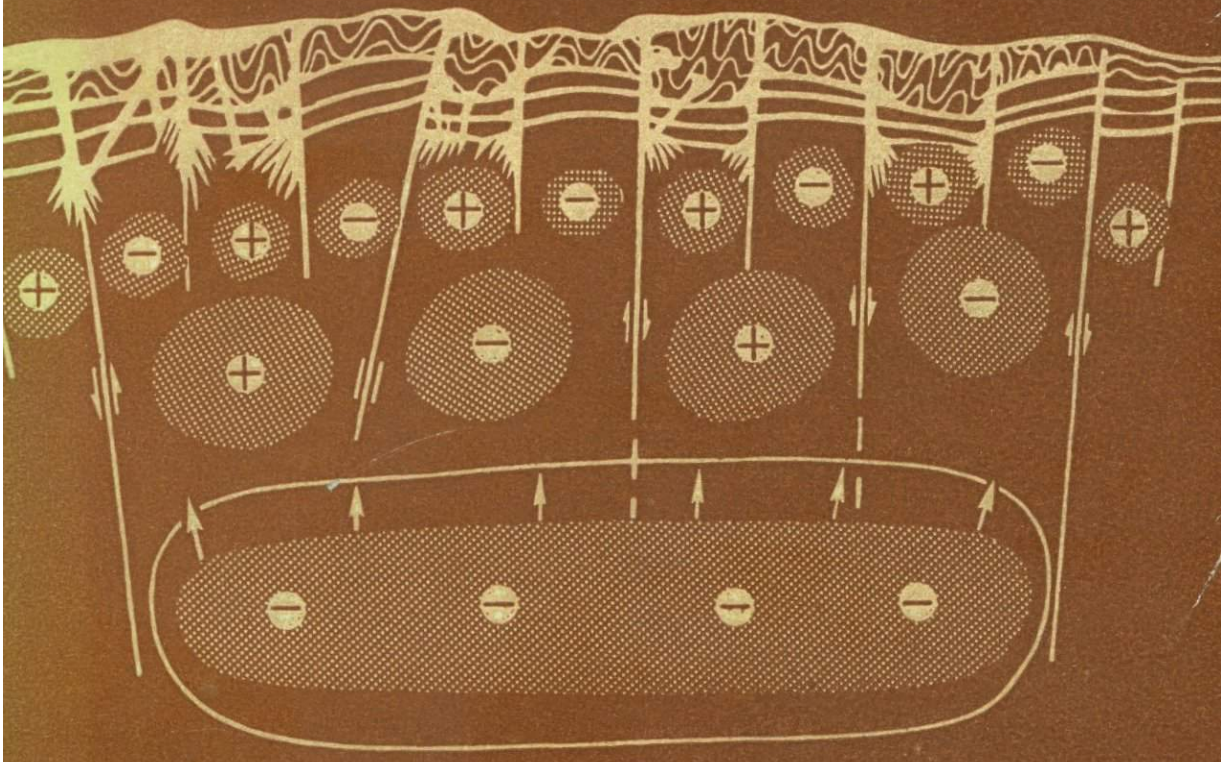
С.И. СУББОТИН

ВОПРОСЫ ГРАВИМЕТРИИ
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ
ТЕОРИЯ ТЕКТОГЕНЕЗА



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ им. С. И. СУББОТИНА

С. И. СУББОТИН

ВОПРОСЫ ГРАВИМЕТРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ ТЕОРИЯ ТЕКТОГЕНЕЗА

Избранные труды

2920

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1979

УДК 550.831 + 551.24.03 + 550.834

Вопросы гравиметрии, исследования земной коры и мантии, теория тектогенеза: Избранные труды/ Субботин С. И.— Киев : Наук. думка, 1979.—376 с.

В книге приведен очерк жизни и научной деятельности одного из видных геофизиков нашей страны С. И. Субботина. Помещены его наиболее важные, оригинальные работы по гравиметрии, глубинному строению земной коры и верхней мантии Украины и Карпато-Балканского региона, процессам в верхней мантии и теории тектогенеза. Впервые публикуется полная библиография трудов ученого.

Рассчитана на научных работников, аспирантов, инженеров и студентов старших курсов вузов, специализирующихся в различных направлениях физики Земли и тектонофизики.

Редакционная коллегия

чл.-кор. АН УССР А. В. Чекунов (отв. редактор),
д-р. физ. -мат. наук В. И. Старостенко (зам. отв. редактора),
чл.-кор. АН УССР В. Б. Соллогуб,
канд. геол.-мин. наук Т. С. Лебедев

Рецензенты

Я. Н. Белевцев, Н. П. Щербак

Редакция литературы о Земле

С $\frac{20804\text{-}188}{M221(04)\text{-}79}$ 241-79 1903020000

© Издательство «Наукова думка», 1979

ПРЕДИСЛОВИЕ

Серафим Иванович Субботин — один из крупнейших геофизиков нашей страны и замечательный организатор научных исследований.

Как ученый он работал в различных направлениях физики Земли и тектонофизики. Им проведены одни из первых на Украине гравиметрические съемки и выполнена их интерпретация с целью решения разведочных задач. С. И. Субботиным впервые начато изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии территории Украины. С. И. Субботин является автором оригинальных тектонофизических схем, объясняющих вертикальные и горизонтальные движения земной коры и образование основных геологических структур процессами, протекающими в верхней мантии.

Как организатор научных исследований С. И. Субботин наиболее ярко проявил себя на посту директора Института геофизики АН УССР, который он занимал со дня создания Института и до конца своей жизни. Благодаря энергии и энтузиазму С. И. Субботина за короткое время Институт геофизики АН УССР, ныне носящий его имя, стал одним из известнейших научных геофизических центров. Большой вклад Серафим Иванович внес также в деятельность всех учреждений Отделения наук о Земле АН УССР, которое он, как академик-секретарь, возглавлял в течение многих лет.

Основные научные работы С. И. Субботина не потеряли своей актуальности и в наши дни, между тем многие из них стали библиографической редкостью. Поэтому переиздание избранных статей и монографий С. И. Субботина имеет важное значение для дальнейшего развития геофизики.

В книгу включены наиболее существенные работы С. И. Субботина. Они размещены в трех разделах, отражающих главные направления его научных исследований. В каждом из разделов работы расположены в хронологическом порядке. Если работа была издана несколько раз или служила материалом для ряда публикаций, то приводится наиболее полная из них, а остальные упоминаются в подстрочных примечаниях. Независимо от языка оригинала все работы в настоящем издании публикуются на русском языке.

Члены редколлегии глубоко признательны А. Я. Субботиной за предоставление ранних работ Серафима Ивановича. Искренняя благодарность выражается А. И. Заяц-Комаровой, В. А. Роман и Т. Г. Гимадеевой, оказавшим большую помощь при подготовке книги к изданию.

Редакционная коллегия

ОЧЕРК ЖИЗНИ И НАУЧНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ АКАДЕМИКА АН УССР С. И. СУББОТИНА

Увлеченный поиск закономерностей развития мира, обращение к гипотезам, как к необходимому звену научного мышления всегда были и будут долгом и надеждой каждого исследователя земных недр.

С. И. Субботин.
О проблемах теории тектогенеза

Один из крупнейших ученых-геофизиков нашей страны, представитель первого поколения советских геофизиков, стоявших у колыбели этой науки, академик АН УССР Серафим Иванович Субботин родился 3 мая 1906 года в Казани в семье дьякона Ивана Степановича Субботина. После Октябрьской революции (конец 1917 г.) Иван Степанович порвал с религиозным культом; сначала работал инспектором в Рабоче-Крестьянской инспекции, а в последние годы жизни — сторожем Городского отдела коммунального хозяйства. Мать, Александра Васильевна Субботина, была домохозяйкой.

В 1926 г. С. И. Субботин закончил школу II ступени и поступил на астрономо-геодезическое отделение физико-математического факультета Казанского государственного университета им. В. И. Ульянова-Ленина, который окончил в феврале 1931 г. по новой тогда специальности — гравиметрия. После окончания университета Серафим Иванович был направлен на работу в Тифлис в Закавказское геологическое управление на должность инженера-геофизика. В апреле того же года С. И. Субботина переводят сначала в Ленинград в Институт прикладной геофизики, а затем (в порядке децентрализации геофизической службы) — в Киев, в Украинское геологическое управление, где он работал до конца 1939 г. начальником и техническим руководителем различных геофизических партий. В январе 1940 г. С. И. Субботин был переведен в организованное в Киеве Украинское отделение Государственного Союзного геофизического треста Наркомнефти СССР, в котором проработал старшим инженером-геофизиком до июля 1941 г.

Все эти годы Серафим Иванович руководил гравиметрическими исследованиями. В Донбассе и на его окраинах тогда решалась проблема расширения угленосных площадей. На Украинском щите большое внимание уделялось вопросам поисков железорудных месторождений Большого Кривого Рога. Были начаты широкие исследования в Днепровско-Донецкой впадине в связи с проблемой ее нефтегазоносности. Наряду с работами, проводимыми ленинградскими и московскими гравиметристами в различных районах СССР, исследования С. И. Субботина легли в основу развития разведочной гравиметрии и имели большое не только прикладное, но и теоретическое значение. В первую очередь это относится к применению гравиразведки для изучения строения железорудной формации Криворожья. Разработанная им методика полевых работ и интерпретации данных вариационных гравиметрических наблюдений обеспечила открытие многих рудных месторождений на территории Украинского щита.

Исследования С. И. Субботина этого периода оказали существенное влияние на становление и развитие на Украине геофизической службы, которая здесь только начала формироваться.

В эти же годы Серафим Иванович начинает свою педагогическую и научную работу, совмещая ее с производственной деятельностью. В 1933—1936 гг. в Киевском горно-геологическом институте, а в 1936—1938 гг. в Днепропетровском горном институте он принимает участие в подготовке первых выпусков украинских инженеров-геофизиков. С 1938 по 1941 г. С. И. Субботин сотрудничает в Институте геологических наук АН УССР и одним из первых занялся обобщением материалов геофизических исследований по Днепровско-Донецкой впадине, приазовской части щита и западным областям Украины. Эти обобщения явились основой современных представлений о глубинном строении Украины и обеспечили научную базу для форсированного освоения богатств ее недр.

В 1935 г. С. И. Субботин публикует первую статью, которая посвящена результатам гравиметрических исследований в Роменском соленосном районе (Сумская область).

В начале Великой Отечественной войны Серафим Иванович был эвакуирован в Оренбургскую область *, в г. Бугуруслан, где с августа 1941 г. по март 1944 г. работал старшим инженером-геофизиком Средневолжского отделения Государственного Союзного геофизического треста Наркомнефти СССР. Все эти годы С. И. Субботин руководит гравиметрическими исследованиями, проводимыми с целью изучения проблемы нефтеносности Второго Баку — Волго-Уральской нефтеносной провинции. Результаты его работ во многом способствовали выявлению новых нефтегазовых месторождений района. Несмотря на серьезную и затяжную болезнь (тяжелая форма туберкулеза легких с 1936 по 1944 г.), С. И. Субботин помимо основной производственной деятельности занимается также научной, работая с 1942 по 1944 г. по совместительству в Научно-исследовательском институте прикладной геофизики.

С апреля 1944 г., после возвращения из эвакуации в Киев, С. И. Субботин полностью переходит на научную работу, занимая должность старшего научного сотрудника Института геологических наук АН УССР. Одновременно он не порывает связей с производственными организациями Украины, которым передает свой опыт и знания в области разведочной гравиметрии и методики геологического истолкования геофизических данных.

В апреле 1945 г. в Институте геологических наук АН УССР С. И. Субботин успешно защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук «Аномалии силы тяжести Украины и их интерпретация». В этой работе были обобщены результаты многолетних исследований, выдвинуты новые идеи и заложены основы методики геолого-геофизической интерпретации гравитационных аномалий. Идеи и разработки С. И. Субботина в этой области не потеряли своего значения и в наши дни.

В июне 1945 г. в составе отдела геофизики Института геологических наук АН УССР С. И. Субботин переезжает из Киева во Львов, где работает старшим научным сотрудником до 1951 г. В 1951 г. он был переведен во вновь созданный во Львове Институт геологии полезных ископаемых АН УССР, где проработал до декабря 1960 г. (последовательно) старшим научным сотрудником, заведующим отделом геофизики и заместителем директора института по научной работе.

Львовский пятнадцатилетний период научной деятельности Серафима Ивановича (с 1945 по 1960 г.) был посвящен проблеме изучения геологического строения западных областей Украины, которые являются одним из

* В те годы — Чкаловская область.

основных нефтегазоносных районов республики, а также началу построения теории тектогенеза. Результаты этой работы, имеющей важное народнохозяйственное значение для послевоенного восстановления и расширения энергетической базы Украины, отражены в публикациях, среди которых основное место занимает монография «Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований», изданная в 1955 г. В ней на основании обобщения обширного геологического и геофизического материала дано наиболее полное и достоверное для того времени представление о глубинном строении Карпатского региона, сделан прогноз нефтегазовых и рудных месторождений, а также изложены основы геотектонической гипотезы, объясняющей движения земной коры сжатием и расширением подкоровых масс в результате полиморфных, фазовых и иных преобразований.

В мае 1955 г. С. И. Субботин во Львовском государственном университете им. Ивана Франко защищает монографию «Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований» в качестве докторской диссертации. В июле 1955 г. ему присуждается ученая степень доктора геолого-минералогических наук.

Как и в предыдущие годы, в послевоенный (львовский) период С. И. Субботин активно занимается преподавательской деятельностью. С 1945 по 1950 г. он — доцент Львовского государственного университета, а с 1956 по 1959 г.— профессор того же университета *. С 1950 по 1956 г. С. И. Субботин — доцент Львовского политехнического института.

В 1950 г. С. И. Субботин принят в члены КПСС и в последующие годы постоянно занимается партийно-общественной работой.

Вклад С. И. Субботина в геологическую и геофизическую науку был высоко оценен научной общественностью Украины: в январе 1957 г. его избирают членом-корреспондентом АН УССР.

23 декабря 1960 г. в Киеве был создан Институт геофизики АН УССР, в котором сконцентрировались разрозненные ранее в Академии наук УССР геофизические исследования. Директором Института был избран С. И. Субботин, под руководством которого развернулась большая работа по различным вопросам теоретической и прикладной геофизики. Серафим Иванович активно занимается созданием и укреплением материально-технической базы Института, подбором и подготовкой его научных кадров, руководит строительством нового здания Института в Академгородке и пр. Одновременно он возглавляет в Институте отдел гравитации (с мая 1970 года — отдел глубинных процессов Земли и гравиметрии).

В апреле 1961 г. С. И. Субботина избирают академиком АН УССР, а в мае 1963 года — академиком-секретарем Отделения наук о Земле АН УССР ** и членом Президиума АН УССР.

В этот период С. И. Субботин продолжает интенсивно разрабатывать теорию причин и механизма тектонических движений. Этим вопросам посвящается ряд статей и монография «Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры», которая в 1964 г. опубликована С. И. Субботиным совместно с Г. Л. Наумчиком и И. Ш. Рахимовой. Монография вызвала большой интерес как советских, так и зарубежных специалистов. В 1965 г. журнал «Tectonophysics» (Амстердам, Нидерланды) переиздает монографию на английском языке, а в 1966 г. журнал «Geophysik und Geologie» (Лейпциг, ГДР) переиздает шестую главу книги на немецком языке.

* В марте 1956 г. С. И. Субботину было присвоено ученое звание профессора по специальности «геофизика».

** Тогда — Отделение наук о Земле и Космосе.

В последующие годы С. И. Субботин углубляет ряд положений построенной им тектонофизической схемы вертикальных движений, и в наиболее полном и систематизированном виде она, а также результаты ее применения для решения конкретных задач тектоники, изложены в монографии «Мантия Земли и тектогенез», которая вышла в свет в 1968 г. с теми же соавторами. Эта книга, обобщающая и дополняющая результаты исследований, содержащиеся в предыдущей монографии,— одна из основных работ Серафима Ивановича Субботина.

Наряду с работами по тектонофизике он продолжает исследования в области геофизики и региональных геолого-геофизических обобщений, что отражено в публикациях 1969—1976 гг.

В послевоенный период С. И. Субботин активно участвовал в республиканских, всесоюзных и международных совещаниях, семинарах, конференциях и конгрессах, на которых выступал с докладами об основных результатах проводимых им исследований в области теории причин тектогенеза и геофизики. С 1946 по 1975 г. С. И. Субботин с научными докладами посетил Австралию (1969 г.), Австрию (1946 г.), Болгарию (1961 г.), Венгрию (1946 г.), ГДР (1946, 1972 гг.), Индию (1964 и 1975 гг.), Мексику (1967 г.), Польшу (1963 г.), Румынию (1958 г.), США (1970 г.), Францию (1975 г.), Чехословакию (1960 и 1973 гг.), Югославию (1968 г.), Японию (1966 г.).

