроклиновых гранитов по гнейсам	"	2.90	3.75	3.33	1500	10000	-	Г.Н.Шаблинский (ЛГИ, 1959 г.); Л.Е.Шустова (ВСЕГЕИ, 1967 г.)
Гнейсы (без расчленения)	"	2.50	2.80	2.65	-	-	-	С.А.Шкорбатов (1954-1962 гг.)
Беломорские гнейсы (без расчленения)	"	2.56	2.89	2.65	-	-	-	Л.Е.Шустова (ЛГИ, 1961 г.)
Кольские гнейсы (без расчленения)	"	2.55	2.75	2.68	-	-	-	Л.Е.Шустова (ЛГИ, 1961 г.)
	"	2.55	3.10	2.74	-	-	-	
	"	2.53	3.12	2.75	-	-	-	
Интрузивные породы								
Щелочные породы Хибинского массива	Pz	2.57	3.00	2.64	-	-	-	Г.Н.Шаблинский (ЛГИ, 1959-1961 гг.)
Щелочные породы Ловозерского массива	"	2.63	2.83	2.72	-	-	-	Л.Е.Шустова (ЛГИ, 1961 г.); В.В.Верб (ЗГТ, 1964 г.); М.К.Поляк (ЗГТ, 1963 г.)
Щелочные граниты и сиениты	Pt ₂₋₃	2.50	2.75	2.63	-	-	-	Н.Б.Дортман (ВСЕГЕИ, 1965 г.); Л.Е.Шустова (ВСЕГЕИ, 1961 г.); М.К.Поляк (ЗГТ, 1962 г.); Л.В.Суворова (ЗГТ, 1965 г.)
Граниты (рапакиви)	Pt ₂	2.52	2.67	2.59	0	100	-	
Микроклиновые граниты	Pt ₁	2.50	2.73	2.61	-	-	-	
Граниты (без расчленения)	"	2.60	2.73	2.65	-	-	-	

Типы пород	Гео- логи- ческий возраст	Плотность (σ), в г/см ³			Магнитная воспри- имчивость (χ), в $\times 10^{-6}$ СГС			Источник использо- ванных материалов
		min	max	средн.	min	max	средн.	
Диориты	Pt ₁	2.67	2.98	2.76	150-700	3000- 4000	-	Н.Б.Дортман (ВСЕГЕИ, 1965 г.); Л.Е.Шус- това (ВСЕГЕИ, 1967 г.)
Олигоклазовые граниты	A	2.60	2.71	2.64	0	100	-	
Плаггиомикроклиновые граниты	"	2.58	2.65	2.62	0	5000	-	
Микроклиновые граниты	"	2.55	2.62	2.58	0	100	-	
Гранодиориты	"	2.65	2.75	2.72	100	2000	-	
Кварцевые диориты	"	2.74	2.78	2.76	-	-	-	С.С.Шкорбатов (1954- 1968 гг.); М.К.Поляк (ЗГТ, 1962 г.); Л.Е. Шустова (ЗГТ, 1962- 1963 гг.); Н.Б.Дорт- ман (ВСЕГЕИ, 1965 г.)
Перидотиты, пироксени- ты, оливиниты	Pt ₁	2.65	3.65	3.20	0	10000	-	
Габбро, габбро-нориты	"	2.61	3.10	2.86- -2.90	0-300	1500	-	
Метагаббро	"	2.64	3.15	2.86	-	-	-	
Оливиновые габбро-но- риты	"	3.00	3.34	3.12	-	3000- 4000	-	
Габбро-анортозиты	"	2.74	3.50	2.83	-	-	-	Н.Б.Дортман (ВСЕГЕИ, 1965 г.)
Лейкократовые габбро и габбро-нориты	"	2.76	2.95	2.87	-	-	-	
Амфиболлизированные габ- бро и габбро-нориты	"	2.91	3.20	3.02	0	100	-	
Габбро-диабазы и диаба- болиты Колвицких тундр	Pt ₁	-	-	3.05	-	-	-	
Основные гранулиты	"	-	-	2.82	-	-	-	
Гранулиты (без рас- членения)	"	2.70	2.96	2.89	-	-	-	Л.Е.Шустова (ЛГИ, 1961 г.)
Гиперстеновые диориты	"	2.60	3.16	2.82	-	-	-	
Амфиболиты	A	2.78	3.32	3.03	-	-	-	

Тимано-Печорская область

Кварциты, сланцы, до- ломиты	Pt ₃	2.67	2.80	2.75	-	-	-	О.А.Калинина (ВНИГРИ, 1955-1957 гг.)
---------------------------------	-----------------	------	------	------	---	---	---	-----------------------------------------

Центральные районы и Волго-Уральская область

Биотито-плаггиоклазо- вые гнейсы	A	-	-	2.61	64	1140	-	Н.В.Подоба (1959); М.Л.Озерская (1955)
Биотито-гранатовые гнейсы	"	-	-	2.74	0	300	68	
Биотито-роговообманко- вые гнейсы	"	-	-	2.72	0-100	3130	-	-
Биотито-пироксеновые гнейсы	"	-	-	2.77	0-100	2840	-	
Кварц-магнетит-пироксе- новые гнейсы	"	-	-	3.12	-	-	86590	
Слюдистые сланцы	Pt ₁	-	-	2.66	-	-	36	-
Филлиты	"	-	-	2.80	-	-	1830	

Таблица 2 (продолжение)

Типы пород	Геологический возраст	Плотность ρ (г/см ³),			Магнитная восприимчивость (μ), в $\times 10^{-6}$ СГС			Источник использованных материалов
		min	max	средн.	min	max	средн.	
Биотитовые, биотит-цойзитовые, мусковитосерицитовые и другие сланцы	Pt ₁	-	-	2.74	-	-	38	Н.В.Подоба (1959); М.Л.Озерская (1955)
Микроклиновые граниты	A+Pt ₁	-	-	2.61	40	520	0-500	
Плагноклазовые гранито-гнейсы	"	-	-	2.66	0	1560	50-1300	
Гранодиориты и кварцевые диориты	"	-	-	2.70	0	2500	80-2440	
Амфиболиты	"	-	-	2.92	100	3600	100-2270	
Чарнокиты	"	-	-	2.75	0	10000	200-6500	
Габбро-нориты	"	-	-	2.94	0	9000	150-2400	
Диабазы	"	-	-	2.88	50	8000	6130	
Воронежская антеклиза								
Биотито-плагноклазовые гнейсы	A	-	-	2.70	0	3000	239	Л.В.Суворова (ЗГТ, 1955-1965 гг.)
Биотито-роговообманковые гнейсы	"	-	-	2.79	1000	9300	3005	
Амфиболиты	"	-	-	2.92	0	7700	762	
Кварциты, метапесчаники	"	-	-	2.65	0	470	9	
Кварц-биотитовые, кварц-серицит-биотитовые, кварц-плагноклаз-биотитовые сланцы	A	-	-	2.74	0	1650	70	Л.В.Суворова (ЗГТ, 1955-1965 гг.)
Амфиболовые, серицитовые, хлоритовые сланцы	"	-	-	-	0	500	37	
Кварциты железистые	"	-	-	3.43	824	347000	61400	
Кварциты магнетитовые	"	-	-	3.32	6	178000	138000	
Граниты микроклиновые	"	-	-	2.62	200	5000	400	
Граниты биотитовые	"	-	-	2.71	0	7000	720	
Граниты плагноклазовые	"	-	-	2.66	0	7500	800	
Мигматиты плагноклазовые	A(?)	-	-	2.69	0	8100	433	
Перидотиты	"	-	-	2.89	30	7750	3425	
Пироксениты	"	-	-	3.09	35	42000	1145	
Граносиениты и сиениты	"	-	-	2.68	10	7200	2303	
Гранодиориты	"	-	-	2.76	20	6150	1660	
Диориты	"	-	-	2.84	0	1180	71	
Габбро-нориты, габбро-пироксениты	"	-	-	2.94	120	5200	1250	
Азовский выступ								
Гнейсы биотитовые	A	2.50	3.03	2.68	-	-	-	Л.В.Суворова (ЗГТ, 1965-1968 гг.)
Гнейсы биотит-гранатовые	"	2.60	3.00	2.86	-	-	-	
Гнейсы амфиболо-гранатовые	"	3.00	3.25	3.10	-	-	-	

Таблица 2 (продолжение)

Типы пород	Геологический возраст	Плотность (σ), в г/см ³			Магнитная восприимчивость (μ), в $\times 10^{-6}$ СГС			Источник использованных материалов
		min	max	средн.	min	max	средн.	
Амфиболиты	A	2.72	3.93	2.94	200	710000	21000	Л.В.Суворова (ЗГТ, 1965-1968 гг.)
Габбро-амфиболиты	"	3.20	3.30	3.25	200	500		
Сланцы гранатовые	"	2.35	3.05	2.90	200	10000	2100	
Сланцы хлоритовые и талькохлоритовые	"	2.80	3.30	3.02	-	-	-	
Кварциты железистые	"	3.35	3.50	3.45	200	10000	5100	
Граниты биотитовые	"	2.53	2.68	2.58	200	5000	950	
Гранодиориты	"	2.60	2.70	2.66	-	-	-	
Габбро	Pt	2.66	3.40	3.13	200	10000	6700	
Серпентиниты	A	2.38	2.45	2.40	10000	710000	-	
Базальты	Pz	2.65	2.95	2.77	200	10000	7200	
Диабазы	"	2.70	2.93	2.80	1000	10000	-	

Урал и Зауралье

Кислые эффузивы, альбитофиры	Pz	2.70	2.65	-	0	50	-	Е.М.Ананьева, Б.В.Дорофеев и др. (1967); Е.М.Ананьева, И.Г.Ермаков и др. (1967)
Основные эффузивы, диабазы, базальты	"	2.60	2.85	-	0	700	50	
Терригенные породы	"	2.30	2.55	-	-	-	-	
Карбонатные породы	"	2.70	2.90	-	-	-	-	
Терригенные породы	P-T	2.30	2.45	-	-	-	-	
Кварциты	Pt ₃	-	-	2.68	-	-	150	Г.В.Тарасов (1958-1965 гг.)
Железистые кварциты	"	2.50	3.60	3.22	-	-	5000-170000	
Талько-карбонатные породы	"	2.78	3.02	-	100	3000	-	Е.М.Ананьева, Б.В.Дорофеев и др. (1967); Е.М.Ананьева, И.Г.Ермаков и др. (1967)
Талько-антофиллитовые породы	"	2.66	2.82	-	0	400	-	
Гнейсы	"	2.50	3.00	2.78	0	10000	-	
Гнейсы Тараташской серии:	Pt ₁							Г.В.Тарасов (1958-1965 гг.)
амфиболовые		2.52	3.10	2.77	-	-	-	
биотит-амфиболовые		2.51	3.10	2.78	-	-	-	
биотит-магнетитовые		2.51	3.20	2.82	-	-	До 100000	
биотит-амфибол-гранатовые		2.51	2.95	2.74	-	-	-	
очковые		2.46	3.00	2.68	-	-	-	
Граниты	Pt ₃ -Pz	2.58	2.69	-	0	100	-	Е.М.Ананьева, Б.В.Дорофеев и др. (1967); Е.М.Ананьева, И.Г.Ермаков и др. (1967)
Плагиограниты	"	2.68	2.80	-	0	100	-	
Граниты роговообманковые	"	2.60	2.72	-	0	700	-	
Гранодиорит, диориты	"	2.68	2.80	-	0	1000	-	
Габбро	"	2.80	3.26	-	0	7000	-	
Габбро-диабазы	"	2.80	3.08	-	0	7000	-	
Габбро-амфиболиты	"	2.83	3.14	-	0	3000	-	
Габбро-роговообманковые	"	2.71	3.25	-	0	40000	-	
Габбро-уралитовые	"	2.83	3.16	-	0	7000	2	

Таблица 2 (продолжение)

Типы пород	Геологический возраст	Плотность (σ), в г/см ³			Магнитная восприимчивость (χ), в $\times 10^{-6}$ СГС			Источник использованных материалов
		min	max	средн.	min	max	средн.	
Габбро-пироксениты	Pt ₃ -Pz	2.88	3.23	-	0	7000	-	Е.М.Ананьева, Б.В.Дорофеев и др.(1967); Е.М.Ананьева, И.Г.Ермаков и др.(1967)
Пироксениты	"	2.90	3.23	-	0	7000	-	
Перидотиты	"	2.90	3.02	-	20	5400	-	
Дуниты	"	2.80	2.96	-	0	1000	-	
Серпентиниты	"	2.56	2.86	2.66	0	40000	-	
Амфиболиты	"	2.80	3.00	2.90	0	4000	-	
Западная Сибирь								
Гнейсы Березовского района	Pt	2.58	2.78	2.58- 2.61	0	500	10-50	Н.А.Туезова (1964); О.А.Калинина, Н.А.Туезова (1967)
Сиениты	"	-	-	-	0	5000	-	
Гранито-гнейсы	"	2.58	2.62	2.60	35	1335	1035	
Граниты	Pt ₃ -Pz	2.58	2.62	2.60	0	2560	20-50	
Габбро	"	2.53	2.70	2.65- 2.70	-	-	635	
Диабазы порфириты	Pz	2.57	2.78	-	0	1700	1600	
Доюрские неметаморфизованные породы	Pz-T	2.40	2.50	2.44	-	-	-	
Осадочно-туффогенные породы	P-T	-	-	2.70	-	-	-	
Туфы, туффиты	"	-	-	2.58	-	-	-	
Эффузивные диабазы, базальты	P-T	2.72	2.78	-	0	10000	800- 3000	
Порфириты	"	-	-	2.72	-	-	-	
Граниты	"	2.58	2.60	2.59	-	-	500	
Северный Кавказ и Предкавказье								
Туфоконгломераты, туфопесчаники	Pz	-	-	2.60- 2.30	0	85	-	Н.Б.Дортман, В.И.Васильева и др. (1964); Л.В.Суворова (ЗГТ, 1968 г.), Н.С.Яковенко (ЗГТ, 1964 г.); Р.Ф.Володарский (1965).
Филлиты, сланцы	"	-	-	2.60- 2.30	0	45	-	
Терригенные породы	"	-	-	2.55- 2.65	0	15	-	
Кварциты, известняки	"	-	-	2.60- 2.70	0	0	-	
Кварцевые порфиры, порфиры, фельзиты	"	-	-	2.61 2.72-	0	66	-	
Диабазы, диабазовые порфиры	"	-	-	2.79	0	4000	150	
Граниты	"	-	-	2.58- 2.62	0	200	-	
Диориты	"	-	-	2.72- 2.78	0	700	-	
Серпентиниты	"	-	-	2.95	0	1745	-	
Серпентиниты	"	-	-	2.66- 2.70	0	885	-	

Таблица 2 (продолжение)

Типы пород	Геологический возраст	Плотность _з (σ), в г/см ³			Магнитная восприимчивость (χ), в $\times 10^{-6}$ СГС			Источник использованных материалов
		min	max	средн.	min	max	средн.	

Средняя Азия

Конгломераты, кварциты, песчаники	$P_{cm} - Pz$	2.64	2.71	2.67	0	100	-	И.М.Мелькановичский (ИГАНУз ССР, 1963-1965 гг.)
Сланцы		2.68	2.71	2.68	0	1000	-	
Известняки, мрамора, доломиты	"	2.68	2.71	2.69	0	100	-	
Кислые эффузивы	"	2.60	2.62	2.61	0	1000	-	
Средние и основные эффузивы	"	2.69	2.75	2.72	0	2000	1000	
Граниты	"	2.59	2.62	-	0	1000	-	
Сиениты	"	2.61	2.65	-	0	>1000	-	
Гранодиориты	"	2.67	2.69	2.68	0	2000	~1500	
Диориты	"	2.72	2.75	2.72	0	2000	~1500	
Габбро	"	2.83	2.90	-	0	>1000	-	
Пироксениты	"			3.1	0	>1000	-	
Амфиболиты	"	2.90	3.00	3.0	0	>1000	-	

И.С.Вольвовский,
Р.Г.Гарецкий и др.
(1966)

Диориты начальной стадии гранитизации характеризуются $\chi = 3000-4000 \cdot 10^{-6}$ СГС. При усилении гранитизации χ уменьшается до $1500-2000 \cdot 10^{-6}$ СГС, а при полной гранитизации — до $150-700 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Породы основного состава (габбро, габбро-нориты и др.) характеризуются различными значениями χ — от 0-300 до $1500 \cdot 10^6$ СГС. Амфиболитизация обычно понижает χ до $100 \cdot 10^{-6}$ СГС. Сильно магнитными являются рудные габбро и габбро-нориты (до $30000 \cdot 10^{-6}$ СГС).

Для неизмененных пород ультраосновного состава в целом характерны невысокие значения магнитной восприимчивости (до $800 \cdot 10^{-6}$ СГС), но при процессах амфиболитизации и серпентинизации гипербазитов за счет образования в них вторичного магнетита увеличивается до $10000 \cdot 10^{-6}$ СГС и выше. При дальнейших процессах хлоритизации, актинолитизации происходит резкое уменьшение значений χ , так как при этом магнетит переходит в гидроксиды железа.

Эффузивные породы характеризуются очень большим диапазоном значений χ ($0-10\,000 \cdot 10^{-6}$ СГС), при этом наблюдается прямая зависимость χ как от основности пород, так и от ее структуры. Стекловатые и скрытокристаллические эффузивы обладают слабой магнитной восприимчивостью, а полнокристаллические структуры — повышенной, что связано с вкрапленностью магнетита.

Метаморфические породы в целом отмечаются слабой дифференцированностью магнитных свойств. Практически немагнитными ($100 \cdot 10^{-6}$ СГС) являются биотитовые гнейсы и сланцы, гранат-биотитовые, роговообманковые гнейсы, гранулиты, анортозиты. Повышенные значения χ наблюдаются и у амфибол-биотитовых, двуслюдяных сланцев и микроклиновых разностей биотитовых гнейсов.

В результате можно сделать вывод, что в целом практически отсутствует общая коррелятивная зависимость между содержанием магнетита, основностью или плотностью породы. Большая часть магнитных пород Балтийского щита связана с вторичными процессами образования магнетита при гранитизации, чарнокитизации и серпентинизации.

Наибольшими плотностями (3.20 г/см³) обладают ультраосновные породы — перидотиты, пироксениты, оливиниты. Основные породы типа габбро, габбро-норитов, норитов обладают средней плотностью — 2.90 г/см³; породы габбро-диоритового комплекса — 2.82 , эффузивы — $2.90-3.00$, эффузивно-осадочные — $2.80-2.87$ г/см³.

Средние значения плотности для различных гнейсов без расчленения на разновидности независимо от возраста составляют 2.75–2.76 г/см³. Наиболее низкие и также сравнительно постоянные значения плотности, равные 2.61–2.65 г/см³, характерны для гранитов независимо от возраста и состава.

Русская плита.² Все породы кристаллического фундамента Русской плиты также характеризуются широким диапазоном изменения плотности и магнитных свойств. По плотности их можно разделить на пять групп (Подоба, 1959; Ярош, 1966, и др.). Магнитная восприимчивость при этом подчинена плотности, как более устойчивому параметру.

1. Метасоматические породы кислого состава и микроклиновые граниты. Средняя плотность их 2.61 г/см³, средняя магнитная восприимчивость $40-500 \cdot 10^{-6}$ СГС.

2. Гранитоиды, парагнейсы с небольшим (10–12%) содержанием темноцветных минералов, плагиоклазовые и биотит-плагиоклазовые гранитогнейсы, гранодиориты, кварцевые диориты ($\sigma_0 = 2.66-2.72$ г/см³, $\chi_0 = 50-2400 \cdot 10^{-6}$ СГС).

3. Парагнейсы с повышенным содержанием темноцветных ($\sigma_0 = 2.72-2.77$ г/см³, $\chi_0 = 60-3100 \cdot 10^{-6}$ СГС).

4. Магматические породы основного состава ($\sigma_0 = 2.88-2.94$ г/см³). Средняя магнитная восприимчивость этой группы крайне неустойчива. Наблюдаются как слабо магнитные, так и сильно магнитные породы; амфиболиты и габбро-нориты ($\chi_0 = 100-160$ и $2270-2400 \cdot 10^{-6}$ СГС), чарнокиты ($\chi_0 = 130-190$ и $6500 \cdot 10^{-6}$ СГС), диабазы ($\chi_0 = 3820$ и $6130 \cdot 10^{-6}$ СГС).

5. Магматические породы ультраосновного состава ($\sigma_0 = 3.00-3.12$ г/см³, $\chi_0 = 1100-2400 \cdot 10^{-6}$ СГС).

Как видно, первые две группы пород, составляющие по площади распространения около 50%, имеют пониженную плотность и магнитную восприимчивость, третья группа пород ($\sim 35\%$) — несколько повышенные значения, а четвертая и пятая группы ($\sim 15\%$) — высокие. Средняя плотность практически немагнитных пород осадочного чехла, залегающих на фундаменте, по скважинам составляет 2.40–2.55 и иногда 2.63 г/см³. Поэтому избыточная плотность ($\Delta\sigma$) на контакте фундамент–чехол обычно составляет 0.1–0.25 г/см³, реже (15%) — 0.3–0.4 г/см³.

2

По материалам Н.В.Подоба (1959); М.А.Озерской (1955); А.Я.Яроша (1966); Л.В.Суворовой (1965–1968 гг.); Р.С.Красовицкой, А.М.Глевасской, В.Д.Харитоновой, Б.Я.Савченко, Н.П.Михайловской (1958–1967 гг.).

Урал.³ В геофизических полях Урала наиболее четко выделяются четыре группы пород. Поэтому удобно сводные физические характеристики давать именно по этим группам пород.

1. Интрузии кислого состава (граниты, гранитоиды) характеризуются плотностями $2.60-2.65 \text{ г/см}^3$ и магнитной восприимчивостью $(0-100)10^{-6} \text{ СГС}$. С повышением основности повышаются средние значения σ и χ ; гранодиориты - 2.68 г/см^3 , $(0-500)10^{-6} \text{ СГС}$; диориты - 2.80 г/см^3 , $(500-700)10^{-6} \text{ СГС}$.

2. Интрузии основного и ультраосновного состава (габбро и производные габбровой магмы, габбро-перидотитовая формация) характеризуются высокой средней плотностью (в г/см^3): диориты - 2.8; габбро - 2.95; перидотиты, дуниты, пироксениты - 2.9-3.0; горнблендиты - 3.15. Магнитные свойства пород габбро-перидотитовой формации изменяются в широких пределах в зависимости от содержания магнетита - $(0 - 40000)10^{-6} \text{ СГС}$. Большое влияние здесь оказывают и процессы низких зеленосланцевых стадий метаморфизма, под влиянием которых, например, породы габбро становятся практически немагнитными.

3. Серпентиниты. Средняя плотность их 2.66 г/см^3 , а магнитная восприимчивость изменяется от 0 до $40000 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$ в зависимости от степени серпентинизации. Поэтому крупным массивам серпентинитов отвечают минимумы поля силы тяжести и магнитные максимумы.

4. Эффузивно-осадочные породы. Плотность эффузивных пород главным образом зависит от основности состава: кислые эффузивы (альбитофиры) - $2.60-2.65 \text{ г/см}^3$, основные (диабазы, базальты, порфиры) - $2.60-2.85 \text{ г/см}^3$. Магнитные свойства эффузивов зависят в основном от возраста пород и меньше от степени метаморфизма, основности состава. Палеотипные (P_Z) эффузивы (основные и кислые) преимущественно немагнитные или слабо магнитные ($\chi = (0-50)10^{-6} \text{ СГС}$), а кайнотипные ($P-T$) - магнитные. Осадочные породы, как правило, немагнитные. Плотность терригенных пород изменяется в пределах $2.3-2.45 \text{ г/см}^3$ для пермо-триаса и $2.3-2.55 \text{ г/см}^3$ - для палеозоя, а карбонатных и карбонатно-сульфатных - $2.70-2.90 \text{ г/см}^3$.

³ По материалам Е.М.Ананьевой, Б.В.Дорофеева, Е.Б.Горонвич (1967 г.).

Средние значения плотности (σ , в г/см³) и магнитной в различных

Комплексы пород	Балтийский щит		Русская плита		Урал	
	σ	κ	σ	κ	σ	κ
Гнейсы (без подразделения)	2.75-2.76	0-100	2.60	0-100	2.68-2.72	0-100
Гранито-гнейсы	2.65	0-100	2.61	40-500		
Кристаллические сланцы	2.60-2.80	0-100	2.66-2.74	0-70	2.68	-
Интрузивные породы:						
граниты, гранодиориты, гранитоиды	2.61-2.65	0-500	2.61	40-500	2.60-2.65	0-100
диориты	2.82	100-3000	2.66-2.72	50-240	2.80	50-700
габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы, габброиды	2.90	300-1500	2.88-2.94	100-6000	2.95	1000-10000
перидотиты, пироксениты, амфиболиты	3.20	800-10000	3.00-3.12	1100-2400	2.9-3.15	1000-40000
Эффузивные породы:						
альбитофиры, кварцевые порфиры	2.87	-	-	-	2.60-2.65	0-50
базальты, диабазы	2.90-3.00	1000-10000	2.77-2.80	1000-7200	2.60-2.85	700-10000
Осадочные породы (без подразделения)	2.70-2.80	-	-	-	2.55-2.90	-

Таблица 3
восприимчивости (κ , $\times 10^{-6}$ СГС) пород фундамента районах СССР

Западно-Сибирская плита	Скифская плита, Северный Кавказ		Туранская плита, Тянь-Шань		Средние значения	
	σ	κ	σ	κ	σ	κ
	2.60	20-50	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-
	2.60	20-50	2.58-2.62	0-200	2.60-2.63	0-100
	-	-	2.72-2.78	0-700	2.68-2.73	0-1000
	2.65-2.70	635	2.95	0-1000	2.80-2.90	0-1000
	2.70	635-1000	2.95	0-1000	2.80-3.10	1000-2000
	2.57-2.72	0-60	2.61	0-60	2.60-2.63	0-100
	2.72-2.78	1000-3000	2.72-2.79	500-4000	2.68-2.73	0-10000
	2.40-2.50	-	2.55-2.65	-	2.67-2.68	-
					2.60-2.75	0-1000
					2.63-2.68	0-500
					2.68-2.74	0-100
					2.60-2.63	0-500
					2.68-2.75	0-1000
					2.80-2.90	1000-2500
					2.90-3.10	1000-5000
					2.60-2.65	0-100
					2.68-2.80	500-2000
					2.50-2.70	-

Таблица 4

Намагниченность отдельных комплексов пород Балтийского щита и их выраженность в гравитационном поле (Л.В.Суворова, ЗГТ, 1965 г.)

Порода	Намагниченность, в $\times 10^{-6}$ СГС		Характер поля силы тяжести
	предельная	характерная	
Нижне-среднепротерозойский комплекс: свита имандра-варзуга (кварцевые порфиры и кератофиры, нерасчлененный комплекс интрузивных и эффузивных метадиабазов, зеленые сланцы)	0-2650	500-1000	-
сегозерская и онежская серии (аркозы, кварциты, конгломераты, метапорфириты, метадиабазы, метамандельштейны)	0-2650	600-1500	Локальная положительная аномалия
сегозерская серия (аркозы, кварциты, кварцитопесчаники, кварцевые конгломераты с диабазами миндалевидными, частью габбро-диабазы)	0-800	300-500	
суйсарская и онежская серии (порфириты, диабазы, туфобрекчии, туфы, туфосланцы, метадиабазы, аркозы, кварциты, конгломераты)	0-2200	650-950	Повышенное поле
Нижнепротерозойский комплекс:	0-2500	600-1000	
	0-5000	1500	-
(биотитовые, амфиболовые, графитовые сланцы, магнетит, кварциты, конгломераты, аркозы, кварцито-серицитовые сланцы)	0-5000	1000-1500	Повышенное поле
магнетитовые кварциты	-	9000	
свита кейв (слюдяные, ставролито-слюдяные сланцы, кварциты)	0-3200	1500-2500	Локальная отрицательная аномалия
гимольская и парандовская серии (орто- и параамфиболиты, биотито-амфиболовые и гранатовые гнейсы, графитистые и другие сланцы, магнетитовые кварциты, серпентиниты)	0-3700	500-1000	
Гранито-гнейсы (Мурманский блок)	0-2050	400-1300	Положительное поле
Верхнеархейский комплекс: кислые и основные гранулиты	0-2300	650-900	Локальная положительная аномалия
беломорский комплекс гнейсов	0-100	0	
Нижнеархейский комплекс (слюдяные гнейсы, гранито-биотитовые гнейсы, биотитовые гнейсы с подчиненными пироксенидами, амфиболитами, магнетитовые кварциты)	0-5000	600-1000	Переменное поле
Интрузии центрального типа (Pt ₃ -Pz)	5000-12000	-	Локальные положительные аномалии
Верхний протерозой (граниты рапакиви)	0	0	-
Нижний-средний протерозой: диабазы, частью габбро-диабазы	0-2500	1200	Локальная положительная аномалия
диабазы миндалевидные	0-900	600	
габбро-диабазы, диабазы	0-3150	2800	Повышенное поле
то же	200-950	500	

Таблица 4 (продолжение)

Порода	Намагниченность, в $\times 10^{-6}$ СГС		Характер поля, силы тяжести
	предельная	характерная	
Нижний протерозой:			
метагаббро-диабазы, метадиабазы, частью амфиболиты, габбро-нориты	0-2500	1800-2500	} Локальная положительная аномалия
габбро	-	3150	
граниты микроклиновые, порфиroidные	0-2000	1500-2000	} Локальная отрицательная аномалия
граниты плагиоклазовые, порфиroidные	0	0	
Нижний архей:			
гиперстеновые диориты, основные и ультраосновные породы	0-3150	1000-1500	Локальная положительная аномалия
диориты	0-2500	1620-2500	-
основные и ультраосновные породы, нерасчлененные	0-6500	1500-2800	Локальная положительная аномалия
существенно микроклиновые и плагиоклазовые граниты, с подчиненными гранодиоритами, диоритами, гранито-гнейсы	0-4550	700-1300	Переменное поле
существенно олигоклазовые гранито-гнейсы и мигматиты по древним гнейсам	0	0	Пониженное поле
граниты плагиомикроелиновые и мигматиты гранодиориты	0	0	Локальная отрицательная аномалия
граниты плагиоклазовые, гранатизированные в протерозое	0-600	400	Отрицательное поле

Западная Сибирь.⁴ Физические свойства пород фундамента определены по очень ограниченному числу образцов из керна глубоких скважин. При этом образцы по условиям вскрытия фундамента часто взяты из коры выветривания или из зоны сильно разрушенных пород. Поэтому физические свойства пород, особенно магнитные, могут иметь сильно заниженные значения.

1. Граниты и гранито-гнейсы имеют $\sigma_0 = 2.60 \text{ г/см}^3$, $\sigma = (20-50)10^{-6}$ СГС (в Березовском районе $\chi_0 = 1265 \cdot 10^{-6}$ СГС).

2. Габбро и гипербазиты: $\sigma_0 = 2.65-2.70 \text{ г/см}^3$, $\chi_0 = 635 \cdot 10^{-6}$ СГС.

3. Эффузивно-осадочные породы. Плотность эффузивных пород, видимо, в виду выветрелости образцов керна изменяется в широких пределах: (в г/см^3): диабазы - 2.57, порфириты - 2.72, туфы - 2.58-2.60; диабазы, базальты Усть-Порта - 2.72-2.78. Терригенные неметаморфизованные доюрские породы имеют среднюю плотность 2.40-2.50 г/см^3 в южных районах низменности и, видимо, 0-2.70 г/см^3 в северных и северо-восточных ее районах.

Магнитная восприимчивость эффузивных пород изменяется от единиц до нескольких тысяч миллионных долей СГС: туфы, порфириты - $(45-55)10^{-6}$ СГС; альбитофиры, диабазы палеотипные - $(1060-1655)10^{-6}$ СГС; кайнотипные - до $3000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Осадочные породы преимущественно немагнитные.

На основании имеющихся данных можно заключить, что для Западно-Сибирской плиты в региональном плане единственным гравитационно-активным разделом является поверхность фундамента (подошва доюрской осадочной толщи). Разность плотностей на этом разделе в краевых частях низменности может достигать $+0.6 \text{ г/см}^3$ в центральных и $+0.2-0.4 \text{ г/см}^3$ в северных. Особое внимание следует обратить на второй, промежуточный, в основном пермо-триасовый структурный этаж. На юге Западной Сибири, где в отложениях второго структурного этажа отсутствуют изверженные породы, можно предполагать наличие еще одного отчетливого гравитационно-активного раздела с разностью плотностей $+0.3 \text{ г/см}^3$ между кристаллическими породами фундамента и эффузивно-осадочными породами второго этажа. Гравитационное влияние этого раздела на каждые 100 м превышения может достигать 0.5-1.0 мгл.

⁴ По материалам Н.А.Туезовой (1964); О.А.Калининой, Н.А.Туезовой (1967); Е.М.Ананьевой, (1967); Б.В.Дорофеева и др. (1967); Е.М.Ананьевой, И.Г.Ермакова и др.; Л.Я.Проводникова (1963,1967); В.С.Суркова (1967).

В центральных и северных районах, где во втором структурном этаже развиты изверженные породы, разность плотностей на его разделе с фундаментом становится неотчетливой. Породы этих этажей здесь выступают как единый слой, однородный по плотности.

Северный Кавказ и Предкавказье.⁵ Определения физических свойств пород фундамента Предкавказья выполнено в ограниченном объеме и крайне неравномерно. Значительно лучше изучена плотность пород, на основании которых Р.Ф.Володарским (1965) составлена схема изоплотностей этих пород. Большинство определений сделано из докембрийских пород фундамента Северо-Западного Предкавказья (табл.2, Азовский выступ). Плотность палеозойских пород фундамента изучена значительно хуже, особенно в Восточном Предкавказье. Магнитная восприимчивость палеозойских пород фундамента изучена на весьма ограниченном количестве образцов, а полученные данные характеризуют эти породы как практически немагнитные.

В фундаменте Предкавказья широко развиты докембрийские и палеозойские породы, однотипные породам соответственно Азовского выступа и Северного Кавказа. Поэтому здесь при во региональных обобщениях, естественно, в первую очередь учитывались материалы по сравнительно хорошо изученным обнаженным районам Приазовья и Кавказа.

Средняя плотность пород фундамента Предкавказья, как и палеозойских пород Главного Кавказского хребта, составляет 2.70 г/см^3 . В пределах Азовского выступа и его погружения, сложено в основном древнейшими гранитами и гранито-гнейсами, средняя плотность пород фундамента 2.60 г/см^3 , в пределах Ставропольского свода - $2.75-2.80 \text{ г/см}^3$.

Основной гравитационно-активный раздел ($\Delta\sigma = +0.1-0.5 \text{ г/см}^3$) в Предкавказье также приурочен к контактной поверхности фундамент-чехол. Резкость этого раздела уменьшается с глубиной, так как на глубине с породами фундамента контактируют более сильно уплотненные осадки чехла.

Особенностью Большого Кавказа является совпадение простираний магнитных аномалий с простираниями изоплотностей, согласно схеме Р.Ф.Володарского (1965). Это свидетельствует о том, что магнитные и гравитационные аномалии, видимо, обусловлены

⁵ По материалам Р.Ф.Володарского (1965); Л.В.Суворовой, Н.С.Яковенко (1964-1968 гг.).

лены единой причиной - неоднородностью вещественного состава пород фундамента.

Средняя Азия.⁶ Подавляющая часть пород фундамента имеет плотность 2.60-2.70 г/см³, которая зависит от их возраста и степени метаморфизма.

1. Средняя плотность всех осадочных пород фундамента 2.67-2.68 г/см³. Нарастание плотности осадочных пород происходит от молодых к древним (в г/см³): P-T - 2.65, Pz - 2.66, Pz₂ - 2.67, Pz₁ - 2.68, PСт - 2.71. Все они независимо от возраста являются немагнитными.

2. Для магматических пород не обнаружено связи между возрастом и плотностью. Устанавливается лишь зависимость плотности от основности пород. Как и в других выше рассмотренных районах, их можно разделить по плотности на несколько групп. Наиболее легкими являются граниты, сиениты, кислые эффузивы, (2.60-2.63 г/см³). Гранодиориты, диориты, основные эффузивы (2.68-2.73 г/см³) являются породами средней плотности; габбро, пироксениты, амфиболиты (2.8-3.1 г/см³) - тяжелыми породами. Однако подавляющая часть фундамента сложена метаморфическими и кристаллическими породами кислого и среднего составов, средняя плотность которых равна 2.70 г/см³, что можно принять за среднее для всех пород фундамента Туранской плиты.

3. Магнитная восприимчивость магматических пород также увеличивается от кислых к более основным разностям. Кислые разности, как правило, немагнитны и лишь на отдельных участках слабо магнитны (до $1000 \cdot 10^{-6}$ СГС). Напротив, средние и основные по составу породы обычно магнитны (более $1000 \cdot 10^{-6}$ СГС), а ультраосновные - сильно магнитны (более $2000 \cdot 10^{-6}$ СГС).

4. Гравитационно-активный раздел фундамент-чехол ($\Delta \rho = 0.1-0.3$ г/см³), как в Западной Сибири и в Предкавказье, также затухает с глубиной.

Выводы. Различная степень изученности физических свойств пород щитов и плит (табл.2-4) позволяет сделать только предварительные заключения.

6

По материалам И.М.Мелькановицкого (1962); И.С.Вольвовского и др. (1966); П.Г.Ахматова, В.В.Кузнецова, Н.П.Лукашевой, А.С.Орловского, А.И.Рыбина, В.П.Трипольского и др. (1955-1963 гг.).

1. Близкие значения магнитной восприимчивости и плотности того или иного комплекса пород свидетельствуют о сходстве состава пород различных районов платформ. Это относится к биотитовым, кварцево-биотитовым, различным слюдястым сланцам, высокоглиноземистым, плагиоклазовым, биотитовым, двуслюдястым гнейсам, гранито-гнейсам, чарнокитам, основным и ультраосновным породам и гранитам (табл.4). Все остальные типы пород на разных участках платформы имеют различные значения физических свойств (табл.2, 3), что говорит о возможно ином их составе. К таким породам относятся кристаллические сланцы, габбро-диабазы, диабазы, частично диориты. Их образцы (из скважин центральных районов плит) обладают незначительной магнитностью и низкой плотностью по сравнению с образцами диоритов, диабазов и габбро-диабазов обнаженных участков.

2. По значениям физических свойств некоторые резко различные комплексы пород сближаются настолько, что могут быть объединены в единые группы, которые не характеризуются какой-либо общностью состава или единым возрастом. Например, часто диориты невозможно отличить от габбро, кристаллические сланцы — от основных эффузивов, осадочные метаморфизованные породы шитов — от гнейсов или гранитов фундамента.

3. В большинстве закрытых районов плит для пород фундамента почти не производились измерения остаточной намагниченности. Поэтому их полное отсутствие в одних районах или крайне ограниченный объем этих данных в других небольших районах практически не дают возможности их использования ни для геологической интерпретации магнитных аномалий, ни для сопоставлений их с вычисленными значениями намагниченности по наблюдаемым кривым.

ВЫРАЖЕННОСТЬ РАЗЛИЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД ФУНДАМЕНТА В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ШИТОВ (НА ПРИМЕРЕ БАЛТИЙСКОГО ШИТА И УРАЛА)

Как уже указывалось выше, небольшой объем образцов керн скважин, резко различная степень сохранности породы и точечный характер отбора образцов с поверхности или с самых верхних, обычно сильно выветрелых и разрушенных зон фундамента плит не позволяют считать лабораторные измерения физических

свойств пород точными и представительными для всего объема тела или массива. Несравненно более объективные данные для изучения фундамента могут быть получены из совместного анализа наблюдаемых гравитационных и магнитных пород. Вычисленные значения намагниченности по наблюдаемому магнитному полю характеризуют намагниченность всего объема интрузивного тела, дайки, массива или отдельных комплексов пород. Аналогично несравненно больше полезной информации можно получить из совместного анализа гравитационного поля и, например, схемы изоплотностей пород фундамента, составленной по данным измерения образцов.

Для определения степени выраженности различных комплексов пород фундамента в геофизических полях отдельно для древних и молодых щитов было проведено сопоставление наблюдаемых гравитационных и магнитных полей с геологическим строением хорошо изученных обнаженных районов Балтийского щита и Урала (табл.4, 5). Полученные закономерности для обнаженных районов после приведения геофизических полей щитов и плит к одному уровню, увязки и корректировки их по результатам глубокого бурения были затем использованы для изучения фундамента соседних плит. В результате для Русской плиты А.Н.Берковским, В.А.Дедеевым, К.О.Кратцем, Л.В.Суворовой заново составлена геологическая карта фундамента (Зандер и др., 1967). Она значительно отличается от подобных карт, ранее составленных Л.А.Варданянцем (1960а, 1960б, 1966; Варданянц, Тихомиров, 1968). Аналогично Е.М.Ананьевой, Б.В.Дорофеевым (1967а, 1967б, 1968), П.К.Куликовым (1968, 1969; Куликов, Погорелов, 1968), В.С.Сурковым (1968; Сурков, Жеро, Уманцев, 1968) составлены геологические карты фундамента для Западно-Сибирской плиты; А.М.Ахмеджановым, О.М.Борисовым, И.А.Фузайловым (1967) - для Туранской.

Балтийский щит

Совместный анализ геологических, магнитных и гравитационных материалов позволил установить геофизические характеристики различных комплексов пород Балтийского щита (табл.4). В результате было установлено следующее.

1. Выделенные главные комплексы метаморфических пород в той или иной степени различаются как по величине характерной, преобладающей, так и наивысшей, предельной намагниченности.

Таблица 5

Выраженность различных комплексов пород Урала в геофизических полях
(Е.М.Ананьева, Б.В.Дорофеев, Е.Б.Горонович, 1967 г.)

Комплексы пород	Характеристика поля		Граничные скорости, $\times 10^3$ м/сек.	Электросопротивление, в ом·М
	гравитационного	магнитного		
Нормальные граниты и гранитоиды	Интенсивные локальные минимумы	Преимущественно спокойное	5.5-6.5	До 1000 и более
Граниты, обогащенные магнетитом в процессе вторичной минерализации, контаминированные граниты и более основные разности пород в массивах нормальных гранитов	То же	Повышенное, реже интенсивно повышенное	5.5-6.5	То же
Гранито-гнейсы, гнейсы в краевых частях гранитных интрузий	Относительно меньшие локальные минимумы	От нормального до повышенного с отдельными локальными аномалиями над зонами минерализации	5.5-6.5	" "
Диориты, гранодиориты габбровой формации в массивах значительной мощности	Обычно не выделяются на фоне общего повышенного поля над массивами габбро	Интенсивно повышенное, аномалии до 1000 гамм и более	5.5-6.5	" "
Плагиограниты, кварцевые диориты габбровой формации в массивах большой мощности	Обычно не выделяются, реже локальные понижения на фоне повышенного поля над массивами габбро	Преимущественно спокойное	5-6.5	До 1000 и более
Сиениты	Повышенное	Повышенное	-	-
Гранито-гнейсы и гнейсы	Повышенное, реже интенсивно повышенное	В основном спокойное, иногда интенсивно повышенное	-	-
Габбро-диабазы, габбро	Повышенное, локальные положительные аномалии до нескольких десятков	Для большинства массивов спокойное; для платиноносного пояса - интенсивно повышенное	5.5-6.5	До 1000 и более
Перидотиты	Наиболее интенсивные положительные аномалии	Повышенное	-	-
Серпентиниты	При значительной мощности массива - локальные понижения силы тяжести	Резкопеременное, в целом повышенное с аномалиями до 1000 гамм и более	-	Минимумы сопротивлений
Палеотипные эффузивы основного и среднего составов	При значительной мощности - положительное	Слабопеременное, в целом пониженное с локальными малоинтенсивными аномалиями	5.0-5.6	200-600
Кайнотипные эффузивы основного и среднего составов	То же	Резкопеременное, в целом повышенное с интенсивными локальными аномалиями обоих знаков	4.0-5.5	Низкое сопротивление

Таблица 5 (продолжение)

Комплексы пород	Характеристика поля		Граничные скорости, $\times 10^5$ м/сек.	Электросопровожение, в ом·м
	гравитационного	магнитного		
Кайнотинные эффузивы кислого состава	При значительной мощности - пониженное. Обычно располагается в области интенсивных минимумов	Слабопеременное, в целом пониженное с локальными малоинтенсивными аномалиями	4.0-5.0	-
Осадочные и сланцевые породы	В целом пониженное	Спокойное	3.6-5.0	От 10-160 до 200-300

Нерасчлененные ниже-среднепротерозойские образования отличаются от нижепротерозойских пород более низкими значениями той и другой намагниченности. Нижепротерозойский комплекс пород обладает наиболее высокими значениями намагниченности, что обусловлено наличием магнетит- и пирротинсодержащих сланцев и основных вулканитов. Нижеархейские образования по значениям преобладающей намагниченности близки к нерасчлененным ниже-среднепротерозойским. Общей особенностью нижепротерозойских и нижеархейских комплексов является наличие магнитных тел высокой (более $5000 \cdot 10^{-6}$ СГС) намагниченности. Ниже-среднепротерозойские образования характеризуются преобладающей средней намагниченностью - $(500-1000) \cdot 10^{-6}$ СГС. Для нижепротерозойских образований наиболее характерны средние значения намагниченности, равные $1500 \cdot 10^{-6}$ СГС, а наивысшие - более $5000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Нижеархейские образования в основном характеризуются средней намагниченностью $(600-1100) \cdot 10^{-6}$ СГС, максимальные ее пределы составляют $\sim 5000 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Для позднеархейских пород беломорской серии гнейсов характерна намагниченность, не превышающая $100 \cdot 10^{-6}$ СГС.

2. В величине намагниченности основных вулканогенных образований отмечается различие, которое в значительной степени объясняется условиями залегания

магнитных тел. Вулканиды, залегающие среди пород среднего протерозоя, как правило, менее намагничены, чем вулканиды, залегающие среди нижнепротерозойских образований. Интрузивные основные и ультраосновные породы всегда отличаются высокой намагниченностью, достигающей $6300 \cdot 10^{-6}$ СГС. В число данных пород с высокой намагниченностью входят также гиперстеновые диориты с подчиненными основными и ультраосновными образованиями.

3. На Балтийском щите отмечаются границы различной намагниченности. Высокой намагниченностью обладают микроклиновые порфириовидные граниты Кольского полуострова и нижнеархейские граниты Мурманского блока. В большинстве других случаев граниты немагнитны.

4. В составе рассматриваемых метаморфических комплексов пород Балтийского щита преобладают немагнитные и слабо магнитные - $(0-90)10^{-6}$ СГС - разновидности пород. Наименьший процент немагнитных пород (63%) отмечается для нижнепротерозойского комплекса, наибольший - для беломорского комплекса гнейсов.

5. Интерпретация гравитационных полей совместно с данными глубинного сейсмозондирования (Литвиненко, 1965, 1968) геологическими картами и результатами определения физических свойств пород позволили установить, что характер, интенсивность и конфигурация аномалий силы тяжести в основном обусловлены литологическим составом и степенью метаморфизма пород.

6. В гравитационном поле Балтийского щита над осадочно-вулканогенными образованиями, основными эффузивами, интрузиями основного и ультраосновного составов, гиперстеновыми диоритами отмечаются положительные главным образом локальные аномалии силы тяжести. Над диабазами и частично габбро-диабазами (сегозерской серии) наблюдаются относительно повышенные гравитационные поля. Над гранитами имеют место главным образом отрицательные локальные аномалии силы тяжести.

Эти геофизические характеристики наряду с морфологическими особенностями магнитного и гравитационного полей, прежде чем быть перенесенными в закрытые районы Русской плиты, были проведены и уточнены по данным петрографических и физических определений керна скважин и определений абсолютного возраста пород в пределах геологически наиболее хорошо изученной и разбуренной Волго-Уральской антеклизы.

Сопоставление магнитных и гравитационных полей Урала с результатами глубинных сейсмических зондирований, региональных геологических исследований и определений физических свойств пород наиболее полно были проведены Е.М.Ананьевой и Б.В.Дорофеевым (1963; Ананьева, Дорофеев и др., 1967; Ананьева, Ермаков и др., 1967). Они показали, что на интенсивность, морфологию и характер геофизических полей наибольшее влияние оказывают вещественный состав и степень метаморфизма пород верхней части разреза земной коры (табл.5).

Все магнитные аномалии, как и на Балтийском щите, связаны с массивами перидотитов, особенно серпентинитов, габбро, сиенитов, гранодиоритов, габбро-диабазов, с отдельными комплексами роговообманковых, амфиболовых, рудных гнейсов и с полями широкого развития кайнотипных эффузивов. Большая часть пород Урала немагнитна (граниты, гранитоиды, гнейсовые, сланцевые и осадочные комплексы). Огромное влияние на характер магнитного поля оказывают процессы низких зеленосланцевых стадий метаморфизма (уралитизация, эпидотизация, сосюритизация), в результате которых, например, значительная часть габбровых массивов и палеотипных эффузивов становятся немагнитными или слабо магнитными (табл.2). Это очень сильно сказалось на характере магнитного поля над обнаженной, сложно построенной частью Главного Уральского антиклинория. Напротив, зоны сочленения крупнейших структур, где породы обычно обогащены магнетитом в результате контактового метаморфизма и метасоматоза, в магнитном поле выделяются цепочки или полосы интенсивных положительных магнитных аномалий. Количественные расчеты позволяют установить, что нижние кромки магнитовозмущающих объектов здесь располагаются на глубинах не более 6-8 км (Ананьева, Дорофеев и др., 1967).

В гравитационном поле локальными максимумами силы тяжести выделяются все массивы габбро и гипербазитов. Полями относительно повышенной интенсивности отличаются области развития эффузивных и эффузивно-осадочных пород, причем интенсивность поля, естественно, зависит от мощности эффузивов. Области развития мощных осадочных пород выделяются локальными минимумами поля силы тяжести, а массивы гранитов - полями пониженной интенсивности (табл.5).

В табл.5 приведены сводные геофизические характеристики выделения всех основных обнаженных комплексов пород Урала.

Эти характеристики с успехом могут быть распространены на прилегающие эпипалеозойские части фундамента плит Западной Сибири, Казахстана и даже Средней Азии, что уже неоднократно было подтверждено как данными глубокого бурения, так и специальными геолого-геофизическими обобщениями (Ананьева, Дорофеев и др., 1967; Бочкарев и др., 1968; Карагодин и др., 1965; Куликов, 1967, 1968; Куликов, Погорелов, 1968; Проводников, 1967; Сурков, 1967, 1968; Сурков, Жеро и др., 1968; Фотиади, Моисеенко, 1967, и др.).

В целом по комплексу геофизических материалов четко выделяются четыре группы пород, которые наиболее широко развиты на Урале и имеют хорошие маркирующие возможности при геотектоническом районировании и потому, естественно, привлекают наше особое внимание. Их характеристика приведена ниже в первую очередь по материалам Е.М.Ананьевой и Б.В.Дорофеева (1967).

Граниты на Урале пользуются широким распространением в виде определенных зон и поясов. Приурочены они в основном к ядрам антиклинориев. Преобладающая масса пород немагнитна. Исключение иногда составляют участки гранитных массивов, где интенсивно проявились метасоматические и другие наложенные вторичные процессы. По гравитационным данным, гранитные массивы уверенно прослеживаются на большие расстояния. Кроме того, эти данные позволяют достаточно уверенно отделять нормальные граниты от гранитоидов габбровой формации. Широкое развитие в приконтактных зонах повышенной минерализации магнетита, что особенно хорошо видно на магнитных картах, позволяет высказать предположение о приуроченности уральских гранитов к зонам разломов.

Габбро, перидотиты, как и граниты, широко развиты вдоль определенных линейных зон. Пространственно они в основном приурочены к зонам сочленения антиклинориев и синклинориев. В геофизических полях массивы габбро-перидотитовой формации характеризуются достаточно высокой интенсивностью гравитационного и магнитного полей. Интенсивность магнитных аномалий достигает 2000-10 000 гамм и более. Характер магнитных полей над массивами габбро-перидотитов весьма сложный, что связано с разнообразием вещественного состава, неравномерной обогащенностью их магнетитом, с разной степенью метаморфизма. Очень трудно картируются, когда залегают среди магнитных пород. В гравитационном поле массивы гипербазитов выделяются неоднозначно вследствие их разных размеров и разной степени сер-

пентицизации. В целом они здесь выражены значительно менее четко, чем в магнитном поле. Дело в том, что они располагаются, как правило, в зонах гравитационных ступеней, контролирующих сочленения антиклинориев и синклинориев и обусловленных резко различным вещественным составом этих структур. Если массивы гипербазитов расположены на бортах синклинориев обычно в поле развития пород базальтоидной формации и поэтому в зоне повышенного гравитационного поля, то локальными максимумами четко отображаются лишь наиболее мощные массивы гипербазитов. На склонах антиклинориев, в зонах влияния гранитных интрузий, т.е. в пониженном гравитационном поле, можно картировать даже и сравнительно небольшие тела гипербазитов.

Серпентиниты. Генетически и пространственно они тесно связаны с породами габбро-перидотитовой формации и отражают те же геотектонические закономерности. Отличаются от гипербазитов только по физическим свойствам (табл.2, 3). В геофизических полях характеризуются пониженными значениями силы тяжести и, как правило, магнитными максимумами. Имеются и многочисленные массивы, в которых серпентинизация, видимо, захватила только верхние приповерхностные горизонты, а основная часть их сложена габбро, перидотитом или пироксенитом. Такие массивы, естественно, имеют все геофизические характеристики, типичные для гипербазитов.

Как и все гипербазиты, серпентиниты приурочены в основном к зонам контактов крупных антиклинориев и синклинориев, т.е. к зонам гравитационных ступеней. На бортах синклинориев, в пределах пород базальтоидной формации, в зоне повышенного гравитационного поля, они четко выделяются локальными минимумами силы тяжести; на склонах антиклинориев, в поле развития гранитов, серпентиниты практически не вырисовываются, так как плотности серпентинитов и гранитов практически одинаковы. В этом отношении серпентиниты прямо противоположны гипербазитам.

Эффузивы развиты почти исключительно в пределах синклинориев и наложенных грабен-синклинориев. Как уже указывалось выше, магнитные свойства эффузивов зависят от возраста, состава и степени метаморфизма (табл.2,3).

На большей части площади палеозойские (палеотипные) эффузивы выделяются линейным, полосовым, слабо переменным магнитным полем и повышенным гравитационным полем. Напротив, раннемезозойские (кайнотипные), преимущественно основные эффузивы создают сложные, резко дифференцированные, в целом

повышенные полосовые магнитные и гравитационные поля. Менее сложные, но также переменные линейные поля создаются и более кислыми разностями эффузивов.

Выводы. В обнаженных районах Урала видно, что гранитные породы и эффузивы в своем распространении связаны с определенными типами геосинклинальных структур: первые с крупными антиклинориями и вторые – синклинориями. Породы габбро-перидотитовой формации, включая и серпентиниты, приурочены преимущественно к краевым, пограничным зонам этих структур. Как было показано выше, все эти породы довольно четко отображаются в магнитном и гравитационном полях. Поэтому создается возможность по региональным геофизическим полям уверенно проводить тектоническое районирование молодых уральских геосинклинальных структур как в обнаженных, так и в закрытых осадочным чехлом районах Зауралья.

ПРИНЦИПЫ ИЗУЧЕНИЯ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Современная структура фундамента платформ сформирована в два чрезвычайно длительных этапа: геосинклинальный, включая орогенный, и платформенный. Внутренняя структура фундамента сформирована преимущественно в первый, геосинклинальный, этап в процессе многостадийного развития древних докембрийских и палеозойских геосинклинальных систем. Этим этапом развития обусловлены все пространственные и количественные соотношения между осадочными, метаморфическими и магматическими комплексами различных составов и разных возрастов; между простираниями структур и направлением глубинных разломов; между типом складчатых деформаций и характером вторичных наложенных процессов гранитизации, метасоматоза и диафтореза. Например, для древнего Балтийского щита установлено, что раннепротерозойские, карельские складчатые зоны характеризуются интенсивной линейной складчатостью. В древних архейских массивах, напротив, линейная складчатость нарушена интенсивными пластическими деформациями в условиях ультраметаморфизма. В связи с этим карелидам в геофизических полях отвечают линейные, полосовые аномалии, а археидам – сложные изометричные и мозаичные аномалии. Следовательно, физические поля определенным образом могут отображать даже возрастные соотношения отдельных структур фундамента.

Платформенный этап развития фундамента также имеет свои особенности. В этот период формируется современный тектонический рельеф поверхности фундамента. Крупные блоки фундамента под влиянием резко дифференцированных, преимущественно глыбовых тектонических движений по зонам крупных нарушений и расколов, как унаследованных от разломов геосинклинального этапа, так и новообразованных, резко меняют свои пространственные положения. Однако внутренняя структура блоков фундамента при этом, как правило, остается неизменной.

Как было показано выше, магнитные аномалии отображают преимущественно общие простирания и пространственные размещения метаморфических и магматических комплексов пород фундамента. Поэтому тектонические преобразования поверхности фундамента в платформенный этап развития не нарушают основных элементов взаимосвязи между аномалиями магнитного поля и внутренней структурой фундамента платформ. Магнитные же аномалии сравнительно редких молодых платформенных интрузий (габбро-диабазы, диабазы и др.), образовавшиеся вдоль глубинных разломов, разделяющих крупные блоки фундамента, обычно очень малы и занимают весьма ограниченные площади. Кроме того, на карте магнитных пород они отчетливо выделяются как по резко несогласному их залеганию с более крупными телами магнитных пород фундамента, так и по аномально высоким для данного района значениям глубин залегания верхних кромок магнитоактивных пород. Поэтому влияние таких платформенных магнитных аномалий легко можно учесть при соответствующих тектонических построениях.

Наиболее интенсивные вертикальные движения блоков, кроме внедрения платформенных интрузий, иногда сопровождаются даже коренной переработкой структуры земной коры. Такие процессы перестройки земной коры („базификация“) в настоящее время наиболее отчетливо могут быть видны по данным ГСЗ вдоль зон глубинных разломов в крупных грабенообразных прогибах и желобах (авлакогенах типа Рязано-Саратовского, Днепрово-Донецкого - Беляевский и др., 1967; Бондарчук, 1967; Борисов, 1967; Соллогуб и др., 1966).

Здесь на площадях развития авлакогенов, в узкой линейной зоне, были созданы новообразованные крупные магнитные аномалии, резко отличные по интенсивности и характеру поля от соседних районов: например, Днепрово-Донецкий, Донецко-Алайский, Рязано-Саратовский, Колтогорско-Уренгойский авлакогены. Восстановление первичной внутренней структуры фундамента для

этих районов практически невозможно, но, учитывая их линейный, локализованный характер развития, здесь широко применялись методы интерполяции.

Гравитационное поле платформ в связи с тектоническими преобразованиями рельефа фундамента и соответственно мощности и структуры осадочного чехла претерпевает несравненно более существенную перестройку, нежели магнитное поле. Значительные опускания и поднятия блоков фундамента меняют не только интенсивность аномалий, но и их морфологию, простирание. Например, в краевых, глубоко погруженных зонах платформ (краевые, перикратонные, внешние прогибы) и в глубоких авлакогенах, желобах региональные гравитационные минимумы отражают главным образом рельеф фундамента, а внутренняя плотностная неоднородность фундамента здесь практически не оказывает никакого влияния на интенсивность аномалий.

Таким образом, видно, что гравитационные аномалии платформ в значительной степени, особенно в глубоко погруженных зонах, отражают тектонические преобразования поверхности фундамента в платформенную стадию его развития. Магнитные аномалии, напротив, больше связаны с внутренней структурой фундамента, сформированной в основном в доплатформенный этап. Иначе говоря, региональные магнитные и гравитационные поля платформ определенным образом фиксируют главнейшие особенности и преобразования, возникшие на принципиально разных этапах ее развития: геосинклинальном и платформенном. Следовательно, в целях геотектонического районирования фундамента по его возрасту и внутренней структуре геомагнитное поле, как уже неоднократно указывалось выше, имеет несравненно большие возможности, нежели гравитационное.

Специфика различного строения фундамента древних и молодых платформ, а отсюда и разные методические подходы к его изучению вызваны также принципиально отличными временными стадиями их платформенного развития. Для сохранности внутренней структуры фундамента первостепенное значение имеет продолжительность времени перерыва между консолидацией фундамента и началом накопления осадочного чехла. Возраст консолидации отдельных зон фундамента древних платформ (Восточно-Европейская, Канадская, Сибирская и др.) составляет $3500+300-1750+50$ млн лет, а возраст пород низов платформенного чехла - 1800-400 млн лет (Дедеев, 1965; Кратц, Герлинг, Лобач-Жученко, 1968; Неелов, 1968; Семененко, 1966, 1967; Тугаринов, Войткевич, 1966). Следовательно, для древних платформ промежутки

времени между окончанием консолидации платформ и началом накопления осадочного чехла равен примерно 600–1000 млн лет и более. Для молодых, в основном эпипалеозойских платформ этот перерыв или практически отсутствует, или не превышает нескольких десятков миллионов лет. В редких случаях для небольших изолированных участков (докембрийских срединных массивов и ядер древней консолидации) он достигает 100–200 млн лет. Такую резкую разницу во времени перерыва А.Л.Янишин (1965) относит к одному из главных отличительных признаков молодых платформ.

В свете вышесказанного естественно, что на площади древних дорифейских платформ в силу громадного промежутка времени до начала накопления осадочного чехла все складчатые внутренние структуры фундамента, созданные в заключительный этап развития древних протогеосинклиналей, испытали длительную и глубокую эрозию, которая обнажила глубинные сечения земной коры, отвечающие гранулитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма. Учитывая необходимые термо-динамические условия для формирования минеральных ассоциаций гранулитовой фации ($t = 700-750^{\circ}\text{C}$ и $p > 6$ кбар), можно полагать, что глубина эрозии на древних платформах достигала 15 км и более. Близкие значения глубин эрозионного среза древних щитов (15–20 км) по этим же данным приводятся А.Н.Нееловым (1968) и для Сибирской платформы. На Балтийском щите, например, раннепротерозойские складчатые системы карелид эродированы до своих корневых частей. Кристаллические толщи нижнего протерозоя редко сохранились только в наиболее погруженных зонах крупных синклинорий, разделенных крупными глыбовыми поднятиями неоднородно переработанного, реоморфизованного, архейского основания карельских структур (Кратц, 1963; Кратц, Лобач-Жученко и др., 1968; Шуркин, 1968). Необходимо отметить, что архейское ложе карельских синклинорий более интенсивно переработано и обогащено многочисленными, преимущественно основными интрузиями, что хорошо отражается на магнитных картах в виде полосов интенсивных аномалий. Напротив, архейский фундамент в пределах карельских антиклинорий более сильно гранитизирован и потому отображается отрицательными магнитными аномалиями. Это обстоятельство очень важно, так как на геологических картах Карелии в обоих случаях показывается сплошное развитие архейских пород, по которым отдельные исследователи выделяют срединные массивы архейского возраста (Л.Я.Харитонов, Н.В.Го

лов и др.). В этих случаях будут наблюдаться резкие несоответствия между структурой фундамента и его геофизической характеристикой. Архейским срединным массивам, как правило, свойственны мозаичные поля, а не полосовые, линейные аномалии, что наблюдается в Карелии. Аналогичные соотношения между архейским основанием и раннепротерозойскими структурами характерны и для территории Украинского щита (Каляев, 1965; Семеновенко, 1964), Воронежского массива (Зайцев, 1964; Леоненко и др., 1967; Полищук, 1964), Волго-Уральской области (Ситдииков, 1968) и всей Русской плиты в целом (Варданянц, 1966).