В эти же годы Серафим Иванович активно занимается популяризацией достижений геофизической науки. Он систематически выступает с лекциями и докладами в научных и производственных организациях и учебных заведениях Украины, а также по линии общества «Знание».

В 1960—1975 гг. С. И. Субботин много сил и энергии отдавал научно-организационной работе в Карпато-Балканской геологической ассоциации Международного Геологического Конгресса, в Совете по сейсмологии и Тектоническом комитете АН СССР, Памиро-Гималайском проекте, являлся координатором советско-индийских исследований глубинного строения Индостана. Был председателем Междуведомственного геофизического комитета при Президиуме АН УССР, членом Комитета по Ленинским премиям при Совете Министров СССР. Активно занимался научно-издательской деятельностью, являясь ответственным редактором «Геофизического сборника АН УССР», а также членом редакционных коллегий журналов: «Вісник АН УРСР», «Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений», «Геологічний журнал», «Доклады АН УССР», «Наука і суспільство».

За большие заслуги в науке С. И. Субботину в 1966 г. было присвоено звание «Заслуженный деятель науки Украинской ССР». В 1972 г. «За разработку и внедрение методики геологического картирования, поисков и изучения глубинного строения месторождений Украинской железорудной провинции» в составе группы геофизиков АН УССР, вузов и Министерства геологии УССР ему была присуждена Государственная премия Украинской ССР. В 1976 г. за цикл работ «Структура земной коры» С. И. Субботину (посмертно) совместно с В. Б. Соллогубом и А. В. Чекуновым была присуждена премия имени В. И. Вернадского АН УССР.

Советское Правительство высоко оценило научную и общественную деятельность С. И. Субботина, наградив его орденом Ленина (1971 г.), орденом Трудового Красного Знамени (1963 г.) и медалями.

Как член Президиума АН УССР, академик-секретарь, директор, руководитель отдела С. И. Субботин был чрезвычайно занят. Однако он всегда был внимателен, приветлив, прост и доброжелателен к людям; хорошо понимал важность разностороннего подхода к поиску решений сложных проблем

геофизики и тектонофизики и поэтому оказывал поддержку сторонникам научных взглядов, которых сам полностью не разделял.

Человек широких интересов, Серафим Иванович постоянно следил за событиями общественной и культурной жизни, любил оперу, занимался садоводством. Всегда был оптимистично настроен, подвижен, любил хорошую шутку. Серафим Иванович был исключительно обаятельным человеком, это располагало и тянуло к нему.

В ночь с 12 на 13 января 1976 г. С. И. Субботина начала беспокоить боль в области сердца (инфаркт миокарда). Болезнь быстро прогрессировала. Днем 16 января 1976 г. Серафим Иванович скончался. Похоронен он в Киеве на Байковом кладбище.

Из большого научного наследия С. И. Субботина в настоящую книгу отобраны наиболее важные, значительные работы, которые представляют существенный интерес для современной геофизики. Работы размещены в трех разделах, отражающих основные научные направления, которыми занимался ученый: исследования по гравиметрии, изучение глубинного строения коры и верхней мантии Украины и Карпато-Балканского региона, процессы в верхней мантии Земли и теория тектогенеза.

Кратко охарактеризуем работы каждого из направлений.

В первом разделе помещены работы по гравиметрии. Ранние из них знакомят читателя с методикой проведения полевых исследований, а также с предварительными результатами интерпретации материалов наблюдений. В последующие годы затронутые вопросы получили более полное и всестороннее изучение. Однако приведенные работы (первой из них — «Гравиметрические исследования в Роменском районе» — почти сорок пять лет) имеют значительный исторический интерес, ибо свидетельствуют об огромном прогрессе гравиметрии, существенный вклад в который внес С. И. Субботин. Эти работы легли в основу методики применения гравиметрии для решения различных геологических задач и позволили получить первые представления о строении Днепровско-Донецкой впадины, распространении железорудных комплексов Большого Кривого Рога, глубинном строении территории Украины.

Особое место в этом разделе занимает большая работа С. И. Субботина, написанная совместно с В. Г. Козленко и В. И. Старостенко «Гравиметрические исследования строения земной коры и верхней мантии», которая является последней работой С. И. Субботина и в полном объеме публикуется впервые *. В работе дан всесторонний анализ современного состояния проблемы построения по гравиметрическим данным плотностных моделей коры и верхней мантии Земли и сформулированы основные задачи дальнейших исследований в этой трудной области, которая имеет фундаментальное значение для геофизики. Установлены общие закономерности гравитационных моделей коры и верхней мантии для различных геоструктур (щитов, платформ, впадин, переходных зон от континентов к океанам, глубоководных котловин, структур океанического дна и пр.). Эта работа является направляющей для монографии большого коллектива авторов «Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли» (Киев, «Наукова думка», 1979 г.), которая отражает результаты многолетних исследований советских гравиметристов по одноименной проблеме. В соответствии с решением Научного совета по комплексным исследованиям земной коры и верхней мантии при Отделении геологии, геофизики и геохимии АН СССР (председатель — чл.-кор. АН СССР

* Ее сокращенный вариант: Козленко В. Г., Старостенко В. И., Субботин С. И. Строение коры и верхней мантии по гравиметрическим данным. — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 220—266.

В. В. Белоусов) эта работа в СССР с 1971 г. координировалась Институтом геофизики АН УССР под руководством С. И. Субботина.

Во второй раздел включены работы по изучению глубинного строения земной коры Украины и прилегающих территорий. Центральное место занимает работа «Глубинное строение Советских Карпат». Она составлена из ряда глав монографии «Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований», которая давно стала библиографической редкостью. Как уже отмечалось, эта работа дает не только обобщение, анализ и геологическое истолкование геофизических материалов, а также схему глубинной тектоники района, но и содержит результаты изучения вопроса о причинах вертикальных движений земной коры. В работе показано, что среди причин вертикальных движений превалирующая роль принадлежит процессам сжатия и расширения подкорового вещества, а перетеканием подкоровых масс нельзя полностью объяснить наблюдаемые геологические и геофизические факты (например, интенсивности аномалий гравитационного поля в Днепровско-Донецкой впадине, Карпатской зоне, на Украинском щите). Здесь же сформулирована проблема изучения природы механизма сжатия и расширения, которая С. И. Субботиным интенсивно разрабатывалась в последующие годы. Монография «Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований» сыграла большую роль в изучении глубинного строения Советских Карпат, являющихся одним из основных нефтегазоносных регионов Украины, и долгие годы служила и продолжает служить настольной книгой всех геофизиков и геологов, занимающихся геологией западной части Украины. Монография стала работой классической.

Остальные работы второго раздела посвящены различным вопросам строения земной коры и верхней мантии Украины, Карпато-Балканского региона и прилегающих территорий. Здесь — полученные совместно с В. Б. Соллогубом, А. В. Чекуновым, М. В. Чирвинской, Н. Т. Турчаненко и И. А. Гаркаленко данные о глубинном строении Украины на конец 60-х годов («Новые данные о строении земной коры Украины»), результаты выполненного с В. Б. Соллогубом, Д. Просеном, Т. Драгашевичем, Э. Митух и К. Пожгаем изучения поверхности Мохоровичича в южной части Европы («Рельеф поверхности Мохоровичича Карпато-Балканского региона и смежных территорий»), установленные совместно с В. Б. Соллогубом, Е. К. Лоссовским, А. В. Чекуновым, М. В. Чирвинской, И. А. Гаркаленко и Н. Т. Турчаненко сведения о глубинном строении нефтегазоносных провинций Украины («Изучение глубинного строения нефтеносных провинций Украины методами сейсморазведки»).

Написанная совместно с В. Б. Соллогубом и А. В. Чекуновым работа «Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов Тетиса в свете новых данных и представлений» — последняя крупная статья С. И. Субботина. В ней по данным глубинного сейсмического зондирования приведены новые (по состоянию на конец 1975 г.) сведения о строении земной коры Украины и с их позиций дан критический обзор основных положений новой глобальной тектоники, а также в краткой форме рассмотрен вопрос о причинах и механизме вертикальных и горизонтальных поступательно-вращательных движений блоков земной коры. Выполненный анализ позволил дать ретроспективную оценку важных моментов становления древних платформ. Статья — результат объединения двух из основных направлений исследований С. И. Субботина (изучение глубинного строения земной коры геофизическими методами и построение основ теории тектогенеза) и служит примером удачного практического применения тектонофизических

идей и концепций к объяснению образований реальных геологических структур.

В третьем разделе помещены работы, в которых рассматриваются процессы, протекающие в верхней мантии Земли, и теория тектогенеза. Это направление — основное в научном творчестве С. И. Субботина. Как уже отмечалось, начало исследований было положено разработками, содержащимися в монографии «Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований». Этим направлением С. И. Субботин продолжал заниматься до конца своей жизни, т. е. уделил ему более 20 лет.

Здесь выделяются два основных этапа исследований.

На первом из них (1955—1970 гг.) С. И. Субботин занимался изучением и объяснением вертикальных движений участков земной коры. В наиболее полном и систематизированном виде схема и механизм вертикальной формы тектонических движений изложены в монографии «Мантия Земли и тектогенез», изданной С. И. Субботиным с Г. Л. Наумчиком и И. Ш. Рахимовой в 1968 г. (Киев, «Наукова думка»). Монография в книге воспроизводится полностью.

В соответствии с построенной теорией тектогенеза основными причинами вертикальных движений земной коры и образования ее структурных форм служат сжатие и растяжение некоторого объема вещества верхней мантии Земли, которая рассматривается как вращающаяся термодинамическая система. Сжатие и расширение вещества мантии вызываются фазовыми, полиморфными, электронными переходами и химическими преобразованиями, которые происходят за счет перестройки кристаллических решеток, изменений электронной структуры атома, его радиуса, межатомных расстояний, нарушений и изменений химических связей. Последние в свою очередь являются следствием геодинамических (возникающих, например, из-за неравномерности, особенно скачкообразности, вращения Земли и неоднородности строения ее коры и верхней мантии) и термоупругих (обусловленных неоднородностями распределения источников тепловой энергии, тепловых свойств вещества литосферы и пр.) напряжений в отдельных зонах геосфер. С позиций функционирования такого механизма С. И. Субботин разработал оригинальные схемы образования основных геоструктур земной коры: глубинных разломов, платформенных прогибов и поднятий, впадин внутриконтинентальных морей, геосинклинальных прогибов, складчатых горных сооружений, происхождения и деятельности магматических очагов. Образование геоструктур по схеме С. И. Субботина находится в согласии с фундаментальным геофизическим фактом — интенсивность их теоретических гравитационных полей соответствует интенсивности наблюденных.

Освещению разных сторон процессов и механизма вертикальных тектонических движений земной коры посвящены и другие работы С. И. Субботина, включенные в третий раздел.

Примерно с 1960 г. в геофизической и геологической литературе начало появляться все больше сведений о существовании разрывных нарушений со значительными горизонтальными смещениями блоков земной коры. Поток литературы особенно возрос к 1970 году. Из опубликованных фактов следовало, что горизонтальные перемещения имеют большое значение и поэтому примерно с 1970 г. С. И. Субботин приступил к изучению этой формы тектонических движений (с ней он связывал и существование кольцевых структур, сведения о наличии которых также начали появляться в литературе с конца 60-х годов). Это второй этап (1970—1975 гг.) тектонофизических исследований С. И. Субботина.

Изучение вопроса привело С. И. Субботина к построению концепции поступательно-вращательных движений блоков тектоносферы. Причиной таких движений, по его мнению, является наличие в коре и верхней мантии отличных по своим свойствам (в первую очередь по плотности) крупных блоков, которые во вращающейся Земле (особенно при неравномерности ее вращения) создают силы, вызывающие горизонтальные перемещения блоков коры. Тектонофизическая концепция и ее механизм изложены в помещенных в разделе работах «Вопросы теории тектогенеза» и «О проблемах теории тектогенеза» *.

Систему поступательно-вращательных движений земной коры С. И. Субботин рассматривал как одну из возможных причин горизонтальных тектонических движений. Она была меньше изучена и развита им, чем система вертикальных движений. Серафим Иванович планировал с учетом последних геологических, геофизических, реологических, тепловых и других данных о земной коре и верхней мантии заняться физико-математическим обоснованием поступательно-вращательных движений. Однако осуществить это он не успел.

Всего перу Серафима Ивановича Субботина принадлежит более 140 работ и здесь невозможно их осветить в должной мере. Однако приведенного краткого обзора основных направлений научных исследований и включенных в книгу статей и монографий, видимо, достаточно, чтобы представить широту профессиональных интересов С. И. Субботина, глубину проработки затрагиваемых им вопросов, его умение выделить главное, наиболее существенное в большом и сложном комплексе задач, возникающих при изучении строения нашей планеты. Для вдумчивого исследователя-геофизика работы С. И. Субботина еще долгие годы будут служить источником новых идей, плодотворных начинаний и творческих порывов, которые, безусловно, приведут к дальнейшему прогрессу в решении фундаментальных проблем физики Земли.

А. В. Чекунов, В. И. Старостенко

---

* Эти же вопросы рассматриваются в работе С. И. Субботина, В. Б. Соллогуба и А. В. Чекунова «Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов Тетиса в свете новых данных и представлений», которая уже упоминалась и включена во второй раздел книги.

ГРАВИМЕТРИЯ ПРИ ЛОКАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РОМЕНСКОМ РАЙОНЕ *

Гравиметрические исследования с помощью маятников в Роменском районе были начаты в 1932 г. Сначала их проводила партия Полтавской гравиметрической обсерватории по заданию Украинского геологического треста. Детальная маятниковая съемка охватывала район четырехугольника: Ромны — Лубны — Миргород — Гадяч. При этом выявлено два минимума силы тяжести: более интенсивный — Роменский с минимальным значением силы тяжести в селе Герасимовке и Исачковский. В связи с тем, что в районе Роменского минимума силы тяжести скв. 1 в карьере горы Золотухи вблизи с. Оксютинцы были вскрыты гипсы и соль, возник вопрос о наличии соляного купола, а отсюда и о нефтеносности этого района.

Осенью 1934 г. по заданию Института геологии Всеукраинской Академии наук партия Украинского геологического треста провела рекогносцировочную съемку вариометром в районе горы Золотухи. Эта работа полностью подтвердила данные маятниковых наблюдений о распределении силы тяжести в этом районе. Приблизительно был оконтурен минимум силы тяжести с южной и юго-восточной стороны и обнаружено наличие резкого изменения силы тяжести на расстоянии 1,5 км южнее скв. 1.

В 1935 г. партия Украинского геологического треста по заданию Института геологии Всеукраинской Академии наук провела детальную съемку вариометром всего Роменского минимума силы тяжести. Съемкой был охвачен район вокруг скв. 1 радиусом 15 км. Кроме того, в районах Охтырского и Кочубеевского минимумов силы тяжести, выявленных в предыдущие годы маятниками, проведена рекогносцировочная съемка. Работы по детализации Роменского минимума силы тяжести состояли из двух этапов. На первом из них необходимо было оконтурить минимум силы тяжести со всех сторон. С этой целью наблюдения проводились по радиальным профилям с центром на горе Золотухе. На втором планировалась детализация самого минимума силы тяжести. Надо было проследить линию резкого изменения силы тяжести, выявленную при рекогносцировочной съемке 1934 г.

В районе горы Золотухи наблюдается полоса пород с повышенной плотностью; ширина полосы 15 км, длина 5,5 км. Схематический разрез через эту полосу показан на рис. 1.

Плотности пород, определенные по образцам из скважин этого участка, следующие (в г/см^3): суглинок и пески 1,85; глины (разные) 2,0; мергели (гипсоносные и соленосные) 2,2—2,3; соль 2,15; диабаз разрушенный 2,2—2,5. Эти данные показывают, что породы, покрывающие соль, обладают меньшей плотностью, чем соль и мергели. Исходя из них и результатов бурения структурной скв. 1, полосу относительного максимума следует рассматривать как

---

* С. І. Субботін.— В кн.: Матеріали геофізичних розвідок в УРСР. Київ, 1936, ч. 1, вип. 25, с. 201—205.

шток соли, перекрытый мергелями. Кроме того, в районе штока отмечен целый ряд осложнений на кривой градиента силы тяжести, обусловленных, по-видимому, наличием диабаза, встреченного скважиной почти в центре штока.

Значительный интерес представляет сравнение данных гравиметрической и магнитометрической съемок вариометром Шмидта (по предварительным данным). Все мелкие дополнительные максимумы силы тяжести (максимум — минимум кривой градиента), обусловленные наличием пород повышенной плотности, в соответствующих местах очень хорошо совпадают с максимумами кривой Z_a (рис. 1). Такой вид имеет участок с поднятиями соли и покрывающих ее мергелей. Что касается причин, обусловливающих наличие интенсивного минимума силы тяжести на участке протяженностью более 30 км с севера на юг и с запада на восток, то трудно предположить, что этот минимум обусловлен исключительно наличием соли. Вычисления показывают, что в этом случае мощность соли в центре купола должна быть около 5—6 км.

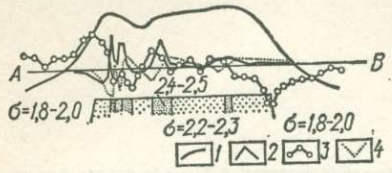


Рис. 1. Сравнение данных гравиметрической и магнитометрической съемок.

Графики: 1 — силы тяжести; 2 — градиентов; 3 — Z_a; 4 — H_a.

Р. М. Базюк считает, что этому минимуму соответствует впадина на поверхности кристаллического массива, заполненная осадочными породами. Соль залегает лишь в центре минимума в виде штока, образующего местный максимум. Такое предположение хорошо объясняет всю аномалию силы тяжести и хорошо согласуется с данными бурения. Следует лишь отметить, что оно не везде согласуется с интерпретацией результатов сейсморазведки, которая проводилась в этом районе для детализации штока (соли). В южной, восточной и западной частях отмечается полное совпадение границ штока по гравитационным и сейсмическим данным. Граница штока, выявленная данными гравиметрии с северной стороны, сейсмометрией не отмечается. Сейсмические данные свидетельствуют о том, что в этом месте должно быть пологое погружение соли от скв. 1 в северном направлении. В южной части участка съемки за пределами штока сейсмические данные указывают также на наличие соли на глубине 500 м. Таким образом, площадь распространения соли значительно больше, чем площадь штока, расположенного в центре общего минимума силы тяжести.

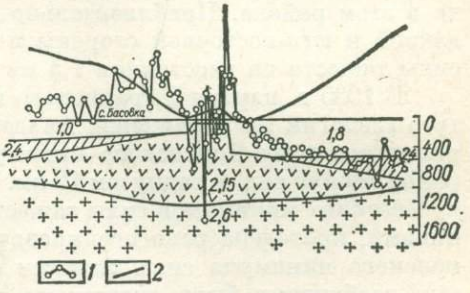


Рис. 2. Схематический разрез одного из возможных вариантов Роменской структуры:

1 — кривая градиентов; 2 — кривая силы тяжести.

Очевидно, минимум силы тяжести частично обусловлен также наличием большого массива соли, поверхность которого залегает на глубине 500 м и более, а породы, покрывающие соль на этих глубинах, должны иметь бо́льшую плотность, чем соль, подобно тому, как это имеет место, например, на р. Эмбе. Таким образом, здесь мы имеем соляную структуру, подобную структурам нефтеносных районов.

Схематический разрез, который может одновременно соответствовать результатам гравиметрии и сейсмометрии, показан на рис. 2. Следует отме-

тить, что рис. 2 дает общую схему, показывающую один из возможных вариантов роменской структуры.

Как уже отмечалось, кроме Роменского района, в 1936 г. проведена рекогносцировочная съемка в Охтырском и Кочубеевском районах. Особый интерес представляют данные по Кочубеевскому району, где установлены значительные градиенты силы тяжести, достигающие 55—60 Этвеш.

Рекогносцировка показала, что в Охтырском и особенно в Кочубеевском районах есть возможность предполагать наличие таких же структур, какие имеем в районе Роменского минимума силы тяжести. Для выявления этих структур необходимо провести общую, а также детальную съемку, как это сделано в Роменском районе.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ УКРАИНЫ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ *

Рассмотрение карт аномалий ускорения силы тяжести (в редукциях Фая и Буге) показывает, что в основном имеются два типа аномального поля. К первому типу относим аномалии полосового строения, ко второму — аномалии, характерной чертой которых является мозаичный план строения. Под мозаичностью аномалий будем понимать совокупность замкнутых изолиний изометрической формы. При рассмотрении общего плана аномалий и сопоставлений его с основными геотектоническими элементами территории Украины и сопредельных районов прежде всего обнаруживается связь отмеченных типов аномалий с основными геотектоническими элементами. Большие аномальные зоны, выдержанные по простиранию (полосовые аномалии), соответствуют, как правило, геоструктурным элементам, простирающимся на сотни километров. В этом типе аномалий участки, имеющие повышенное значение силы тяжести (как правило, это интенсивные положительные аномалии) и линейное полосовое строение, связаны со складчатыми сооружениями. Это видно на примере Крымско-Кавказской горной системы, Донецкого бассейна и Карпат. Зоны пониженных значений силы тяжести (чаще отрицательные аномалии полосового строения) соответствуют впадинам, т. е. участкам развития слабо дислоцированных и слабо метаморфизованных осадочных образований большой мощности. К ним относятся Днепровско-Донецкая, Причерноморская, Подольская (Галицко-Волынская) впадины, которые очень четко отмечаются зонами аномалий, выдержанными по простиранию и интенсивности.

Участки аномалий, имеющие мозаичное строение, связаны с выступами кристаллического фундамента. Такие аномалии характерны для Азово-Подольской кристаллической полосы, хорошо обрамленной полосовыми аномалиями Причерноморской впадины с юга, Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины с северо-востока и Галицко-Волынской впадиной с запада. Вторая подобная зона аномалий мозаичного строения находится севернее и северо-западнее полосы отрицательных аномалий Днепровско-Донецкой впадины и соответствует Воронежскому выступу докембрийского фундамента и области его неглубокого залегания.

Таким образом, для рассматриваемой территории устанавливается одна из основных закономерностей связи аномального гравитационного поля с геологическим строением верхних слоев земной коры, которую можно сформулировать следующим образом:

1) выступы кристаллического фундамента характеризуются наличием аномального мозаичного поля, с общим положительным фоном, причем здесь могут быть как положительные, так и отрицательные аномалии;

---

* С. І. Субботін.— Геол. журн. АН УРСР, 1950, 10, вип. 3, с. 53—63.

2) зонам углубления кристаллического фундамента и накопления осадочных отложений большой мощности соответствуют в основном полосовые аномалии, причем складчатые зоны отмечаются полосами повышенных значений силы тяжести, а зонам спокойного залегания осадочных пород — полосы пониженного значения.

Отметим еще одну характерную особенность строения гравитационного поля, присущую зонам сочленения различных аномалий. При сочленении двух полосовых аномалий переход от одной к другой имеет спокойный характер и прослеживается довольно четко. При сочленении зон аномалий разных типов, т. е. полосовых и мозаичных, четкой грани, как правило, нет. В этом случае наблюдается как бы внедрение мозаичного поля в область полосового в виде отдельных локальных аномалий.

Перейдем к анализу связи между аномалиями силы тяжести и геологической структурой по отдельным аномальным зонам.

Причерноморская впадина

Севернее Крымской полосы интенсивных положительных аномалий расположена большая зона пониженных значений силы тяжести, простирающаяся в широтном направлении. Южная граница зоны проявляется очень четко в виде полосы сгущения плавно вытянутых изолиний. Северная ее граница выявлена менее четко, так как здесь мы имеем дело с сочленением двух аномальных зон разных типов — полосовой и мозаичной.

Рассматриваемая аномальная зона приурочена к Причерноморской впадине. В соответствии с распределением силы тяжести следует считать, что наиболее глубокой является юго-восточная часть впадины, т. е. юго-восточная часть Азовского моря и район Краснодара, где мощность молодых осадочных недислоцированных отложений, очевидно, достигает максимальной величины. Наименьшую глубину зоны, через которую проходит ось впадины, следует предполагать в районе Сивашей, где наблюдаются наиболее высокие значения силы тяжести на всем протяжении центральной зоны впадины. Все это полностью согласуется с имеющимися геологическими данными.

Особый интерес представляет северная граница рассматриваемой зоны, т. е. полоса ее сочленения с зоной аномалий мозаичного строения. Здесь нет четкой границы, разделяющей обе зоны. Изолинии южной аномальной зоны по направлению с юга на север из плавных, почти прямолинейных, становятся все более волнистыми, и мозаичная северная аномальная зона как-будто переходит в южную полосовую, уничтожая этим самым границу перехода и превращая ее в довольно широкую полосу. Какой же геологический вывод можно сделать из этого факта? Как будет указано ниже, мозаичный характер аномалий кристаллического щита обусловлен мозаичностью его внутреннего строения. Отсутствие резкого перехода одного типа аномалий в другой, переход мозаичных аномалий в полосовые позволяет сделать вывод о том, что переход от Азовско-Подольского докембрийского массива к Причерноморской впадине постепенный, т. е. что Азовско-Подольский массив погружается в сторону Причерноморской впадины плавно, без дизъюнктивных нарушений. Этот вывод частично подтверждается для районов Верхний Рогачик — Новодмитровка и Мелитополь — Геническ результатами геофизических работ 1936 г., иллюстрирующих спокойное падение поверхности кристаллического фундамента под углом 2—3° в южном и юго-западном направлениях.

2920

Азовско-Подольский кристаллический массив

Мы уже указывали на то, что аномалии силы тяжести Азовско-Подольского массива имеют мозаичное строение. Контуры изоаномал чаще имеют неправильную форму и разно ориентированы. Участки повышенных значений силы тяжести сменяются на относительно малых расстояниях участками пониженных значений, причем амплитуда часто достигает нескольких десятков миллигал.

Для решения вопросов о причинах, вызвавших эти аномалии, мы в 1939 г. исследовали распределение плотностей пород, составляющих кристаллический массив. Было обнаружено, что повышенные значения силы тяжести получены в зонах распространения пород повышенной плотности. Например, очень четко такое соотношение наблюдается на Побужье, где развиты породы так называемой бугитовой серии (чарнокиты) с повышенной плотностью (2,74—2,78 г/см^3), которым соответствует широкая зона более интенсивных положительных аномалий. На участках распространения легких разновидностей кристаллических пород (например, гранитов кировского типа, или рапакиви, в районе Кировограда) отмечаются снижения значений силы тяжести.

Интересно отметить, что область аномалии, особенно в восточной половине чарнокитового массива, совпадает с его границей.

Довольно большие положительные аномалии имеются также в Приазовской части массива, где они связаны с наличием интрузий ультраосновных пород, плотность которых достигает иногда довольно высоких значений (3,1 г/см^3).

Днепровско-Донецкая впадина

Гравитационное поле Днепровско-Донецкой впадины отличается сложным строением, особенно в ее центральной и северо-западной частях. В целом впадине соответствует широкая полоса пониженных значений силы тяжести, простирающаяся вдоль Донецкого бассейна и средней части Азовско-Подольского массива и расположенная севернее их.

На северо-западном ее продолжении расположен огромный Черниговский максимум силы тяжести, отделяющий весьма интенсивные отрицательные аномалии южной части Белоруссии, вошедшие в литературу под названием Ельского и Шацилковского минимумов, от минимума центральной и юго-восточной части впадины.

Рассмотрим сначала центральную и юго-восточную части описанной аномальной полосы. Эта зона характеризуется полосовым планом аномального поля. В юго-восточной части полосовое строение с достаточной четкостью выражается плавно протянутыми изоаномалами северо-западного направления. В центральной части зоны, в районе Сребное — Полтава, также наблюдается полосовое строение. Однако здесь общий фон пониженных значений силы тяжести осложняется интенсивной положительной аномалией, ось которой простирается от Сребного на Диканьку. Аномалия со всех сторон окружена узкой полосой пониженных значений силы тяжести. Кроме того, мы наблюдаем резкий переход от высоких значений силы тяжести в центральной зоне аномалии к низким значениям на ее окраинах. Все это придает ей вид как бы наложенной.

Несомненно, большая зона отрицательных аномалий и вообще пониженных значений силы тяжести отражает область накопления мощных слоев осадочных недислоцированных или слабодислоцированных пород. Здесь мы име-

ем в виду регион в целом, ибо резкие нарушения спокойного залегания пород в Ромнах, Дмитровске и т. д., как показали геофизические исследования периферийных зон этих нарушений, являются областями, каждая из которых имеет сравнительно ограниченные горизонтальные размеры.

Как же можно геологически истолковать аномалии силы тяжести в районе Сребное — Полтава? Результаты сейсмических работ по профилю Прилуки — Ромны указывают, что поверхность кристаллических пород дна впадины, имея небольшой наклон от Прилук к Ромнам в районе Сребного, т. е. в зоне «наложенного» максимума, залегает на глубинах около 4 км. Это доказывает, что Лохвицко-Сребненский максимум действительно является «наложенным», обусловленным какими-то посторонними причинами.

В свое время этот максимум истолковывался как отпечаток мощных древних эффузий или интрузий ультраосно́вной магмы, залегающих в виде большого, мощностью до 2 км, покрова на глубине 4 км. Эта идея была принята и геологами. Так, Л. Лунгерсгаузен считает такое объяснение более правдоподобным и, ссылаясь на ряд дополнительных факторов, выражает мнение, что «...вдоль оси Днепровско-Донецкой впадины, от Чернигова и Нежина на Полтаву и далее, через Донецкий бассейн, на юго-восточные окраины кристаллического массива проходит чрезвычайно древняя линия северо-западного простирания, с которой и связаны мощные интрузии ультраосно́вной магмы. Эта линия должна была бы носить характер зоны разлома, очевидно, довольно широкой»*.

В результате анализа характера гравитационного поля центральной части Днепровско-Донецкой впадины мы приходим к выводу, что такое истолкование Лохвицко-Сребненской аномалии наиболее правдиво и верно.

Южнобелорусский грабен

В юго-восточной части Белорусской ССР маятниковой съемкой установлено наличие двух интенсивных отрицательных аномалий, между которыми существует довольно тесная связь. Эти аномалии известны под названием Ельского и Шацилковского минимумов. По данным гравитационных и сейсмических исследований, проведенных в 1937 и 1939 гг., рисуют следующую картину: севернее нижнего течения р. Березины на участке Паричи — Шацилки и далее на юго-восток почти до ее впадения в Днепр поверхность фундамента резко погружается в южном направлении. Это погружение имеет вид колоссального Шацилковского сброса с амплитудой около 3—3,5 км. Плоскость сбрасывателя падает на юг под углом около 50°. Несомненно, здесь имеется зона интенсивного разлома с резким опусканием южной части фундамента.

Аналогичная картина наблюдается в районе р. Словечной, только сброшенной здесь является северная часть, причем, соотношение глубин, насколько об этом можно судить по данным гравиметрии, аналогично предыдущему. По сейсмическим данным обнаружен наклон поверхности докембрия в районе с. Давидовки в северном направлении, т. е. в сторону сброса. Принимая во внимание зеркальную картину строения зоны Ельского минимума, строение этой области мы представляем в виде огромного грабенообразного провала, причем, опустившись на большие глубины (до 4 км) в районе сбросов, поверхность докембрия образует куполообразный свод в межсбросовой зоне с вершиной в районе Мозыря.

---

* Л. А. Лунгерсгаузен. К вопросу о тектонике Украины.— В кн.: Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. Киев, 1940.

Сейсмическими исследованиями в районе с. Давидовки обнаружены палеозойские отложения, наполняющие Южнобелорусский грабен. Сопоставление сейсмических данных с гравиметрическими позволяет сделать вывод о том, что палеозойские отложения должны иметь малую мощность, ибо иначе нельзя объяснить наблюдаемые интенсивные минимумы силы тяжести. Таким образом, нет никаких оснований ожидать сколько-нибудь значительного проявления метаморфизма и интенсивной складчатости в палеозойских отложениях. Предположение о низкой плотности палеозойских отложений подтверждается данными Давидовской скважины, пересекающей пятисотметровую толщу пестрых глин и песчаников, относящихся к нижнему карбону, и более чем 200 м каменной соли (причем скважина прекращается в соли). Как известно, подобные отложения, особенно глины и соль, имеют сравнительно низкую плотность ($\sigma = 2{,}15$).