В связи с вышесказанным для древней Восточно-Европейской платформы, где имеется немагнитный осадочный чехол, а складчатые структуры фундамента перед накоплением чехла испытывали процессы активизации и за счет длительной глубокой эрозии были размыты практически до своих корней, в целях изучения внутренней структуры фундамента в первую очередь и были использованы магнитные карты, трансформированные в принципиально новые карты магнитных пород (Зандер и др., 1967). По этим картам с учетом гравитики и геологии на территории щитов можно как бы реставрировать контуры складчатых структур (т.е. можно восстановить характер геосинклинальной структуры того или иного современного блока фундамента).

На молодых эпирифейских и эпипалеозойских платформах процессы эрозии в виде сравнительно небольшого перерыва во времени между консолидацией фундамента и началом накопления осадочного чехла не отразились на изменении состава и морфологии структуры верхней части земной коры. Фундамент здесь как бы „законсервирован“ почти в естественном, „натуральном“ состоянии. Поэтому здесь возможно применение обычных методов структурно-формационного анализа.

После орогенного этапа развития молодой геосинклинальной области и ее замыкания на месте последней образуется сложно построенная складчатая область, состоящая из структурно-формационных зон разного возраста и типов развития (мио- и эвгеосинклинали, передовые поднятия, краевые, периклинальные прогибы, антиклинории и синклинории, срединные массивы и др.), которые характеризуются своими вполне определенными наборами геосинклинальных и орогенных формаций, своим типом тектонической структуры, той или иной степенью проявления интрузивного магматизма, метаморфизма, ультраметаморфизма, диафтореза, метасоматоза и потому своими специфическими чертами гравитационных и магнитных полей.

В общем случае в результате геосинклинального развития в верхней консолидированной части земной коры происходит пе-

пераспределение масс горных пород как по составу геосинклинальных, орогенных и метаморфических формаций, так и по характеру магматизма. Другими словами, в пределах разных структурно-формационных зон происходит дифференциация пород по плотности и магнитной восприимчивости, что в конечном счете находит свое отражение в геофизических полях в виде аномалий разного знака, размеров, формы и простираний. Следовательно, различные структурно-формационные зоны фундамента молодых платформ в силу своей сохранныости, чего не наблюдается на древних платформах, и, видимо, независимо от возраста зон будут иметь вполне определенный тип гравитационных и магнитных аномалий. Первые успешные исследования в этом направлении применительно к территории Западной Сибири были проведены В.С.Сурковым (1964, 1967, 1968).

В свете вышеизложенного для тектонического районирования фундамента молодых платформ лучше всего можно использовать геофизические карты изоаномал наблюдаемых значений геомагнитного поля и поля силы тяжести, а не трансформированных значений. Кроме того, в низах осадочного чехла молодых плит (во II структурном, промежуточном этаже) имеются мощные магнитные тела (основные эффузивы и трапповые интрузии), влияние которых в большинстве случаев трудно исключить. В.К.Пятницкий, М.П.Гришин и другие геофизики СНИИГГИМСа, которые специально занимались пересчетами магнитного поля области траппов Тунгусской синеклизы в верхнее полупространство, указывали, что пересчеты поля на высоту 2-4 км не исключают влияния траппов и только на высотах 6-10 км их влияние полностью исчезает. В связи с этим трансформации магнитных полей, например, в виде карты магнитных пород, как это сделано для древней платформы, на молодых платформах весьма затруднительны и требуют, видимо, больших и не вполне оправданных затрат.

Учитывая принципиально различную геологическую историю формирования современного фундамента древних и молодых платформ, для них следует применять и различные методические переходы к выяснению внутренней структуры фундамента по геофизическим данным и соответственно несколько разные приемы построения геолого-тектонических карт. В качестве примеров были взяты геологически хорошо изученные районы древних (Карело-Кольский, Украинский) и молодых (Уральский, Центрально-Казахстанский, Алтае-Саянский, Тянь-Шанский) щитов. В их

пределах были установлены определенные геолого-геофизические характеристики и закономерности выделения различных внутренних структур фундамента, интрузивных массивов и глубинных разломов, которые затем с учетом влияния осадочного чехла могут быть распространены и на прилегающие погруженные районы плит.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ (НА ПРИМЕРЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И РУССКОЙ ПЛИТЫ)

Магнитное и гравитационное поля Русской плиты в основном характеризуются развитием обширных областей с мозаичным строением аномалий, разделенных, а часто и опоясанных зонами линейных максимумов, которые хорошо коррелируются с соответствующими системами аномалий Балтийского щита. Существование разноориентированных и разнообразных по морфологии зон аномалий в пределах докембрийских платформ можно рассматривать как основание для разделения их на разновозрастные комплексы. При этом области с мозаичным строением полей можно рассматривать в качестве древних массивов или зон более ранней консолидации (докарельские ядра), а обтекающие их системы полосовых аномалий — как области приспособления более молодой карельской складчатости к более древним массивам. Подобные структурные соотношения отчетливо видны в пределах обнаженных областей Балтийского и Украинского щитов.

Территория восточной части Балтийского щита является едва ли не единственной в стране областью, где детальное геологическое картирование докембрийских кристаллических образований еще на самых ранних своих этапах стало сопровождаться широким применением вначале наземных, а затем аэромагнитных и других геофизических методов. В результате усилий большого коллектива геологов и геофизиков территория восточной части Балтийского щита в настоящее время в геологическом и геофизическом отношении в пределах Восточно-Европейской платформы изучена наиболее детально и полно. Поэтому территория Карелии и Кольского полуострова может служить в методическом отношении опорным полигоном при геологическом истолковании

геофизических, в первую очередь магнитных аномалий соседних закрытых территорий.

Для обширной территории Балтийского щита имеется большое количество детально изученных и геологически хорошо объясненных магнитных аномалий различного типа (Суворова, Берковский, 1966). В этом отношении данные аэромагнитного картирования Балтийского щита являются несомненно полезными и единственно надежными для интерпретации магнитных аномалий погруженного на глубины до 7-10 км и более кристаллического фундамента Русской плиты.

Почти для всех магнитных аномалий Балтийского щита в Западном геофизическом тресте были произведены пересчеты отдельных графиков аномалий на высоту 1-2 км, равную средней глубине залегания фундамента Русской плиты. Эти пересчеты дали возможность представить ту или иную аномалию при условии глубокого залегания магнитного тела, покрытого мощным осадочным чехлом, и тем самым позволили произвести сравнение аномалий, вызванных вполне определенными геологическими объектами, с аномалиями, полученными в результате магнитных съемок Русской плиты.

Анализ магнитных и гравитационных материалов, проведенный в пределах обнаженной части Балтийского и частично Украинского щитов позволил установить геофизические характеристики различных структур: тектонических нарушений, интрузивных массивов и отдельных вещественных комплексов пород фундамента. Эти характеристики (морфология магнитного и гравитационного полей, их интенсивность, размеры аномалий, значения намагниченности) с учетом петрографических, физико-химических исследований керна скважин и определений радиологического возраста пород, прежде чем быть перенесенными на всю Русскую плиту, были проверены с внесением дополнительных корректив в пределах относительно хорошо геологически изученной Волго-Уральской антеклизы.

Изучение внутренней структуры глубоко эродированных и интенсивно дислоцированных складчатых комплексов раннедокембрийского фундамента практически невозможно без знания его вещественного состава. Поэтому, естественно, прежде чем начать рассмотрение методики тектонического районирования фундамента по возрасту складчатости и выявления геофизических характеристик его разновозрастных структур, следует подробно остановиться на геофизических критериях выделения разновозраст-

ных и различных по вещественному составу комплексов кристаллических пород фундамента Русской плиты.

Геофизические критерии выделения разновозрастных комплексов кристаллических пород

В настоящее время пока единственной, в достаточной мере унифицированной схемой стратиграфии для пород фундамента Восточно-Европейской платформы является схема, предложенная Л.А.Варданянцем (1960б, 1966; Варданянц, Тихомиров, 1968). Для отдельных регионов платформы в последнее время разработаны местные стратиграфические схемы (Белевцев, 1964; Каляев, 1965; Кратц, 1963; Кратц, Герлинг и др., 1968; Кратц, Лобач-Жученко, 1968; Пап, 1968; Полищук, 1964; Ситди-ков, 1968; Семенов, 1964, 1966, 1967; Шуркин, 1968, и др.).

В большинстве случаев единственным критерием для расчленения пород фундамента по возрасту, как указывает Л.А.Варданянц, была различная степень их метаморфизма, что в целом хорошо оправдало себя лишь для отличия осадочных верхнепротерозойских образований от нижнепротерозойских и архейских. Однако, учитывая что последние супракрустальные породы по степени метаморфизма нередко неотличимы, этот признак, естественно, во многих случаях не смог дать никаких убедительных решений в их возрастном разделении. Вместе с тем, как показало изучение древнейших комплексов Балтийского щита, одинаковые по степени метаморфизма, но различные по составу и возрасту супракрустальные комплексы хорошо различаются по их геофизическим характеристикам.

На основании результатов сопоставления геологических и геофизических материалов по территории Балтийского и частично Украинского щитов в прилегающих закрытых районах платформы представляется возможным более детальное, нежели существовавшее до настоящего времени, расчленение супракрустальных пород на комплексы, отличающиеся геофизическими характеристиками, вещественным составом пород и возрастом.

Нами за основу были приняты схемы Л.А.Варданянца (1966) для территории Русской плиты, К.О.Кратца (Кратц, 1963; Кратц, Герлинг, 1968; Кратц, Лобач-Жученко, 1968) для Балтийского и Г.Н.Каляева (1965) для Украинского щитов. Петрографические характеристики докембрийских пород фундамента взяты по материалам описания керна скважин, произведенного Л.А.Варданянцем, и в меньшей степени по данным Р.Н.Валева,

М.М.Веселовской, Л.З.Егоровой, Т.А.Лапинской, И.Н.Леоненко, А.М.Папа, А.И.Педашенко, Н.В.Подоба, В.Д.Полищука, Б.С.Ситдикова, Л.Ф.Солонцева, Л.В.Суворовой, В.П.Флоренского и др.

Для расчленения магматических образований по возрасту возможности геофизических данных оказались ограниченными. В большинстве случаев расчленение гранитов по возрасту проведено лишь на архейские и протерозойские, а основные и ультраосновные породы не расчленяются совсем, так как их физические свойства оказались очень близкими (табл. 2-4). По данным скважин невозможно установить все разнообразие пород, слагающих фундамент, так как скважины вскрывают на небольшую глубину в каждом конкретном пункте практически лишь одну или немногие разности кристаллических пород. О возможности и даже вероятном их распространении под осадочным чехлом позволяют судить создаваемые этими комплексами пород геофизические поля, сравнимые с геофизическими полями раннедокембрийских комплексов Балтийского щита. Поэтому предлагаемая ниже схема стратиграфии раннего докембрия Восточно-Европейской платформы и была составлена нами в основном с учетом конкретных разрезов Балтийского щита. Она же была положена нами и в основу новой схематической геологической карты фундамента Русской плиты (рис.1 см. вклейку). В сокращенном виде она представлена следующим образом.

Нижний архей - кольская серия Балтийского щита.

Верхний архей - беломорская серия Балтийского щита, гранулитовый комплекс, комплекс высокоглиноземистых парагнейсов, гранито-гнейсы Русской плиты.

Нижний протерозой - карельская, ладожская, свекофенская, гимольская, парандовская и другие серии Балтийского щита (ранние карелиды, по К.О.Кратцу, 1963), криворожская, михайловская, нижнекурская серии Украинского щита и Воронежского массива, метаморфизованные кислые и основные вулканиты, различные сланцы, амфиболиты, магнетитовые кварциты, высокоглиноземистые сланцы и гнейсы Русской плиты.

Нижний + средний протерозой - нерасчлененный геосинклинальный и орогенный комплексы поздних карелид Балтийского щита, нерасчлененная курская серия Воронежского массива; основные и кислые вулканиты, различные сланцы, слабо метаморфизованные конгломераты, аркозы, доломиты Русской плиты.

Нижний архей. Кристаллические образования, относимые к нижнеархейским, широко распространены в северо-западной час

ти Кольского полуострова. Здесь они представлены образованиями кольской серии, свит полмос и порос. В составе кольской серии принимают участие гранато-биотитовые, биотитовые, силлиманитовые, слюдяные гнейсы, включающие магнетитовые сланцы, кварциты и частично гиперстеновые гнейсы, различные гранито-гнейсы, ортоамфиболиты. Мощности их не установлена. В составе свиты полмос встречаются биотитовые и биотито-гранатовые гнейсы, слоистые параамфиболиты, амфиболовые сланцы и гнейсы, кислые эффузивы, слюдяные парагнейсы, сланцы и кварциты, ее мощность достигает 900 м. В разрезе свиты порос преобладают слюдяные, слюдяно-гранатовые и ставролитно-гранато-кианитовые гнейсы и сланцы, а также встречаются серицитовые сланцы и слюдяные гнейсы и сланцы; мощность свиты 800-900 м.

Древнейшие неомоложенные гранито-гнейсы среди кольской серии имеют возраст 3600-3400 млн лет и, видимо, наиболее близко отвечают времени формирования этой наиболее ранней для Кольского полуострова группы пород (Герлинг и др., 1967; Маслеников, 1968; Кратц, Лобач-Жученко и др., 1968). Граниты, рвущие кольскую серию, имеют возраст по K-AR методу 2800-3600 млн лет, а по U-Th-Pb методу - 2800 млн лет (с поправкой на метаморфизм по кривой согласованных значений - Кратц, Герлинг и др., 1968).

На карте магнитных пород нижнеархейский гнейсовый комплекс проявляется в виде хорошо выраженной зоны различно намагниченных тел, но преимущественно в пределах $(600-1000) \cdot 10^{-6}$ СГС. Магнитные тела отличаются небольшой протяженностью, обычно хаотическим, реже упорядоченным и даже согласным взаимным расположением. Направленная ориентировка магнитных тел в этих случаях является следствием раннепротерозойской переработки гнейсов. В гравитационном поле им обычно отвечают знакопеременные поля силы тяжести.

В составе фундамента Русской плиты комплекс пород, близкий по составу к нижнеархейским супракрустальным образованиям Кольского полуострова, выделяется, по данным бурения, во многих районах. Наиболее детально они изучены на территории Волго-Уральской антеклизы (Варданянц, 1960а, 1960б, 1966; Ситдииков, 1968; Егорова, 1964, и др.). В этом районе архейские кристаллические образования представлены главным образом различными плагиогнейсами, биотитовыми, биотито-амфиболовыми, пироксеновыми, иногда гиперстеновыми, а также гранито-гнейсами. Биотито-плагиоклазовые, биотито-роговооб-

манковые и пироксеновые гнейсы составляют до 50% от общего количества вскрытых пород. Большое значение в составе комплекса имеют гнейсы, содержащие высокоглиноземистые минералы: гранат, кордиерит, силлиманит, кианит, ставролит. В гнейсах различного состава, чаще всего амфиболовых или пироксеновых, отмечается повышенное (до 5%) содержание магнетита. Такие нижнеархейские породы вскрыты скважинами на Байтуганской, Бондюжской, Долматовской, Мухановской, Никольской, Поповской, Туймазинской, Александровской разведочных площадях, скважинах Исса, Кикино, Танеевка, Юлово-Ишим и многих других. Мощностъ гнейсового комплекса Волго-Уральской области не установлена. Радиологический возраст комплекса гнейсов по K-Ar методу - 2000-2250 млн лет (скважина Грахово, скважины Туймазинской площади и др. - Виноградов, Тугаринов, 1960).

Геофизическая характеристика районов распространения гнейсового комплекса раннего архея в пределах плиты, например, в центральной части Токмовского свода на глубинах 800-1000 м и на Кольском полуострове весьма сходны. Видимо, и составы пород того и другого участков также сходны между собой, о чем может свидетельствовать нахождение здесь тел с намагничённостью, характерной для железистых кварцитов. Средние значения намагничённости нижнеархейских комплексов фундамента Русской плиты в целом близки к значениям намагничённости кольских гнейсов. Гравитационное поле плиты здесь также имеет знакопеременные значения.

Верхний архей. Комплекс пород беломорской серии на Балтийском щите представлен в низах разреза богатыми микроклином эпидот-биотитовыми, биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами; в средней части - амфиболовыми гнейсами и ортоамфиболитами, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, часто с гранатом и дистеном; в верхней части - плагиобиотитовыми, гранито-биотитовыми и биотитовыми гранито-гнейсами, высокоглиноземистыми слюдяными гнейсами. Общая мощностъ сохранившегося разреза пород беломорской серии, по геофизическим данным, оценивается ориентировочно до 8-10 км.

Комплекс пород беломорской серии испытал региональное радиологическое омоложение с абсолютным возрастом процессов ультраметаморфизма и гранитообразования в диапазоне 2100-1700 млн лет с кульминацией в 1880-1820 млн лет (Масленников, 1968). На этом основании отнесение беломорской серии к архею некоторыми исследователями оспаривается. Однако мно-

гие геологические факты, детально разобранные К.А.Шуркиным (1968), все же скорее свидетельствуют об их архейском, докарельском возрасте.

Во-первых, структуры беломорид по разломам срезаются карелидами. В зоне сочленения карелид и беломорид последние в широкой полосе подвержены интенсивной тектонической переработке и перекристаллизации, а карельские структуры часто бывают наложенными на беломорские. Во-вторых, беломорские гнейсы и мигматиты, по данным Ю.Д.Пушкарева и В.М.Шемякина, прорываются чарнокитами с абсолютным возрастом по биотиту 3000-3500 млн лет, а по амфиболу - до 2900 млн лет. Вместе с этим в настоящее время для беломорских гнейсов все чаще появляются позднеархейские значения возраста (более 2600 млн лет) по биотитам, амфиболам и основным породам. (Кратц, Герлинг и др., 1968).

Породы беломорской серии на Балтийском щите имеют широкое распространение по западному и северному берегам Беломорья. На карте магнитных пород они четко выделяются по преимущественному распространению слабо магнитных или вообще немагнитных пород. Отсутствие намагниченности объясняется, по-видимому, широким развитием процессов мигматизации и гранитизации. Однако и здесь отмечается наличие мелких, редких и хаотично расположенных тел с намагниченностью до $500 \cdot 10^{-6}$ СГС и в отдельных случаях - до $1000 \cdot 10^{-6}$ СГС, соответствующих телам архейских гиперстеновых гнейсо-диоритов, габбро и связанных с ними других основных и ультраосновных пород. Над беломорской серией пород наблюдается в восточной части крупная положительная, а в западной части - отрицательная аномалии силы тяжести. Эти региональные аномалии связаны с глубинным строением земной коры в этом регионе. Локальные же аномалии зависят от состава пород беломорской серии. Там, где широко развиты сильно гранитизированные породы низов разреза беломорской серии (керетьская толща), наблюдаются отрицательные локальные аномалии силы тяжести; где развиты высокоглиноземистые гнейсы верхней части разреза (лоухская, хетоламбинская толщи) - положительные локальные аномалии.

На территории Русской плиты породы, по составу и геофизической характеристике близкие к беломорским, вскрыты скважинами на северо-востоке Московской синеклизы (скв.Решма-1, Макарьево-2, Ветлуга-1). По характеру намагниченности близ-

кие породы могут иметь место и в южной части Московской синеклизы.

Комплекс высокоглиноземистых парагнейсов на площади Волго-Уральской антеклизы имеет весьма широкое распространение и характеризуется сложным составом. Наиболее типичным из них являются биотито-гранатовые и биотито-гранато-силлиманитовые гнейсы и сланцы, в составе которых появляются кордиерит, ставролит, иногда графит. По мнению Л.А.Варданянца, данный комплекс пород, по-видимому, не образует значительных по размерам участков, а слагает более или менее узкие полосы. Высокоглиноземистые гнейсы вскрыты многочисленными скважинами на Татарском, Токмовском, Жигулевском и Пугачевском сводах. Пока нет достаточно убедительных данных для устранения возраста рассматриваемого комплекса на указанной территории, но тем не менее их сходство по составу с высокоглиноземистыми гнейсами Балтийского и Украинского щитов все же позволяет условно отнести их к верхнему архею.

Геофизическая характеристика рассматриваемого комплекса парагнейсов на территории Русской плиты в принципе такая же, как и в Беломорье. Например, в районе Жигулевского и Пугачевского сводов в ряде скважин (Красная Поляна, Красавка, Хворостянка, Кикино и мн.др.) на глубинах 1750-2250 м были вскрыты высокоглиноземистые гнейсы. Этим гнейсам, судя по лабораторным измерениям, свойственны невысокие средние значения магнитной восприимчивости (до $1000 \cdot 10^{-6}$ СГС) и повышенные (в среднем $2.7-2.77$ г/см³) значения плотности (табл.2). Вычисленная по магнитному полю намагниченность пород здесь характеризуется величинами в среднем $500 \cdot 10^{-6}$ СГС, а плотность вычисленная в целом по повышенному гравитационному полю, составляет 2.77 г/см³, что хорошо соответствует лабораторным измерениям.

Гранито-гнейсовый комплекс пород на Балтийском щите слагает различные по размерам площади. Состав комплекса весьма сложный, но преобладают в нем архейские плагиоклазовые и микроклиновые гранито-гнейсы. Здесь встречаются также слюдяные, роговообманковые, редко гедритовые гнейсы, амфиболиты и кварциты, прорванные плагиоклазовыми и микроклиновыми гранитами, гранодиоритами и частично диоритами, большей частью превращенными в мигматиты. По возрасту этот комплекс пород тоже представляется весьма сложным. Во многих случаях плагиоклазовые граниты считаются раннеархейскими, а микроклиновые граниты - позднеархейскими. Однако такая трактовка

ка пока еще мало чем обоснована и фактически можно судить лишь об их относительном возрасте. Например, радиологический возраст гранито-гнейсов и гранитоидов Мурманского блока по биотиту К-Аг методом определяется в 2200-2700 млн лет (Кратц, Герлинг и др., 1968; Масленников, 1968).

На карте магнитных тел гранитоидные породы Мурманского блока характеризуются беспорядочным расположением небольших магнитных тел с преобладающей намагниченностью $400-1300 \cdot 10^{-6}$ СГС. Тела образуют зоны неправильной конфигурации на общем фоне немагнитных пород. Основное отличие магнитной характеристики мурманских гранито-гнейсов от магнитной характеристики нижнеархейских гнейсовых толщ заключается в отсутствии магнитных тел с высокой намагниченностью, свойственной железистым кварцитам. В гравитационном поле над Мурманским блоком наблюдаются положительные и отрицательные региональные глубинные аномалии. Однако над гранитоидами всегда четко прослеживаются отрицательные локальные аномалии силы тяжести.

По сходству геофизических характеристик в составе фундамента плиты также можно выделить многочисленные участки предполагаемого распространения позднеархейских гранито-гнейсов. Они имеют широкое развитие на северо-восточном склоне Балтийского щита и в фундаменте Мезенской синеклизы. По-видимому, гранито-гнейсами слагается вся северная вершина Тартарского свода и ряд других поднятий на севере Волго-Уральской антеклизы. Гранито-гнейсы в фундаменте плиты представлены породами, по составу в большинстве случаев близкими к гранитам и гранодиоритам. Типичные представители пород этого комплекса вскрыты здесь рядом скважин (Старица, Нелидово, Павлово, Славянская и др.).

К верхнеархейским образованиям на Балтийском щите относятся также породы гранулитового комплекса. В составе последнего принимают участие основные и кислые гранулиты, кварцево-полевошпатово-гранатовые породы, биотитовые, частью силлиманито-ставролитовые и другие гранатовые парагнейсы, а также гранатсодержащие гиперстеновые диориты, габбро-нориты и лабрадориты. Мощность гранулитового комплекса не установлена.

О возрасте и происхождении гранулитовой формации в настоящее время нет единого мнения. Автор присоединяется к точке зрения К.О.Кратца (1963), К.А.Шуркина (1968) и других исследователей.

дователей, которые связывают образование гранулитов с зоной тектонитов в условиях гранулитовой фации метаморфизма по архейским орто- и парапородам беломорского блока в период формирования карелид.

Гранулитовый комплекс весьма наглядно выделяется на карте магнитных пород зоной длинных, согласно залегающих тел с намагниченностью в среднем $(600-900)10^{-6}$ СГС. Над площад распространения гранулитов отмечена четко выраженная положительная аномалия силы тяжести. Гранулитовый комплекс в составе фундамента плиты пока изучен очень плохо. Он вскрыт единичными скважинами в Прибалтике, на Татарском и Токмовском сводах. Однако его развитие здесь, по сходным геофизическим данным, можно предполагать достаточно широко.

Нижний протерозой. Нижнепротерозойские супракрустальные образования на Балтийском щите сохранились исключительно в наиболее погруженных зонах крупных синклиналиев. Здесь встречается несколько отличных по составу комплексов раннего протерозоя: а) метаморфизованных основных и кислых вулканитов, различных слюдяных, филлитовых, талько-хлоритовых и других сланцев, частично гнейсов, лептитов, лептит-порфиритов с магнетитовыми кварцитами и пиритоносными графитистыми сланцами; б) слюдяных, кианито-ставролитов-гранатовых и амфиболовых парагнейсов, сланцев и амфиболитов, амфиболовых ортосланцев, кварцитов и подчиненных карбонатных пород; в) метаморфизованных основных, кислых вулканитов и кварцевых кератофигов.

Породы нижнего протерозоя несогласно залегают на глубоко размытых, главным образом гранитоидных породах архея. Мощность нижнепротерозойских образований в Карелии превышает 3.5-4 км. Абсолютный возраст этой группы пород определен несколькими методами. Для них имеются определения K-Ar методом по слюдам (очень широкий диапазон разброса - 3000-1650 млн лет) и амфиболам (2400-1950 млн лет), рубидий-стронциевые изохронные определения гранитов, рвущих сланцы и лептиты гимольской и хаутоварской серий нижнего протерозоя (2000-1900 млн лет) и многочисленные определения по рудному свинцу месторождений карелид (2300-1850 млн лет; Герлинг и др., 1965; Кратц, Герлинг и др., 1968). Из них только амфиболы дают варьирующие значения, большая часть которых отвечает истинному возрасту пород. Поэтому первоначально установленный интервал абсолютного возраста карелид в 1880-1620 млн лет должен быть

пересмотрей, так как все эти значения, полученные по биотитам K-Ar методом, в основном отражают процессы регионального омоложения (Кратц, Герлинг и др., 1968; Шуркин, 1968).

На карте магнитных пород Балтийского щита нижнепротерозойские образования характеризуются в основном высокой намагниченностью магнитных тел, обусловленной наличием в их составе магнетит-пирротинсодержащих сланцев и гнейсов, интрузий основных и ультраосновных пород. Намагниченность пород характеризуется значениями от 500 до $1500 \cdot 10^{-6}$ СГС с преобладанием значений $1500 \cdot 10^{-6}$ СГС, а для интрузий основного состава - 1800-2500 и даже $3150 \cdot 10^{-6}$ СГС. Присутствующие в составе комплекса пласты железистых кварцитов (например, месторождение Костомукша) выделяются телами с намагниченностью, превышающей $5000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Магнитные тела описываемого комплекса характеризуются значительной длиной и выдержанным простираем. В гравитационных полях породы раннего протерозоя отличаются в основном положительными аномалиями.

В составе фундамента плиты нижнепротерозойские образования имеют широкое распространение. По данным бурения, они хорошо изучены в районе КМА (Полищук, 1964; Леоненко, Полищук и др., 1967). Михайловская серия пород здесь сложена амфиболитами, зелеными сланцами (метабазиты), кварцево-сланцевыми сланцами, метапесчаниками, иногда железистыми кварцитами и другими породами. В тесной связи с метабазитами находятся кислые эффузивы, основные и ультраосновные интрузивные породы. Курская серия сложена метапесчаниками и сланцами (филлитовидные, кварцево-серицитовые, реже двуслюдяные, гранато-биотитовые), железистыми кварцитами, метаморфизованными туфами, амфиболитами, кварцево-актинолитовыми, альбито-биотито-актинолитовыми и другими зелеными сланцами, с которыми ассоциируют микродиабазы, диабазовые порфириты, углистые сланцы, алевролиты, шунгиты. На карте магнитных пород все они весьма отчетливо оконтуриваются по распространению магнитных тел с намагниченностью более $5000 \cdot 10^{-6}$ СГС.

Нижнепротерозойские кристаллические сланцы, парасланцы, роговики, гравелиты вскрыты скважинами и во многих других районах Русской плиты. Они установлены в Московской синеклизе (скв. Максатиха; Солонцов, Аксенов и др., 1968), в Верхнекамской впадине (скв. Уни, Колобово, Воронье, Фаленки, Кирс,

Черн.Холуница, Климовка и др.), на Татарском своде (Кукморская, Немская, Омутнинская, развед. площади; Валеев, Ситди-ков, 1963), в пределах Казанской седловины (скв.Урмары), на севере Воронежского массива (скв.Баретино, Веретенино) и в ряде других районов.

По значениям намагниченности все эти породы также неотличимы от нижнепротерозойских пород Балтийского щита. Характер гравитационных полей над породами нижнего протерозоя фундамента Русской плиты во многом зависит от глубины его залегания и без соответствующих пересчетов и трансформаций не может быть прямо сопоставлен с наблюдаемыми полями Балтийского щита. Однако в целом им также свойственны повышенные значения поля силы тяжести.

Комплекс высокоглиноземистых гнейсов с подчиненными биотито-плагиоклазовыми гнейсами, сопоставимый по составу и возрасту с ладожскими отложениями Карелии, вскрыт многочисленными скважинами по южному склону Балтийского щита. Эти породы (например, район скважин Павлово, Бабино, Любань, Гатчина) обычно имеют ту же геофизическую характеристику, что и подобные им по составу верхнеархейские гнейсы Волго-Уральской антеклизы. Их средняя намагниченность также не превышает $500 \cdot 10^{-6}$ СГС, но в поле силы тяжести они резко отличаются повышенными значениями.

Нижний и средний протерозой. На Балтийском щите сравнительно слабо метаморфизованные среднепротерозойские (ятулийские) отложения, как правило, подстилаются супракрустальными образованиями нижнего протерозоя. В большинстве случаев их геофизическая характеристика определяется суммарным влиянием среднепротерозойских и нижнепротерозойских пород. Поэтому при распространении характеристик на закрытую территорию платформы не представляется возможным выделять самостоятельно породы среднего протерозоя.

На Балтийском щите в нерасчлененном комплексе пород преобладают раннепротерозойские геосинклинальные образования. Средний протерозой обычно представлен отложениями орогенного этапа, а приурочены они к грабенообразным депрессиям и межгорным прогибам. В Карелии к ним относятся различные по составу конгломераты, аркозы, туфогенные песчаники и частично сланцы (сариолийские отложения), кварцито-песчаники, кварциты и кварцитовые конгломераты с подчиненными глинистыми сланцами и доломитами, основные вулканиты с гипабиссальными интрузиями (ятулийские отложения), вулканическая серия пик-



Рис.1. Схематическая геологическая карта кристаллического основания Русской плиты. Составили А.Н. Берковский, В.А. Дедеев, К.О. Кратц, Л.В. Суворова под редакцией В.А. Дедеева, 1972 г.