Предкарпатская и Галицко-Волынская впадины

В западной части района с предельной четкостью вырисовывается обширная зона пониженных значений силы тяжести, характеризующаяся полосовым планом. Зона эта представлена интенсивными отрицательными гравитационными аномалиями, осевая зона — двумя линиями, одна из которых имеет северо-западное направление, соответствующее Карпатской предгорной впадине, и проходит через Долину — Борислав. Вторая линия имеет меридиональное направление, проходит через Стрый, несколько западнее Львова и, очевидно, соответствует осевой зоне Галицко-Волынской впадины. Допуская, что осадочные и докембрийские кристаллические породы здесь характеризуются плотностями того же порядка, что и в прилегающей к Галицко-Волынской впадине западной части Азовско-Подольского массива, мы делаем вывод, что глубина залегания докембрийских образований в районе Львова должна примерно составлять 4—5 км. Большая глубина залегания поверхности докембрийских пород подтверждается еще и тем, что строение гравитационного поля имеет ярко выраженный полосовой характер.

Рассмотрим характер сочленения Галицко-Волынской впадины с прилегающим к ней с востока Азовско-Подольским кристаллическим массивом. Граница выходов докембрийских отложений на поверхность, по данным петрографической карты, проходит через Сарны, несколько западнее Шепетовки и Староконстантинова, восточнее Проскурова и далее в южном направлении к Днестру. Переход же мозаичных аномалий Азовско-Подольского массива в полосовые аномалии Галицко-Волынской и Предкарпатской впадин находится значительно западнее, примерно на линии Луцк — Тернополь. Очевидно, это свидетельствует о пологом погружении поверхности докембрия от массива в область впадины без больших разломов и отражает так называемую Подольскую плиту.

На примере Причерноморской впадины, Азовско-Подольского массива и других геоструктур мы видим, что между основными закономерностями распределения гравитационного поля и отдельными структурами существует тесная связь. Еще более полное и четкое подтверждение такой связи дает анализ гравитационных полей в районе Крымско-Кавказской системы, Карпат и Донбасса, где складчатые сооружения сопровождаются четкими полосовыми аномалиями. Таким образом, эти закономерности являются общими для всей рассматриваемой территории.

Сопоставление гравитационных и магнитных полей

Мы уже видели, что аномалии гравитационного поля в целом имеют полосовой характер с ярко выраженным широтным и субширотным простиранием, с тенденцией к северо-западному, а в некоторых местах к меридиональному направлению (Львовская мульда). Даже мозаичные аномалии Азовско-Подольского кристаллического массива, зажатые между зонами полосовых аномалий субширотного и западно-северо-западного направлений, и прилегающая к последним с севера полоса мозаичных аномалий Воронежского горста не нарушают общей картины субширотного простирания.

Простирание аномалий, как было указано, отражает в основном простирание тектонических элементов комплекса осадочных пород и рельефа поверхности докембрийского ложа; к тому же здесь проявляются тектонические нарушения крупного масштаба, образующие основной план геоструктуры Украины. Более мелкие нарушения, образующие детали строения, также находят отражение в гравитационном поле, но они представлены локальными аномалиями, не влияющими существенно на общий характер поля. Мозаичное аномальное поле над выступами докембрия не имеет определенных направлений. Таков в общих чертах характер гравитационного поля.

В поле магнитных аномалий, и особенно на схеме магнитных аномалий, полученной путем абстрагирования от аномалий локальных, совершенно четко вырисовываются два направления простирания: основное — субмеридиональное, доминирующее по всей территории Украины, и менее распространенное северо-западное — на Побужье и в Днепровско-Донецкой впадине. Субмеридиональные простирания представлены перемежающимися полосами слабых положительных и отрицательных аномалий регионального характера, лишь в отдельных местах осложненными интенсивными локальными аномалиями. Интересной особенностью аномалий субмеридионального простирания является то, что они одинаково четко прослеживаются как на выходах докембрийских пород на дневную поверхность, так и в зонах впадин. Это позволяет сделать вывод, что субмеридиональные полосы магнитных аномалий отражают внутреннюю складчатую структуру докембрийского фундамента, очевидно, доальгонкского возраста, к тому же эта складчатость простирается в близком к меридиональному направлении далеко за пределы Азовско-Подольского кристаллического массива. Сравнивая это направление с направлением простирания зон гравитационных аномалий, мы видим, что последние не отражают меридиональных направлений, кроме лишь отдельных зон интенсивных магнитных аномалий Криворожско-Кременчугской полосы, сравнительно менее распространенных по сравнению с аномалиями, образующими основной план.

Криворожско-Кременчугские и подобные им магнитные аномалии, обусловленные породами с большим содержанием железа, представляют собой лишь детали общего субмеридионального плана магнитных аномалий и находят себе аналоги в виде более или менее локальных аномалий силы тяжести, связанных с теми же железосодержащими породами с довольно высокими значениями плотностей. Однако эти аномалии силы тяжести, хорошо проявившиеся на детальных картах отдельных участков, не имеют сплошного распространения и теряются в общем плане полосовых мозаичных аномалий. Попытка обнаружить гравитационные аномалии субмеридиональных направлений, которые соответствовали бы магнитным, не дала положительных результатов. Вдоль основных простираний мы получили лишь в некоторых местах слабые намеки на существование субмеридиональных простираний. Таким образом, четким субмеридиональным простираниям магнитных ано-

малий соответствуют лишь очень слабые гравитационные аномалии. Отсюда напрашивается вывод, что древняя докембрийская складчатость, вследствие которой мы имеем определенную систему расположения магнитных минералов, привела лишь к слишком незначительной дифференциации пород по плотности, во всяком случае, гораздо меньшей, чем дифференциация, обусловленная разным петрографическим составом, что является следствием магматических процессов. Кроме того, это позволяет допускать, что древняя докембрийская (доальгонкская) складчатость не сопровождалась излиянием магмы, а наблюдаемые нами интрузии относятся к более позднему времени и связаны с разными тектоническими направлениями.

Рассмотрим второе, северо-западное, направление простирания аномалий. Аномалии этого направления имеют ограниченное распространение и наблюдаются в двух местах: на Побужье и в Днепровско-Донецкой впадине.

Анализируя аномалии более локального характера, мы видим, что в пределах Азовско-Подольского кристаллического массива мозаичным гравитационным аномалиям соответствуют вообще и даже в деталях магнитные аномалии аналогичного характера, причем повышенным значениям силы тяжести соответствуют положительные магнитные аномалии (например, в Приазовской части массива, в Криворожье и особенно в области чарнокитового массива Побужья), отрицательные аномалии силы тяжести сопровождаются отрицательными значениями магнитных аномалий (район Кировограда). Таким образом, в этом районе в конфигурации гравитационных и магнитных аномалий наблюдается определенное сходство.

Сопоставляя распределение аномалий силы тяжести и аномалий вертикальной составляющей магнитного поля и принимая во внимание результаты анализа гравитационных и магнитных аномалий, мы приходим к следующим выводам.

1. Гравитационные аномалии отражают геологическую структуру верхних частей земной коры и, главным образом, строение комплекса осадочных отложений и формы рельефа фундамента. В зонах резкого уменьшения мощности осадочных пород или их отсутствия аномалии отражают мозаику внутренней структуры докембрийского фундамента, обусловленную внутренними процессами.

2. Магнитные аномалии отражают лишь структуру докембрийского фундамента, причем региональные аномалии — складчатую структуру, а локальные — петрографические изменения, связанные с магматическими процессами.

3. Слабые магнитные аномалии регионального плана показывают направление более древней, докембрийской складчатости, гравитационные аномалии отражают более молодые тектонические проявления, связанные с движениями, затронувшими в той или иной мере те или иные комплексы осадочных образований.

4. В местах выходов докембрийских отложений на дневную поверхность или неглубокого их залегания аномалии силы тяжести и интенсивные локальные магнитные аномалии, по-видимому, отражают петрографический состав кристаллических пород, причем закономерности тех и других аномалий аналогичны как в отношении характера плана, так и в отношении их знака.

Таким образом, комплексное использование гравитационных и магнитных данных позволяет составить представление о геологической структуре верхних слоев земной коры — как осадочной толщи, так и ее кристаллического фундамента.

Анализ аномалий силы тяжести позволяет сделать определенные выводы об их непосредственной и тесной связи с геологическим строением Украины и сопредельных с ней территорий. Однако гравитационные карты, состав-

ленные по данным маятниковых наблюдений и дополненные лишь данными большого числа вариометрических съемок, не отражают и не могут отразить мелких, а иногда даже и довольно крупных деталей геологического строения отдельных геоструктурных элементов. Эти детали очень четко отражены в форме интенсивных локальных аномалий, выявляемых с помощью вариометров и гравиметров. Ярким примером этого могут служить карты вариометрических съемок в районе Изюма, на ряде локальных возвышений в Днепровско-Донецкой впадине (Ромны, Дмитровка, Исачки, Логовики и т. д.), на Криворожско-Кременчугской полосе и на полосах железистых пород КМА, северных окраинах Донбасса и в других местах, где локальные аномалии, тесно связанные с формами залегания пород, позволяют обнаруживать новые элементы геологического строения отдельных участков. Отсюда видим, какие огромные возможности скрывает в себе гравитационный метод для изучения как основных форм, так и детального геологического строения огромных территорий, особенно если дополнить маятниковые наблюдения сетью гравиметрических пунктов и вариометрических ходов. Это позволит выявить ряд новых, неизвестных еще элементов геологического строения Украины и в комплексе с другими видами исследований в значительной мере расширить наши познания о недрах Земли.

О ПРИРОДЕ НЕКОТОРЫХ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ *

Аномальное гравитационное поле Днепровско-Донецкой впадины представлено системой аномалий разных порядков как по занимаемой ими площади, так и по напряженности поля. Направление простирания всех аномалий, за немногим исключением, подчинено общему плану, совпадающему с простиранием оси впадины, т. е. аномалии вытянуты с юго-востока на северо-запад. В этом направлении ориентированы аномалии как региональные, так и локальные.

Самыми крупными и отчетливыми элементами гравитационного поля Днепровско-Донецкой впадины являются Лохвицко-Полтавский и Черниговский максимумы силы тяжести, вытянутые вдоль осевой зоны впадины. Нужно сказать, что Черниговский максимум по своей интенсивности является уникальным для платформенных областей. Названные максимумы силы тяжести с северо-восточной и юго-западной сторон сопровождаются минимумами в виде узких и протяженных полос, осложненных в осевых частях цепочками овальных в плане минимумов силы тяжести значительной интенсивности. Последние, как правило, в центральных частях осложнены четкими относительными максимумами небольшими по площади и незначительными по интенсивности. Таково распределение аномального гравитационного поля Днепровско-Донецкой впадины в общем виде (рис. 1).

В чем же причина наблюдаемых аномалий? В настоящей статье мы ставим перед собой задачу выяснить причины возникновения наиболее интенсивных положительных аномалий (Черниговской и Лохвицко-Полтавской) в связи с тем, что существующие представления об их природе, с нашей точки зрения, нельзя признать правильными.

---

* С. И. Субботин.— В кн.: Труды Института геологических наук АН УССР. Сер. геофиз., 1958, вып. 2, с. 3—14.

В публикуемой статье С. И. Субботин еще в 1958 г. впервые в отечественной литературе обратил внимание на то, что крупные положительные аномалии силы тяжести, наблюдаемые в осевой части Днепровско-Донецкой впадины (и других крупных депрессиях на платформах) не могут быть объяснены наличием вулканических толщ в чехле или основных интрузий в кристаллическом фундаменте, а вызваны какими-то глубинными процессами, которые он назвал «сжатием подкорового вещества». Этот вывод подтвержден более поздними исследованиями.

В настоящее время считается, что сжатие происходит всегда в местах ослабленного теплового потока и связано в основном с изохимическим превращением пород базальтового состава нижней части земной коры в тяжелые (плотность 3,2—3,4 г/см^3) эклогиты. Это превращение сопровождается уменьшением объема пород на 12% и соответствующим опусканием поверхности, т. е. образованием впадин и прогибов. В редких случаях метаморфизации с уменьшением объема и превращением в гранулиты подвергаются и породы гранито-гнейсового слоя земной коры. Полученные новые данные являются развитием идей, высказанных в свое время С. И. Субботиным.

Это замечание относится и к другим работам С. И. Субботина, в которых рассматриваются подобные вопросы.

На первом этапе изучения аномалий силы тяжести на территории Украинской ССР исследователи считали, что интенсивные положительные аномалии вызваны погребенными, продолжающимися далеко на северо-запад, складчатыми сооружениями Донбасса. В частности, такого взгляда придерживались А. Д. Архангельский [1, 2], Л. Лунгерсгаузен [13] и ряд других геологов. В дальнейшем, с развитием геофизических и геологических исследований, были получены новые данные о геологическом строении Днепровско-Донецкой впадины, противоречащие такой трактовке, и этот взгляд на причину положительных аномалий сам собою отпал. Позднее в связи с обнаружением глыб диабазов, сопровождающих соляные штоки, пытались объяснить положительные аномалии влиянием мощных эффузивных тел, залегающих в основании осадочной толщи, сложенных основными или даже ультраосно́вными магматическими породами. Так, В. С. Завистовский и С. И. Субботин писали: «...тяжелые массы, слагающие центральную зону фундамента Днепровско-Донецкой впадины, представляют собой эффузию ультраосно́вной магмы» [7]. Этот взгляд, которого придерживался и автор настоящей статьи [7, 15], в свое время был принят геофизиками и геологами. Высказывались также предположения о существовании интрузивных тел в фундаменте впадины. Так, Л. Лунгерсгаузен в одной из своих работ, рассматривая максимумы силы тяжести центральной части Днепровско-Донецкой впадины, пишет: «...достаточно было бы предположить, что на больших глубинах на дне впадины залегают тяжелые кристаллические породы, т. е. исходить, таким образом, при истолковании аномалий из вероятного различия в составе кристаллического ложа впадины в месте аномальных пятен и за их пределами». И далее: «...возникает представление, что вдоль оси Днепровско-Донецкой впадины, от Чернигова и Нежина на Полтаву и далее, через Донецкий бассейн, на юго-восточные окраины кристаллического массива проходит чрезвычайно древняя линия северо-западного простирания, с которой и связаны мощные интрузии ультраосно́вной магмы» [13].

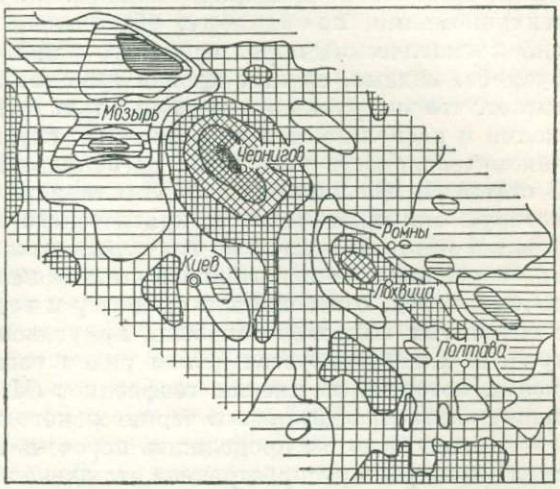


Рис. 1. Схема распределения аномального гравитационного поля Днепровско-Донецкой впадины.

И. А. Балабушевичем было высказано и развивалось предположение «...о существовании нескольких, значительных по размерам, но локализованных интрузивных тел в районе Чернигова, Сребного и Диканьки» [3]. Таким образом, Л. Лунгерсгаузен и И. А. Балабушевич как бы переводят возмущающие (аномальные) массы на большую глубину, т. е. на следующий глубинный этаж, связывая их с верхними частями гранитного слоя земной коры.

Следует отметить, что геологами, занимавшимися изучением тектоники Днепровско-Донецкой впадины, была в большей мере воспринята трактовка максимумов силы тяжести именно как отражение влияния мощных эффузивных покровов осно́вной и ультраосно́вной магмы. К тому же, в 1953 г. Черни-

говской опорной скважиной [10] в нижних слоях осадочного комплекса, в отложениях среднего девона, были вскрыты прослои базальтов, диабазов и других изверженных пород основной магмы, отличающихся повышенной плотностью не только от осадочных пород, но и от нормальной гранито-гнейсовой толщи докембрийского фундамента. Это обстоятельство как бы подкрепило прежнее мнение, что Черниговский максимум связан с эффузивами основной и ультраосновной магмы, и послужило причиной того, что многие геологи и геофизики до настоящего времени находятся в плену этой концепции. Так, в монографии, опубликованной в 1954 г., рассматривая Черниговскую, Лохвицкую, Лютенскую и Диканскую положительные аномалии Днепровско-Донецкой впадины, М. В. Чирвинская пишет: «Природа этих аномалий, по-видимому, обусловлена наличием многократных излияний магматических пород основного ряда; верхней границей развития эффузивов, видимо, служит кровля девона». И далее: «С. Я. Шерешевская полагает, что экструзии эти отделены друг от друга системой поперечных нарушений и располагаются на различных глубинах, чем и обусловлена различная интенсивность указанных региональных аномалий силы тяжести» [21]. В статье И. Ю. Лапкина и Б. П. Стерлина приводится та же точка зрения, которую они принимают без критического анализа, ссылаясь на мнение геофизиков. Авторы отмечают, что «...как показало опорное бурение, эта аномалия обусловлена в значительной степени наличием здесь в мощной толще осадочных пород, отнесенных к среднему и верхнему девону, не менее 10 самостоятельных покровов основных эффузивов». И далее: «Центральная часть грабена характеризуется целым рядом региональных максимумов силы тяжести, которые, по мнению геофизиков (М. В. Чирвинская, С. Я. Шерешевская), вызваны эффузивами черниговского типа» [10].

Можно было бы продолжить перечень примеров, из которых видно, насколько широко распространена эта давняя точка зрения на природу Черниговского и других максимумов силы тяжести.

В данной статье мы попытаемся показать несостоятельность такого толкования причин положительных региональных аномалий силы тяжести приосевой зоны Днепровско-Донецкой впадины. Сразу же оговоримся, что геофизические данные не противоречат существованию эффузивных и интрузивных тел в ложе впадины. Но суть дела заключается в том, что влиянию этих тел на образование столь значительных положительных аномалий силы тяжести нельзя приписывать главенствующую роль; оно может быть только частичным и, нужно сказать, довольно незначительным.

Общие положения, лежащие в основе геологического истолкования аномалий гравитационного поля платформенных прогибов, каким, по-видимому, следует считать Днепровско-Донецкую впадину, сводятся к следующему: 1) при постоянной мощности «гранитного» и «базальтового» слоев земной коры и совпадении верхней поверхности «гранитного» слоя с поверхностью геоида аномалии силы тяжести в редукции Буге должны быть равными нулю; 2) по мере прогибания участка земной коры и заполнения прогиба более легкими осадочными толщами неизбежно должны возникать отрицательные аномалии силы тяжести, вызванные дефектом масс осадочного покрова по сравнению с гранитным слоем; 3) дополнительные отрицательные аномалии большой интенсивности возникают при этом в результате действия дефекта масс в зонах, расположенных у контактов гранит — базальт и базальт — перидотит (подробно см. [17, 18]), причем следует иметь в виду, что дефект плотности каждой из этих зон составляет 0,3 г/см^3 и распространяется на толщу, мощность которой равна удвоенной амплитуде прогиба.

Учитывая эти положения, мы должны согласиться с тем, что при обра-

зовании прогиба типа Днепровско-Донецкой впадины неизбежно возникновение отрицательных аномалий силы тяжести большой интенсивности с минимумом в центральной части прогиба. В действительности в центральной зоне Днепровско-Донецкой впадины господствуют положительные аномалии.

Современное состояние знаний о глубинном строении земной коры позволяет отбросить умозаключения, не подкрепляемые фактическими данными, и свести ряд возможных причин образования Черниговской и Лохвицко-Полтавской аномалий к двум факторам: 1) наличию мощных эффузивных или интрузивных тел основной и ультраосновной магм, т. е. пород повышенной плотности, залегающих в основании осадочного комплекса или в верхних частях докембрийского фундамента «гранитного» слоя, и 2) увеличению плотности подкорового вещества (перидотита) за счет сжатия некоторого его объема. Вполне вероятно, конечно, одновременное существование обоих факторов в различных соотношениях, и в данном случае, возможно, имеется как раз один из вариантов таких соотношений.

Рассмотрим каждый из этих факторов. В наших работах [17, 18] на конкретных примерах путем математических расчетов показано, что отрицательные аномалии, обусловленные прогибанием участка земной коры, должны достигать огромной интенсивности, определяемой сотнями миллигал. В частности, доказывается, что для Днепровско-Донецкой впадины они превышают 200 мгл. Требуется наличие колоссального избытка масс, чтобы превысить компенсацию отрицательных аномалий на +90 мгл, которые наблюдаются в центре Черниговского максимума. Следовательно, избыточные массы должны быть такими, чтобы вызвать положительные аномалии порядка 300 мгл. Объяснение их влиянием эффузивов привело бы к предположению о существовании покрова эффузивных пород основной или ультраосновной магмы колоссальной мощности, около 10—15 км, распространенного на большой площади. Такое предположение маловероятно и противоречит данным Черниговской опорной скважины, где суммарная мощность прослоев массивных эффузивных пород не превышает 600 м [10]. Наличие интрузивного тела такого же масштаба в толще кристаллических пород докембрийского фундамента также маловероятно. Если бы подобные интурзивы существовали, то они легко были бы обнаружены в пределах кристаллических щитов (Украинского, Воронежского, Финляндского и др.), где создаваемые ими аномалии проявились бы с особенной выразительностью. Однако, как известно, ни на щитах, ни на всей Русской платформе в целом гравитационных аномалий порядка 250—300 мгл не наблюдается.

Становится ясным, что теоретические расчеты противоречат фактической обстановке в районе интересующих нас аномалий и вопрос, чем все-таки вызваны эти аномалии, не получает удовлетворительного ответа.

Обратимся ко второму фактору, т. е. попробуем доказать, что аномалии вызваны увеличением плотности подкорового вещества. В самом общем виде этот вопрос рассмотрен в работах [17, 18]. В результате этого сложилось представление, что сжатием подкорового вещества положительные аномалии силы тяжести в центральных частях прогибов объясняются наиболее просто и убедительно.

Остановимся более подробно на анализе аномалий по отдельным профилям, пересекающим впадину вкрест ее простирания. Для этого выберем профили через наиболее интенсивные положительные аномалии — Черниговскую (через Довжик) и Лохвицкую (через Ромны), а также дополнительно рассмотрим профиль, пересекающий северо-западную часть Днепровско-Донецкой впадины в районе Шатилок, где наблюдается отрицательная

аномалия большой интенсивности. Что касается общих исходных данных, служащих основным материалом для последующих построений, то они сводятся к следующему.

На основании многочисленных определений плотность пород докембрийского основания (гранито-гнейсовой толщи) Украинского кристаллического массива и Белорусского массива составляет в среднем 2,7 г/см³ [16]. Среднее значение плотности осадочного комплекса пород по различным районам Днепровско-Донецкой впадины может быть принято равным 2,2—2,3 г/см³ [7]. Глубина залегания поверхности докембрийских пород в районе Чернигова —2,7 км, в Припятской впадине (Южнобелорусском грабене) — ориентировочно 4,0—4,5 км [15, 20] и в районе Лохвица — Полтава, согласно геофизическим данным,— 5,5 км [7, 10, 15]. Все приведенные данные иллюстрируются рис. 2, из которого видно, что поведение кровли докембрийского фундамента отражается на распределении аномалий силы тяжести вдоль оси Днепровско-Донецкой впадины, т. е. относительному поднятию в районе Чернигова соответствует гравитационный максимум, а Припятскому прогибу — минимум силы тяжести.

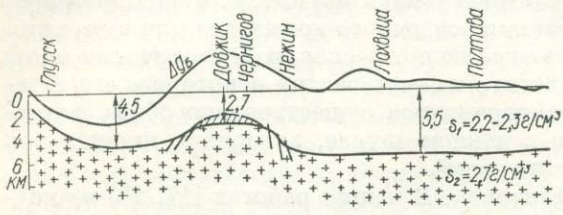


Рис. 2. Разрез через Черниговский гравитационный максимум.

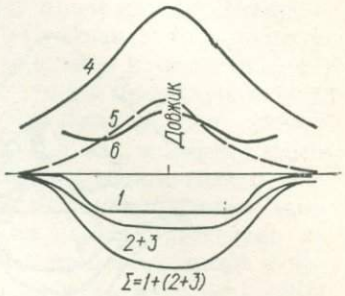
Относительно приподнятую зону докембрийского фундамента Днепровско-Донецкой впадины в районе Чернигова часто называют валом [3, 11 и др.]. Наличие здесь резких очертаний гравитационного максимума с большими горизонтальными градиентами силы тяжести, а также приуроченность к этим зонам возмущений геомагнитного поля показывают, что это поднятие ограничено разломами и поэтому более подходящим следует признать применяемое В. Г. Бондарчуком название Черниговский горст [5]. Особенно четко выражена зона разлома, разграничивающая Черниговский горст и Ельско-Шатилковскую депрессию. Здесь можно ожидать наличие эффузивных пород типа пластобазальтов [19, 20], появление которых связывается с существованием разлома.

Такова качественная картина, показывающая прямую связь аномалий силы тяжести с рельефом докембрийского фундамента вдоль оси впадины. Однако из количественного анализа этих соотношений видно, что повышение поверхности докембрия от Припятской впадины до Черниговского горста на 2,3 км (учтена и 600-метровая толща эффузивов района Чернигова) при разности плотностей фундамента и осадочной толщи в 0,45 г/см³ может увеличить силу тяжести разве что на 44 мгл, тогда как наблюденная разность значений силы тяжести составляет здесь более 150 мгл. Так что объяснение гравитационного поля геологическими структурами верхних 5—10 км, как предполагалось в ряде прежних работ [1, 2, 3, 7, 15 и др.], едва ли возможно.

Что же касается аномалий силы тяжести района Чернигова с аномалиями района Лохвица — Полтава, то они находятся в соответствии с глубинами докембрия: как в районе Лохвица — Полтава, так и особенно в районе Чернигова значительные положительные аномалии наблюдаются в зоне глубокого погружения докембрийских пород, где прогиб выполнен сравнительно легкими осадочными образованиями, хотя логичнее было бы ожидать здесь отрицательные аномалии. Для выяснения такого необычного явления рассмотрим указанные выше разрезы.

Однако прежде необходимо отметить, что определение гравитационного

эффекта, обусловленного комплексом выполняющих прогиб осадочных пород, избыточными массами приконтактовых зон гранит — базальт и базальт — перидотит, и, тем более, избыточными массами подкоровой зоны выполнено в дальнейших выкладках с помощью формул для горизонтальных бруса или цилиндра бесконечного простирания. Использование для этой цели общеизвестной формулы $\Delta g = 2\pi k\sigma h$ (т. е. рассмотрение избыточных (аномальных) масс как плоскопараллельного горизонтального слоя, бесконечного по всем направлениям), как делают некоторые авторы, мы считаем недопустимым. Такое упрощение гравиметрической задачи возможно только при определении эффекта осадочного комплекса, глубины залегания которого малы по сравнению с его горизонтальными размерами вкрест простирания слоя. Для всех остальных масс глубины залегания соизмеримы с поперечными размерами этих тел, в связи с чем расчеты по формуле для горизонтальных слоев бесконечного по всем направлениям простирания приводят к огромным погрешностям, а отсюда и к неправильным выводам.



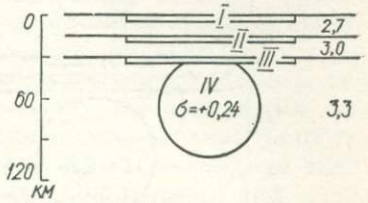


Рис. 3. Графики влияния дефекта масс.

Перейдем к рассмотрению разрезов, в частности разреза через Черниговский гравитационный максимум (рис. 2). Исходные данные, принятые при его построении: глубина прогибания поверхности докембрия 2,6 км, ширина прогиба 120 км, недостаток плотности пород осадочного комплекса по отношению к гранито-гнейсовой толще фундамента составляет 0,5 г/см³. Для упрощения математических расчетов было принято, что прогиб имеет форму прямоугольного бруса (прямоугольник в сечении), а земная кора состоит из «гранитного» и «базальтового» слоев постоянной мощности. Плотность «гранитного» слоя 2,7, «базальтового» — 3,0 г/см³. «Базальтовый» слой подстилается перидотитом с плотностью 3,3 г/см³ [17, 18].

При таких (наиболее вероятных) исходных данных отрицательные аномалии силы тяжести, представленные на рис. 3 в виде кривой *1*, можно объяснить дефектом масс осадочного покрова (рис. 3, толща *I*). Отметим, что интенсивность этих аномалий должна быть еще большей, но здесь учтено влияние шестисотметровой толщи эффузивных пород, обладающих повышенной плотностью. Отрицательные аномалии, вызванные влиянием дефекта масс в толщах *II* и *III* при контактах гранит — базальт и базальт — перидотит, показаны в виде кривой 2 + 3. Суммарное влияние дефекта масс толщ *I*, *II* и *III* показано в виде кривой Σ.

Нетрудно видеть, что в зоне прогиба мы должны были бы встретить отрицательные аномалии значительной интенсивности, тогда как в действительности наблюдаются положительные. Таким образом, для компенсации отрицательных аномалий и достижения уровня наблюденных значений силы тяжести необходимо наличие больших избыточных масс. Если предположить, что эти массы представлены эффузивами основной и ультраосновной магм, то их мощность должна превысить 10—12 км, тогда как вскрытая суммарная мощность в районе Черниговского максимума составляет всего 600 м [10]. Следовательно, можно констатировать, что ожидаемого влияния эффузивов здесь не наблюдается. Если же предположить наличие интрузивного

тела внутри докембрийской толщи, то, учитывая характер распределения аномалий магнитного поля (например, их узкую локализацию по площади [20]), пришлось бы уменьшить горизонтальные размеры интрузива и резко увеличить его вертикальную мощность по сравнению с той, которая была получена для эффузивного тела. Вертикальная мощность интрузива при таких условиях должна была бы составить не менее 30 км, что маловероятно.

Единственным (или, во всяком случае, главным) источником интенсивной гравитационной аномалии в районе Чернигова следует считать область

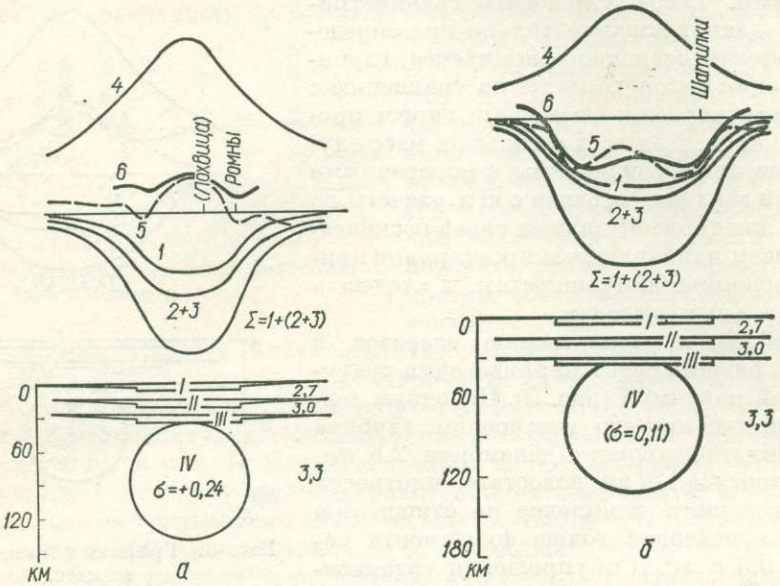


Рис. 4. Графики влияния подкоровых масс в форме цилиндра в районе Ромен (*а*) и в районе Шатилок (*б*).

уплотнения подкорового вещества в результате его сжатия. Это тем более вероятно, что при таком истолковании причины, вызвавшей аномалию, получает простое и логичное объяснение процесс возникновения и развития самого прогиба: сжатие подкорового вещества (т. е. сокращение некоторого его объема) приводит к опусканию участка земной коры, что ведет к образованию впадины [17, 18].

В справедливости этой гипотезы нас убеждают расчеты, результаты которых графически представлены на рис. 3. Кривая *5* — наблюденная объективно отражает распределение силы тяжести в области Черниговского гравитационного максимума. Кривая *6* получена суммированием теоретически рассчитанных кривых *4* и Σ. Для того, чтобы получить кривую *4*, отражающую влияние избыточных масс подкорового вещества, образовавшихся в процессе сжатия, мы задаемся определенными параметрами, допустимыми в данном случае. Учитывая размеры впадины, а также характер и величину наблюденных аномалий, нужно представить эти избыточные массы как цилиндрическое тело с радиусом, равным 40 км, и размещенное в недрах Земли таким образом, что горизонтальная ось цилиндра находится примерно на глубине 70 км. Избыточная плотность цилиндра получена из величины избыточной массы, приходящейся на единицу длины цилиндра,

$$\lambda = \pi R^2 \sigma.$$

В свою очередь величина λ определена из начальных условий: величины пло-

щади поперечного сечения прогиба, значения плотности перидотитового слоя и требования, чтобы положительная аномалия, вызванная действием избыточной цилиндрической массы в максимуме, была подчинена равенству

$$\Delta g_{\text{макс}} = \frac{2R\lambda}{h}.$$

Такая величина компенсирует отрицательные аномалии, связанные с прогибом (кривая Σ), и создает в центре Черниговского максимума аномалии, близкие к наблюденным.