1 - рифей (миогесинклинальный сланцевый комплекс Тимана); 2 - нижний-средний протерозой (нерасчлененные геосинклинальный и орогенный комплексы): основные и кислые вулканиты, различные сланцы, частично гнейсы, амфиболиты, слабо метаморфизованные конгломераты, аркозы и другие породы; 3 - нижний протерозой (метаморфизованные основные и кислые вулканиты, различные сланцы, магнетитовые кварциты, высокоглиноземистые гнейсы и сланцы); 4 - нижний протерозой (михайловская и курская серии); 5 - архей-нижний протерозой (железистые кварциты); 6 - верхний архей (гранито-гнейсы, гнейсы, гранитоиды, плагиомикроклиновые граниты, гранодиориты и мигматиты); 7 - верхний архей (комплекс Волго-Урала: высокоглиноземистые гнейсы с силлиманитом, гранатом, кордиеритом и подчиненные им биотитовые плагиогнейсы); 8 - верхний архей (кислые и основные гранулиты - гранулитовый комплекс); 9 - верхний архей (биотитовые, двуслюдяные амфиболовые гнейсы, частью сланцы, амфиболиты и гранито-гнейсы - беломорская серия); 10 - нижний архей (биотитовые, биотито-рогообманковые, слюдяные, пироксеновые, высокоглиноземистые плагиогнейсы, магнетитовые сланцы и кварциты, амфиболиты); 11 - (нижний?) архей (комплекс Украины: чарнокиты, гиперстеновые, гранато-биотитовые, амфиболовые гибридные породы,

мигматиты); 12 - палеозой (щелочные сиениты); 13 - верхний протерозой и палеозой (основные, ультраосновные и щелочные породы, карбонатиты - интрузии центрального типа: а - известные, б - предполагаемые); 14 - средний протерозой (граниты рапакиви); 15 - нижний протерозой (граниты преимущественно микроклиновые); 16 - архей-протерозой (гранитоиды, плагиомикроклиновые граниты); 17 - архей-протерозой (нерасчлененная формация раннеорогенных и орогенных мигматитов и гранитов - плагиомигматиты, гранодиориты, микроклиновые и гранодиориты); 18 - архей (граниты преимущественно плагиоклазовые, микроклиновые и гранодиориты); 19 - основные и ультраосновные породы, амфиболиты; 20 - гиперстеновые диориты с подчиненными основными и ультраосновными породами и магнетитовыми сланцами; 21 - брекчии трубок взрыва; 22 - разломы фундамента, намеченные по: а - геолого-геофизическим данным, б - геофизическим данным; 23 - условные оси глубинных разломов, намеченные по: а - геолого-геофизическим данным, б - геофизическим данным; 24 - границы складчатых систем: а - Тиманской, б - Уральской; 25 - восточная граница платформ; 26 - простираение пород; 27 - границы пород: а - вероятные, б - предполагаемые.

518

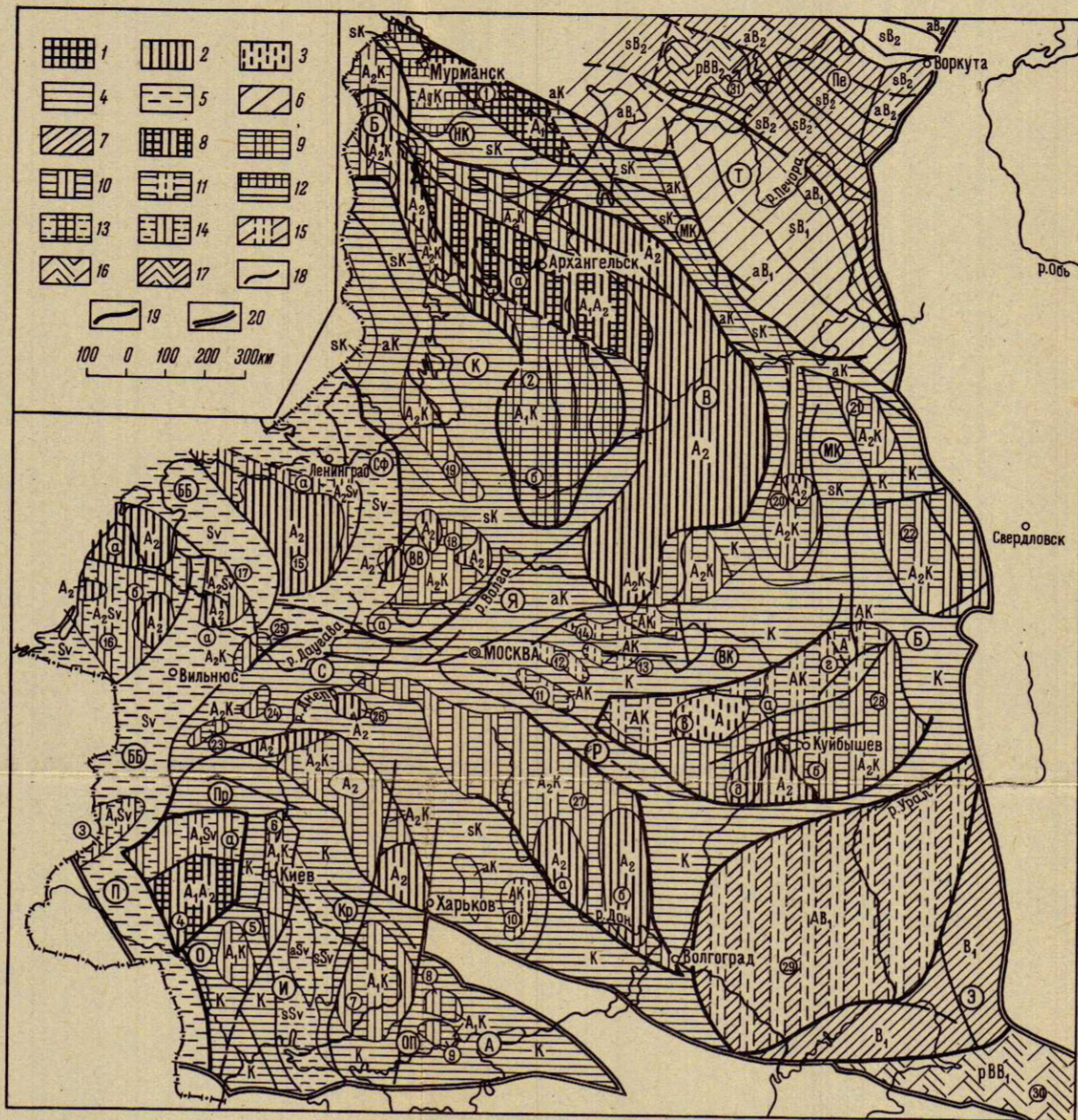


Рис.3. Карта тектонического районирования фундамента Европейской платформы.

1 - раннеархейские срединные массивы (A_1); 2 - позднеархейские складчатые системы, срединные массивы и блоки фундамента (A_2); 3 - нерасчлененные архейские срединные массивы и блоки фундамента (A); 4 - карельские (раннепротерозойские) складчатые системы (K - нерасчлененные; SK - синклиории, мегасинклиории и синклиорные зоны; aK - антиклиории, мегантиклиории и антиклиорные зоны); 5 - свекофенские (среднепротерозойские) складчатые системы (Sv - нерасчлененные; sSv - синклиории, мегасинклиории; aSv - антиклиории, мегантиклиории); 6 - раннебайкальские (довендские) складчатые системы (B_1 - нерасчлененные, sB_1 - синклиории, мегасинклиории, aB_1 - антиклиории, мегантиклиории); 7 - позднебайкальские (доордовикские) складчатые системы (sB_2 - синклиории, мегасинклиории, aB_2 - антиклиории, мегантиклиории); 8 - переработанные раннеархейские срединные массивы в позднеархейских складчатых системах (A_1A_2); 9-11 - переработанные срединные массивы в карельских складчатых системах; 9 - раннеархейские (A_1K); 10 - позднеархейские (A_2K); 11 - нерасчлененные архейские (AK); 12 - глубоко эродированный раннеархейский комплекс основания (ложе геосинклинали) в карельских складчатых системах (A_1gK); 13,14 - переработанные: 13 - раннеархейские (A_1Sv), 14 - позднеархейские (A_2Sv); 15,16 - переработанные нерасчлененные архейские, срединные массивы в раннебайкальских складчатых системах, 15 - (AB_1), 16 - нерасчлененные добайкальские (pBB_1); 17 - переработанные нерасчлененные добайкальские срединные массивы в позднебайкальских складчатых системах; 18 - региональные глубинные разломы; 19 - краевые швы; 20 - современная граница варисийской складчатости (на древнем основании).

Складчатые системы. Позднеархейские: Б - Беломорская, В - Вычегодская; карельские: К - Карельская, НК - Норвего-Кольская, МК - Мезенско-Камская, С - Смоленская, Я - Ярославская, Р - Рязано-Саратовская, ВК - Владимиро-Казанская, Б - Башкирская, Пр - Припятская, О - Одесская, КР - Криворожская, ОП - Орехово-Павловская, А - Азовская; свекофенские: СФ - Свекофенская, ББ - Белорусско-Балтийская, П - Подольская, И - Ингульская; раннебайкальские: Т - Тиманская, Э - Эмбинская; позднебайкальские: Пе - Печорская.

Срединные массивы (цифры в кружке): 1-14 раннеархейские: 1 - Мурманский, 2 - Онего-Двинский (а - Архангельская, б - Коношская зоны переработки), 3 - Вольнский, 4 - Житомирский (а - Овручская зона переработки), 5 - Немировский, 6 - Киевский, 7 - Приднепровский, 8 - Приазовский, 9 - Бердянский, 10 - Алексеевский, 11 - Мешерский, 12 - Солотковский, 13 - Муромский, 14 - Горьковский; 15-28 - позднеархейские: 15 - Новгородский (а - Нарвская зона переработки), 16 - Западнолитовский (а - Курземский, б - Поневежский блоки), 17 - Любанский (а - Даугавпилский блок), 18 - Вышневолоцкий (а - Ржевский блок), 19 - Олонешский, 20 - Вятский, 21 - Камский, 22 - Пермский, 23 - Слуцкий, 24 - Борисовский, 25 - Полоцкий, 26 - Монастырский, 27 - Воронежский (а - Битюгский, б - Хоперский блоки); 28 - Волго-Уральский (а - Средневожская, б - Жигулевская зоны переработки, в - Саранский, г - Альметьевский, д - Пугачевский блоки); 29-31 - нерасчлененные архейские и добайкальские: 29 - Прикаспийский, 30 - Устюртский, 31 - Малоземельский.

итов, диабазов, туфов и частично глинистые и кремнистые сланцы (суйсарские отложения). На Кольском полуострове (в Печенгско-Варзугской зоне) к среднему протерозою относятся осадочно-вулканогенные толщи, в составе которых известны конгломераты, зеленокаменные породы, кварцито-песчаники, филлитовые, мергелистые сланцы и карбонатные породы. О мощности ниже-среднепротерозойского комплекса говорить трудно. Можно указать, что, например, мощность только одних ятулийских терригенных отложений изменяется от 500 до 1600 м (Кратц, 1963), а пород Печенги-Имандра-Варзуги - более 12 км (Литвиненко, 1968). Абсолютный возраст среднепротерозойских осадочных образований K-Ar методом определяется интервалом 1780-1610 млн лет, а свинцовым - 1680-1650 млн лет (Герлинг, Глебова-Кульбах и др., 1965).

Рассматриваемый нерасчлененный комплекс пород Балтийского щита на карте магнитных пород проявляется в виде удлиненных, согласно ориентированных по простиранию, но преимущественно небольших магнитных тел, слагающих зоны различной протяженности. Намагниченность пород изменяется в широких пределах, но преобладающая составляет $(500-1000)10^{-6}$ СГС. В гравитационном поле над этими образованиями отмечаются преимущественно положительные значения силы тяжести, обусловленные, очевидно, достаточно плотными вулканогенными породами.

По аналогичным геофизическим признакам нерасчлененные ниже-среднепротерозойские образования, видимо, широко развиты на севере Волго-Уральской антеклизы (Сысольский и северная часть Татарского сводов), где они уже вскрыты скважинами Котельнич, Онарино, Нылга, Нылга-Архангельская, Уни, Кирс и др.

Выделяемые некоторыми белорусскими геологами (Пап, 1968) с учетом измерений радиологического возраста нерасчлененные ниже-среднепротерозойские и даже условно верхнепротерозойские породы фундамента Белорусской антеклизы и Литовской седловины по геофизическим характеристикам резко отличаются от таковых Балтийского щита. Магнитная характеристика этих белорусских пород является типичной для нижнепротерозойских образований. К этому комплексу пород относятся биотитовые, амфиболовые гнейсы, мигматиты и прорывающие их микроклиновые граниты, габбро и габбро-нориты (скважины Лососно, Барнай, Гришки, Зубковичи и др.). Многочисленные значения изотопного возраста в 1600-1000 млн лет, полученные в основном

K-Ar методом по биотиту, видимо, являются радиологически омоложенными. Однако здесь же встречаются значения и в 2000-1650 млн лет.

Геофизические критерии выделения магматических образований

Магматические образования фундамента по геофизическим признакам выделяются в трех комплексах практически без разделения их по возрасту: 1) граниты и гранодиориты; 2) диориты; 3) основные и ультраосновные породы.

Граниты и гранодиориты. На Балтийском щите граниты и гранодиориты широко прорывают нижнеархейские супракрустальные образования. Аналогичные им по составу породы встречаются и в карельских антиклинальных структурах. Массивы гранитов во всех случаях на картах магнитных пород весьма отчетливо могут быть выделены контурами, в пределах которых распространены немагнитные породы. Они ограничены тонкими длинными магнитными телами различной намагниченности, соответствующими нижнеархейским или нижнепротерозойским образованиям. Над массивами гранитов всегда наблюдаются локальные отрицательные аномалии силы тяжести.

В фундаменте плиты наиболее древними представителями этой группы пород являются плагиограниты и гранодиориты, встреченные многочисленными скважинами в пределах гнейсового комплекса Волго-Уральской области. Такие граниты, по Л.А.Варданянцу (1960а, 1960б, 1966), по-видимому, залегают в виде небольших массивов. Наиболее крупные тела их установлены здесь на Муслимовской, Азнакаевской и других разведочных площадях. По геофизическим данным, предполагается нахождение массивов гранитов плагио-микроклинового состава в различных районах платформы. Весьма отчетливо выделяется крупнейший Новгородский массив, для которого характерны отсутствие намагниченности пород и отрицательные значения гравитационного поля.

Граниты и регенерированные гранитоидные породы, по данным бурения, наиболее широко развиты в пределах Воронежского, Белорусского массивов и в прилегающих к ним областях. Гранитоидные породы здесь представлены главным образом красными и розовыми крупнокристаллическими, существенно микроклиновыми гранитами, гранодиоритами, плагиогранитами, кварцевыми диоритами и чарнокитовыми гранитами. При этом

граниты могут быть как метасоматическими, так и интрузивными. Предполагается, что микроклиновые граниты являются наиболее молодыми, так как другие граниты, особенно плагиограниты, подверглись интенсивной микроклинизации. По ряду геологических признаков было установлено, что эти граниты по возрасту являются смешанными: первые протерозойскими, а вторые — архейскими.

В докембрийских образованиях фундамента Русской плиты многими исследователями (Варданянц, 1960б, 1966; Веселовская, 1963; Веселовская, Островский, 1967; Лапинская, 1962; Лапинская, Богданова, 1967) отмечается широкое проявление процессов метасоматоза и гранитизации, которые развиваются по любым породам фундамента: по архейским плагиоклазовым гранитам, по гнейсам, гранито-гнейсам, амфиболитам, парагнейсам и даже габбро и норитам. Частые включения и реликты субстрата позволяют судить о том, какая порода подверглась метасоматозу. Процессы гранитизации по радиологическому возрасту (K-AR метод) относятся главным образом к среднему протерозою (1850-1600 млн лет). Гранитные породы, возникшие в результате этих процессов, встречены в скважинах Пестова, Северокамск, Непейшино, Старая Русса, на Гатчинской площади, на территории Татарского и Токмовского сводов.

Гранитоидные породы Воронежского, Белорусского массивов, а также породы, возникшие в результате гранитизации, по магнитной характеристике весьма сходны с гранито-гнейсами Мурманского блока. Наличие магнитных тел с намагниченностью $(500-1300)10^{-6}$ СГС в пределах площадей распространения указанных гранитоидов, видимо, свидетельствует о их гетерогенности и сложности состава.

Крупнейшие массивы раннедокембрийских гранитов фундамента, по геофизическим данным, обычно не обнаруживают отчетливой связи с глубинными разломами. Это прежде всего выражается в отсутствии их связи с глубинными массивами высокоплотных и высокомагнитных пород. Крупные массивы этих гранитов с их изометричными или неправильными очертаниями скорее свидетельствуют об ареальном источнике исходного вещества. Их становление в большей своей массе происходило, видимо, на месте или близко к месту своего зарождения в глубоких сечениях „гранитного“ слоя земной коры в достаточно мобильных тектонических условиях.

Отличными от них являются массивы гранитов рапакиви, которые по геологическим и частично по геофизическим призна-

кам возникли в региональных тектонически ослабленных зонах в высоких сечениях „гранитного“ слоя в условиях достаточно стабильной платформы, вероятно, за счет глубинного источника гранитного вещества.

Диориты. На Балтийском щите широко распространены архейские гиперстеновые диориты и гнейсо-диориты с подчиненными основными, ультраосновными породами и чарнокитами. Более молодые диориты, главным образом нижнепротерозойского возраста, представлены биотитовыми и амфиболовыми разновидностями. Диориты обычно слагают массивы значительных размеров.

Массивы диоритов, особенно гиперстеновых, выделяются высоконамагниченными телами — $(1000-2500)10^{-6}$ СГС. Над ними наблюдаются положительные аномалии силы тяжести.

В фундаменте плиты диориты, кварцевые диориты вскрыты достаточно многочисленными скважинами, например Свислочь, Солон, Червоная Слобода, Смоленск, Русаново, Арукола в западной части плиты, Качимская, Редкино, Ветлуга, Грахово, Елабуга, Алькеево на востоке плиты. Почти все диориты на карте магнитных пород выделяются телами с намагниченностью до $2800 \cdot 10^{-6}$ СГС, а в гравитационном поле над ними наблюдаются заметные повышения значений силы тяжести.

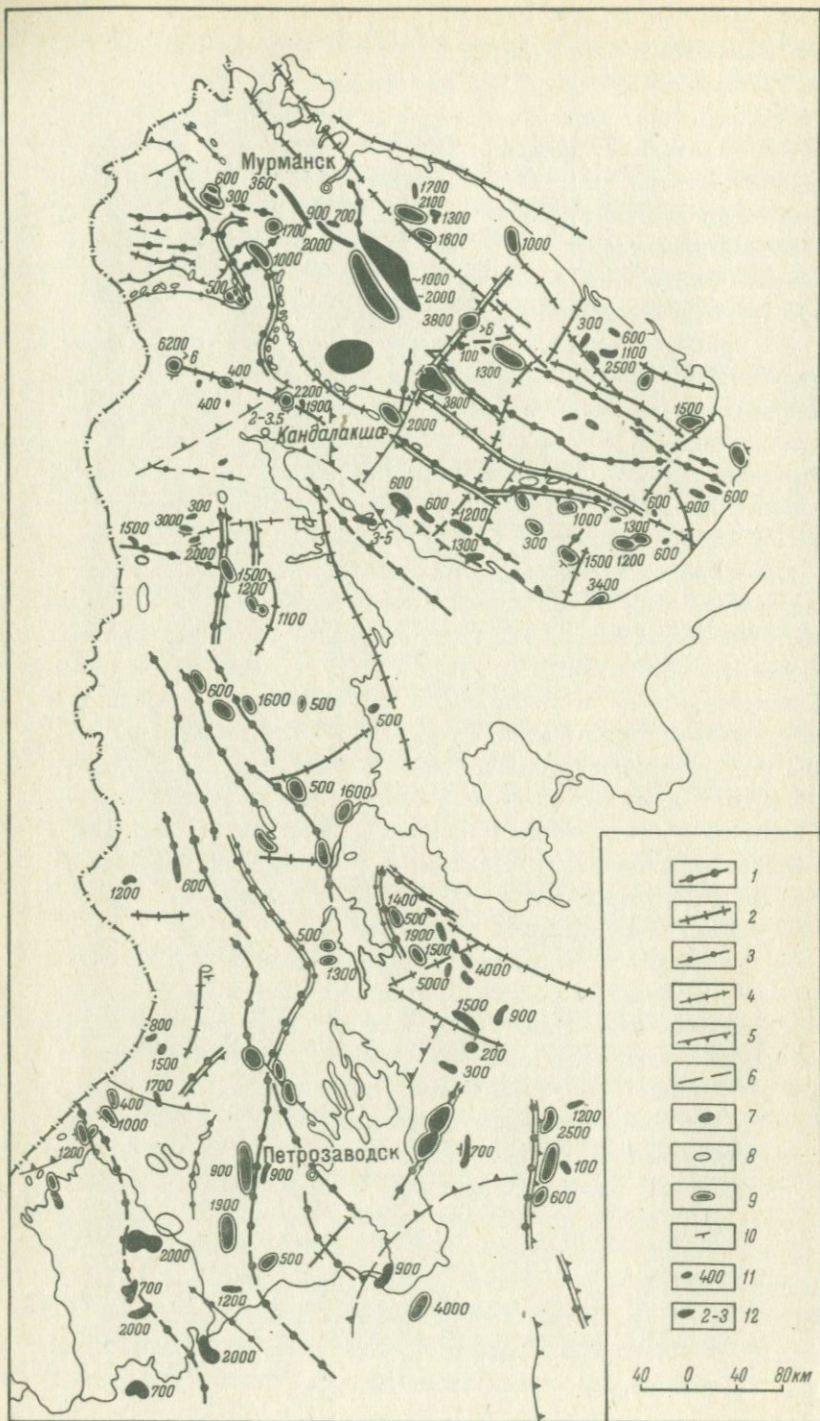
Несмотря на то что преобладающие значения намагниченности диоритов несколько ниже средних значений намагниченности основных и ультраосновных пород, их разделение не всегда может быть произведено уверенно, так как они достаточно часто имеют почти идентичные значения намагниченности и конфигурации магнитных тел. Тем не менее в случае, когда магнитное тело имеет очень большие размеры (например, Вожь-Лачское), видимо, более вероятно предполагать, что оно сложено диоритами.

Основные и ультраосновные породы на Балтийском щите представлены в основном габбро, габбро-норитами, габбро-диабазами, габбро-анортозитами; реже лабрадоритами, оливинитами, перидотитами, пироксенитами, серпентинитами, амфиболитами. Возраст их от позднего архея до позднего протерозоя включительно. Основные и ультраосновные породы архея и нижнего протерозоя залегают главным образом в виде крутопадающих трещинных тел относительно небольшой мощности, сконцентрированных вдоль крупных зон разломов. Крупные массивы этих пород сравнительно редки. Среднепротерозойские основные породы отличаются от более древних в основном своим гипабис-

сальным характером (главным образом габбро-диабазы). Магматические образования позднепротерозойского времени представлены интрузиями долеритов траппового типа, а также габбро-щелочными массивами. Особо выделяются залегающие в раннедокембрийских толщах позднепротерозойские и палеозойские интрузии центрального типа. Эти тела сложены ультраосновными, щелочными породами и карбонатитами. Они имеют небольшие размеры (примерно 5 x 8 км). К образованиям этого периода относятся также трубки взрыва.

На примере Балтийского щита отчетливо можно видеть, что интрузивные породы основного и ультраосновного составов независимо от времени их образования связаны преимущественно с удлиненными маломощными телами, приуроченными к зонам разломов (рис.2). Намагниченность таких тел изменяется в широких пределах, но преобладающие значения находятся в диапазоне $(1500-2300)10^{-6}$ СГС (табл.2-4). Магнитные тела, соответствующие основным и ультраосновным породам, как правило, сопровождаются локальными положительными аномалиями силы тяжести. Следовательно, плутонические массивы основного и ультраосновного составов, для которых характерна повышенная намагниченность и плотность по сравнению с вмещающими породами, отчетливо выделяются как по обособленным изометричным или удлиненным магнитным аномалиям большой интенсивности, так и по локальным положительным аномалиям силы тяжести. При этом наиболее надежным признаком наличия интрузивного тела является смещение в плане этих аномалий. В отдельных случаях характер аномалий позволяет даже наметить направление падений интрузий.

О глубинности выделенных по магнитным и гравитационным данным интрузий и сопутствующих им разломов можно судить по характеру аномалий. Даже только качественное рассмотрение таких аномалий свидетельствует о большом распространении на глубину тел, создающих аномалии. Как правило, на территории Балтийского щита не встречается кривых с двусторонними минимумами, характеризующими тела, ограниченные снизу. О большой глубине залегания говорят и количественные определения. Например, нижняя кромка интрузий центрального щита (Ковдор, Контозеро и др.) удалена более 7 км. При этом следует отметить, что эти вычисления (Цирульникова, Сокол, 1968) были проведены в предположении цилиндрической формы тел, в то время как известно, что такие интрузии обычно имеют коническое строение. Естественно, что полученные таким



образом значения глубин нижних кромок представляются заниженными. Данные по изучению плотности приповерхностных пород также показывают, что гравитационные аномалии не могут быть объяснены, если не предполагать погружение здесь создающих аномалии объектов на глубины более 5-7 км (Клушин, Шустова, 1965).

Пересчеты аномальных полей в верхнее полупространство на высоты 5-10-30 км показывают, что основные аномалии, по которым выделены зоны глубинных разломов и интрузий, сохраняются. Поэтому можно утверждать, что объекты, создающие эти аномалии, находятся на глубинах, соответственно превышающих 5-10-30 км.

О большой глубине (более 30-40 км) этих зон разломов и сопутствующих им интрузий основного и ультраосновного составов свидетельствуют и данные глубинных сейсморазведочных работ по Балтийскому щиту (Литвиненко, 1968). Поэтому выделенные по магнитным и гравитационным полям интрузии основного и ультраосновного составов несомненно распространяются на большую глубину. При этом для подавляющего большинства объектов необходимо предполагать крутые, близкие к 90° углы падения, что следует из преобладания сравнительно симметричных кривых ΔT и Δg .

Все интрузии основных и ультраосновных пород, выделенные по геофизическим данным, по своему положению в структуре земной коры Балтийского щита (рис.2) можно разделить

Рис.2. Глубинные разломы и плутонические массивы основного и ультраосновного состава восточной части Балтийского щита, выделенные по геофизическим данным. Составили В.А.Дедеев, А.Н.Берковский в 1968 г.

Глубинные разломы выделенные: 1 - по цепочкам линейных магнитных аномалий; 2 - по смене характера магнитного поля, 3 - по цепочкам линейных гравитационных аномалий, 4 - по смене характера гравитационного поля, 5 - по гравитационным ступеням, 6 - то же, но менее достоверные; плутонические массивы основных, ультраосновных и щелочных пород выделенные: 7 - по максимумам поля ΔT_a , 8 - по максимумам поля Δg , 9 - по совпадению максимумов ΔT_a и Δg ; 10 - направление падения тел, установленное по магнитным аномалиям; 11 - средняя намагниченность тел (в $\times 10^{-6}$ СГС); 12 - глубины до нижних кромок магнитоактивных масс.

на две группы:

а) массивы, локализующиеся в относительно узких, протяженных линейных зонах;

б) массивы, внешне беспорядочно рассредоточенные в пределах относительно крупных блоков земной коры.

Первые связаны с крутыми, наиболее крупными глубинными разломами, разделяющими и крупные блоки земной коры. Вторые не обнаруживают видимой связи с глубинными разломами. Они могут представлять собой как бескорневые („мертвые“) тела типа друзитов среди архейских пород Западного Беломорья, отражающие мобильные тектонические условия во время и после интрузии магмы, так и тела далеко не удаленные от источника магмы. В отдельных случаях вторые могут быть связаны с очень пологими глубинными разломами, четко не фиксируемыми аэромагнитными и гравиметрическими данными.

Представляется, что массивы, рассредоточенные в пределах архейских блоков земной коры, сложенных архейскими образованиями, являются интрузиями недифференцированной или мало дифференцированной по составу исходной магмы, внедрившейся в маломощную мобильную земную кору. В противоположность им массивы первой группы внедрялись по зонам разломов в мощную стабильную земную кору, испытавшую крупные расколы. Эти интрузии являются продуктом дифференцированной в процессе длительного внедрения исходной магмы.

В отдельную группу обособляются интрузии ультраосновных и щелочных пород, связанные с „автономными“, наложенными поперечными разломами. Сами массивы, по геофизическим данным, в известных случаях не выходят за пределы „гранитного“ слоя (например, Ена, Африканда, Турий мыс). Эта черта, вытекающая из геофизических данных, не вполне понятна, но, вероятно, связана с общей, сужающейся книзу формой массивов, представляющих собой в целом конического типа платформенные интрузии. Возможно, с подобным положением становления этих массивов в структуре вполне консолидированной земной коры связаны и специфические петрологические и металлогенетические черты этих гипербазито-щелочных комплексов.

Основные и ультраосновные породы в фундаменте плиты представлены преимущественно габбро-норитами, чарнокитами, габбро-норитами, габбро-амфиболитами. Они вскрыты скважинами главным образом в Среднем Поволжье, Белоруссии и в Прибалтике. В Поволжье габбро-нориты и нориты отличаются отсутствием следов огнейсования. Предполагается, что они залегают

в виде даек с крутыми углами падения (скв.Алпарово, Байтуган и др.). Значительные массивы основных пород, судя по керну скважин, редки. Возраст габбро- и габбро-норитов, видимо, в основном послепалеозойский, но, по данным изотопных определений, не моложе среднего протерозоя - 2000-1705 млн лет.

В Белоруссии, кроме габбровых пород, в скважинах встречаются и ультраосновные породы, подвергшиеся серпентинизации и оталькованию (скв.Зубковичи, Сморгонь и др.). Возраст основных пород Белоруссии такой же, как и в Поволжье. В Прибалтике основные породы вскрыты небольшим числом скважин (Выру, Вихма и др.). В Локновском районе этой области отмечается проявление процессов гранитизации габбро-норитовых пород. Основные породы интрузивного происхождения известны также по резким скважинам центральных и северных районов плиты. Например, скважиной Пестово вскрыты габбровые породы, подвергшиеся интенсивной гранитизации, а скважинами Нёнокса и Усть-Пинега - габбро-перидотиты и гранатосодержащие амфиболиты.

Основным и ультраосновным породам фундамента, вскрытым скважинами на территории плиты, в большинстве случаев соответствуют магнитные тела высокой намагниченности. Например, в районе Жигулевской зоны дислокаций с приуроченными к ней телами габбро-норитов, норитов, габбро, вскрытых рядом скважин на глубинах до 3 км, преобладающие значения намагниченности у этих пород находятся в пределах $(1600-2000)10^{-6}$ сгс. Высокая насыщенность зоны телами основных пород подтверждается наличием положительной аномалии силы тяжести.

Геофизические критерии выделения разновозрастных складчатых структур и глубинных разломов

Как уже неоднократно указывалось выше, при выявлении типичных геофизических характеристик за эталон были взяты разновозрастные и геотектонически различные структуры фундамента обнаженной части Балтийского щита (табл.6). При этом для удобства геологической интерпретации широко использовалась карта магнитных тел фундамента (Зандер и др.,1967). Она характеризует форму, простирание и намагниченность отдельных тел и дает возможность провести районирование по этим признакам. Простирания магнитных тел в этом районе

полностью согласны с простираниями структур фундамента, что позволило нам широко использовать простирания магнитных тел в пределах плиты не только в целях районирования и выделения разновозрастных блоков фундамента, но и для выяснения их внутренней структуры.