Рассмотрим теперь профиль, проходящий вкрест простирания Днепровско-Донецкой впадины через Ромны и Лохвицко-Сребненский максимум силы тяжести (рис. 4,*а*). Принимая те же исходные данные о плотностях различных слоев земной коры и подкорового субстрата, что и в предыдущем случае, и полагая глубину залегания докембрийских образований, т. е. амплитуду прогиба в центральной части впадины, равной 5,5 км, а дефект плотности осадочной толщи в сравнении с докембрийским фундаментом $\sigma = -0{,}4$ г/см^3, получим следующие гравитационные эффекты (сечение прогиба, построенное по геологическим и геофизическим данным, показано на рис. 4 в виде прямоугольника в центральной части с примыкающими к нему треугольниками по краям): кривая *I* — влияние дефекта масс осадочной толщи *I*, кривая 2 + 3 — влияние дефекта масс в толщах *II* и *III*, кривая Σ — суммарное влияние толщ *I*, *II* и *III*. В средней части профиля аномалии, связанные с прогибом земной коры, достигают довольно больших отрицательных значений. Если теперь учесть, что наблюденные аномалии в этой части профиля равны нескольким десяткам миллигал, то станет ясным, что расчетные аномалии будут совпадать с наблюденными только при условии, когда какие-то избыточные массы создадут положительные аномалии выше отрицательных на величину, равную наблюденным аномалиям.

Имея в виду те же соображения, что и для Черниговской зоны, нетрудно прийти к выводу, что столь значительные положительные аномалии силы тяжести, какие необходимы для компенсации отрицательных, могут быть созданы только зоной сжатия подкорового вещества. Влияние цилиндрической зоны подкоровых масс, обладающих некоторой избыточной плотностью, показано на рис. 4 (кривая *4*). Суммируя по ординатам кривую Σ с кривой *4*, получаем кривую *6*, которая в центральной части профиля удовлетворительно совпадает с наблюденной кривой *5*. Некоторое расхождение полей в боковых частях профиля обусловлено тем, что здесь не учтено влияние глубинных аномальных масс соседних тектонических элементов: Украинского кристаллического массива на юго-западе и Воронежского на северо-востоке (аналогичное явление наблюдается и на рис. 3). Кроме того, здесь не принято во внимание влияние дефекта масс соли, образующей в районе Ромен и Исачек значительные массивы.

Таким образом, на материале этого профиля (аналогично профилю Черниговскому) мы приходим к тому же выводу: Лохвицко-Полтавский (или Лохвицко-Сребненский) максимум силы тяжести обусловлен сжатием подкорового вещества.

Наконец, рассмотрим еще один профиль, пересекающий северо-западную часть Днепровско-Донецкой впадины вкрест ее простирания в районе Шатилок. Сечение прогиба примем в виде прямоугольника, т. е. будем полагать, что переход от впадины к прилегающим зонам поднятого фундамента совершается по зоне сбросового нарушения большой амплитуды. Такое представление полностью соответствует имеющимся материалам наблюдений. Геофизические, в основном гравиметрические, данные свидетельствуют об ограничении этой части впадины как на севере (в районе Шатилки — Пари-

чи), так и на юге (по долине р. Словечной), зонами крупных региональных разрывов, представляющих собой, вероятно, систему сбросов, суммарная амплитуда каждого из которых достигает 4 км. Это подтверждает нашу прежнюю точку зрения о том, что рассматриваемая депрессия имеет форму глубокого грабена [7]. Мы не можем согласиться с утверждением Е. П. Брунс относительно того, что имеющиеся в настоящее время геологические данные не подтверждают этого предположения. Е. П. Брунс доказывает, что Старобинская депрессия вырисовывается как весьма пологий прогиб синклинальной формы [6]. Приведенные утверждения основаны, по-видимому, на недоразумении. Дело в том, что автор работы [6] отождествляет выделяемую им Старобинскую депрессию с понятием Шатилковской депрессии, что, по нашему мнению, не совсем правильно. Старобинская депрессия является лишь западной периклинальной частью Шатилковской депрессии, и ее строение действительно может носить характер пологой синклинали. Но это обстоятельство ни в коем случае не может ставить под сомнение представление о сбросовом характере северного борта Шатилковской депрессии и тем более о таком же характере строения южного борта Ельской депрессии. Например, в районе Шатилок при глубине несброшенной части докембрийского фундамента примерно 700 м наблюдается резкое изменение силы тяжести с горизонтальными градиентами, достигающими в вершине кривой 100 Этвеш. Это, несомненно, отражает влияние сброса большой амплитуды, тем более, что кривая градиента имеет форму, характерную для случая сброса. Нужно также иметь в виду, что наличие крупных продольных разломов типа сбросов или их ступенчатых систем, ограничивающих широкую центральную часть Днепровско-Донецкой впадины, как это показано в ряде опубликованных статей [5, 7, 8, 9, 11, 13 и т. д.], установлено геофизическими и геологическими исследованиями вдоль всей впадины, и сбросы, ограничивающие Ельско-Шатилковскую депрессию (грабен), по-видимому, являются продолжением линий разломов, ограничивающих центральный грабен в районе Сребное — Лохвица — Полтава.

На основании данных геофизических и геологических исследований для расчетов по Шатилковскому профилю принимаются следующие исходные положения: глубина прогиба поверхности докембрия в среднем 4,5 км, ширина его 120 км, дефект плотности осадочных пород по отношению к породам докембрийского фундамента составляет 0,45 г/см^3, плотность слоев земной коры и подстилающего ее перидотита та же, что и на двух предыдущих профилях. При этих условиях в центральной части профиля, т. е. в осевой зоне прогиба, образуются отрицательные аномалии силы тяжести примерно в 2,5 раза большие (кривая Σ на рис. 4, *б*) наблюденных в наиболее глубокой части минимума (у Шатилок) и в 5 раз большие, чем в середине профиля. Следовательно, и в этой части впадины, где нет положительных аномалий, имела место частичная компенсация интенсивных отрицательных аномалий силы тяжести, связанных с прогибом, положительными аномалиями, вызванными избыточными массами подкоровой зоны. Следует только отметить, что показанная на рис. 4,*б* избыточная плотность в цилиндрической зоне уплотнения подкорового вещества получена из условия компенсации расчетных отрицательных аномалий в средней части профиля, но не подчинена требованию равенства поперечного сечения прогиба величине площади, на которую уменьшается поперечное сечение цилиндрической массы подкорового вещества, как это сделано на двух предыдущих профилях и в прежних работах автора [17, 18]. Показанная избыточная плотность (+0,11 г/см^3) примерно вдвое меньше, чем та, которая получилась бы при соблюдении последнего требования. Поэтому при равенстве площади поперечного сечения прогиба

и величины уменьшения площади сжатия подкоровых масс ось цилиндра должна располагаться на глубине вдвое большей, чем указано на рис. 5.

Таким образом, сопоставляя глубины размещения зон сжатия подкорового вещества на рассмотренных профилях, мы видим, что величина аномалий силы тяжести в центральной зоне впадины зависит от глубины размещения зоны уплотнения: на участках наиболее интенсивных положительных аномалий глубина размещения зоны сжатия минимальна и увеличивается при переходе к участкам менее интенсивных положительных аномалий и тем более к площадям отрицательных аномалий. Следует, однако, иметь в виду, что в образовании аномалий участвуют и другие факторы, в связи с чем указанная закономерность будет проявляться в усложненном, завуалированном виде.

Анализ региональных аномалий силы тяжести приосевой полосы Днепровско-Донецкой впадины, проведенный по трем профилям, показывает, что зона сжатия подкорового вещества, образование которой служит причиной прогибания земной коры и образования интенсивных положительных аномалий силы тяжести, в разных частях впадины размещена на различных глубинах. В районе Чернигова эта зона находится на наименьших глубинах, в районе Лохвица — Ромны — на несколько бóльших, и еще более глубоко она размещена под Ельско-Шатилковской (Припятской) частью депрессии.

Положительные гравитационные аномалии приосевой полосы (в том числе и аномалии относительно положительные) имеют в плане форму овалов, сильно вытянутых по простиранию впадины. Это обстоятельство, по-видимому, является следствием того, что сжатие подкорового вещества происходило неравномерно вдоль впадины: оно протекало на разных глубинах, в разных объемах и с различной степенью уплотнения подкоровых масс.

В ряде работ автора [17, 18] показано, что сжатие подкорового вещества ведет к образованию крупных продольных разрывов в земной коре. Такие разрывы, как известно, привели к образованию центрального грабена Днепровско-Донецкой впадины и отделяют его от ее бортовых частей. Изменение глубин области сжатия и неравномерное уплотнение подкорового вещества вдоль простирания впадины неизбежно должно было привести к образованию поперечных разрывов. В соответствии с распределением аномалий гравитационного поля и различными условиями размещения зон сжатия подкоровых масс такие разрывы можно ожидать при переходе от Припятской впадины к Черниговскому горсту фундамента и в зоне минимума силы тяжести, отделяющего Черниговский максимум от максимума Лохвицко-Полтавского (район Нежина). Следующая крупная поперечная зона разрывов должна существовать, по этим же признакам, при переходе от Днепровско-Донецкой впадины к Донецкому складчатому сооружению. Все перечисленные зоны поперечных разрывов с большей или меньшей степенью достоверности намечаются многими авторами на основании геофизических и геологических данных [4, 5, 10, 12, 14, 20]. Этим подтверждается вывод о том, что процессы, протекающие в подкоровом слое (сжатие и расширение подкорового субстрата), влекут за собой образование как продольных, так и поперечных региональных разломов.

ВЫВОДЫ

1. Интенсивные региональные положительные аномалии силы тяжести осевой полосы Днепровско-Донецкой впадины (Черниговский и Лохвицко-Полтавский максимумы) обусловлены в основном влиянием зоны сжатия подкорового вещества. Прежняя схема истолкования этих аномалий влия-

нием эффузивов или интрузивов основных и ультраосновных пород не отражает действительной картины, ибо так может быть объяснена только небольшая часть аномалий.

2. Сжатие подкорового вещества, явившееся причиной образования впадины, протекало неравномерно вдоль ее простирания, что привело к образованию крупных региональных поперечных разрывов, разделяющих докембрийский фундамент впадины на ряд блоков. Система поперечных и продольных разрывов обусловливает сложную блоковую структуру докембрийского фундамента, отражающуюся и на строении осадочного комплекса пород Днепровско-Донецкой впадины.

3. При геологическом истолковании аномалий силы тяжести, в частности аномалий Днепровско-Донецкой впадины, необходимо учитывать существование регионального фона значительной интенсивности, вызываемого глубинными аномальными массами подкорового слоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельский А. Д.* Геология и гравиметрия. — Тр. науч.-исслед. ин-та геологии и минералогии, 1933, вып. 1.
2. *Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федынский В. В., Люстих Е. Н.* Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 4.
3. *Балабушевич И. А.* Геологическое строение Днепровско-Донецкой впадины по данным геофизических исследований.— В кн.: Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам Укр. ССР.— Киев : Изд-во АН УССР, 1949.
4. *Бондаренко Б. В.* К вопросу геологического истолкования магнитного поля Припятской впадины в юго-восточной части БССР.— Изв. АН БССР, 1955, № 1.
5. *Бондарчук В. Г.* Нарис тектонічної будови території Української РСР.— Геол. журн. АН УРСР, 1955, 15, вып. 3.
6. *Брунс Е. П.* Стратиграфия и тектоника палеозойских отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины.— Сов. геология, 1955, № 45.
7. *Завистовский В. С., Субботин С. И.* Краткие итоги региональных геофизических исследований Днепровско-Донецкой впадины.— Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, 1941, вып. 10.
8. *Клименко В. Я.* Структура Днепровско-Донецкой впадины и условия ее формирования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 6.
9. *Клименко В. Я.* Новые данные о тектоническом строении Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. журн. АН УССР, 1950, 10, вып. 4.
10. *Лапкин И. Ю., Стерлин В. П.* О Днепровско-Донецком грабене.— Докл. АН СССР, 1956, 108, № 1.
11. *Лапкин И. Ю., Люткевич Е. М.* О различиях в геологическом строении Полесской и Днепровско-Донецкой впадин.— Докл. АН СССР, 1956, 108, № 5.
12. *Лапкин И. Ю., Черпак С. И., Чирвинская М. В.* Тектоническая схема восточной части Украинской ССР.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1952, 27, ч. 2.
13. *Лунгерсгаузен Л.* К вопросу о тектонике Украины.— Материалы по нефтеносности Днепр.-Донецк. впадины, 1941, вып. 10.
14. *Рынг С. И.* Структура и возраст докембрийского основания территории БССР в свете магнитометрических данных.— Изв. АН БССР, 1953, № 5.
15. *Субботін С. І.* Гравітаційні аномалії України та їх інтерпретація.— Геол. журн. АН УРСР, 1950, 10, вып. 3.
16. *Субботин С. И.* Некоторые результаты изучения плотности пород Украинского докембрийского массива.— Науч. зап. Льв. политехн. ин-та. Сб. нефт. фак., 1951, № 1.
17. *Субботин С. И.* О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1955, № 4.
18. *Субботін С. І.* Про стан підкорової речовини у зонах прогинів та піднять земної кори.— Геол. журн. АН УРСР, 1954, 15, вып. 2.
19. *Усенко И. С., Бернадская Л. Г.* О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 2.
20. *Хотько Ж. П., Бондаренко Б. В.* Основные тектонические структурные элементы Белорусской ССР по геофизическим данным.— Докл. АН СССР, 1956, 106, № 4.
21. *Чирвинская М. В.* Геологические результаты геофизических работ в Днепровско-Донецкой впадине.— В кн.: Геологическое строение и газонефтеносность Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донецкого бассейна.— Киев : Изд-во АН УССР, 1954.

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ *

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 37
Краткая характеристика изученности поля силы тяжести Земли 38
Методы обработки и интерпретации гравиметрических данных, их роль в изучении тектоносферы 48
Редуцирование 49
Преобразование полей 50
Аналитические оценки параметров возмущающих масс 52
Корреляционно-статистические методы 53
Изостатическое редуцирование 56
Моделирование гравитационного эффекта 58
Теоретическое и техническое обеспечение интерпретации данных гравиметрии 61
Истолкование гравитационных аномалий, связанных с глубинным строением Земли 61
Глобальные и планетарные аномалии 62
Региональные аномалии 64
Изостазия литосферы 65
Изменение мощности подкорового слоя 68
Определение мощности коры 72
Плотностная неоднородность коры 74
Строение основных типов геоструктур по данным гравиметрии 77
Щиты и платформы 77
Впадины, авлакогены, рифты 88
Орогенные области 94
Переходные зоны. Глубоководные желоба и островные дуги . . . 100
Окраинные и внутренние моря 105
Глубоководные котловины 107
Подводные возвышенности и хребты 109
Взаимоотношение структур океанического дна 113
Заключение (о дальнейшем направлении гравиметрических исследований при изучении тектоносферы) 115
Список литература 118

ВВЕДЕНИЕ

Особенности гравиметрии как средства изучения Земли определяется тем, что она исследует проявления наиболее общего свойства материи — тяготения. Разные массы, слагающие Землю, могут передавать или экранировать упругие колебания, быть намагниченными или не создавать магнитного поля, служить проводником или изолятором электрического тока, генерировать тепло или только проводить его, но при любых условиях и комбинациях физических параметров все эти массы без исключения принимают участие в создании гравитационного поля.

Изучение поля силы тяжести Земли внесло существенный вклад в познание структуры щитов, платформ и горных сооружений материков, строе-

* В. Г. Козленко, В. И. Старостенко, С. И. Субботин. Печатается впервые.

ния переходных зон от континентов к океанам, островных дуг, океанических желобов, срединно-океанических хребтов, в выявление и прослеживание глубинных разломов, в определение глубин интрузивных тел и очагов магмы, в изучение тектоники активных зон. Получены данные, устанавливающие или подтверждающие плотностную неоднородность подкорового слоя. Наблюдения за орбитами спутников дали возможность выявить планетарные аномалии, источники которых могут находиться в нижних геосферах.

Отдавая должное достигнутым успехам, нужно сказать, что возможности гравиметрии в исследовании твердой Земли далеко не исчерпаны. Получение новой информации, несомненно, будет обусловлено сведéнием на единой основе ныне разрозненных построений, в особенности, если их удастся увязать с подобными обобщениями по другим геофизическим методам. Такое обобщение позволит продвинуться вперед не только в познании структуры земных недр, но и в понимании механизма геологических процессов, в которых гравитация играет ведущую роль (Субботин, 1975; Сила тяжести..., 1976).

Данная работа посвящена анализу статического поля силы тяжести, в котором проявляется строение коры и верхней мантии Земли. Не рассматриваются приливные вариации гравитационного поля, которые изучаются для решения проблем реологии, а также временны́е вариации, надежное выявление которых сталкивается с техническими трудностями (Буланже, 1974).

Работа представляет собой обзор существующих представлений о различных аспектах использования гравиметрии. В обзор включены в основном литературные данные, опубликованные в 1971—1975 гг. Более ранние исследования привлекались в обобщенном виде по сводным работам, подобным монографии «Земная кора и верхняя мантия» (1972).

Авторы стремились излагать все имеющиеся точки зрения (включая свои собственные) на тот или иной вопрос методики или результат исследования, чтобы дать по возможности объективную картину современного состояния гравиметрического метода исследования строения Земли.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННОСТИ ПОЛЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ЗЕМЛИ

Распределение площадей, покрытых гравиметрической съемкой по состоянию на 1971 г., представлено на рис. 1. Согласно работы (Rapp, 1975), прирост изученности достигает порядка 1 млн. наблюдений в год, поэтому весьма вероятно, что материки, за исключением самых труднодоступных районов, уже покрыты регулярными наблюдениями с гравиметрами, метрическая точность которых превышает $\pm 0{,}1$ мгл. Точность аномалий варьирует в зависимости от условий съемки, но вполне может быть выдержана в пределах ± 1 мгл. Можно полагать, что для изучения строения коры и верхней мантии материки и прилегающие к ним территории в основном обеспечены кондиционными картами поля силы тяжести масштаба 1 : 1 000 000 и мельче.

Активно развиваются морские наблюдения, причем осуществлен переход от отдельных маршрутных исследований к планомерным, охватывающим обширные акватории (Боярский, Коган, 1970). Метрическая точность набортных гравиметров превышает уровень ± 1 мгл, однако средняя точность аномалий, которая зависит от состояния моря во время измерений, выдерживается в пределах от ± 5 до ± 10 мгл (Веселов, Лозинская, 1975; Гайнанов, Корякин, Пантелеев, 1975). Изученность Мирового океана, как и континентов, неравномерна. Наряду с акваториями, покрытыми детальными и сравни-

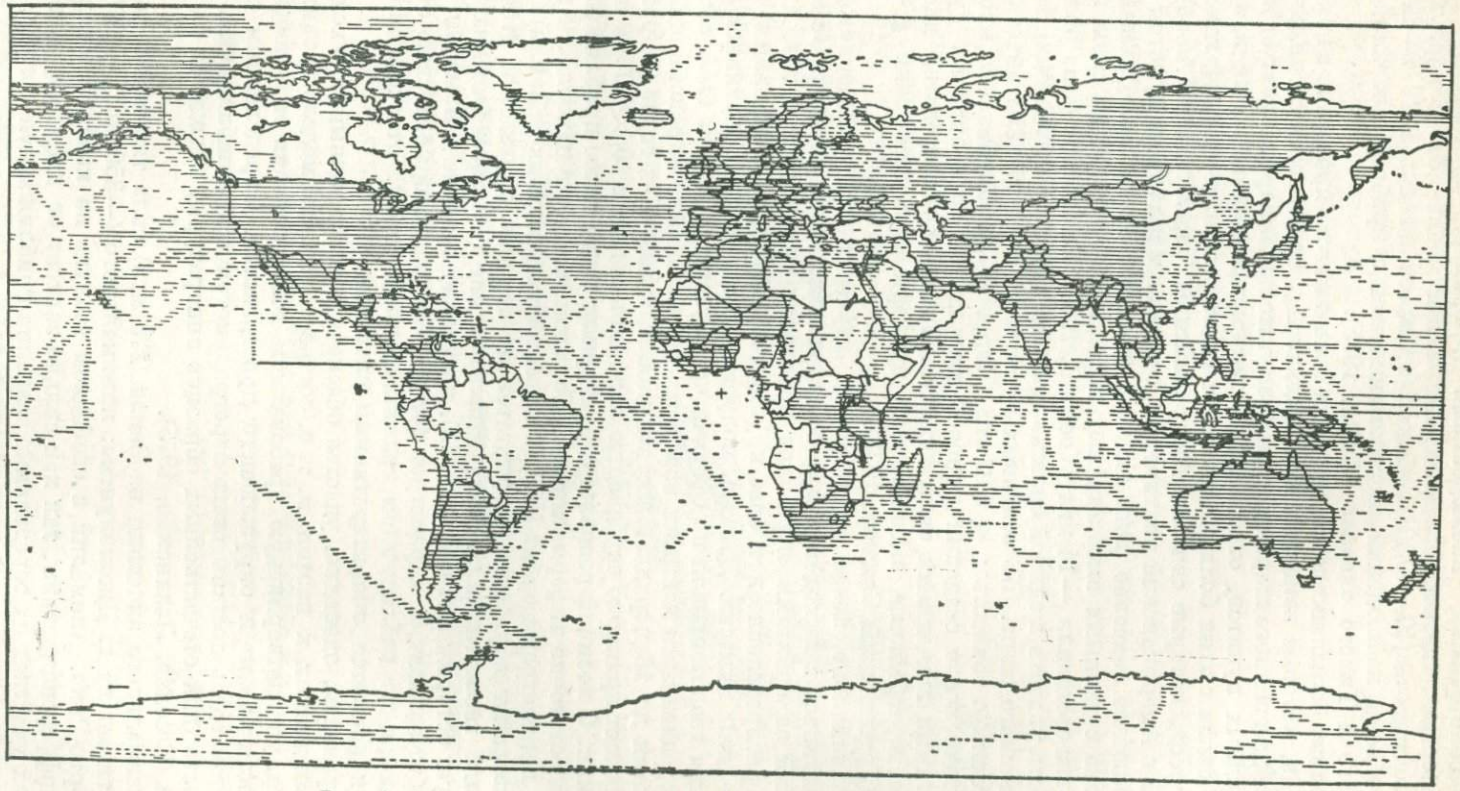


Рис. 1. Схема гравиметрической изученности Земли (Gaposchkin, 1974).
Заштрихованы участки, покрытые съемкой.

тельно высокоточными наблюдениями (например, Средиземное море) имеются площади, где нередки обширные «белые пятна». Это, в первую очередь, южные широты (40—50°) Индийского и Тихого океанов. В 1971—1975 гг. основные объемы наблюдений сосредоточивались в прибрежных частях Атлантического и Тихого океанов (Watts, 1975).

Поскольку большинство съемок поля силы тяжести проведено с помощью гравиметров, которые измеряют приращение Δg, надежность сводных карт, в том числе для земного шара в целом, в значительной мере зависит от надежности исходных пунктов, относительно которых выполнялась та или иная съемка. В связи с этим большое значение имеет разбивка трех меридиональных траверсов, которые связали Австралийский (через южную Азию), Африканский и Американский континенты с мировым исходным пунктом Потсдам. Абсолютное значение силы тяжести для последнего было приведено в соответствие с данными высокоточных определений ускорения силы тяжести; поправка составила —14 мгл (Woollard, 1969). Тем самым была получена возможность увязать в единой системе гравиметрические наблюдения во всех районах земного шара. 473 основных пункта мировой гравиметрической сети определены с точностью $\pm$ 0,02 мгл (Rapp, 1975). Оптимально проблема будет решена после создания мировой регулярной сети опорных пунктов с абсолютными значениями силы тяжести. Технические средства для этого — транспортабельные высокоточные приборы для измерения g — уже имеются (Грушинский, Сажина, 1973).

Принципиально новая возможность изучения гравитационного поля Земли появилась с выходом в космос искусственных спутников. Обработка наблюдений за орбитами спутников позволила сначала наметить, а затем уточнить распределение наиболее крупных планетарных (зональных) аномалий поля силы тяжести. Данные, полученные с помощью спутников в виде разложения геопотенциала по сферическим функциям, могут быть сопоставлены с осредненными данными наземных наблюдений. Аппроксимация поля гармониками до 18 порядка, достигнутая в начале 70-х годов (Gaposchkin, 1974), отвечает примерно осреднению поля по площадям $10 \times 10°$ на поверхности Земли. С позиций решения структурных задач такое приближение является недостаточно информативным. Но несомненно, что накопление наблюдений за параметрами орбит ИСЗ (искусственных спутников Земли) и усовершенствование обработки результатов их замеров приведет к уточнению возмущений геопотенциала. Пока использование гармоник высоких порядков требует осторожности (Кан, 1972), поскольку базовые данные для вычисления орбит зависят от параметров фигуры Земли, которые, в свою очередь, определяются по наблюдениям гравитационного поля. Эта задача — двуединая, и решается она итеративным способом.

Со временем, очевидно, удастся обеспечить непрерывный переход от орбитальных данных к наземным, т. е. составить единую модель гравитационного поля, удовлетворяющую требованиям использования ее в любой точке поверхности Земли и окружающего пространства. Определенным связующим звеном здесь должны стать аэрогравиметрические наблюдения. Сейчас их точность (для отечественных образцов аппаратуры) находится на уровне $\pm$ 10 мгл (Веселов, Лозинская, 1975).

Максимального значения на Земле (276 мгл) сила тяжести в редукции Фая достигает на г. Джомолунгма; минимального (—350 мгл) — над желобом Пуэрто-Рико. Аномалии в свободном воздухе на поверхности планеты весьма дифференцированы, так как сильно зависят от дневного рельефа, но на многих участках их осредненные значения приближаются к нулю. Характеристика аномалий Буге приводится в табл. 1.

В пределах древних консолидированных кратонов в аномалиях Буге отражается латеральная дифференциация верхней части разреза кристаллических пород. На платформах гетерогенность их основания, как правило, затушевывается влиянием осадочного чехла. Относительные изменения поля силы тяжести во внутренних районах Сибирской платформы, например, достигают 30—40 мгл, а в краевых зонах 60 мгл и более (Савинский, 1972). Крупные впадины, заполненные легкими неуплотненными отложениями, отмечаются гравитационными минимумами, которые могут достигать сотни миллигал. Минимумами также отмечаются грабены рифтовых структур. Замечено (Боуин, 1970), что рифты шириною более 40—100 км начинают характеризоваться положительными аномалиями Буге за счет подъема плотных пород в осевой части рифта. Максимум, окаймленный минимумами,— такова типичная структура поля над многими авлакогенами (Федынский, Соколов, Страхова, Фельдт, 1975). Самая характерная особенность карты поля силы тяжести территории США — цепочка максимумов Δg с амплитудой до 60 мгл, окаймленная с двух сторон минимумами до —100 мгл (рис. 2) и протягивающаяся на 1300 км. Она соответствует «главному» рифту в докембрийской коре (Зиц, 1972).

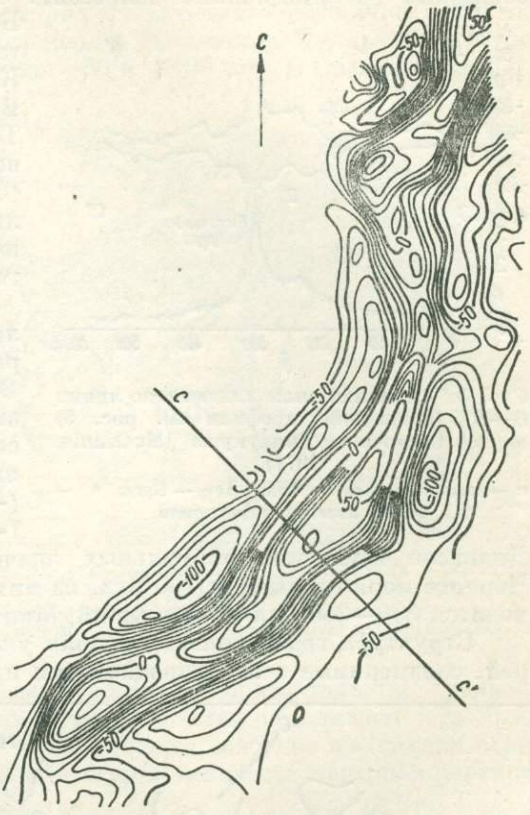


Рис. 2. Среднеконтинентальный гравитационный максимум США (Зиц, 1972).

Сечение изоаномал силы тяжести — 10 мгл; C—C' — расчетный профиль (разрез по профилю см. рис. 27).

Сложные гравитационные поля в редукции Буге наблюдаются над древними орогенами, а также в пределах горных сооружений альпийского типа (рис. 3). Здесь в структуре полей сказывается, наряду с неоднородностью

Таблица 1

Аномалии Буге над основными типами структур Земли

Тип геоструктур	Значения силы тяжести, мгл			
	по Д. Брюну (1972)		по А. П. Таркову (1974)	
	от	до	от	до
Щиты	—10	—30	около 0	
Платформы	—10	—40	—50	+50
Активные платформы	—200	—250	—50	—350
Альпийские пояса	—200	—300	—50	—200
Океанические впадины	+250	+350	+300	+350
Большие островные дуги	—50	+100	—	—
Срединно-океанические хребты	+200	+250	—	—

геологического строения, расчлененность дневного рельефа, причем преобладают отрицательные значения аномалий. Так, на Кавказском перешейке на фоне общего минимума выделяются вытянутые в субширотном направлении обширные гравитационные депрессии, охватывающие Центральную часть Большого Кавказа, Горный Дагестан, межгорную впадину и Малый Кавказ. Выделяются и поперечные Вандамо-Талышская и Талышско-Тбилисская полосы относительно повышенных значений силы тяжести (Балавадзе, 1975). Локальные аномалии отражают значительную плотностную дифференциацию пород, слагающих Кавказский ороген (рис. 4).

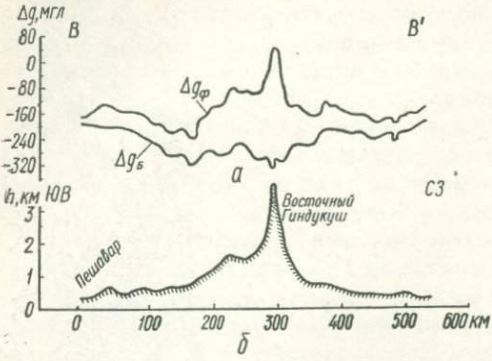


Рис. 3. Аномалии силы тяжести по линии $B—B'$ (положение профиля см. рис. 5) вкрест Восточного Гиндукуша (McGinnis, 1971).

а — аномалии: $\Delta g_Ф$ — Фая, $\Delta g_Б$ — Буге; *б* — рельеф дневной поверхности.

Наибольшие амплитуды аномалий Буге отмечаются в высокогорных районах Центральной Азии (рис. 5). Высокие Гималаи характеризуются значениями (—300) — (—500) мгл (абсолютный минимум —556), их западная часть — значениями (—200) — (—300) мгл, восточная (—100) — (—150) мгл (Петрушевский, 1970). Диапазон изменения аномальных значений силы тяжести от Памира до Черного моря превышает 750 мгл, из них на долю региональной части приходится 300—350 мгл (Никольский, Милай, Коган, 1975).

Структура гравитационного поля указывает на неоднородности дна морей, соизмеримые с неоднородностями прилегающих участков суши и, воз-

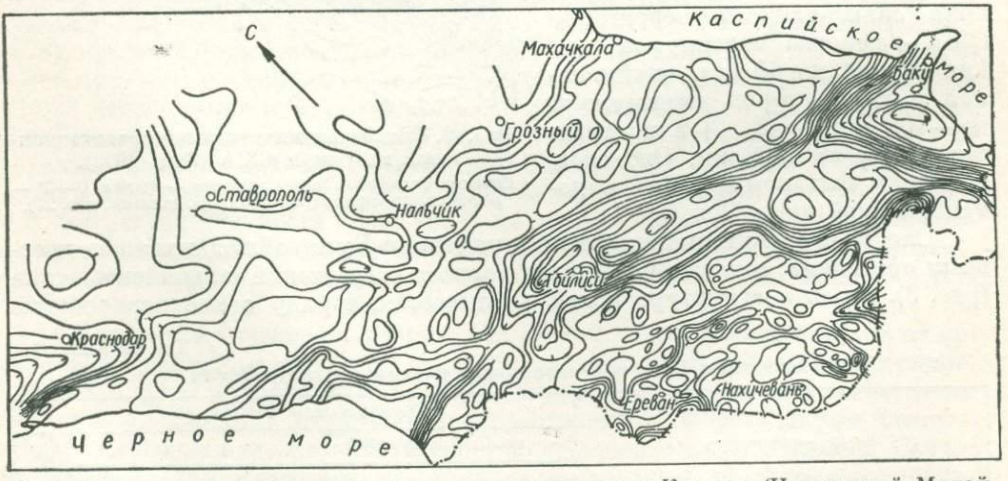


Рис. 4. Схема локальных аномалий гравитационного поля Кавказа (Никольский, Милай, Коган, 1975).