Архейская Беломорская складчатая система хорошо выделяется среди окаймляющих более молодых раннепротерозойских, карельских систем в целом пониженными мозаичными магнитными полями, а на карте магнитных пород — малой насыщенностью небольшими телами разнообразной формы, слабой намагниченностью (менее $500 \cdot 10^{-6}$ СГС) и их хаотичным взаимным расположением. Вдоль границ Беломорской системы с более молодыми, складчатыми системами и зонами переработки, если судить по карте магнитных пород, отмечается как срезание, так и обтекание древних структур молодыми. Беломорскому блоку в гравитационном поле отвечают две региональные аномалии: меньшая по площади — отрицательная на севере (Ёнский район) и большая — положительная на юге и востоке.

Нижне- и среднепротерозойские складчатые системы в магнитном и гравитационном полях отображены большей частью вытянутыми аномалиями. Магнитным телам этих систем свойственны удлиненная форма и значительно более выдержанные линейные простирания, а также более высокие значения намагниченности ($500-1500$) 10^{-6} СГС и выше, чем это наблюдается в архейской Беломорской системе.

Наиболее выдержанные простирания магнитных тел отмечаются в пределах Карельской и Свекофенской складчатых систем и в раннепротерозойском Кейвском синклиории. Для названных геоструктур характерно также относительное однообразие форм и намагниченности магнитных тел. Этими признаками раннепротерозойские системы отличаются от зон раннепротерозойской тектоно-магматической переработки архейских срединных массивов. В последних (Норвего-Кольская и Западно-Карельская зоны переработки) на карте магнитных тел наблюдается значительно меньшая упорядоченность в их расположении. Простирания магнитных тел в зонах переработки менее выдержанные. Здесь встречаются как удлиненные, так и изометричные тела; сильно варьирует и их намагниченность. Часто тела большой намагниченности группируются вдоль определенных зон, по которым, по-видимому, переработка происходила наиболее интенсивно. Эти области тектоно-магматической переработки характеризуется, кроме того, линейно-мозаичными

магнитными и гравитационными полями в отличие от преимущественно линейного характера этих полей в областях собственно раннепротерозойской складчатости.

Раннепротерозойские синклиории и антиклиории, обладая общими для карельских систем геофизическими характеристиками, вместе с тем по ряду признаков резко отличаются друг от друга. При этом синклиории, которые в эвгеосинклинальных областях характеризуются мощными толщами вулканогенных образований и многочисленными интрузиями основных и гипербазитовых пород, на магнитных картах отображаются зонами особенно интенсивных аномалий, а на карте магнитных пород им свойственны зоны с большой насыщенностью сильно магнитными телами — $(1500-2500)10^{-6}$ СГС. Антиклиориям, напротив, соответствуют зоны аномалий небольшой интенсивности и слабой насыщенности телами небольшой намагниченности (менее $1000 \cdot 10^{-6}$ СГС). Именно так отличаются Центрально-Кольская синклиорная зона от антиклиорной Норвего-Кольской и синклиорная Карельская зона от Западно-Карельской антиклиорной.

Различие между раннепротерозойскими синклиориями и антиклиориями отмечается также и в поле силы тяжести. Синклиориям соответствуют в целом пониженные значения, а антиклиориям — в целом повышенные значения гравитационного поля. Эта закономерность более четкая для раннепротерозойских складчатых систем, чем для зон раннепротерозойской тектоно-магматической переработки.

Тектонические нарушения геофизически отображаются различным образом. Наиболее выразительны нарушения, сопровождающиеся внедрением интрузий. Они выделяются нами в системы или зоны глубинных разломов, под которыми понимаются зоны повышенной проницаемости земной коры. На Кольском полуострове такой, например, является зона Имандра-Варзуги или Кейв. Эти зоны в магнитном поле характеризуются линейными интенсивными магнитными аномалиями и областью больших градиентов. На карте магнитных пород зона Имандра-Варзуги отображается интенсивно намагниченными длинными телами, сгруппированными вдоль построения зоны. Эти тела часто располагаются кулисообразно друг к другу. По данным ГСЗ (Литвиненко, 1968), разломы зоны Имандра-Варзуги и Кейвского синклиория проникают до подошвы земной коры (30-40 км и более). В Карелии подобные зоны глубинных разломов более узкие и выполнены соответственно более узкими длинными телами большой намагниченности. Все глубинные разломы этого типа уверенно выде-

ляются по узким линейным магнитным и гравитационным аномалиям большой протяженности (десятки километров) или по цепочкам локальных аномалий, иногда расположенных кулисообразно, но обычно часто совпадающих в плане. Это, видимо, свидетельствует о наличии основных и ультраосновных интрузий вдоль определенных зон повышенной проницаемости земной коры.

Тектонические нарушения, которые, видимо, не сопровождаются интрузиями основной и ультраосновной магмы, выделены двояко:

а) по региональной смене интенсивности магнитного и гравитационного полей (резкие градиенты, гравитационные ступени), свидетельствующих о наличии четких границ между различными блоками, резко отличающимися по насыщенности магнитными телами, минералами или по плотностным свойствам, при этом гравитационным ступеням обычно соответствует в плане и резкая смена интенсивности магнитного поля;

б) по резкой смене характера простираний и конфигураций аномалий магнитного и гравитационного полей.

Во многих случаях выделенным нами разломам соответствуют два или даже три указанных признака. Все глубинные разломы обычно разграничивают разновозрастные и тектонически различные структуры.

По отмеченным выше геофизическим характеристикам (табл. 6) удалось проследить ряд структур обнаженной части Балтийского щита далеко на юго-восток под осадочным чехлом. Так были прослежены Беломорская, Карельская, Свекофенская, Норвего-Кольская системы, Западно-Карельская антиклинорная зона, а также тектонические нарушения, ограничивающие Карельскую систему. Выделенные геофизические характеристики полностью отвечают и разновозрастным структурам Украинского щита. При этом нами была использована тектоническая карта Украинского щита, составленная в 1966-1968 гг. под общей редакцией Г.И. Каляева.

По примеру Балтийского и Украинского щитов тектоническое районирование фундамента Русской плиты основывалось на следующих геофизических характеристиках разновозрастных складчатых структур (табл. 6).

Архейские складчатые системы, срединные массивы, сложенные в общем случае гнейсами, характеризуются в целом пониженными магнитными и гравитационными полями мозаичного характера, хаотическим расположением магнитных тел различной

формы с намагниченностью менее $1000 \cdot 10^{-6}$ СГС, обусловленной процессами ультраметаморфизма, в основном мигматизаций и гранитизаций. Самая низкая намагниченность до $500 \cdot 10^{-6}$ характерна для верхнеархейских высокоглиноземистых гнейсов беломорской системы. Самая высокая намагниченность — $(500-1000) \cdot 10^{-6}$ СГС — соответствует нижнеархейским гнейсам или гранито-гнейсам. Одновременно возможно появление и более высокомагнитных тел за счет интрузий основных пород, а также железистых кварцитов. При преобладании высокоглиноземистых гнейсов, амфиболовых и гиперстеновых гнейсов и интрузий основных пород, характеризующихся плотностью $2.8-3.0$ г/см³, отмечается повышение значений аномалий силы тяжести.

Нижне- и среднепротерозойские складчатые системы в магнитных и гравитационных полях отображаются линейными аномалиями. Магнитные тела имеют удлиненные формы, выдержанные по простиранию. Их намагниченность до $2500 \cdot 10^{-6}$ СГС с отдельными телами значительно большей намагниченности — $(7000-8000) \cdot 10^{-6}$ СГС. Величина намагниченности определяется составом нижнепротерозойских пород в зависимости от распространения терригенных, осадочно-вулканогенных, эффузивных и интрузивных пород. При преобладании в составе комплекса вулканогенных пород основного состава наблюдается повышение значения силы тяжести. Этими признаками нижнепротерозойские системы отличаются от зон нижнепротерозойской тектоно-магматической переработки архейских срединных массивов.

Раннепротерозойские синклиории и антиклиории, обладая общими для карельских систем геофизическими характеристиками, вместе с тем по ряду признаков резко отличаются друг от друга. При этом синклиории, которые в эвгеосинклинальных областях характеризуются мощными толщами вулканогенных образований и многочисленными интрузиями основных и гипербазитовых пород, на магнитных картах отображаются зонами особенно интенсивных аномалий, а на карте магнитных пород им свойственны зоны с большой насыщенностью сильно магнитными телами — $(1500-2500) \cdot 10^{-6}$ СГС и более. Антиклиориям, как областям интенсивной гранитизации, соответствуют в целом аномалии небольшой интенсивности с меньшей насыщенностью телами относительно небольшой намагниченности, на фоне которых иногда проявляются отдельные, более интенсивные аномалии, соответствующие зонам более молодой тектоно-магматической переработки.

Типичные геофизические характеристики для выделения
в пределах Балтийского щита и
Составили В.А.Дедеев,

Структуры складчатых областей фундамента	Поле силы тя- жести		Магнитное поле	
	интенсив- ность	харак- тер	интенсив- ность	харак- тер
Раннеархейские складча- тые системы и средин- ные массивы (саамиды и близкие им по возрас- ту зоны складчатостей древнее 3100+100 млн лет)	В целом понижен- ное	Моза- ичный	В целом понижен- ное	Моза- ичный
Позднеархейские склад- чатые системы и сре- динные массивы (бе- ломориды, бугиды и близкие им по воз- расту зоны склад- чатостей, древнее 2600+100 млн лет)				
Архейские нерасчленен- ные срединные масси- вы				
Раннепротерозойские . складчатые системы и срединные массивы (карелиды, саксаганиды и близкие им по возрас- ту зоны складчатостей, древнее 2000+100 млн лет)	Знако- пере- менное	Преиму- щенно линей- ный	Знако- пере- менное	Преиму- щенно линей- ный

Т а б л и ц а 6

разновозрастных складчатых структур фундамента
Русской плиты
А.Н.Берковский

Характеристика по карте маг- нитных пород				Глубина распро- странения маг- нитных пород в км	Примеры (см.рис.3)
насыщен- ность телами	преоб- ладаю- щая на- магни- чейность тел в 10^{-6} СГС	очер- тания тел	взаи- морас- положе- ние тел		
Очень слабая, слабая	Менее 1000	Изви- лис- тые, изо- мет- рич- ные	Хаоти- чес- кое	20-30	Мурманский массив (?) Беломорская, Выче- годская системы; Новгородский, Оло- нецкий, Пугачевский, Стародубский, Кур- земский, Пестовский, Бежецкий и другие массивы Саранский, Альметьев- ский массивы
Разная	500-2500	Прос- тые, изви- листые	Выдер- жанное по про- стира- нию	15-25	Карельская, Мезенско- Камская, Ярослав- ская, Смоленская, Кур- ская, Рязано-Сара- товская, Владимиро- Казанская, Башкир- ская и другие сис- темы

Структуры складчатых областей фундамента	Поле силы тяжести		Магнитное поле	
	интенсивность	характер	интенсивность	характер
Среднепротерозойские складчатые системы (свекофениды, ингулиды и близкие им по возрасту, зоны складчатостей древнее 1650+50 млн лет)	Знакопеременное	Преимущественно линейный	Знакопеременное	Преимущественно линейный
Раннепротерозойские синклинии, мегасинклинии и синклинозные зоны	В целом пониженное	Преимущественно линейный	В целом повышенное	Преимущественно линейный
Среднепротерозойские синклинии, мегасинклинии и синклинозные зоны				
Раннепротерозойские антиклинии, мегантиклинии и антиклинозные зоны	В целом повышенное	Преимущественно линейный	В целом пониженное	Преимущественно линейный
Среднепротерозойские антиклинии, мегантиклинии и антиклинозные зоны				
Переработанные раннеархейские глыбы (блоки фундамента) позднеархейских складчатых системах	Знакопеременное	Линейно-мозаичный	Знакопеременное	Линейно-мозаичный

Таблица 6 (продолжение)

Характеристика по карте магнитных пород	насыщенность телами	преобладающая магнитность тел в $\times 10^{-8}$ СГС	очертания тел	взаиморасположение тел	Глубина распространения магнитных пород в км	Примеры (см.рис.3)
Разная	500-2500	Простые, извилистые	Выдержанное по простиранию	15-25	Свекофенская, Ингулецкая, Белорусско-Балтийская и др. системы	
Сильная	Более 1500	Простые и извилистые	Выдержанное по простиранию	15-25	Синклинии Карельской, Кейвской, Ярославской, Курской систем	
Слабая, средняя	Менее 1000	Простые	Выдержанные	15-20	Антиклинии Карельской, Курской, Ярославской систем	
Средняя до сильной	1000 и более	Извилистые и изометричные	Невыдержанное до хаотического	20-30	Архангельская зона	

Таблица 6 (продолжение)

Структуры складчатых областей фундамента	Поле силы тяжести		Магнитное поле		Характеристика по карте магнитных пород				Глубина распространения магнитных пород в км	Примеры (см.рис.3)
	интенсивность	характер	интенсивность	характер	насыщенность телами	преобладающая намагниченность тел в 10^{-6} СГС	очертания тел	взаиморасположение тел		
Переработанные раннеархейские, позднеархейские а также нерасчлененные архейские срединные массивы, глыбы (блоки фундамента) в раннепротерозойских складчатых системах	Знакопременные	Линейно-мозаичный	Знакопеременное	Линейно-мозаичный	Средняя до сильной	1000 и более	Извилистые и изометричные	Невыдержанное до хаотического	20-30	Норвего-Кольская, Западно-Карельская, Воронежская, Средне-Волжская, Жигулевская, Ветлужская зоны; Онего-Двинский, Горьковский, Муромский, Мещерский, Пермский, Камский и другие массивы Даугавпилский массив
Переработанные позднеархейские срединные массивы, глыбы (блоки фундамента) в среднепротерозойских складчатых системах	В целом пониженное	Линейно-мозаичный	В целом повышенное	Линейно-мозаичный	Средняя до сильной	2000 и более	Сложные извилистые	Невыдержанное	20-30	Вышневолоцкая, Западно-Литовская, Онего-Двинская (Центральная) и другие зоны
Ранне- и позднеархейские срединные массивы, глыбы (блоки фундамента) в раннепротерозойских складчатых системах в синклинойной зоне переработки	В целом повышенное	То же	В целом пониженное	То же	Слабая	Менее 2000	Сложные но более простые, чем в синклинойных зонах переработки	Невыдержанные	20-30	Западно-Карельская, Норвего-Кольская (южная), Онего-Двинская (западная и восточная) и другие зоны
То же, но в антиклинойной зоне переработки										

Структуры складчатых областей фундамента	Поле силы тяжести		Магнитное поле	
	интенсивность	характер	интенсивность	характер
Глубинные разломы (зоны повышенной проницаемости земной коры)	Повышенное или зона больших градиентов	Линейный	Повышенное	Линейный

Именно так отличается Центрально-Кольская синклиорная зона от антиклинорной Норвего-Кольской, а также синклиорная Карельская зона от Западно-Карельской антиклинорной. Различие между нижнепротерозойскими синклиориями и антиклинориями отмечается также и в поле силы тяжести. Синклиориям соответствуют преимущественно пониженные значения, а антиклинориям - повышенные значения гравитационного поля. Это, видимо, можно объяснить тем, что в ядрах антиклинориев выходят породы более глубинных срезов земной коры, отвечающие обычно более высоким гранулитовым стадиям метаморфизма и ультраметаморфизма и соответственно большей плотности.

Переработанные архейские срединные массивы, глыбы и блоки фундамента в ранне- и среднепротерозойских складчатых системах (зоны тектоно-магматической переработки) характере-

Таблица 6 (продолжение)

Характеристика по карте магнитных пород				Глубина распространения магнитных пород в км	Примеры (см. рис.3)
насыщенность телами	преобладающая намагниченность тел в 10^{-6} СГС	очертания тел	взаиморасположение тел		
Очень сильная	1500-2000, реже выше	Простые длинные тела	Выдержанное простиранию	3-30	Кольская, Кандалакшская, Карельская, Сухоно-Двинская, Ладожско-Крестцовская, Средне-Русская, Мезенско-Вятская, Рязано-Саратовская, Верхне-Камская, Приуральская, Жигулевская и многие другие системы разломов

ризируются линейно-мозаичными магнитными и гравитационными полями, насыщенностью магнитными телами различной намагниченности и различной конфигурации при невыдержанном строго простирании.

Сильно магнитные тела, как правило, группируются вдоль отдельных зон, которые связаны с зонами глубинных разломов, по которым, по-видимому, переработка происходила наиболее интенсивно. Антиклинорный и синклинорный характер переработки, как и для анриклинориев и синклинориев раннего протерозоя, имеет свое отображение в гравитационном поле (табл.6).

При геотектоническом районировании фундамента очень важную роль имеет характер простирания магнитных тел на контактах (срезание, обтекание, утыкание). Иногда именно данный признак служил основанием для районирования фундамента. Это происходило в тех случаях, когда тот или иной блок выпадал из общей

строгой системы геофизических характеристик. Таким исключением, например, является архейский Черно-Холуницкий массив. Он не соответствует большинству геофизических признаков выделения архейских срединных массивов. Однако в него утыкаются и его обтекают структуры раннепротерозойской складчатой системы и в его пределах находятся архейские породы (скв. Черная Холуница).

Все разновозрастные, тектонически различные структуры, выделенные на основании вышеизложенной методики, были затем сопоставлены с имеющимися данными по определению абсолютного возраста пород, вскрытых скважинами в их пределах. Как правило, при этом получены хорошие совпадения.

Для отдельных районов Русской плиты произведены вычисления глубин залегания нижних кромок магнитных тел. По ним можно косвенно судить о глубинах, на которых в том или ином районе температура достигает точки Кюри (400–600°), и тем самым о геотермическом градиенте района. В западных районах эти глубины значительно меньшие (10–15 км), чем в восточных (20–30 км), и, кроме того, они меньше в областях молодой, ранне- и среднепротерозойской консолидации и тем более в древней архейской. Соответственно и геотермический градиент, видимо, выше на западе плиты, как в областях наиболее молодой консолидации фундамента.

В заключение следует отметить, что в связи с неравномерной геолого-геофизической изученностью Русской плиты достоверность выделения различных разновозрастных блоков фундамента и различных комплексов пород различна. С относительно большей достоверностью можно производить картирование восточных, южных, юго-западных и западных районов и с относительно меньшей достоверностью – центральных и северных районов плиты (рис.3 см. вклейку).

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ФУНДАМЕНТА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ, ТУРАНО-СКИФСКОЙ ПЛИТ И ИХ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ)

Особенности применения геофизических данных

Тектоническому районированию фундамента молодых, эпиварисийских плит также предшествовало обобщение большого объема региональных геологических, геофизических и буровых материалов. Как и для древней Русской плиты, сначала был проана-

лизирован и систематизирован обширный фактический материал по обнаженным и геологически хорошо изученным районам горного обрамления низменностей (Урал, Тиман, Енисейский кряж, Алтае-Саянская область, Северный Казахстан, Тянь-Шань), которые являются молодыми щитами для соседних Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Они, как и древний Балтийский щит, являлись своеобразными полигонами для выработки комплекса геологических и геофизических критериев выделения разновозрастных и генетически различных структурных зон фундамента молодых платформ. Эталонами при этом являлись геологически и геофизически детально изученные отдельные структурно-фациальные зоны складчатых систем (антиклинории, синклинории, срединные массивы, краевые и межгорные впадины и др.). Этот методический подход в принципе не нов. Аналогичным путем для отдельных крупных регионов проводили свои исследования по изучению фундамента: в Тимано-Печорской области - Р.А.Гафаров (1961, 1963а, 1963б, 1966), В.А.Дедеев (Дедеев, Наливкин и др., 1962; Дедеев, 1965; Дедеев, Заломина и др., 1966; Дедеев, Берковский, 1969; Дедеев, Запольнов, 1969); в Зауралье - Е.М.Ананьева, Б.В.Дорофеев (Ананьева, Дорофеев, 1963; Ананьева, Дорофеев и др., 1967; Ананьева, Ермаков и др., 1967; Ананьева, Дорофеев и др., 1967), П.К.Куликов (Куликов, 1968; Куликов, Погорелов, 1968), Д.Ф.Уманцев (1966); в Западной Сибири - В.А.Дедеев, В.Д.Наливкин и др. (Дедеев, Наливкин, 1962; Куликов, Ростовцев и др., 1964, 1965; Куликов, 1967, 1968), Проводников (1957, 1963, 1967), Ростовцев (Ростовцев, 1958; Ростовцев, Симоненко и др., 1959; Ростовцев, Куликов, 1965; Сурков, 1963, 1964, 1965, 1967, 1968; Сурков, Жеро, Уманцев, 1968; Фотиади, 1961, 1965, 1967; Фотиади, Сурков, 1967; Фотиади, Моисеенко, 1967; Шаблинский, 1967); в Казахстане - Б.И.Комиссаров и др. (Комиссаров, Смольяников, 1966; Куни, 1966, 1968, 1969; Кулубеков, 1967; Моисеенко, 1967); на Турано-Скифской плите - Ф.А.Арест, Д.М.Мильштейн (1964), М.А.Ахмеджанов, О.М.Борисов, И.А.Фузайлов (1967), И.С.Вольвовский, Р.Г.Гарешкий и др. (1966), Р.Г.Гарешкий, В.И.Шрайбман (1960), В.Г.Гарьковец (1964, 1967), А.Г.Глазунова (1964, 1966), Ю.Н.Годин (1960), А.Я.Дубинский, Ю.И.Сытин (1968), В.В.Колюбакин (1962), Н.А.Крылов, А.И.Летавин (1966), Н.Я.Куни (1966, 1968), А.И.Летавин (1966), И.М.Мельканович (1962, 1969), М.Ф.Мирчинк, Н.А.Крылов и др. (1963, 1965, 1966), К.К.Пятков и др. (1963, 1964, 1967), Ю.И.Сытин (1960), А.Л.Яншин (1964, 1966) и мн. др. Однако резко различные под-

ходы к интерпретации геофизических материалов без учета особенностей строения и развития складчатых систем и их структурно-фациальных зон, к тому же часто выполненные лишь для отдельных небольших районов, привели к многочисленным, часто противоречивым схемам внутреннего строения фундамента молодых плит. Приятное исключение в этом отношении представляют работы в Западной Сибири Э.Э.Фотиади, Ф.С.Моисеенко (1967), Э.Э.Фотиади, В.С.Суркова (1967) и В.С.Суркова (1963, 1964, 1965, 1967, 1968). В многочисленных работах В.С.Суркова разработан комплекс геолого-геофизических признаков основных структурно-формационных зон для молодых складчатых областей, что позволило ему достаточно подробно провести тектоническое районирование фундамента Западной Сибири. В настоящее время эти работы наиболее полно отражают весь фактически геолого-геофизический материал. Они учитывают все пересчеты и трансформации геофизических полей (Сурков, Морсин, 1966). Распределение масс горных пород в земной коре по вещественному составу и по характеру метаморфизма, магматизма связано почти исключительно с геосинклинальным этапом развития того или иного района. Это распределение масс в свою очередь влечет за собой дифференциацию земной коры на отдельные блоки, различные по плотности и магнитной восприимчивости, что собственно и находит свое четкое отражение в гравитационных и магнитных полях в виде аномалий разного знака, формы, размеров и простираний. Поэтому совершенно правилен основной вывод В.С.Суркова (Сурков, 1967, 1968; Сурков, Жеро, 1968), что каждой складчатой структурно-формационной зоне различного типа геосинклинального развития независимо от ее возраста должен отвечать вполне определенный тип геофизических аномалий. Так, геофизическая характеристика Уральских герцинских прогибов (сланцевых Зилаирского, Лемвинского, Карского и вулканогенных Нижнетагильско-Магнитогорского, Восточно-Уральского) резко различная, но в принципе одинаковая, например для однотипных вулканогенных герцинских и каледонских прогибов Урала и Центрального Казахстана (Кустанайский, Степнянский, Марьевский, Калмаккульский, Бошекульский и др.).

Единственным недостатком, по нашему мнению, разработанной В.С.Сурковым (Сурков, 1967, 1968; Сурков, Жеро, 1968) схемы классификации структурно-формационных зон складчатых областей по геолого-геофизическим признакам является ее недостаточная универсальность. В ней не учтен миеосинклинальный и эвгеосинклинальный характер развития той или иной складчатой

области. Например, разделение антиклинориев и синклинориев по характеру тектонического развития на инверсионные и унаследованные – обращенные и необращенные (табл.7) – в принципе верно, но этого не сделано для миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных зон раздельно. Так, все антиклинории, как унаследованные (необращенные), так и новообразованные (обращенные), независимо от принадлежности к той или иной структурно-формационной зоне, согласно схеме В.С.Суркова (1967, 1968), имеют одинаковую геофизическую характеристику. Всем им отвечают зоны линейных интенсивных гравитационных минимумов и преимущественно отрицательных магнитных аномалий. В то же время известно, что, например, антиклинориям Салаирского кряжа, Тиманского кряжа, северо-западного отрога Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Горного Алтая, Западного Казахстана отвечают положительные гравитационные аномалии.

В настоящей работе в принципе принята схема В.С.Суркова (Сурков, 1967, 1968; Сурков, Жеро и др., 1968, 1969) для выделения крупных структур и структурно-формационных зон Западной Сибири по комплексу геологических и геофизических признаков, но в нее внесен ряд уточнений и дополнений, связанных с учетом характера эв- и миогеосинклинального развития той или иной складчатой области. Кроме того, в ней учтены материалы по районам Предкавказья, Средней Азии и Тимано-Печорской области (табл.7).

При выделении складчатых систем разного возраста, как и для древних платформ, в первую очередь следует учитывать интенсивность, характер и морфологию региональных гравитационных и магнитных полей. Большое внимание надо обращать на характер сочленения региональных аномальных зон друг с другом (обтекание, утыкание, срезание зоны больших градиентов и др.), по которым не только трассируются зоны глубинных разломов, но и можно делать выводы об относительном возрасте аномалийных зон. Таким образом, комплексная интерпретация геофизических полей с учетом обнаженных районов позволяет наметить не только области распространения разновозрастных складчатостей, но и дать общее представление о размерах, простираниях крупных структур в этих областях. В работе наибольшее внимание было уделено анализу гравитационных и магнитных полей обнаженных и геологически хорошо изученных районов Урала, Тимана, Центрального Казахстана, Саяна, Алтая, Мангышлака, Тянь-Шаня и Северного Кавказа. При этом полностью учтены близкие по тематике исследования, проведенные для Ура-

ла Е.М.Ананьевой, Б.В.Дорофеевым, П.К.Куликовым, Д.Ф.Уманцевым; для Северного Казахстана и Тургая - О.Г.Жеро, Б.И.Комиссаровым, Б.А.Кулугбековым, Ф.С.Моисеенко, В.С.Сурковым; для Алтае-Саянской области - В.С.Сурковым; для Средней Азии - Ф.А.Арест, И.С.Вольвовским, А.В.Глазуновой, Н.Я.Куниным, И.М.Мельконовицким, Н.И.Никольским, Ю.И.Сытиным, К.К.Пятковым, Б.Б.Таль-Вирским, И.А.Фузайловым. В результате отчетливо выявлено, что в большинстве случаев наблюдается почти полное совпадение контуров крупных структур и структурно-формационных зон как с отдельными гравитационными и магнитными аномалиями, так и с аномальными зонами, объединяющими однотипные поля. Часто совпадают между собой не только контуры гравитационных и магнитных аномалий, но и их относительная интенсивность, и знаки аномалий. Все это позволило расчленить как обнаженные складчатые области, так и фундамент плит системой глубинных разломов на отдельные блоки разного возраста консолидации. Дискуссионными остаются лишь сам возраст консолидации и внутренняя структура блоков.

Сопоставление различных региональных тектонических карт Урала, Северного Казахстана, Алтае-Саянской и Енисейской областей, Тянь-Шаня с картами аномальных гравитационных и магнитных полей свидетельствует о наличии определенных соотношений между аномалиями и крупными структурами складчатых областей. В одних регионах (Тиман, Западный склон Урала, Енисейский кряж, Горный Алтай, Салаир, частично Центральный Казахстан, Кузнецкий Алатау, Западный Саян, Тянь-Шань и др.) наблюдаются прямые соотношения: антиклинориям и антиклинальным структурам отвечают положительные, особенно гравитационные аномалии; синклинальным - отрицательные. В других регионах (Урал и Зауралье, Северный Казахстан, Алтае-Саянская область, Тянь-Шань) эти соотношения обратные: антиклинориям и поднятиям соответствуют отрицательные геофизические аномалии, синклинориям и впадинам - положительные. Исключение влияния неоднородностей осадочного чехла и глубинных факторов из наблюдаемых геофизических полей, с учетом данных глубинных сейсмических зондирований, в принципе не меняет указанных соотношений. Это обстоятельство очень важно, так как еще раз подтверждает то, что наблюдаемые геофизические поля обусловлены главным образом неоднородностью структуры верхней части земной коры, т.е. вещественным составом складчатых комплексов горных пород. Поскольку вещественный состав складчатых структур обусловлен характером геосинклинального развития, то можно утверждать, что между характером геофизических

аномалий и особенностями строения и развития складчатой геосинклинальной структуры существуют вполне определенные генетические связи. Иными словами, дифференциация гравитационного и магнитного аномальных полей на зоны максимумов и минимумов является следствием развития геосинклинального процесса.

В платформенный этап развития коренной перестройки структурного плана верхней части земной коры, что могло бы найти свое отражение в изменении установленных соотношений геофизических полей, не происходит, так как не происходит широкого перераспределения масс горных пород по характеру магматизма и ультраметаморфизма. В горных областях происходит интенсивный размыв, но он не обнажил корней молодых геосинклинальных структур, как это имело место на древних платформах. За счет такого сравнительно неглубокого размыва дифференциация геофизических полей, первоначально созданная в геосинклинальный этап развития, может только усиливаться, так как благодаря эрозии вскрываются внутренние комплексы первичных геосинклинальных пород и тем самым усиливаются структурно-формационные различия орогенных зон.

Рыхлый платформенный чехол молодых плит является практически немагнитным, а структуры чехла, как правило, наследуют структурный план фундамента. Поэтому платформенные осадки не оказывают сколько-нибудь существенного влияния на характер наблюдаемых гравитационных и магнитных полей.

Данные глубинных сейсмических зондирований в пределах плит Западной Сибири и Средней Азии показывают, что исключение влияния плотностей неоднородности верхней мантии и низов земной коры, рельефа поверхностей Мохоровичича и Конрада, а также особенностей строения платформенного чехла из наблюдаемых гравитационных полей не устраняет дифференциации поля силы тяжести на зоны максимумов и минимумов (Вольвовский и др., 1966; Сурков, Моросин, 1966; Сурков, 1967, 1968; Сурков, Жеро и др., 1968). Изменяется только общий уровень гравитационного поля, а особенности его дифференциации в основном сохраняются. Это безусловно подтверждает, что локальные изменения силы тяжести связываются с неоднородностью структуры и вещественного состава верхов консолидированной земной коры (с ее гранито-гнейсовым слоем) и что они мало зависят от поведения глубинных границ разделов.

Комплекс геолого-геофизических признаков для выделения складчатых областей (байкальских, каледонских, варисских)
Составил В.А.Дедеев с использованием аналогичной схемы

Структурно-формационные зоны		Краткая геологическая характеристика зоны
по В.А.Дедееву (1968)	по В.С.Суркову (1969)	
Антиклинории, мегантиклинории и антиклинорные зоны (унаследованные от ранних стадий геосинклинального развития)	Разделение на мио- и эвгеосинклинальные зоны не проведено	<p style="text-align: center;"><u>Миогеосинклинальная</u></p> <p>В сводах обнажаются породы более ранних геосинклинальных циклов - метаморфические или вулканогенные предшествовавшей эвгеосинклинали. Часто наблюдаются тектонические блоки, выступы докембрийских пород; в плане не всегда имеют линейные формы (древние горст-антиклинории). В заключительную орогенную стадию породы подвергаются интенсивной складчатости, региональному метаморфизму (обычно зеленокаменные стадии, реже гранитизация и метасоматоз). Интрузивно-вулканическая деятельность не характерна. По отношению к соседним терригенно-карбонатным прогибам породы антиклинориев значительно более плотные и магнитные</p>

Т а б л и ц а 7

различных структурно-формационных зон молодых и др.)
В.С.Суркова (1969)

Краткая геофизическая характеристика зоны	Выраженность зоны в платформенном чехле молодых платформ		Особенности строения земной коры в пределах зоны	Примеры для горного обрамления плит	
	гравитационное поле	магнитное поле			
зона	в основании чехла (по поверхности фундамента)	внутри чехла			
Полосовые положительные аномалии; в целом повышенные значения гравитационного поля	Положительные полосовые аномалии и знакопеременные поля при наличии гранитных интрузий	Системы линейных поднятий и горстов	Валы, системы валиков и поднятий, часто осложненных разломами	Земная кора нормального типа или несколько уменьшена в мощности за счет гранито-гнейсового слоя	Урал-Таусский (У.), Ляпинский (У.), Харбейский (У.), Тараташский (У.), Уфалейский (У.), Бийский (А.), Холзунско-Чуйский (А.), Салаирский (А.), Сагонский (А.), Аргинский (А.), Тиманский (Т.), Джебашский (З.С.), Куртушибинский (З.С.), Сарысу-Тенизское, Акбастаусское (Ц.К.) и др., Колба-Нарымский (А.), Новосибирский (А.), Талицкий (А.), Центрально-Западно-Саянский (З.С.), Татарский (Е.К.)

Таблица 7 (продолжение)

Структурно-формационные зоны		Краткая геологическая характеристика зоны	Краткая геофизическая характеристика зоны		Выраженность зоны в платформенном чехле молодых платформ		Особенности строения земной коры в пределах зоны	Примеры для горного обрамления плит
по В.А.Делееву (1968)	по В.С.Суркову (1969)		гравитационное поле	магнитное поле	в основании чехла (по поверхности фундамента)	внутри чехла		
Антиклинории (новообразованные, инверсионные)		Образуются в заключительную стадию тектогенеза в результате инверсии первичного геосинклинального прогиба. В отличие от унаследованных антиклинориев сложены мощными толщами миеосинклинальных осадков. В процессе инверсии породы испытывают интенсивную складчатость, метаморфизм, иногда гранитизацию с образованием гранитных батолитов. Вулканическая и интрузивная деятельность не характерны.	Полосовые отрицательные аномалии, в целом пониженные значения гравитационного поля	Отрицательные полосовые аномалии или пониженные значения геомагнитного поля	Системы линейных поднятий и горстов	Валы, системы валов и поднятия, часто осложненные разломами	Земная кора нормального типа или несколько увеличена в мощности за счет гранито-гнейсового слоя	
Синклинории и внутренние прогибы (унаследованные)		Слагаются мощными терригенно-карбонатными, флишевыми и молассовыми формациями начальных, средних и заключительных стадий геосинклинали. Вулканогенные и интрузивные формации крайне редки. Степень дислоцированности слабая или средняя. Породы обычно слабо уплотнены, а часто и неметаморфизованы	Отрицательные полосовые аномалии или пониженные значения гравитационного поля	Отрицательные полосовые аномалии или пониженные значения геомагнитного поля	Системы впадин прогибов и грабеннов, реже крутые моноклинали	Впадины, прогибы, системы прогибов и депрессий, реже крутые моноклинали, осложненные разломами	Земная кора нормальная или несколько увеличена в мощности за счет гранито-гнейсового слоя	Карский (У.), Лемвинский (У.), Зилаирский (У.), Западно-Саянский (З.С.)
Внутренние, межгорные прогибы и впадины (новообразованные, инверсионные)	Зоны внутренних межгорных прогибов и впадин (синклинории инверсионного типа)	Формируются в заключительные орогенные стадии тектогенеза на месте бывших (начальных, ранних) геосинклинальных поднятий и срединных массивов путем инверсии („задавливания“ последних). Характеризуются достаточно мощным слабо дислоцированным орогенным комплексом. Магматизм слабый, обычно отсутствует	Положительные и знакопеременные поля при большой мощности орогенного комплекса	Знакопеременные и отрицательные поля	Крупные впадины и прогибы	Впадины, депрессии и прогибы	Земная кора часто уменьшена в мощности за счет гранито-гнейсового слоя	Карталинский, Рионо-Куринский (К.)

Структурно-формационные зоны			Краткая геофизическая характеристика зоны		Выраженность зоны в платформенном чехле молодых платформ		Особенности строения земной коры в пределах зоны	Примеры для горного обрамления плит
по В.А.Делееву (1968)	по В.С.Суркову (1969)	Краткая геологическая характеристика зоны	гравитационное поле	магнитное поле	в основании чехла (по поверхности фундамента)	внутри чехла		
Краевые, передовые прогибы	Зоны краевых прогибов	<p>Формируются в заключительную орогенную стадию тектогенеза вдоль зоны сочленения геосинклинали с платформой или срединным массивом. Внешние зоны краевых прогибов расположены на жестком платформенном основании, а внутренние - на геосинклинальном. Выполнены прогибы мощным (до 8-10 км) молассовым комплексом слабоуплотненных пород. Магматизм и вулканизм, как правило, отсутствуют.</p> <p style="text-align: center;"><u>Эвгеосинклиальная зона</u></p>	Зоны интенсивных гравитационных минимумов	Отрицательные и значительные доли	Зоны крупных прогибов и впадин	Зоны крупных прогибов и впадин	<p>Мощность земной коры иногда несколько сокращена. Наблюдается подъем поверхности Мохо. Мощности базальтового и гранито-гнейсового слоев часто одинаковы</p>	Предуральский (У.), Кузнецкий (З.К.)
Антиклинории, мегантиклинории и антиклинорные зоны (унаследованные)	Зоны необращенных поднятий (антиклинории унаследованного типа)	<p>В сводах обнажаются породы более ранних геосинклинальных циклов. В заключительную орогенную стадию тектогенеза породы подвергаются интенсивной складчатости, региональному метаморфизму (амфиболитовая фация и гранитизация), в результате которого в ядрах антиклинориев широко развиты орогенные и посторогенные гранитные батолиты</p>	Зоны линейных интенсивных минимумов	Зоны линейных преимущественно отрицательных аномалий. К посторогенным гранитам иногда приурочены локальные максимумы	Системы линейных поднятий и горстов. Крышным батолитам часто отведывают куполовидные поднятия	Валы, системы валов и поднятий, часто осложненных разломами	<p>Мощность земной коры увеличена за счет гранито-гнейсового слоя</p>	Восточно-Уральский (У.), Мугоджарский (У.), Мурзинский (У.), Верхне-Исетский (У.), Угутаусский (Ц.К.), Кокчетавский (Ц.К.), Ерментаусский (Ц.К.), Дербинский (В.С.)

Структурно-формационные зоны

по В.А.Дедееву (1968)	по В.С.Суркову (1969)	Краткая геологическая характеристика зоны
Антиклинории и анти- клинорные зоны (но- вообразованные, ин- версионные)	Зоны обращенных поднятий (антикли- нории инверсионно- го типа)	Образуются в заключительную орогенную стадию тектогенеза в результате полной инверсии первичного геосинклинального прогиба. Формирование цент- рального поднятия сопровожда- ется интенсивной складчатос- тью, гранитизацией и регионар- ным метаморфизмом пород. Гранитизация и сопутствующие ей крупные гранитные батולי- ты охватывают большие пло- щади. Частные инверсионные поднятия, образованные в ре- зультате местной инверсии, ничем не отличаются от пол- ных центральных поднятий: у первых амплитуда инверсии была равна или несколько мен- ше амплитуды бывшего геосин- линального прогиба.
Синклинории, мегасин- клинории и синкли- норные зоны (унасле- дованные)	Зоны необращен- ных геосинклиналь- ных прогибов	Слагаются мощными вулканоген- ными и вулканогенно-осадочными формациями начальных и средних стадий геосинклинали (спилито- кератофировые, диабазовые, ан- зит-базальтовые и др.). Широ- ко развиты интрузии основного и гипербазитового составов; гра- ниты не характерны. Породы дис- лоцированы и метаморфизованы (обычно зеленокаменные ста- дии)

Таблица 7 (продолжение)

Краткая геофизическая характеристика зоны	Выраженность зоны в платформенном чехле молодых платформ		Особеннос- ти строения земной ко- ры в пре- делах зоны	Примеры для горного об- рамления плит	
Потенци- альное поле	Магнитное поле	в основании чехла (по поверхности фундамента)	внутри чехла		
Зоны линей- ных интен- сивных минимумов	Зоны линей- ных, пре- имущественно от- рицатель- ных ано- малий. К посторо- женным гранитам иногда приурочены локальные максиму- мы	Системы ли- нейных поднятий и горстов. Крупным гранитным батолитам часто от- вечают ку- половидные поднятия	Балы, сис- темы ва- лов и поднятий, часто осложнен- разлома- ми	Земная ко- ра увели- чена в мощности за счет гранито- гнейсово- го слоя	Джаркайна- ганский (Ц.К.), Кзылсор- ский (Ц.К.), Батенев- ский (А.), Саралин- ский (А.)
Зоны интен- сивных ли- нейных мак- симумов	Зоны линей- ных поло- житель- ных ано- малий	Системы впадин, про- гибов и грабен, ре- же кру- тые сту- пени	Впадины, прогибы, системы прогибов и депрес- сий, ре- же кру- тые моно- клинали, ступени, осложнен- ные раз- ломами	Земная кора нормальной мощности, часто сок- ращена за счет гра- нито-гней- сового слоя. В круп- ных зелено- каменных прогибах (например, Тагило-Маг- нитогорский)	Тагило-Маг- нитогор- ский (У.), Восточно- Уральский (У.), Степ- нянский (Ц.К.), Кус- танайский (Ц.К.), Се- летинский (Ц.К.), Бо- шекульский (Ц.К.), Мар- ьевский (Ц.К.), Ман- ский (В.С.) вообще может отсутствовать

Таблица 7 (продолжение)

Структурно-формационные зоны		Краткая геологическая характеристика зоны	Краткая геофизическая характеристика зоны		Выраженность зоны в платформенном чехле молодых платформ		Особенности строения земной коры в пределах зоны	Примеры для горного обрамления плит
по В.А.Дедееву (1968)	по В.С.Суркову (1969)		гравитационное поле	магнитное поле	в основании чехла (по поверхности фундамента)	внутри чехла		
Синклинии, внутренние межгорные прогибы (новообразованные, инверсионные)	-	В пределах Урало-Сибирской складчатой области достоверно не установлено	-	-	-	-	-	-
Древние массивы и горст-антиклинории (глыбы и выступы древнего фундамента геосинклинальной области)	Зоны древних глыб и горст антиклинории	Выступы и блоки древнейших (раннедокембрийских) пород в поле развития геосинклинальных образований молодых циклов. Они, как правило, ограничены глубинными разломами, а в плане часто имеют нелинейные формы	Положительные аномалии	Положительные и знакопеременные, часто мозаичные поля	Поднятия и купола	Куполовидные и сводовые поднятия	Строение не выяснено (видимо, уменьшение мощности гранито-гнейсового слоя)	Ангаро-Канский (Е.К.), Джебашский (З.С.), Куртушибинский (З.С.), Салдинский (У.), Сысертско-Ильменогорский (У.), Мариновский (У.), Уват-Ханты-Мансийский (З.С.), Барнаулский (З.С.)
Срединные массивы	Зоны срединных массивов	Относительно устойчивые структуры внутри геосинклинали. Они имеют остаточное происхождение, представляя собой глыбы более ранней консолидации или не переработанные остатки той структурной поверхности, на которой заложилась геосинклинальная прогиба. Это чужеродное тело, на котором часто сохраняется платформенный чехол осадков, разновозрастных окружающих геосинклинали. В процессе развития геосинклинали они могут наращиваться молодыми складчатыми зонами, а могут обрушаться и вовлекаться в геосинклинальное погружение. Магматизм не характерен, но гранитизация в отдельных сильно приподнятых блоках иногда наблюдается	Мозаичные знакопеременные поля, окаймленные пологими аномалиями. Иногда наблюдаются поля в целом повышенной напряженности	Мозаичные знакопеременные поля, окаймленные пологими аномалиями	Однозначной выраженности не наблюдается	Крупные своды, системы поднятий или впадин, депрессий	Обычно земная кора уменьшена в мощности за счет гранито-гнейсового слоя	

Таблица 7 (продолжение)

Структурно-формационные зоны		Краткая геологическая характеристика зоны	Краткая геофизическая характеристика зоны		Выраженность зоны в платформенном чехле молодых платформ		Особенности строения земной коры в пределах зоны	Примеры для горного обрамления плит
по В.А.Дедееву (1968)	по В.С.Суркову (1969)		гравитационное поле	магнитное поле	в основании чехла (по поверхности фундамента)	внутри чехла		
Структуры парагеосинклинального (паралатформенного) промежуточного) этапа развития								
Наложённые и унаследованно-наложенные впадины, прогибы и мульды	Зоны унаследованно-наложенных впадин и мульд	Особый тип посторогенных и позднеорогенных наложенных структур, которые образуются как на срединных массивах, ядрах ранней консолидации (геоантиклиналях), так и наследуют внутренние и межтектонические впадины, прогибы. Выявлены поздними молассами и полуплатформенными осадками большой мощности (до 3-4 км), реже развиты наземные трапповые формации	Отрицательные поля, зоны минимумов	Спокойные, слабоаномальные, знакопеременные, реже в целом положительные поля	Крупные впадины и депрессии	Впадины, депрессии, реже прогибы	Не установлено	Рыбинская (В.С.), Минусинская (А.), Тегульдская (А.Е.К.), Назаровская (А.), Тенизская (Ц.К.), Карагандинская (Ц.К.)
Грабены, грабен-синклинали, грабенообразные прогибы и впадины	Зоны позднеорогенных грабенов	Посторогенные и позднеорогенные крупные грабены, ограниченные глубинными разломами. Они могут наследовать более ранние прогибы, но часто являются новообразованными. Поэтому ориентировка грабенов как согласная, так и discordantная простиранию основных складчатых структур. В них накапливаются мощными эффузивными (траппами) и эффузивно-осадочными формациями базальтоидного ряда. Образование грабенов связано с тектоническим генезом (крупные сводовые поднятия с обрушением центральных частей)	Положительные поля в случае широкого развития траппов; реже зоны пониженных	Положительные (при наличии траппов) и знакопеременные поля	Грабены и грабен-синклинали	Прогибы и системы прогибов	-	Челябинский (У.), Анохинский (У.), Калтогорско-Уренгойский (З.С.)

Примечание. Принятые сокращения: Алтай - А., Восточный Саян - Т., Урал - У., Центральный Казахстан - Ц.К.

В.С., Енисейский кряж - Е.К., Западная Сибирь - З.С., Кавказ - К., Тиманский - Т.

Геолого-геофизическая характеристика структурно-формационных зон

После инверсии геосинклинальной области на месте последней образуется сложно построенная складчатая область, состоящая из различных структурных зон: краевые и внутренние прогибы, унаследованные и новообразованные мегантиклинории и мегасинклинории, срединные массивы, древние горст-антиклинории и позднеорогенные наложенные впадины. Каждая из вышеуказанных зон характеризуется своим типом складчатой структуры, сложена определенным набором осадочных и вулканогенных формаций, ей свойственны в той или иной степени проявления интрузивного магматизма и метаморфизма. Многие структурные зоны различаются между собой и по строению земной коры в их пределах.

Ниже кратко приводятся основные геологические особенности строения отдельных структурно-формационных зон молодых складчатых областей и их геофизическая характеристика (табл.7).

Миогеосинклинальная зона

На территории бывших миогеосинклиналей в пределах рассматриваемой части Урало-Сибирской складчатой области широким распространением пользуются и уверенно выделяются только унаследованные (необращенные, неинверсированные) антиклинории и мегантиклинории, синклинории, мегасинклинории и внутренние прогибы. Новообразованные (обращенные, инверсионные) структуры развиты несравненно реже. Такие антиклинории, и то достаточно схематично, могут быть выделены только в Обь-Зайсанской и Колывань-Томской складчатых зонах. Обращенных синклинориев и впадин на рассматриваемой территории в пределах эпипалеозойского горного обрамления вообще не установлено. К ним можно условно отнести только Рионо-Куринский или Карталинский прогибы Кавказа.

Антиклинории, мегантиклинории и антиклинальные зоны, унаследованные от более ранних стадий геосинклинального развития (от интрагеоантиклиналей). Геосинклинальные системы при своем заложении обычно не являются простыми прогибами, а состоят из нескольких прогибов, разделенных узкими поднятиями. В процессе развития геосинклинали и ее качественного усложнения эти начальные поднятия приобретают роль срединных поднятий — частных геоантиклиналей, или интрагеоантиклиналей, а

первичные прогибы — частных геосинклиналей, или интрагеосинклиналей. В зависимости от состава выполняющих их формаций интрагеосинклинали можно подразделить, кроме вулканогенных, эвгеосинклинальных, на сланцевые, известняковые, флишевые и др. Соседние интрагеоантиклинали отличаются от них мощностью и полнотой формаций. В сторону интрагеоантиклинали осадки обычно становятся более глубообломочными и резко сокращаются в мощности. Многие стратиграфические горизонты выпадают из разреза, развиваются региональные перерывы и несогласия.

На заключительных этапах развития интрагеоантиклинали обычно резко расширяются, часто полностью поглощая смежные геосинклинальные прогибы, усложняются складчатостью и превращаются в унаследованные антиклинории. В процессе этого общего поднятия большая часть геосинклинальной системы может преобразоваться в сложное горноскладчатое сооружение — мегантиклинорий. Последний состоит из нескольких антиклинориев и синклинориев, наследующих первичные интрагеоантиклинали и интрагеосинклинали. Этот процесс в принципе ничем не отличается от частной инверсии геосинклинали. Только в первом случае процесс идет таким образом, что одна из интрагеоантиклиналей принимает на себя роль центрального поднятия, от которого в обе стороны идет расширение области воздымания и оттеснение зон прогибания. В случае развития через инверсию ведущую роль играет новообразованное центральное поднятие, возникшее раньше других в наиболее глубокой части первоначального геосинклинального прогиба.

В результате развития орогенеза и сопутствующего ему интенсивного размыва в сводах унаследованных антиклинориев и мегантиклинориев обычно обнажаются породы более ранних геосинклинальных циклов. Как правило, это метаморфические или вулканогенные образования предшествовавших эвгеосинклинальных этапов развития. Часто здесь наблюдаются тектонические блоки, выступы древних докембрийских пород (древние горст-антиклинории), которые в плане не всегда имеют линейные формы.

В заключительную орогенную стадию развития породы антиклинориев и мегантиклинориев подвергаются интенсивной складчатости, региональному метаморфизму обычно низких (зеленосланцевых) ступеней, очень редко гранитизации и метасоматозу. Интрузивно-вулканическая деятельность для этих структур нехарактерна. По отношению к соседним флишевым, сланцевым, карбонатным, терригенно-карбонатным прогибам и синклинориям по-

роды антиклинориев значительно более плотные и магнитные. Их избыточная плотность на контактах с осадками смежных синклинориев, где интенсивно не проявляются процессы регионального метаморфизма, может достигать $+0.1-0.2$ г/см³ и более. Этой величины вполне достаточно, чтобы в гравитационном поле унаследованные антиклинории и мегантиклинории отображались четкими максимумами силы тяжести или в целом повышенными значениями гравитационных полей.

В магнитном поле антиклинории благодаря наличию в сводах структур магнитных пород предшествовавших геосинклинальных этапов развития, часто эвгеосинклинальных, выделяются относительно положительными полями или знакопеременными, если имела место гранитизация пород. Локальные максимумы здесь могут отображать позднеорогенные или посторогенные интрузии гранитоидов, которые иногда прорывают своды структур и залегают дискордантно по отношению к доинверсионным комплексам пород. Это особенно характерно для каледонид Центрального Казахстана.

После инверсии и орогенеза импульс направленных вертикальных движений в пределах антиклинориев и мегантиклинориев долгое время не затухает - 150-200 млн лет (Яншин, 1965, 1966). Если импульсы воздымания этих поднятий в посторогенный этап развития происходят на общем фоне погружения всей складчатой области в условиях накопления платформенных осадков, то в осадочном чехле молодых платформ над ними будут длительное время унаследованно формироваться системы линейных поднятий, горстов и валов, часто осложненных разломами. При этом, чем меньше перерыв в осадконакоплении между консолидацией геосинклинальной системы и началом накопления платформенных осадков, тем в более высоких горизонтах чехла будут проявляться эти поднятия. Следовательно, при выделении антиклинориев в фундаменте молодых платформ, кроме определенных геофизических характеристик, одним из основных признаков будет являться также наличие положительной формы рельефа по поверхности фундамента и по вышележащим горизонтам осадочного чехла.

Если же импульсы воздымания антиклинориев будут происходить на общем фоне поднятия всей молодой складчатой области, то за счет развивающейся глубинной эрозии обнажаются все более глубокие срезы предшествовавшей геосинклинали, обычно эвгеосинклинали, и потому намеченные ранее их отличительные геофизические особенности получат еще более резко выраженный характер.

По данным ГСЗ, в районах Урала (Дружинин и др., 1968; Соболев, 1968; Халевин и др., 1968; Б.А.Хрычев и др., 1968) и Западного Казахстана (Антоненко, Дубровин, 1967; Попов и др., 1967; Хрычев и др., 1968) земная кора в пределах унаследованных антиклинориев нормального типа (44–46 см) иногда имеет несколько сокращенную мощность (до 40–42 км) за счет эрозии гранитогнейсового слоя (до 3–4 км).

В пределах Урало-Сибирской складчатой области к указанному типу развития относится большинство разновозрастных миогеосинклинальных антиклинориев Урала (Урал-Таусский, Ляпинский, Харбейский, Уфалейский, Тараташский), Алтая (антиклинорий Горного Алтая, Бийский, Халзунско-Чуйский, Салаирский, Шорский, Салгонский, Аргийский), антиклинорий северо-западного отрога Кузнецкого Алатау, краевые антиклинории Обь-Зайсанской системы (Иртышский, Каменско-Чарышский и др.), Ангаро-Канский антиклинорий Енисейского кряжа, антиклинории Тимана, Западного Саяна (Джебашский, Куртушибинский), Центрального Казахстана (Сарысу-Тенизский, Акбастауский и др.), Северного Тянь-Шаня, Улу-Тау и мн.др. Все они имеют в принципе сходные геолого-геофизические характеристики (см.табл.7).

Антиклинории новообразованные (инверсионные) образуются в заключительную орогенную стадию развития геосинклинали в результате частной инверсии первичного геосинклинального прогиба. При этом новообразованное поднятие обычно возникает из его наиболее глубоководной части. Естественно, что новое инверсионное поднятие по мощности разреза, по набору и составу слагающих его преимущественно глубоководных формаций будет диаметрально противоположным унаследованной интрагеоантиклинали – унаследованному антиклинарию. В отличие от последних оно сложено мощными толщами миогеосинклинальных осадков, в основном глинистыми, сланцевыми. В процессе инверсии эти породы подвергаются значительно более интенсивной складчатости, метаморфизму и даже гранитизации с образованием в сводах структуры крупных гранитных батолитов, нежели породы антиклинория с унаследованным развитием. Вулканическая деятельность для них нетипична.

В общем случае зоны новообразованных антиклинориев благодаря наличию в сводах гранитоидных образований, прорывающих или замещающих доинверсионные геосинклинальные комплексы, характеризуются общей пониженной плотностью пород даже по сравнению с соседними синклинориями, где гранитизация отсутствует. Избыточная плотность при этом может достигать

0.1 г/см³ (Дортман и др., 1964). В связи с этим, новообразованным антиклинориям, как и унаследованным, свойственны отрицательные полосовые гравитационные аномалии или в целом пониженные значения поля силы тяжести. Ввиду отсутствия в их пределах магнитных вулканических и интрузивных пород эти антиклинории также четко отображаются в геомагнитном поле отрицательными линейными аномалиями или зонами пониженных значений поля.

В отличие от синклинориев новообразованные антиклинории отчетливо выражены по поверхности фундамента системой линейных горстов и поднятий, а в осадочном чехле им обычно отвечают валы и валообразные поднятия. По данным ГСЗ, новообразованные антиклинории Томь-Колыванской складчатой дуги характеризуются несколько увеличенной мощностью земной коры (~ 45 км) по сравнению с соседними зонами (38-40 км) в основном за счет гранито-гнейсового слоя (15-20 км; Крылов и др., 1968).

Как уже указывалось, новообразованные миогеосинклинальные антиклинории в пределах Урало-Сибирской складчатой области пользуются ограниченным распространением. Они в настоящее время, и то во многих случаях достаточно схематично, могут быть выделены лишь в Пайхойско-Новоземельской, Обь-Зайсанской и Томь-Колыванской складчатых системах. К этому типу поднятий можно отнести Колба-Нарымский, Новосибирский, Талицкий, а также, видимо, Татарский антиклинории Енисейского кряжа.

Синклинории и внутренние прогибы, унаследованные от интрагеосинклиналей, испытывают длительное погружение в течение всего цикла развития. В общем случае они слагаются мощными (до 15-20 км) терригенно-карбонатными, флишевыми и молассовыми формациями начальных, средних и заключительных стадий развития геосинклиналей. Вулканогенные и интрузивные магнитные формации в них практически отсутствуют. Степень дислоцированности пород слабая или умеренная. Породы обычно слабо уплотнены и часто не метаморфизованы. В региональных геофизических полях эти структуры отчетливо выделяются по полосовым отрицательным гравитационным и магнитным аномалиям или в целом характеризуются пониженными значениями гравитационного и геомагнитного полей. В рельефе фундамента и в осадочном чехле им отвечают системы впадин, прогибов, грабен, депрессий или крутые моноклинали, часто осложненные разломами. Земная кора в их пределах, по данным геофизики, обычно нор-

мального типа (40–45 км) или несколько увеличена в мощности за счет гранито-гнейсового слоя (Антоненко, Дубравин, 1967; Хрычев и др. 1968; Халевин и др., 1968).

К такому типу унаследованных синклизиоров и внутренних прогибов практически относятся все отрицательные структуры миеосинклинальной зоны Урала (Карский, Зилаирский и другие синклизиории), Северного и Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Тимана, Западного Саяна.

Новообразованные (инверсионные) внутренние, межгорные прогибы и впадины формируются в заключительные, орогенные стадии развития геосинклинали на месте первичных интрагеоантиклинальных поднятий, древних горст-антиклинорий или срединных массивов путем инверсии („задавливания“) последних. В них развиты только послеинверсионные, орогенные комплексы, часто достигающие очень большой мощности (4–5 км и более). Породы обычно слабо дислоцированы, неметаморфизованы.

Магматизм слабый, обычно вообще отсутствует.

Комплексная геофизическая характеристика этих обращенных структур складывается из двух главных составляющих. Первая и, видимо, определяющая обусловлена присутствием погребенных первичных структур; интрагеоантиклинали, древнего выступа, горст-антиклинория или срединного массива, которые, как уже было указано выше, обычно характеризуются положительными гравитационными аномалиями и знакопеременным магнитным полем.

Вторая составляющая обусловлена мощностью орогенного комплекса, наложенного на первичную интрагеоантиклиналь, горст-антиклинорий или срединный массив. При этом естественно, что если мощность слабо уплотненного и немагнитного орогенного комплекса незначительна (до 1–1,5 км), то он не сможет полностью сивелировать главные геофизические характеристики погребенных структур, а только несколько снизит их значения. Элементарные подсчеты показывают, что каждые 100 м наложенного орогенного комплекса, плотность которого в среднем равна 2,5–2,6 г/см³, снижают первичные значения гравитационного поля в среднем примерно на 0,4 мГ и более, а каждые 1000 м такого немагнитного чехла будут снижать напряженность магнитного поля в 2–10 раз и более в зависимости от формы и размеров магнитных тел. Последнее хорошо видно при прослеживании магнитных аномалий из обнаженных районов, например Балтийского щита в закрытые районы соседней плиты до глубины 1 км.

Таким образом, при наличии сравнительно маломощного орогенного чехла геофизические характеристики инверсионных прогибов и впадин будут в принципе неотличимы от таковых первичных погребенных структур. Они будут выражены положительными аномалиями силы тяжести и обычно знакопеременным магнитным полем.

Мощный (более 2.5–3 км) орогенный комплекс становится определяющим в геофизических характеристиках, и тогда обращенные межгорные, внутренние прогибы и впадины отчетливо выделяются по отрицательным гравитационным и магнитным аномалиям.

В рельефе фундамента и в платформенном чехле им также отвечают крупные впадины и прогибы. По данным глубинного сейсмозондирования, земная кора в пределах таких новообразованных структур, например в Рионо-Куринском прогибе резко уменьшена в мощности (до 40 км) по отношению к смежным районам (50–60 км) в основном за счет гранито-гнейсового слоя (до 12–15 км; Краснопевцева и др., 1967).

Краевые, передовые прогибы. Отнесение этой категории структур к миогеосинклинальной зоне в значительной мере условно. Они являются типичными орогенными структурами, в большей своей части наложенными на соседнюю, более древнюю платформу. По характеру своего развития, типу складчатости, набору формаций они являются промежуточными, переходными между геосинклинальными, орогенными и платформенными.

Краевые прогибы формируются в заключительную, орогенную стадию развития геосинклинали вдоль зоны сочленения геосинклинали с платформой, реже – с крупными срединным массивом, обычно вдоль тектонического шва – глубинного разлома между ними. Прогибы эти практически всегда с внешней стороны пространственно ограничивают миогеосинклинальную зону складчатости, причем их внутренние борта расположены на миогеосинклинальном основании, которое прогибы часто наследуют. Случаев ограничения эвгеосинклинальной зоны и наследования ее основания достоверно неизвестно. Исключения здесь, возможно, составляют лишь периклинальные или межпериклинальные прогибы.

Внешние борта прогибов расположены на жестком платформенном основании; они сложены типичными платформенными формациями, внутренние же – мощными (до 10–12 км и более) орогенными и миогеосинклинальными. Внешние крылья прогибов осложнены платформенными дислокациями, на внутренних развиты типичные линейные складчатые структуры.

В целом прогибы выполнены мощным (до 10 км) молассовым комплексом слабо уплотненных, немагнитных пород. Проявления магматизма и вулканизма в них, как правило, отсутствуют. Эти резко асимметричные краевые прогибы с сильно прогнутыми внутренними краями при ширине 50–100 км и длине иногда свыше 1500 км крупными поперечными поднятиями (выступами складчатого фундамента) разделяются на отдельные ванны, внутреннее строение которых аналогично краевому прогибу.

Большая мощность немагнитных осадочных отложений, в целом пониженной плотности, обуславливает наличие над ними отрицательных гравитационных аномалий. В магнитном поле краевые прогибы чаще выражены отрицательными или знакопеременными полями. Поперечные поднятия в краевых прогибах уверенно выделяются по положительным гравитационным, а часто и магнитным аномалиям.

По поверхности фундамента и даже в современном, неотектоническом плане краевым прогибам отвечают системы крупных депрессий и впадин. Земная кора в краевых прогибах несколько сокращена в мощности. Здесь обычно наблюдается некоторый подъем поверхности „Мохо” – с амплитудой до 8–10 км – в Предкавказском краевом прогибе (Краснопевцева и др., 1967) и 6–8 км – в Предуральском (Дружинин и др., 1968; Соболев, 1968; Халевин и др., 1968; Хрычев и др., 1968). Мощности „базальтового” и „гранитного” слоев часто примерно одинаковы (15–18 км).

Эвгеосинклиальная зона

На территории бывших эвгеосинклиналей, как и бывших миогеосинклиналей, в пределах Урало-Сибирской складчатой области широким распространением пользуются только унаследованные структуры. Новообразованные, инверсионные антиклинории достаточно схематично выделяются в Центральном Казахстане и на Алтае. Обращенных, инверсионных синклинориев и прогибов вообще достоверно не установлено. Байкальские срединные массивы занимают сравнительно большие площади в фундаменте молодых плит.

Антиклинории, мегантиклинории и антиклинорные зоны, унаследованы от более ранних стадий развития геосинклинали – от интрагеоантиклиналей. Формирование этих структур идет по той же принципиальной схеме, что и у миогеосинклиальных

унаследованных антиклинориев. Они также наследуют в своем развитии интрагеоантиклиналь, которая разделяет первичные, но уже эвгеосинклинальные, вулканогенные прогибы. Также в результате орогенеза и сопутствующего ему интенсивного глубокого размыва в сводах этих унаследованных антиклинориев и мегантиклинориев обнажаются породы более ранних геосинклинальных циклов. Обычно это глубоко метаморфизованные, гранитизированные породы предшествовавших эвгеосинклинальных этапов развития или древние докембрийские граниты и гранито-гнейсы.

В начальную геоантиклинальную стадию развития внутренние поднятия в эвгеосинклиналях являются своеобразными центрами концентрации более кислых и щелочных разновидностей базальтовых магм (кератофиров, альбитофиров и др.), в то время как в соседних прогибах обычно накапливаются спилиты, диабазы, порфириды и их туфы. К интрагеоантиклиналям часто бывают приурочены рифы, а также многочисленные раннесинорогенные внедрения гранитоидных интрузий (плагиогранитная и плагиогранито-сиенитовая формация). Размеры интрузий невелики. Они чаще всего залегают согласно с вмещающими породами, часто обладают гнейсовидной текстурой и обнаруживают постепенный переход к вмещающим породам, так как образовались, очевидно, частично за счет их гранитизации.

В инверсионную стадию развития породы бывших интрагеоантиклиналей подвергаются интенсивной складчатости, региональному метаморфизму высоких, обычно амфиболовых фаций гранитизации и метасоматозу с образованием громадных орогенных и позднеорогенных гранитных батолитов. Эти процессы гранитизации и метасоматоза распространяются на значительную глубину и связаны с разуплотнением и соответственно увеличением объема пород. Кислые породы всегда имеют меньшую плотность, нежели гранитизированные или метаморфические породы. По данным многочисленных определений, на территории СССР плотность гранитов в среднем 2.60 г/см^3 , гранито-гнейсов и гранитизированных пород — $2.64\text{--}2.67$, кислых метаморфических пород — $2.68\text{--}2.70 \text{ г/см}^3$ (табл. 2,3). Гранитизированные породы и сопутствующие им гранитные батолиты, если судить по размерам унаследованных антиклинориев и особенно мегантиклинориев, охватывают обширнейшие площади. Эти структуры характеризуются общей пониженной плотностью пород по сравнению с соседними эвгеосинклинальными синклинориями, которые выполнены мощными вулканогенными формациями и интрузиями основного состава и

где гранитизация пород отсутствует. Избыточная плотность пород здесь в зонах унаследованных антиклинорий и мегантиклинорий может превышать $0.1-0.2 \text{ г/см}^3$, что в гравитационном поле соответствует четким линейным минимумам силы тяжести. Благодаря широкому развитию в этих структурах немагнитных гранитоидов, гранито-гнейсов и метаморфических толщ в магнитном поле эти антиклинории также отображаются преимущественно отрицательными аномалиями. Локальными положительными магнитными аномалиями здесь иногда отличаются только некоторые посторбгенные гранитоидные интрузии, залегающие резко несогласно с вмещающими породами. В принципе аналогичную геофизическую характеристику должны иметь и обращенные антиклинории эвгеосинклинальной зоны, где тоже широким распространением пользуются граниты и гранитизированные породы.

В рельефе фундамента унаследованные антиклинории и мегантиклинории отчетливо выражены системами линейных поднятий и горстов, а в осадочном чехле — валами и линейными поднятиями, часто осложненными разломами. Отдельным крупным гранитным батолитам часто отвечают куполовидные поднятия. Земная кора в пределах антиклинорий Урала и Центрального Казахстана по сравнению с соседними синклинориями несколько увеличена в мощности за счет гранито-гнейсового слоя.

К структурам этого типа можно отнести практически все антиклинории и мегантиклинории эвгеосинклинальной зоны Урала (Восточно-Уральский, Мугоджарский, Верхне-Исетский, Мурзинский и др.), многие антиклинории Центрального Казахстана (Кокчетавский, Ерментауский, Улутауский), Дербинский антиклинорий Восточного Саяна и др.

Антиклинории и антиклинорные зоны новообразованные. Образуется в заключительную, орогенную стадию развития геосинклинали в результате частной или полной инверсии первичного геосинклинального прогиба. Формирование этого центрального поднятия всегда сопровождается интенсивной складчатостью, региональным метаморфизмом, гранитизацией первичных эвгеосинклинальных пород с образованием крупных гранитных батолитов. Поэтому по всем геолого-геофизическим характеристикам эти обращенные антиклинории ничем не отличимы от вышеуказанных унаследованных эвгеосинклинальных поднятий. К таким структурам, видимо, можно отнести антиклинории типа Батеневского, Сараминского на Алтае или Кызылсорского, Джаркайнагачского в Центральном Казахстане.

Синклинии, мегасинклинии и синклиновые зоны, унаследованные от интрагеосинклиналей, слагаются мощными (более 10 км) вулканогенными (спилито-кератофировыми, порфирировыми, диабазовыми, андезит-базальтовыми) и вулканогенно-осадочными (кремнистыми, аспидными) формациями. Широко развиты здесь интрузии гипербазитовых (дуниты, перидотиты, пироксениты), габбро-перидотитовых (габброиды, диориты, плагиограниты) и диабазовых формаций. Породы гранитоидного ряда распространены значительно реже. Интрузии основного и ультраосновного составов образуют четко вытянутые пояса вдоль глубинных разломов, обычно по бортам синклинория. Они часто изменены и превращены в серпентиниты. Все эти магматические породы основного и гипербазитового ряда обладают высокой магнитной восприимчивостью (до $20\,000 \cdot 10^{-6}$ СГС и более) и большой плотностью (в г/см³): диориты - 2.70-2.90, диабазы - 2.75-2.80, габбро- 2.85-3.00, перидотиты, дуниты - 2.90-2.95, пироксениты - 3.00-3.45, основные эффузивы - 2.90-3.00. В общем случае синклинии, унаследованные от эвгеосинклинали, являются зонами пород повышенной плотности. Их избыточная плотность на контактах с соседними антиклинориями, испытавшими гранитизацию пород, как уже было указано выше, может достигать +0.1-0.2 г/см³ и более. Этого вполне достаточно, чтобы синклинии в геофизических полях отображались четкими линейными положительными гравитационными и магнитными аномалиями.

В рельефе фундамента и в осадочном чехле унаследованным синклинориям отвечают системы впадин, прогибы, грабены, реже - крутые ступени и моноклинали, осложненные разломами. Земная кора в их пределах, по данным ГСЗ, нормальной мощности, но гранито-гнейсовый слой резко сокращен в мощности и соответственно увеличен в мощности „базальтовый” слой. В наиболее крупных эвгеосинклинальных прогибах (например, Тагило-Магнитогорском на Урале) гранито-гнейсовый слой вообще может отсутствовать.

К структурам этой категории можно отнести практически все синклинии эвгеосинклинальной зоны Урала (Тагило-Магнитогорский, Восточно-Уральский и др.), Центрального Казахстана (Степняковский, Селетинский, Бошекульский и др.), Тянь-Шаня и даже Восточного Саяна (Манский).

Новообразованные синклинии, внутренние и межгорные прогибы в пределах горного обрамления рассматриваемых молодых плит достоверно не установлены.

Древние массивы и горст-антиклинории по существу являются глыбами и выступами древнего фундамента геосинклинальной области в поле развития более молодых геосинклинальных образований. Они, как правило, четко ограничены зонами глубинных разломов, а в плане часто имеют округлые, изометричные формы. Развиты они обычно в пределах крупных унаследованных антиклинориев и особенно мегантиклинориев и четко выделяются среди них положительными гравитационными и магнитными аномалиями. Последние иногда имеют также мозаичный, знакопеременный характер. В рельефе фундамента и в осадочном чехле им отвечают куполовидные и сводовые поднятия.

К этой категории структур можно отнести Салдинский, Сысертско-Ильменский, Мариновский и другие горст-антиклинории Урала, Ангаро-Канский массив Енисейского края, Джебашский и Куртушибинский массив в Западном Саяне.

Срединные массивы являются относительно устойчивыми структурами внутри геосинклинали. Они имеют остаточное происхождение, представляя собой глыбы более ранней консолидации или непереработанные остатки той структурной поверхности, на которой заложилась геосинклинальная прогибы. Это чужеродное тело, иногда с сохранившимся платформенным чехлом осадков, разновозрастных окружающей геосинклинали, т.е. это маленькая платформа. Но от настоящей платформы срединный массив отличается не только по размерам, но и по возрасту окружающих его складчатых сооружений.

В процессе развития срединные массивы могут разрастаться за счет молодых складчатых зон, но могут и, наоборот, обрушаться и вовлекаться в геосинклинальное погружение. Иногда по простирацию срединные массивы могут переходить в унаследованные интрагеоантиклинали.

В орогенный и особенно в посторогенный этапы развития на срединных массивах часто развиваются новообразованные наложенные межгорные впадины и прогибы. Магматизм для срединных массивов в целом не характерен, но иногда весьма интенсивно проявляется эффузивная (трапповая) деятельность, а в отдельных сильно приподнятых блоках наблюдается даже гранитизация.

Все массивы обычно имеют в плане округлые (вернее, многоугольные) или овальные формы. В геофизических полях они выделяются довольно однотипно. Всем им свойственны мозаичные знакопеременные поля, окаймленные линейными гравитационными и магнитными аномалиями, характерными для окружающих складча-

тых сооружений. Аномалии, образующие мозаичные поля срединных массивов, имеют небольшие размеры (10–20×30–50 км), изометричную или слегка удлинённую форму, разную интенсивность и самые разнообразные простирания.

Наличие на срединном массиве мощного орогенного комплекса резко снижает общую интенсивность геофизических полей, а наличие мощных трапповых излияний, напротив, резко повышает их напряжённость.

Срединные массивы часто бывают тектонически переработанными более молодой складчатостью. В этом случае они разбиты на системы горстов и грабенов, инъецированы интрузиями кислой и очень редко основной магмы. Наиболее изученным из таких массивов фундамента, видимо, является Ставропольский, который по характеру магнитного поля подразделяется примерно на две равные части – северо-восточную и юго-западную. Последней свойственно типичное мозаичное магнитное поле, в то время как первую пересекают региональные полосы слабо интенсивных аномалий субширотного (варисского) простирания. Только локальные аномалии, расположенные внутри этих полос, сохраняют мозаичное строение. Примерно таким же является и Уват-Шаимский срединный массив Западной Сибири, где все исследователи выделяют древний, видимо, раннедокембрийский внутренний массив. На юге Западной Сибири условно выделяются Убинский и Барнаульский байкальские массивы. Первый характеризуется сильно возмущённым магнитным полем неясного простирания, которое обтекается полосовыми положительными магнитными аномалиями. Второй – повышенным гравитационным полем.

По характеру геофизических полей срединные массивы фундамента Западно-Сибирской и Турано-Скифской молодых плит ничем не отличаются от таковых древней Русской плиты (Камский, Пермский, Пугачевский, Саранский и др.).

В рельефе фундамента и в осадочном чехле срединные массивы однозначно не выражены. Им отвечают как своды и поднятия, так и крупные впадины прогибов. По региональным геофизическим материалам, земная кора в пределах срединных массивов обычно уменьшена в мощности в основном за счёт гранито-гнейсового слоя (Булин, 1965; Вольвовский и др., 1966; Краснопевцева и др., 1967).

Как было показано выше, различные структурно-формационные зоны молодых складчатых областей резко различаются не только своим внутренним строением, составом слагающих пород, характером магматизма и метаморфизма, но и как следствие этого –

различной характеристикой гравитационного и магнитного аномальных полей. Особенности сочетаний разных типов гравитационных и магнитных аномалий в совокупности с геологическими, геоморфологическими, структурными данными и результатами глубинного сейсмозондирования и сейсмологии вполне могут служить надежным критерием для выделения различных складчатых структур и в фундаменте молодых плит.

Парагеосинклиальная (параплатформенная) зона

Парагеосинклиальный, включая посторогенный этап развития, рассматривается нами как переходный во времени, промежуточный между геосинклиальным и платформенным. Он характеризуется сравнительно слабой степенью развития дислокаций, меньшим метаморфизмом пород, почти полным отсутствием магматических проявлений в зонах интенсивного прогибания и, напротив, развитием в зонах тафрогенных поднятий посторогенных гранитных батолитов и специфического трапвого вулканизма. По вещественному составу и набору формаций отложения этого этапа развития обнаруживают тесное сходство с осадками окраинных погруженных частей платформ. Однако, несмотря на то что парагеосинклиальность обладает целым рядом признаков, которые роднят ее с платформой, повсеместное развитие здесь прерывистых промежуточных складчато-глыбовых (германотипных) дислокаций, наличие магматических проявлений, большие мощности отложений (до нескольких километров) и орогенный тип формаций (верхняя моласса) все же несколько отличают ее от типичной платформы.

В настоящей работе парагеосинклиальный комплекс отделен от геосинклиального орогенного и вслед за многими исследователями (Вольвовский, и др., 1966; Гарешкий, 1963; Крылов, Левтавин, 1966; Куликов, 1968; Наливкин, Дедеев и др., 1965; Сурков, 1967, 1968; Туезов, 1967; Тектоника Евразии, 1966; Шаблинская, 1959, 1967; Яншин, 1965, и др.) выделен в самостоятельный структурный комплекс, который часто называют II структурным этажом. К нему, во-первых, видимо, следует относить вулканогенные и слабо метаморфизованные терригенные, карбонатные и галогенные отложения девона, карбона и перми, выполняющие крупные наложенные и унаследованно-наложенные впади-

ны, мульды и прогибы типа Тенизской, Карагандинской, Джезказганской в Центральном Казахстане или Минусинской, Назаровской, Рыбинской в Алтае-Саянской области; во-вторых - триасово-нижнеюрские складчатые покровы Средней Азии или покровные депрессии Западной Сибири и, в-третьих, - тафрогенные грабены, грабен-синклинали типа Челябинского грабена и другие триасовые впадины и грабены восточного склона Урала и Тургая.

Первую категорию структур одни исследователи часто относят к верхнему структурному ярусу фундамента, а две других - к нижнему структурному ярусу платформенного чехла (Вольвовский и др., 1966; Яншин, 1965). Другие (Туезов, 1967; Шаблинская, 1959, 1967, и др.) весь этот комплекс считают особым, самостоятельным, давая ему разные, но близкие по содержанию названия: парагеосинклинальный, полуплатформенный, параплатформенный, брахигеосинклинальный, вторично-геосинклинальный, переходный, промежуточный, тафрогенный, орогенный (в широком смысле этого слова), постгеосинклинальный, эпигеосинклинальный, метагеосинклинальный и мн.др. Третьи (Крылов, Летавин, 1966), и мы в том числе, считают его также единым, самостоятельным, но полностью относят его к нижнему структурному ярусу платформенного чехла. Его широкое распространение является одной из отличительных особенностей молодых платформ. На древней Русской платформе близким характером развития обладают средне- и частично позднепротерозойские отложения: ятулийские, берхнекурские, овручские образования, а также осадки древних рифейских авлакогенов. Возможно, эти отложения раньше и были широко развиты на Русской плите, но в дальнейшем они были сильно размыты и теперь сохранились только в редких, самых глубоких впадинах и прогибах фундамента.

Наиболее типичными парагеосинклинальными структурами молодых платформ, естественно, являются отрицательные. Во-первых, это наложенные и унаследованно-наложенные впадины, мульды, прогибы; во-вторых, тафрогенные грабены, грабен-синклинали, грабенообразные прогибы и впадины и, в-третьих, обширные покровные депрессии, вмещающие так называемые пологоскладчатые покровы. Первые две категории структур имеют довольно четкие геофизические характеристики (табл.7). Последняя обычно создает региональный фон геофизических полей и в этом отношении неотличима от платформенного чехла.

Положительные парагеосинклинальные структуры представляют собой разных размеров выступы, блоки и крупные горсты

геосинклинального фундамента и по сравнению со смежными наложенными впадинами и прогибами отчетливо выделяются повышенными значениями гравитационных и часто (Казахстан) магнитных полей. Эти структуры создают общий фон геофизических полей. При этом дифференцированные геофизические аномалии главным образом отражают их внутреннюю геосинклинальную структуру.

Наложённые и унаследованно-наложенные впадины, прогибы и мульды. Трансформация палеозойских геосинклиналей в складчатые сооружения происходила в разные эпохи. В среднем и позднем палеозое в пределах каледонид, а местами и байкалид развились своеобразные наложенные впадины и унаследованно-наложенные прогибы, которые по своему структурному положению, характеру дислокаций и их морфологии, по набору орогенных и вулканогенных формаций не могут быть отнесены к геосинклинальным, но и не могут быть причислены к типично платформенным. Они обычно сложены следующими формациями: эффузивно-терригенной, континентальной красноцветной молассоидной, морской терригенно-карбонатной, туфогенно-терригенной, кремнисто-терригенной, базальтовой наземно-вулканогенной, угленосной, галогенно-терригенной. Эти формации не образуют всюду единого знакопеременного вертикального ряда и нередко замещают друг друга в латеральном направлении. Для наложенных впадин, особенно на байкальском основании, характерен значительный перерыв между выполняющими их отложениями и породами фундамента; в унаследованно-положенных он очень мал или вообще отсутствует. Эти впадины и прогибы образуют непрерывный ряд, связанный постепенными переходами, крайние члены которого значительно отличаются друг от друга: одни близки к геосинклинальным, другие, напротив, — к платформенным. Образуются они в посторогенный, а частично и в позднеорогенный этапы развития как на срединных массивах и ядрах ранней консолидации (наложенные впадины и мульды), так и частично наследуют внутреннее и межгорные впадины и прогибы.

Ввиду большой мощности (более 3–4 км) парагеосинклинальных (полуплатформенных) осадков и сравнительно ограниченного развития вулканогенных формаций впадины и прогибы этого типа отчетливо выделяются по отрицательным гравитационным аномалиям, оконтуренным полосами повышенных градиентов гравитационного поля (Кунин, 1968) или в целом по пониженным значениям гравитационных полей. Им также свойственны обычно спокойные, слабо аномальные, знакопеременные и мозаичные магнитные поля, не обнаруживающие соответствия с контурами

впадин. При наличии траппов наблюдаются в целом повышенные магнитные поля, хорошо коррелируемые с бортами впадин.

Строение земной коры в их пределах данными ГСЗ пока достоверно не установлено. В осадочном чехле им отвечают крупные депрессии и впадины, реже - прогибы. Наиболее типичными представителями этой категории структур можно считать Минусинскую, Назаровскую, Рыбинскую, Тегульдетскую, Тенизскую, Карагандинскую, Джекказганскую и другие впадины и прогибы в пределах каледонид и байкалид.

Грабены, грабен-синклинали, грабенообразные прогибы и впадины наиболее широко развиты на вариссийском основании. Они могут наследовать более ранние геосинклинальные прогибы и синклинали, но часто являются и новообразованными. Ориентировка грабенов и грабенообразных структур поэтому может быть как согласной (в большинстве случаев), так и дискордантной простиранию основных складчатых структур. Ограничены они глубинными разломами, а образование их связано с тафрогенезом - крупным сводовым поднятием с обрушением его центральных частей (Бочкарев и др., 1968). В их пределах широким распространением пользуются различные молассы: грубая пестроцветная, тонкая пестроцветная, угленосная. Широко распространены также базальтовые и вулканогенно-терригенные формации. Значительно реже развиты карбонатная, терригенно-карбонатная и сероцветная песчано-глинистая морская формации. Мощности отложений иногда превышают 4 км (Челябинский грабен), а основную часть в разрезе занимают основные эффузивы (Кушмурун).

В случае широкого развития траппового вулканизма крупные грабены и грабен-синклинали отчетливо выражаются в геофизических полях положительными гравитационными и магнитными аномалиями; при их отсутствии - отрицательными гравитационными аномалиями или зонами пониженных значений гравитационных полей и знакопеременным магнитным полем.

Геофизические признаки выделения
глубинных разломов молодых платформ

Как на древних платформах, так и на молодых глубинные разломы, как правило, уверенно выделяются по результатам геофизических методов исследований: магнитометрии, гравиметрии, сейсмометрии и электрометрии. В последние годы благодаря

исключительно широкому фронту региональных и детальных геофизических работ, проведенных в пределах молодых плит в основном с целью поисков месторождений нефти и газа, изучению глубинных разломов уделяется особо пристальное внимание. Принципам и методике их выделения, классифицированию по комплексам геофизических признаков, а также составлению различных схем их пространственного распространения посвящены многочисленные новейшие работы геологов, геофизиков и нефтяников (Амурский и др., 1968; Ананьева и др., 1968; Ахмеджанов и др., 1967; Беляевский и др., 1967; Борисов, 1967, 1968; Булин, 1965; Вольвовский и др., 1966; Гарьковец, 1967; Глазунова, 1966; Годин и др., 1962; Дедеев, 1965; Дербиков и др., 1960; Дикенштейн и др., 1968; Дубинский и др., 1965, 1968; Краснопевцева и др., 1967; Крылов и др., 1966, 1968; Куликов, 1967, 1968; Кунин, 1966, 1968; Мелькановицкий и др., 1969; Наливкин и др., 1965; Наливкин, 1967; Проводников, 1963, 1967; Пятков и др., 1967; Ростовцев, Куликов, 1965; Симоненко, 1964, 1967; Соболев, 1968; Сурков, 1967, 1968; Сурков, Жеро, 1968, 1969; Фотиади, 1967; Фотиади, Моисеенко, 1967; Фотиади, Сурков, 1967; Шаблинская, 1967, и мн.др.).

Данные этих исследователей нами были полностью учтены, систематизированы и затем использованы при разработке комплекса геофизических признаков выделения зон глубинных разломов. При этом в качестве примеров приведены только наиболее известные и хорошо изученные крупнейшие зоны глубинных разломов и краевые швы, которые могут повторяться при описании разных геофизических признаков. Это свидетельствует о том, что одному глубинному разлому обычно свойственны многие геофизические признаки.

Обобщив опыт геолого-геофизических наблюдений над достоверно установленными тектоническими нарушениями молодых складчатых областей и разломами фундамента, можно предположить следующий комплекс геофизических признаков для выделения глубинных разломов на закрытых территориях. Критерии выделения зон разломов рассматриваются по отдельным методам геофизических исследований.

По данным аэромагниторазведки, глубинные разломы выделяются как: 1) цепи линейно вытянутых, положительных магнитных аномалий интенсивностью до 1000 гамм и более, протяженностью до 1000-2000 км, обусловленные интрузивными и эффузивными поясами основных и гипербазитовых пород, внедрившихся по ослабленным тектоническим зонам (Тагило-Магнитогор-

ский, Тюменский, Омский, Худосейский, Туаркырский, Мангышлак-Центральноустюртский, Ширам-Куинский и другие разломы);

2) цепочки локальных положительных магнитных аномалий, вызванные в большинстве случаев внедрением магматических тел по разломам с сопутствующими процессами контактового метаморфизма (обогащение магнитными минералами, скарнирование, ороговикование и др.; Восточно-Уральский, Томь-Колыванский, Приенисейский, Бухарский, Сарыкамьшский разломы);

3) резкая прямолинейная смена простираний магнитных аномалий вплоть до торцовых сочленений, свидетельствующая об изменении простираний магнитоактивных складчатых зон. На картах изолиний магнитного поля это выражается резкими коленообразными изгибами простираний, горизонтальными смещениями систем другими, а иногда и кулисными расположением аномалий (Амударьинский, Большебалхан-Копетдагский, Артымский, Пима-Большеюганский, Демьянский и другие разломы);

4) резкая смена характера аномального магнитного поля, магнитные ступени (зоны градиентов), зоны пониженного магнитного поля среди положительных аномалий, обусловленные изменениями интенсивности магматической деятельности или состава кристаллических пород фундамента (Восточно-Уральский, Демьяновский, Ишимский, Большеюганский, Томь-Колыванский, Туаркырский, Центрально-Каракумский, Копетдагский, Южно-Балханский, Букаинтаусский и другие разломы);

5) смещения осей аномалий по их простиранию и систематически протягивающиеся вдоль прямых линий изгибы изоаномал, вызванные сдвиговыми перемещениями магнитоактивных объектов (Амударьинский, Большебалханский, Копетдагский разломы).

В гравиметрических материалах глубинные разломы находят свое отражение как: 1) линейные, иногда прерывистые и расщепляющиеся зоны интенсивных горизонтальных градиентов силы тяжести (гравитационные ступени), прослеживаемые на сотни и даже тысячи километров (Восточно-Уральский, Уралтаусский, Омский, Енисейский, Туаркырский, Амударьинский, Большебалханский, Копетдагский и другие разломы);

2) цепи линейных высокоградиентных гравитационных аномалий, часто объединяющиеся в зоны протяженностью до 1000 км и более. Такие цепи аномалий, в плане обычно совпадающие с магнитными, часто сопровождаются парными гравитационными ступенями (Тагило-Магнитогорский, Челябинско-Шеркалинский, Омский, Худосейский, Копетдагский, Султан-Саджарский и другие разломы);

3) прямолинейные прерывистые полосы относительно малоинтенсивных гравитационных ступеней, дискордантно ограничивающих или пересекающих региональные аномалии силы тяжести, имеющие иное главное направление; такие градиентные зоны, как правило, соответствуют разломам в районах с разновозрастными структурными планами – Северо-Туркменский, Апшероно-Копетдагский разломы (Амурский и др., 1968);

4) резкая однонаправленная смена простираний аномальных зон, прослеживаемая на значительные расстояния; по обе стороны от таких зон меняются параметры аномалий, их конфигурация и даже интенсивность (Теджено-Питнякский разлом, Амурский и др., 1968);

5) крутые, резкие ограничения гравитационных аномалий, торцовые сочленения различно ориентированных аномалий, смещения линейно вытянутых аномалий в плане, границы прямолинейных участков различной морфологии гравитационного поля, изгибы изоаномал вдоль одной прямой линии и др. (Енисейский, Томь-Кольванский, Ишимский, Касский, Большеюганский и др. разломы).

По данным сейсмологии глубинные разломы выделяются:

1) по разному уровню залегания горизонтов и аномальному усложнению волновой картины землетрясений;

2) по расположению эпицентров землетрясений, непосредственно связанных с жизнью разломов.

Сейсморазведка устанавливает: 1) разломы с вертикальными перемещениями крыльев в несколько сот метров и более выделяются по смещению осей синфазности, резким аномальным затуханием и наличию дифрагированных волн; им сопутствует интерференционная запись, искажение осей, резкие изменения кажущихся скоростей, наличие быстрозатухающих волн большой интенсивности, зоны отсутствия отражения или резкого ухудшения их качества и др. – Теджен-Питнякский, Багаджинский, Бахарденский разломы (Амурский и др., 1968), Демьянский, Кемеровский, Томь-Кольванский, Енисейский разломы (Крылов и др., 1967, 1968);

2) разломы, не нарушающие рельефа фундамента и рассматривающиеся как вертикальные контакты геоблоков с разными упругими свойствами горных пород, выделяются по скачкообразным изменениям граничной скорости в зоне вертикального контакта;

3) зоны регионального дробления пород фундамента выделяются на сейсмограммах в основном по резкому беспорядочному

изменению кинематических и динамических параметров преломленных волн на относительно небольшом участке сейсмопрофиля.

По данным электроразведки, в качестве зон разломов можно интерпретировать участки резкого расхождения кривых ДЭЗ, зоны повышенных горизонтальных градиентов различных геоэлектрических параметров, а также линейно вытянутые зоны изменения типов кривых.

Естественно, что возможности каждого из перечисленных методов геофизических исследований в целом ограничены. Однако их комплексное применение позволяет на современном уровне наших знаний достаточно достоверно выделять и трассировать глубинные разломы различной структурной значимости, протяженности и глубины заложения. Следует отметить, что наиболее крупные разломы обычно вполне надежно выделяются по широкой совокупности геофизических признаков из числа вышеуказанных. Менее значительные структурные разломы отображаются по одному-двум признакам, а их прослеживание не всегда однозначно. При этом уверенно различаются две группы физических эффектов (Борисов, 1968), связанных с глубинными разломами.

1. Эффекты, обусловленные различным вещественным составом, степенью метаморфизма, интенсивностью дислокаций и соответственно различными физическими свойствами пород, выполняющих плоскости разломов и слагающих блоки земной коры (геоблоки), разделенные этими разломами. В геофизических полях это выражается в виде совмещенных в плане полос или цепочек преимущественно положительных гравитационных и магнитных аномалий, специфическими осложнениями сейсмической записи и даже геотермическими аномалиями.

2. Эффекты, обусловленные различным внутренним строением двух геоблоков, разделенных глубинными разломами; например, различным вещественным составом слагающих их горных пород, разной степенью их метаморфизма, разными типами структур (особенно четко при контактах эв- и миогеосинклинальных структур), разными глубинами и уровнями их залегания, разными простираниями и т.д. Это выражается в резкой смене характера магнитных и гравитационных полей и их простираний (вплоть до торцовых сочленений), срезанием одних аномальных систем другими, скачкообразными изменениями уровней одноименных сейсмических или геоэлектрических горизонтов.

При выделении глубинных разломов в подавляющем большинстве случаев в той или иной мере обычно суммируются обе группы физических эффектов.

Глубины заложения крупнейших зон разломов и краевых прогибов охарактеризованы сравнительно многочисленными данными глубинного сейсмондирования и сейсмологии. По этим данным разломы уверенно прослеживаются до поверхности Мохоровичича. На территории Западной Сибири и Урала к ним можно отнести Уралтаусский, Тагило-Магнитогорский, Челябинско-Шеркалинский, Тюменский, Восточно-Уральский, Омский (Уренгойско-Колтогорский), Демьянский, Томь-Колыванский, Енисейский, Кемеровский, Кустанайский разломы; на территории Туранской плиты - Мангышлак-Центральноустюртская, Большебалхан-Копетдагская системы разломов, Теджен-Питняковский, Северо-Балханский, Туаркырский, Карашорский, Амударьинский, Бухарский и другие глубинные разломы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемый комплекс геолого-геофизических критериев как для выделения разновозрастных систем древних раннекембрийских складчатостей, срединных массивов, так и для различных структурно-формационных зон позднекембрийских и молодых, фанерозойских складчатостей, глубинных разломов и магматических интрузий разных составов в настоящее время с успехом был положен в основу новой "Тектонической карты СССР со снятым платформенным чехлом" в масштабе 1:5000 000, составленной в 1969-1970 гг. при Институте геологии и геохронологии АН СССР громадным коллективом геологов, геофизиков и геохимиков из многочисленных производственных организаций, научно-исследовательских институтов и университетов СССР (главный редактор карты Д.В.Наливкин, ответственный редактор В.А.Дедеев). Такие геолого-тектонические карты фундамента несомненно могут являться основой для составления различных прогнозных и перспективных карт глубинных недр нашей страны на различные виды минерального сырья. В этом мы видим практическую ценность и актуальность проделанной работы.

Л и т е р а т у р а

- Абдулин А.А. Тектоническое районирование палеозойского фундамента Западного Казахстана по геолого-геофизическим данным. В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата, изд-во „Наука“, 1969.
- Амурский Г.И., Арест Ф.А., Воловик В.Т., Глазунова А.В., Лыков В.И., Старобинец А.Е., Старобинец М.Е. Критерии выделения зон глубинных разломов, их классификация и роль в современной структуре юга Туранской плиты. Докл. сов. геол., Межд. геол. конгресс, XXIII сессия, М., изд-во „Наука“, 1968.
- Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В. Элементы геологического строения восточного склона Урала и Зауралья по геофизическим данным. Тр. Свердл. горн. ин-та им. В.В.Вахрушева, вып.43. В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала, Свердловск, Кн. изд-во, 1963.
- Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В., Гороневич Е.Б. Гипербазиты Урала в физических полях. Тр.Свердл. горн. ин-та им.В.В.Вахрушева, вып.Д. В кн.: Вопросы разведочной геофизики, Свердловск, Кн. изд-во, 1967.
- Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В., Калабурдина А.И., Кузнецов А.А., Бачин А.П., Бельтенева Е.Б., Игошин Б.Л., Кленчин Н.Н., Чергинцев В.Ф. Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований. В кн.: Глубинное строение Урала. М., изд-во „Наука“, 1968.
- Ананьева Е.М., Ермаков И.Г., Дорофеев Б.В., Дудкина З.И., Минкин Л.М. Геофизические исследования в районах складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты. Восточный склон Урала. В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке, Новосибирск, изд-во „Наука“, Сибирское отделение, 1967.

- Антоненко А.Н., Дубровин Г.К. Строение земной коры и верхней мантии в северной части Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования. Тр.ИГН АН КазССР, 1967.
- Арест Ф.А., Мильштейн Д.М. Геофизические аномалии Туркменистана и их связь с глубинным геологическим строением. Тр.Государственного производственного геологического комитета ТуркмССР, вып.2, 1964.
- Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Фузайлов И.А. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана, т.1, Западный Узбекистан. Ташкент, ФАН СССР, 1967.
- Белевцев Я.Н. Металлогения докембрийской геосинклинали Украинского щита. Изв. АН СССР, сер.геол., № 1, 1964.
- Беляевский Н.А., Борисов А.А., Вольвовский И.С. Глубинное строение территории СССР: Советская геология, № 11, 1967.
- Берковский А.Н., Дедеев В.А., Кратц К.О. О некоторых общих аспектах основного и ультраосновного магматизма Балтийского щита по геофизическим данным. В кн.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита, Апатиты, 1968.
- Бондарчук В.Г. Геологическая структура Украинской ССР и проблемы тектоники. Геол. ж. АН УССР, т.27, вып.4, 1967.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., изд-во "Недра", 1967.
- Борисов А.А. Геофизическая характеристика глубинных разломов на территории СССР. В кн.: Глубинное строение Урала. М., изд-во "Наука", 1968.
- Бочкарев В.С., Куликов П.С., Погорелов Б.С. Стратиграфия досреднеюрских отложений. В кн.: Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Тр. ЗапСибНИГНИ, вып.11. М., изд-во "Недра", 1968.
- Булин Н.К. Строение земной коры в Туркмении по сейсмологическим данным. Сов.геол., № 18, 1965.
- Валеев Р.Н., Ситдииков Б.С. К геологическому строению кристаллического фундамента Вятско-Камского междуречья. ДАН СССР, т.152, № 6, 1963.
- Варданянц Л.А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия, Тр. Межд. геол. конгр., XXI сессия, Докл.сов. геол., пробл.13. М., Изд-во АН СССР, 1960а.

- Варданиянц Л.А. Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы масштаба 1:5 000 000. М.-Л., Госгеолтехиздат, 1960б.
- Варданиянц Л.А. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы масштаба 1:2 500 000. М., изд-во „Недра“, 1966.
- Варданиянц Л.А., Тихомиров С.Н. Геологическая карта поверхности кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах СССР. Докл. сов. геол., XXIII сессия Межд. геол. конгр., пробл.4, геология докембрия, Л., изд-во „Наука“, 1968.
- Веселовская М.М. Итоги петрографического изучения кристаллического фундамента центральной части Русской платформы. Изв. АН СССР, сер.геол., № 7, 1963.
- Веселовская М.М., Островский М.И. Кристаллический фундамент Рязано-Саратовского прогиба и смежных районов Воронежского и Токмовского сводов. ДАН СССР, т.177, № 4, 1967.
- Виноградов А.П., Тугаринов А.И. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. Докл.сов.геол.,XXI сессия Межд.геол.конгр., М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Володарский Р.Ф. Плотность горных пород палеозойского фундамента Предкавказья. Прикладная геофизика, вып.41, 1965.
- Вольвовский И.С., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Шрайбман В.И. Тектоника Туранской плиты. Тр.Геол.ин-та АН СССР, вып. 165, 1966.
- Гарецкий Р.Г. Структура платформенного чехла Туранской плиты. Тр.Геол. ин-та АН СССР, вып.92, 1963.
- Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Типы структур молодых платформ Евразии. Геотектоника, № 1, 1965.
- Гарецкий Р.Г., Шрайбман В.И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан). Тр.Геол. ин-та АН СССР, вып. 44, 1960.
- Гарьковец В.Г. О структурно-металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом. Сов. геол., № 11, 1964.
- Гарьковец В.Г. Новые данные о связи Тянь-Шаня с Уралом и вопросы структурно-металлогенического районирования территории Узбекистана. Сов.геол., № 11, 1967.
- Гафаров Р.А. Структурная схема докембрийского фундамента Севера Русской платформы. Изв.АН СССР, сер.геол.,№1,1961.

- Гафаров Р.А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. Изв.АН СССР, сер. геол., № 8, 1963а.
- Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента Севера Русской платформы. Изд-во АН СССР, 1963б.
- Гафаров Р.А. Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы. Геотектоника, № 4, 1966.
- Герлинг Э.К., Глебова-Кульбах Г.О., Лобач-Жученко С.Б., Афанасьева Л.И., Васильева С.Н. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. В кн.: Абс. возраст докембр. пород СССР, М.-Л., изд-во „Наука“, 1965.
- Глазунова А.В. Структурно-фациальные зоны палеозойского фундамента на территории Туркмении (по геофизическим данным). Тр.ВСЕГЕИ, вып.105, 1964.
- Глазунова А.В. Определение состава пород палеозойского фундамента по характерным особенностям аномального магнитного поля. Изв. АН ТуркмССР, Сер.физико-технических, химических и геологических наук, № 6, 1966.
- Годин Ю.Н. Региональные геофизические исследования. Геология нефти и газа, № 6, 1957.
- Годин Ю.Н. Комплексные геофизические исследования Юго-Востока Русской платформы. Геология нефти и газа, № 5, 1958.
- Годин Ю.Н. Глубинное геологическое строение западной части Средней Азии по данным геофизических исследований. В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление геолого-разведочных работ в Западных районах Средней Азии. М., Гос-топтехиздат, 1960.
- Годин Ю.Н., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Рябой В.З., Шрайбман В.И. Особенности строения земной коры запада Средней Азии. ДАН СССР, т.146, № 4, 1962.
- Дедеев В.А., Наливкин В.Д., Симоненко Т.Н., Соколов В.Н., Шаблинская Н.В. Строение досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете новых данных. Сов.геол., № 7, 1962.
- Дедеев В.А. История развития фундамента. В кн.: Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Тр. ВНИГРИ, вып.236, Л., изд-во „Недра“, 1965.
- Дедеев В.А., Берковский А.Н. Методика и принципы районирования фундамента. Тр.ВНИГРИ, вып.275, Л., изд-во „Недра“, 1969.

- Дедеев В.А., Заломина Н.М., Запольнов А.К., Кравец В.С., Матвеева Т.А., Сафронов П.Н., Сорокин В.А., Ференс-Сороцкий А.А. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области. Тр. ВНИГРИ, вып.245, Л., изд-во „Недра“, 1966.
- Дедеев В.А., Запольнов А.К., Кратц К.О., Лукашов А.Д., Сафронов П.Н. Сравнительная тектоника Мезенской и Печорской синеклиз. Л., изд-во „Наука“, 1969.
- Дербигов И.В., Гришин М.П., Агульник И.М. К вопросу о дизъюнктивной тектонике и методах ее выявления на территории Западно-Сибирской низменности. Тр.СНИИГГИМС, вып.10, М., Гостоптехиздат, 1960.
- Дикенштейн Г.Х., Старобинец А.Е., Теплицкий В.А. Применение геофизических методов для изучения структуры осадочного чехла и фундамента Восточной Туркмении в связи с поисками нефти и газа. Докл. сов.геол., Межд.геол.конгр., XXIII сессия, пробл.5, М., изд-во „Наука“, 1968.
- Дортман Н.Б., Васильева В.И., Вейнберг А.К., Дубинчик Э.Я., Жданов В.В., Зотова Н.Ф., Илаев М.Г., Трунина В.Я., Хорева Б.Я., Шолпо Л.Е. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., изд-во „Недра“, 1964.
- Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Халевин Н.И. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала. В кн.: Глубинное строение Урала. М., изд-во „Наука“, 1968.
- Дубинский А.Я., Сытин Ю.И. Методика комплексного регионального геолого-геофизического изучения равнинных территорий СССР (на примере Скифско-Туранской плиты). Л., изд-во „Недра“, 1968.
- Дубинский А.Я., Сытин Ю.И., Чихачев П.К. Некоторые черты геологического строения и развития территории Скифско-Туранской плиты. В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., изд-во „Наука“, 1965.
- Егорова Л.З. Строение и состав кристаллического фундамента и бавлинских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. В кн.: Геология, Куйбышев, 1964.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы. В кн.: Деформация пород и тектоника. Докл. сов. геол., XXII сессия Межд.геол.конгр., пробл.4, М., изд-во „Наука“, 1964.

- Журавлев В.С., Гафаров Р.Л. Схемы тектоники северо-востока Русской платформы. ДАН СССР, т.128, № 5, 1959.
- Журавлев В.С., Перфильев А.С., Херасков Н.П. Пространственное и временное соотношение между уралоидами и доуралоидами на восточном ограничении Русской платформы. Бюлл. МОИП, отд.геол., т.40, вып.5, 1965.
- Зайцев Ю.С. Результаты геологического картирования докембрия Белгородского железорудного района КМА. В кн.: Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей. Труды межобластного геологического совещания, Воронеж, изд-во Воронежского ун-та, 1964.
- Зандер В.Н., Томашунас Ю.И., Берковский А.Н., Суворова Л.В., Дедеев В.А., Кратц К.О. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., изд-во "Недра", 1967.
- Калинина О.А., Туезова Н.А. Западно-Сибирская плита. Физико-геологические предпосылки (физические свойства пород). В кн.: Геолог. результ. геофиз. исслед. в Сибири и на Дальнем Востоке, Новосибирск, изд-во "Наука", 1967.
- Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. "Наукова думка", Киев, 1965.
- Карагодин Ю.Н., Кляровский В.М., Погорелов Б.С. Новые данные о строении и абсолютном возрасте складчатого фундамента северо-запада Западно-Сибирской низменности. Геология и геофизика, № 5, 1965.
- Каратаев Г.И. Методика построения тектонической схемы фундамента. Геология СССР, т.XLV, Западно-Сибирская низменность, ч.1. М., изд-во "Недра", 1964.
- Кизельватер Д.С. К вопросу о возрасте складчатого основания Предкавказья. ДАН СССР, сер.геол., т.175, №4, 1967.
- Клушин И.Г., Шустова Л.Е. Некоторые вопросы методики интерпретации региональной гравиметровой съемки с целью изучения элементов глубинной структуры северо-восточной части Балтийского кристаллического щита. Прикладная геофизика, вып.41, 1965.
- Колубакин В.В. Строение фундамента по данным аэромагнитной съемки в районе Кара-Богаз-Гола. Тр. Комплексной южной геологической экспедиции (КЮГЭ), вып.8, М., Гостоптехиздат, 1962.
- Комиссаров Б.И., Смольяников П.Л. Тектоническое районирование Мугоджар по результатам региональных геофизических съемок. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западного Казахстана, Алма-Ата, изд-во "Наука", 1966.

- Краснопевцева Г.В., Мутушкин Б.А., Попов Е.А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград-Нахичевань. Изв. АН СССР, сер.геол., № 12, 1967.
- Кратц К.О. Геология карелид Карелии. Тр.Лаб.геол.докембрия АН СССР, вып.16, Изд. АН СССР, М.-Л., 1963.
- Кратц К.О., Герлинг Э.К., Лобач-Жученко С.Б. Геохронология докембрия Балтийского щита. Докл. сов. геол., XXII сессия Межд.геол.конгр., пробл.4, геол.докембрия, Л., изд-ва "Наука", 1968.
- Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Яскевич Н.И. Геология и петрология гранито-гнейсов глубинных сечений карелид. Сов.геол., № 9, 1968.
- Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д., Янушевич Т.А. Глубинные сейсмические исследования на юго-востоке Западно-Сибирской плиты и в Алтае-Саянской области. Геол. и геоф., № 4, 1968.
- Крылов Н.А., Летавин А.И. Тектоника пермо-триасового комплекса Запада Средней Азии и его структурное положение. В кн.: Геол. строение и нефтегазоносн.эпигерцинск. платформы Юга СССР. М., изд-во "Наука", 1966.
- Кужелов Г.К. Отражение складчатой тектоники Украинского щита в магнитном и гравитационном полях. Сов. геол., № 4, 1964.
- Куликов П.К. К проблеме тектонического строения фундамента Западно-Сибирской плиты. Сов. геол., № 9, 1967.
- Куликов П.К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности. М., изд-во "Недра", 1968.
- Куликов П.К. Фундамент Приуральской окраины Западно-Сибирского бассейна. Сов. геол., № 2, 1969.
- Куликов П.К., Погорелов Б.С. Геологическое строение складчатого фундамента в Шаимском нефтеносном районе Западной Сибири и его связь со структурами чехла. Геол. нефти и газа, № 6, 1968.
- Куликов П.К., Ростовцев Н.Н., Рудкевич М.Я., Туезов И.К. Схема тектонического районирования фундамента Западно-Сибирской плиты. Геология СССР, т.ХLIУ, ч.1. М., изд-во "Недра", 1964.
- Куликов П.К., Ростовцев Н.Н., Сурков В.С., Уманцев Д.Ф., Ковалевская Е.Д., Шаблинская Н.В. Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты. В кн.: Геол. строение и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности, вып.1, Тр.ЗапСибНИГНИ, М., изд-во "Недра", 1965.

- Кулубеков Б.А. Геофизические исследования при картировании фундамента южной части Тургайской синеклизы. Тр. ИГН АН КазССР, 1967.
- Кунин Н.Я. Схема тектоники фундамента Восточного Приаралья по геофизическим данным. Изв. АН КазССР, сер.геол., №4, 1966.
- Кунин Н.Я. Методика изучения строения и состава фундамента закрытых территорий комплексов геофизических методов. Докл. Сов.геол., XXIII сессия Межд.геол.конгр., изд-во „Наука“, М., 1968.
- Кунин Н.Я. Новые данные о строении северо-востока Туранской плиты (по геофизическим исследованиям). В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л., изд-во „Недра“, 1969.
- Лапинская Т.А. Главнейшие типы кристаллических пород фундамента Волго-Уральской нефтеносной области и их распространенность. В кн.: Петрография фундамента и осад. отл. нефтегазоносн. обл. СССР, Тр.МИНХ и ГП им.Губкина, вып.38. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Лапинская Т.А., Богданова С.В. Об основных породах фундамента Волго-Уральской области в связи с определением их абсолютного возраста. В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. Тр.ХІУ сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологической формации при ОЗН АН СССР, М., изд-во „Наука“, 1967.
- Леоненко И.Н., Полищук В.Д., Зайцев Ю.С. Докембрий Воронежской антеклизы. Бюлл.МОИП, отд.геол., т.42(5), 1967.
- Летавин А.И. Некоторые вопросы строения фундамента эпигершинской платформы Запада Средней Азии. В кн.: Геол. строение и нефтегазоносность эпигершинской платформы юга СССР. М., изд-во „Наука“, 1966.
- Литвиненко И.В. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита. В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики и геофизические исследования строения земной коры. М., изд-во „Недра“, 1965.
- Литвиненко И.В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., изд-во „Наука“, 1968.

- Логачев А.А. Методическое руководство по аэромагнитной съемке. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Маркевич В.П. История геологического развития и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. М., изд-во „Наука“, 1966.
- Масленников В.А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., изд-во „Наука“, 1968.
- Мелькановицкий И.М. Глубинное геологическое строение Приташкентского района, Кызыл-Кумов и сопредельных площадей по данным геофизических исследований. Сов.геол., № 2, 1962.
- Мелькановицкий И.М. Глубинное геологическое строение советской части Тянь-Шаня по геофизическим данным. Межд. геол. конгр., XXII сессия, Докл. сов. геол., пробл.2, М., 1965.
- Мелькановицкий И.М., Симонова В.А., Кононова И.А., Ветчинкина А.С. Основные черты строения складчатого основания центральной части Средней Азии по геофизическим данным. В кн.: Методика и результаты комплексных геофизических исследований. Л., изд-во „Недра“, 1969.
- Мирчинк М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий А.Я. Тектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Мирчинк М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. Основные черты тектоники Предкавказья. В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., изд-во „Наука“, 1965.
- Мирчинк М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.И., Маловецкий Я.П. Тектоника Юга Европейской части СССР. В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы Юга СССР. М., изд-во „Наука“, 1966.
- Моисеенко Ф.С. Геофизические исследования в районах складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты. Центральный Казахстан. В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке, Новосибирск, изд-во „Наука“, 1967.
- Моисеенко Ф.С., Павлов Ю.А. Глубинное строение земной коры на юго-востоке Центрального Казахстана. Геология и геофизика, № 4, 1964.

- Наливкин В.Д. Типы крупных и средних структур и влияние их на распределение запасов нефти и газа. В кн.: Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа. Л., изд-во „Недра“, 1967.
- Наливкин В.Д., Дедеев В.А., Иванцова В.А., Кап З.Я., Кругликов Н.М., Лазарев В.С., Сверчков Г.П., Черников К.А., Шаблинская Н.В. Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Тр.ВНИГРИ, вып.236, Л., изд-во „Недра“, 1965.
- Неволин Н.В. Геологическое значение гравитационных и магнитных аномалий центральных и восточных районов Русской платформы. Геология нефти и газа, № 3, 1957.
- Неволин Н.В., Богданова С.В., Лапинская Т.А., Подоба Н.В., Ртищева В.Ф., Серова А.Д. Основные черты строения фундамента Восточно-Европейской платформы. Докл. сов. геол., Межд.геол. конгр., XXIII сессия, пробл.5, М., изд-во „Наука“, 1968.
- Неелов А.Н. Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей. Докл.сов.геол., Межд.геол.конгр., XXIII сессия, пробл.4, Л., изд-во „Наука“, 1968.
- Озерская М.Л. Физические свойства кристаллического фундамента. Прикл. геофизика, вып.13, 1965.
- Пап А.М., Борковская В.М. Петрохимические особенности изверженных и метаморфических пород докембрия БССР. Минск, изд-во „Наука и техника“, 1968.
- Подоба Н.В. Результаты изучения плотности пород докембрийского фундамента восточной части Русской платформы и опыт их совместного изучения с геофизическими данными. Прикладная геофизика, № 22, 1959.
- Полищук В.Д. Основные черты геологического строения и история геологического формирования докембрия КМА. В кн.: Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей (Тр.Межобл. геол. совещ.). Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1964.
- Попов А.А., Аргентов В.В., Оспанов А.Б. Строение земной коры Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН КазССР, сер.геол., № 1, 1967.
- Проводников Л.Я. Схема структурных элементов, вещественного состава и рельефа фундамента Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным. Изв. Вост.фил.АН СССР, № 6, 1957.

- Проводников Л.Я. Карты тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента и структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Проводников Л.Я. Тектоническое строение Западно-Сибирской плиты в свете геофизических данных. В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, изд-во "Наука", 1967.
- Пятков К.К., Пяновская И.А. К истории тектонического развития Центральных Кызылкумов. Узб.геол.журн, АН Узб ССР, № 3, 1964.
- Пятков К.К., Пяновская И.А., Бухарин А.К. Геологическое строение палеозойского фундамента Центральных Кызылкумов. Тр.Гл.упр.геол.и охраны недр. при Сов.Мин.Узб ССР, вып.1, 1963.
- Пятков К.К., Пяновская И.А., Бухарин А.К., Быковский Ю.К. Геологическое строение центральных Кызылкумов. Ташкент, изд-во ФАН УзбССР, 1967.
- Ростовцев Н.Н. Западно-Сибирская измененность. Очерки по геологии СССР, т.1. М., Госгеолиздат, 1958.
- Ростовцев Н.Н., Куликов П.К. Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты. Тр.ЗапСибНИГНИ, вып.1, М., изд-во "Недра", 1965.
- Ростовцев Н.Н., Симоненко Т.Н., Уманцев Д.Ф. К вопросу о строении складчатого фундамента Западно-Сибирской измененности. В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии и геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Тр. СГИИГТИМС, вып.1. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Семененко Н.П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1964.
- Семененко Н.П. О сравнении докембрия Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ. Сов.геол., № 1, 1966.
- Семененко Н.П. Детализация геохронологической шкалы докембрия. В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. (Тр.ХIV сессии комиссии по опред. абс. возраста геол.формаций при ОЗН АН СССР). М., изд-во "Наука", 1967.
- Симоненко Т.Н. Аномальное магнитное поле СССР и некоторые вопросы тектоники. В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М., изд-во "Недра", 1965.
- Симоненко Т.Н. Основные закономерности глубинного строения территории СССР. В кн.: Проблемы региональной геологии и металлогении (11-14 мая 1964 г.). Тр.ВСЕГЕИ, нов. серия, т.143, 1967.

- итдииков Б.С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань, Изд-во Казанск.ун-та, 1968.
- Оболев И.Д. Основные черты глубинного строения Урала. В кн.: Глубинное строение Урала. (Тр. Первой Уральск.сессии Научного совета по комплексн.иссл.земн.коры и верхн. мантии). М., изд-во „Наука“, 1968.
- Соллогуб В.В., Чекунов А.В., Павленкова Н.И. Строение земной коры юга Украины по данным глубинных сейсмических исследований. В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., изд-во „Наука“, 1966.
- Солонцев Л.Ф., Аксенов Е.М., Ивашковский И.Ф., Поликарпова Н.Т., Ситдииков Б.С., Яковлев Б.Г. Новые данные о докембрии центральной части Русской платформы. ДАН СССР, сер.геол., т.180, № 2, 1968.
- Суворова Л.В., Берковский А.Н. Атлас магнитных аномалий, М., изд-во „Недра“, 1966.
- Сурков В.С. Новые представления о строении и возрасте складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности. Геология и геофизика, № 2, 1963.
- Сурков В.С. Складчатые структуры Урала и Западной Сибири и их отображение в гравитационном и магнитном аномальных полях. Геология и геофизика, № 4, 1964.
- Сурков В.С. О природе различных соотношений между геофизическими аномалиями и геологическими структурами (на примере Алтае-Саянской складчатой области). Геология и геофизика, № 9, 1965.
- Сурков В.С. Тектонические структуры фундамента Западно-Сибирской плиты, особенности отображения их в гравитационном и магнитном аномальных полях. В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, изд-во „Наука“, 1967.
- Сурков В.С. Геотектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты. Сов.геол., № 8, 1968.
- Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. Докл. сов. геол., Межд.геол.конгр. XXIII сессия, пробл.5, М., изд-во „Наука“, 1968.
- Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. Строение промежуточного структурного яруса Западно-Сибирской плиты. Сов.геол., № 5, 1969.

- Сурков В.С., Морсин П.И. Региональные гравитационные аномалии, их связь с особенностями глубинного строения Западно-Сибирской плиты. В кн.: Методы разведочной и промысловой геофизики при изучении строения Западно-Сибирской низменности. Л., изд-во ВИРГ, 1966.
- Сытин Ю.И. Основные структуры, особенности складчатого фундамента Средней Азии и их влияние на формирование структуры осадочного покрова. В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Таль-Вирский Б.Б. Закономерности тектонического развития эпиплатформенной подвижности области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований). В кн.: Тезисы докладов Душанбинской сессии П Всесоюзного совещания, Душанбе, 1962.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М., изд-во „Недра“, 1966.
- Туезов И.К. О некоторых особенностях периодов, переходных от геосинклинальных режимов развития к платформенным, на примере центральной части Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы. Изв. АН СССР, сер.геол., № 3, 1967.
- Туезова Н.А. Физические свойства горных пород Западно-Сибирской низменности. Тр.СНИИГГИМС, вып.31, М., Госгеолтехиздат, 1964.
- Тяпкин К.Ф., Нечаев В.А., Харитонов В.Д., Беланов В.М., Козубская Г.Е., Волкова В.Ф., Гуревич Б.Л., Бабчук Ф.Г., Распопова М.Г. О тектонике Украинского щита по геолого-геофизическим данным. Геотектоника, № 2, 1966.
- Уманцев Д.Ф. Тектонические структуры Урала и соответствующие им гравитационные и магнитные аномалии. В кн.: Методы разведочной и промысловой геофизики при изучении строения Западно-Сибирской низменности. Л., изд-во ВИРГ, 1966.
- Федынский В.В. Разведочная геофизика. М., изд-во „Недра“, 1964.
- Фотиади Э.Э. К проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе. Прикладная геофизика, № 12, 1955.
- Фотиади Э.Э. Результаты геофизических исследований. В кн.: Волго-Уральская нефтеносная область. Тр. ВНИГРИ, вып. 120, 1956.

- Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Тр. ВНИИГеофизики, вып.4, 1958.
- Фотиади Э.Э. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных региональной геологии и геофизических исследований. Геология и геофизика, № 10, 1961.
- Фотиади Э.Э. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по геофизическим данным. В кн.: Геологические результаты прикладной геофиз. Геофиз. исслед. строения земной коры, М., изд-во „Недра“, 1965.
- Фотиади Э.Э. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных. Тр. СНИИГТИМС, сер. регион.геолог., вып.57. Матер. по региональн.геологии, Новосибирск, 1967.
- Фотиади Э.Э., Моисеенко Ф.С. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических данных. В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, изд-во „Наука“, 1967.
- Фотиади Э.Э., Сурков В.С. Строение складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты. Сов.геол., № 2, 1967.
- Халевин Н.И., Дружинин В.С., Долгих В.В. Элементы строения Среднего Урала по данным комплексных геофизических исследований. В кн.: Глубинное строение Урала. М., изд-во „Наука“, 1968.
- Хрычев Б.А., Лысяков Л.М., Альтер С.М., Иванов А.П. Строение земной коры по профилю Темиртау-Куйбышев. В кн.: Глубинное строение Урала. М., изд-во „Наука“, 1968.
- Цирульникова М.Я., Сокол Р.С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., изд-во „Наука“, 1968.
- Шаблинская Н.В. Тектоническое строение второго структурного этажа Вагай-Ишимского междуречья по сейсмическим данным. Тр.ВНИГРИ, вып.31, 1959.
- Шаблинская Н.В. Вопросы строения фундамента Западно-Сибирской плиты. В кн.: Условия формирования и закономерности размещения месторождения нефти и газа. Л., изд-во „Недра“, 1967.

- Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., изд-во „Наука“, 1968.
- Яншин А.Л. Тектоническая карта Еразии. Межд.геол.конгр., Докл. сов. геол., XXII сессия, Индия, М., 1964.
- Яншин А.Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности, М., изд-во „Наука“, 1965.
- Яншин А.Л. Принципы составления карты и ее условные обозначения. Тектоника Евразии. М., изд-во „Наука“, 1966.
- Ярош А.Я. О связи гравитационных и магнитных аномалий с геологическим строением восточных районов Русской платформы и западного Приуралья. Тр.Свердл.горн.ин-та им. В.В.Вахрушева, вып.47,1966.
- Ярош А.Я. К вопросу методики геологического истолкования гравитационных и магнитных аномалий при изучении Урала и востока Русской платформы. В кн.: Глубинное строение Урала. М., изд-во „Наука“, 1968а.
- Ярош А.Я. Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом. В кн.: Глубинное строение Урала. М., изд-во „Наука“, 1968б.
- Ярош А.Я., Плохих Г.П., Дементьева Г.Д. О связи региональных магнитных аномалий с глубинными слоями земной коры востока Русской платформы. Тр. Свердл.горн.ин-та им.В.В.Вахрушева, вып.50, 1967.

	Стр.
Введение.....	3
Основы геологической интерпретации региональных гео- физических материалов.....	9
Районирование магнитного поля.....	10
Природа магнитных аномалий.....	11
Влияние платформенного чехла на магнитное поле.....	14
Трансформация магнитных аномалий.....	16
Районирование поля силы тяжести.....	21
Совместный анализ гравитационных и магнитных материалов.....	25
Характеристика физических свойств пород фундамента	28
Выраженность различных комплексов пород фундамента в геофизических полях древних и молодых щитов (на примере Балтийского щита и Урала).....	54
Балтийский щит.....	55
Урал.....	60
Принципы изучения внутренней структуры фундамента древних и молодых платформ.....	63
Методика составления геолого-тектонических карт фун- дамента древних платформ (на примере Балтийского щита и Русской плиты).....	69
Геофизические критерии выделения разновозрастных комплексов кристаллических пород.....	71
Геофизические критерии выделения магматических образований.....	82
Геофизические критерии выделения разновозрастных складчатых структур и глубинных разломов.....	89

	Стр.
Методика составления тектонической карты фундамента молодых платформ (на примере Западно-Сибирской, Турано-Скифской плит и их горного обрамления).....	102
Особенности применения геофизических дан- ных.....	102
Геолого-геофизическая характеристика структурно- формационных зон.....	120
Миогеосинклинальная зона	120
Эвгеосинклинальная зона	127
Парагеосинклинальная (параплатформенная) зона.....	133
Геофизические признаки выделения глубинных разло- мов молодых платформ.....	136
Заключение.....	141
Литература.....	142

ВЛАДИМИР АЛЕКСЕЕВИЧ ДЕДЕЕВ
МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ
ФУНДАМЕНТА ПЛАТФОРМ

*Утверждено к печати Институтом геологии и
геохронологии докембрия АН СССР*

Редактор издательства *Н. П. Скорынина*
Корректор *Г. Н. Атлас и Э. Н. Липпа*

Сдано в производство и подписано к печати 25/IX 1972 г.
Формат бумаги 60×90^{1/16}. Печ. л. 10 + 1 вкл. (1/4 печ. л.) = 10.25 усл. печ. л.
Уч.-изд. л. 10.43. Изд. № 5015. Зак. № 1407. М-14695. Тираж 1000.
Бумага № 2. Цена 1 р. 04 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, Менделеевская лин., д. 1

1-я тип. издательства «Наука»
199034, Ленинград, 9 линия, д. 12

1 р. 04 к.

518

3



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