можно, генетически взаимосвязанные (Павлов, Сычев, Туезов и др., 1972; Буланже, Балавадзе, Субботин и др., 1975). В гидротопографической редукции на Черном море выделяются, по Б. К. Балавадзе (1975), обширные участки отрицательных аномалий восточнее Варны, юго-восточнее Констанцы, в центральной и восточной частях акватории; в редукции Буге над Черно-

морской впадиной фиксируется крупный региональный максимум. В прилегающей к Горному Крыму и к Западному Кавказу части акватории аномалии положительные, вытянутой формы, с большими горизонтальными градиентами.

Аномалии Буге во внутренних морях могут достигать величин +400 мгл (моря Индонезии) и даже +548 мгл (район Филиппин). На крупных островах поле силы тяжести понижается до +50 и +100 мгл. В Средиземном море максимальные значения $\Delta g_Б$ составляют +227 мгл со спадом на островах (Сицилия) до —100 мгл (Петрушевский, 1970).

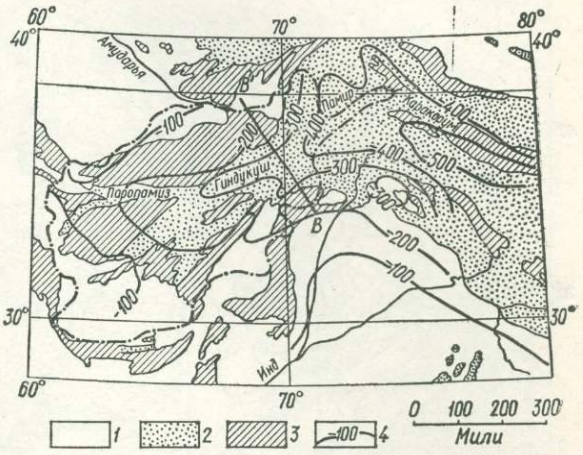


Рис. 5. Региональное поле силы тяжести в редукции Буге Центральной Азии (McGinnis, 1971).
1 — четвертичные, неогеновые и палеогеновые отложения; *2* — породы мезозоя; *3* — изверженные и домезозойские породы; *4* — изолинии $\Delta g_Б$ в миллигалах.

Общее повышение значений аномалий Буге при переходе к акваториям морей и океанов связано, как известно, с уменьшением мощности коры. Переходные зоны обычно четко выделяются узкой полосой больших горизонтальных градиентов. Так, в переходной зоне от Северной Африки и Западной Европы к Атлантическому океану аномалии Буге увеличиваются от 0 до +280 мгл в полосе шириной 250—300 км при горизонтальном градиенте более 10 Этвеш. В районе Антильских островов горизонтальный градиент превышает 15 Этвеш (рис. 6). В переходных областях с развитием островных дуг аномалии Буге имеют очень сложное строение, особенно в западном окаймлении Тихого океана, где насчитывается не менее шести подтипов переходных зон (рис. 7).

Глубоководные океанические котловины отмечаются аномалиями Фая от +2 до —17 мгл и аномалиями Буге от +320 до +450 мгл *. В Индийском океане имеется группа котловин со сравнительно пониженным уровнем поля: аномалия Фая от —24 до —38 мгл, аномалии Буге от +252 до +268 мгл. Значениями аномалий Буге от +280 до +300 мгл характеризуются котловины Алеутская, Командорская и Бауэрс в северной части Тихого океана (Успенский, 1970; Павлов, Строев, 1975).

Над срединно-океаническими хребтами аномалии Фая относительно повышенные — до (+20)—(+40) мгл, а аномалии Буге плавно уменьшаются от +350 до (+180)—(+200) мгл. Обширные сводовые поднятия и вулканические хребты, а также цепи подводных вулканических гор отмечаются интенсивными положительными аномалиями Фая до (+100)—(+200) мгл и аномалиями Буге (+200)—(+260) мгл. Над глыбовыми поднятиями и возвышенностями наблюдаются близкие к нулю или слабоположительные аномалии Фая и аномалии Буге до +170 мгл.

Интенсивными отрицательными аномалиями в свободном воздухе отличаются глубоководные желоба. Значения поля в редукции Фая колеблются от —165 до —350 мгл, а аномалии Буге — от +200 до +548 мгл. Неоднород-

* Плотность приведения 2,67 г/см³.

ности поля над этими структурами имеют вид очень узких и протяженных полос.

Глубоководные желоба, как правило, сопряжены с островными дугами. Амплитуда аномалий Фая изменяется над желобами и грядами от 100 до 380 мгл. При наличии общих черт наблюдается большое разнообразие в строении этих геоструктур; например, Индонезийская переходная зона имеет двойные и тройные дуги с глубоководными желобами, расположенными как с океанической, так и с материковой стороны; переходные зоны Центральноамериканско-Карибская и моря Скоша характеризуются очень сложными, интенсивно расчлененными аномалиями силы тяжести в редукции Фая и Буге (Физика Земли, 1974).

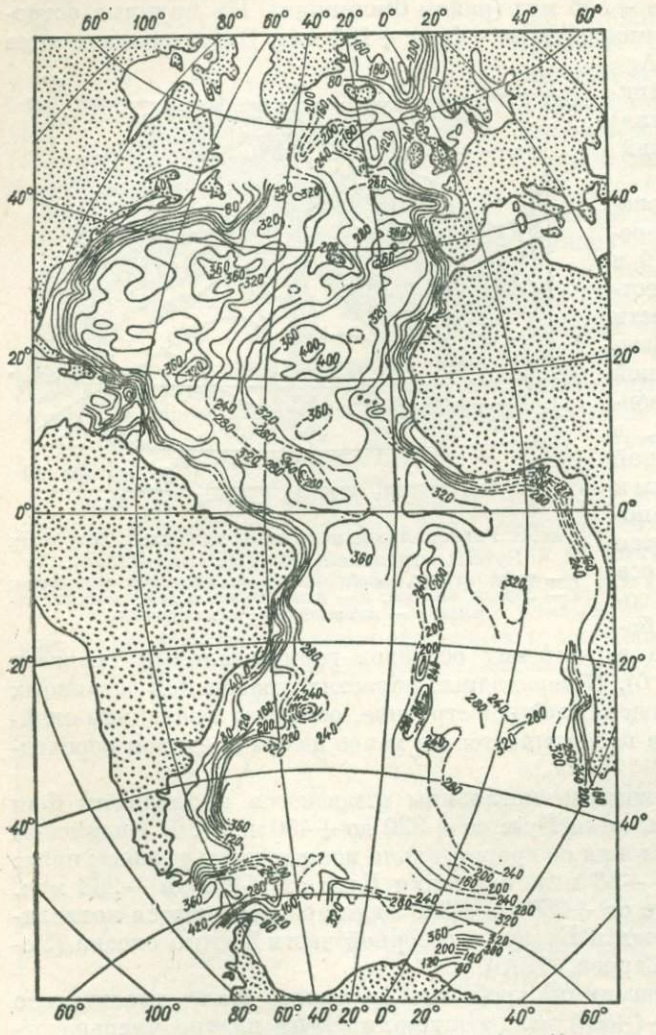


Рис. 6. Схема осредненных по площадям 1 × 1° аномалий силы тяжести в редукции Буге ($\sigma = 2{,}67$ г/см^3, Международная нормальная формула 1930 г.) Атлантического океана (Гайнанов, Корякин, 1975).

По мере повышения изученности гравитационного поля океанических областей все более явственно проявляется его сложная структура, соответствующая крайней индивидуализации каждого из участков тектоносферы, находящейся под ложем Мирового океана (Павлов, Строев, 1975).

Распределение наиболее крупных, планетарного масштаба неоднородностей гравитационного поля картируется по спутниковым данным. Существование этих аномалий подтверждено при вычислении осредненных аномалий Фая, полученных наблюдениями на поверхности Земли. С повышением точности вычислений спутниковых данных картина аномалий в принципе не меняется (Gaposchkin, 1974). Однако обнаруживается зависимость конфигурации и амплитуды аномалий от способов разложения геопотенциала и фигуры приведения. Так, различие в разложении поля по гармоническим коэффициентам 10—16 порядков между Смитсонианской стандартной SEII и Годдардской GEM-6 моделями достигает 92% (Rapp, 1975).

Информация о планетарных аномалиях по данным ИСЗ представляется в виде карт ундуляций уровенной поверхности (геоида) в метрах и аномалий силы тяжести в миллигалах. Соотношение между двумя видами представления подобно соотношению между первыми и вторыми производными потенциала: гравитационные аномалии подчеркивают и локализуют те осо-

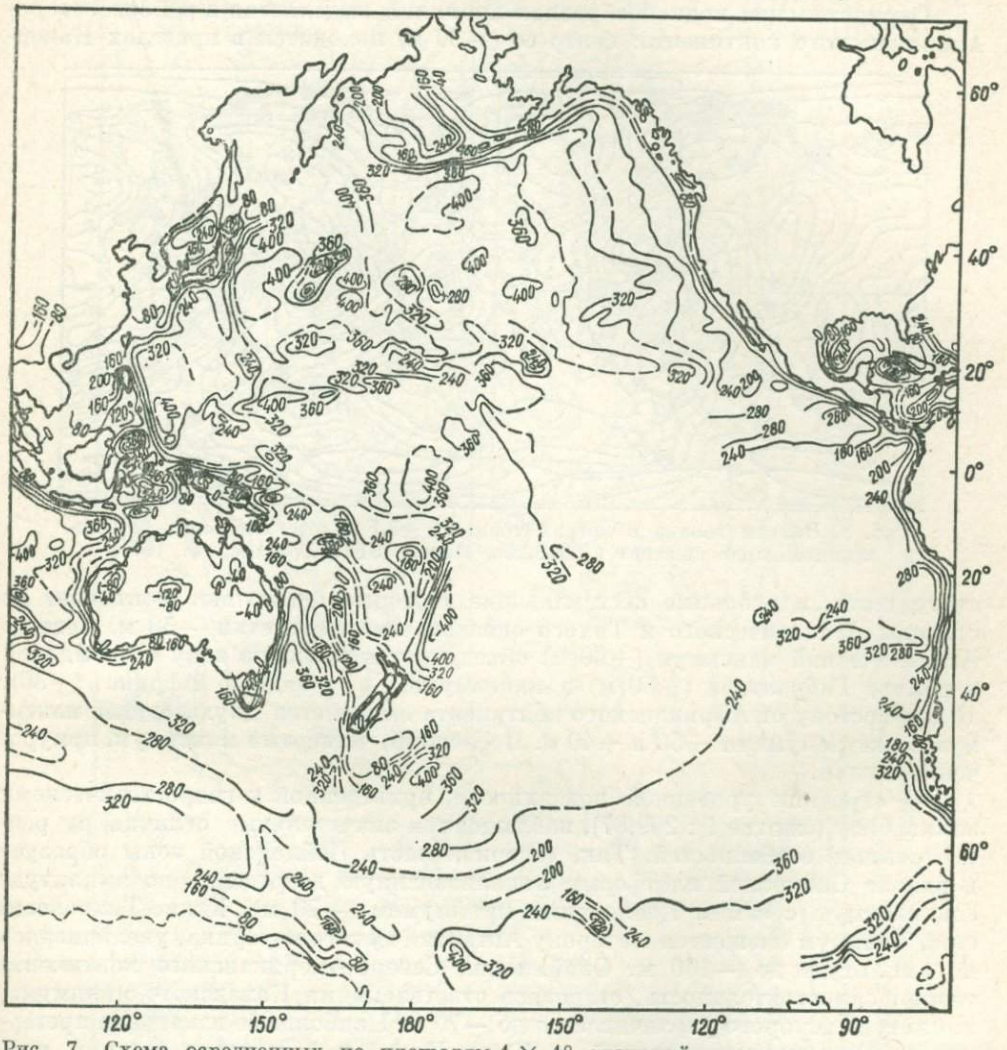


Рис. 7. Схема осредненных по площадям 1 × 1° аномалий силы тяжести в редукции Буге ($\sigma = 2{,}67$ г/см², Международная нормальная формула 1930 г.) Тихого океана (Гайнанов, Строев, Федынский, 1974).

бенности поля, которые на карте высот геоида сглажены и объединены в аномальные зоны. Распределение этих зон на поверхности земного шара показано на рис. 8.

Насчитывается семь планетарных аномальных зон, четыре максимума и три минимума, если за фигуру приведения принимать эллипсоид со сжатием 1 : 298,256. Самая крупная положительная аномалия располагается северо-восточнее Австралии, в районе Новой Гвинеи; величина ее превышает 70 м. Она имеет ответвление в сторону Японии, захватывающее Охотское

море. Наиболее глубокая депрессия, (—100 м), находится к югу от о. Шри Ланка (бывш. Цейлон). Ответвления этой депрессии протягиваются на север, к Сибири, на запад, к центральной Африке, и на юго-восток, на соединение с минимумом с отметкой —50 м, который тяготеет к тихоокеанскому побережью Антарктиды.

Отрицательная подковообразная аномалия выделяется в районе Северо-Американского континента: центр ее (—30 м) находится в пределах Канад-

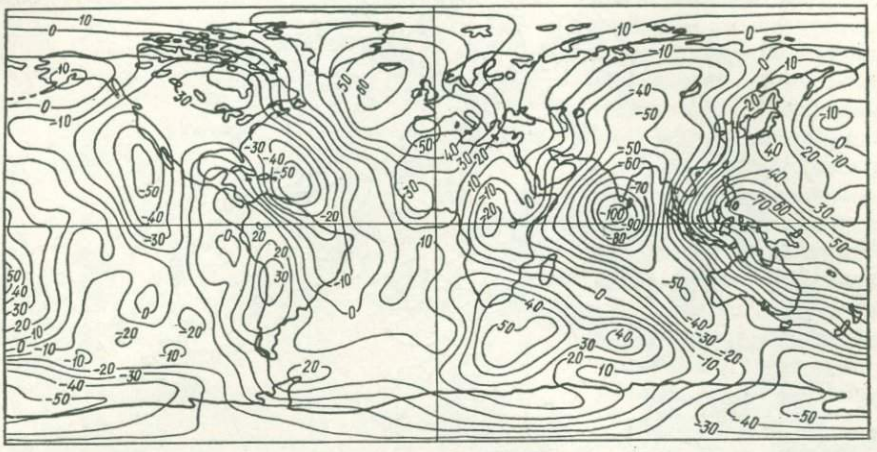


Рис. 8. Высоты геоида в метрах (точность ±2,5 м) относительно референц-эллипсоида со сжатием 1 : 298,256. Модель SEIII (Gaposchkin, 1974).

ского щита, а основные составляющие, которые окаймляют континент со стороны Атлантического и Тихого океанов, имеют отметки —50 м. Северо-Атлантический максимум (+60 м) объединяется в общую зону с аномалией в районе Гибралтара (+50 м) и максимумом в западной Африке (+30). К юго-востоку от Африканского континента выделяется двухзвенный максимум с экстремумами +50 и +40 м. Последний, четвертый максимум, приурочен к Андам.

В строении уровенной поверхности, приведенной к гидростатическому эллипсоиду (сжатие 1 : 299,67), наблюдаются значительные отличия от рассмотренных особенностей. Так, северная часть Цейлонской зоны образует в районе Сибирской платформы локализованную депрессию, по амплитуде соизмеримую с самим Цейлонским минимумом (—70 м). Южно-Тихоокеанский минимум смещается в сторону Антарктического материка, увеличиваясь по амплитуде до —100 м. Окаймления Северо-Американского континента теряют самостоятельность, становясь ответвлениями Канадского минимума, амплитуда которого увеличивается до —70 м. Наибольшее изменение претерпевают Северо-Атлантический и Южно-Индийский максимумы: они сливаются в единую зону с экстремумом в районе Западной Африки (+60 м). Увеличивается амплитуда Южно-Американского (+50) и Новогвинейского (+100) максимумов. Общее различие фигуры геоида по отношению к двум эллипсоидам состоит в том, что положительные аномалии как бы стягиваются к экваториальной зоне, возрастая при этом по амплитуде.

Как уже говорилось, представление неоднородностей геопотенциала гравитационными аномалиями свидетельствует о гетерогенности описанных особенностей поля. Наиболее отчетливо это проявляется, если вычесть «региональную» часть искажений уровенной поверхности. Вид гравитационного поля Земли со снятыми низшими гармониками представлен на рис. 9.

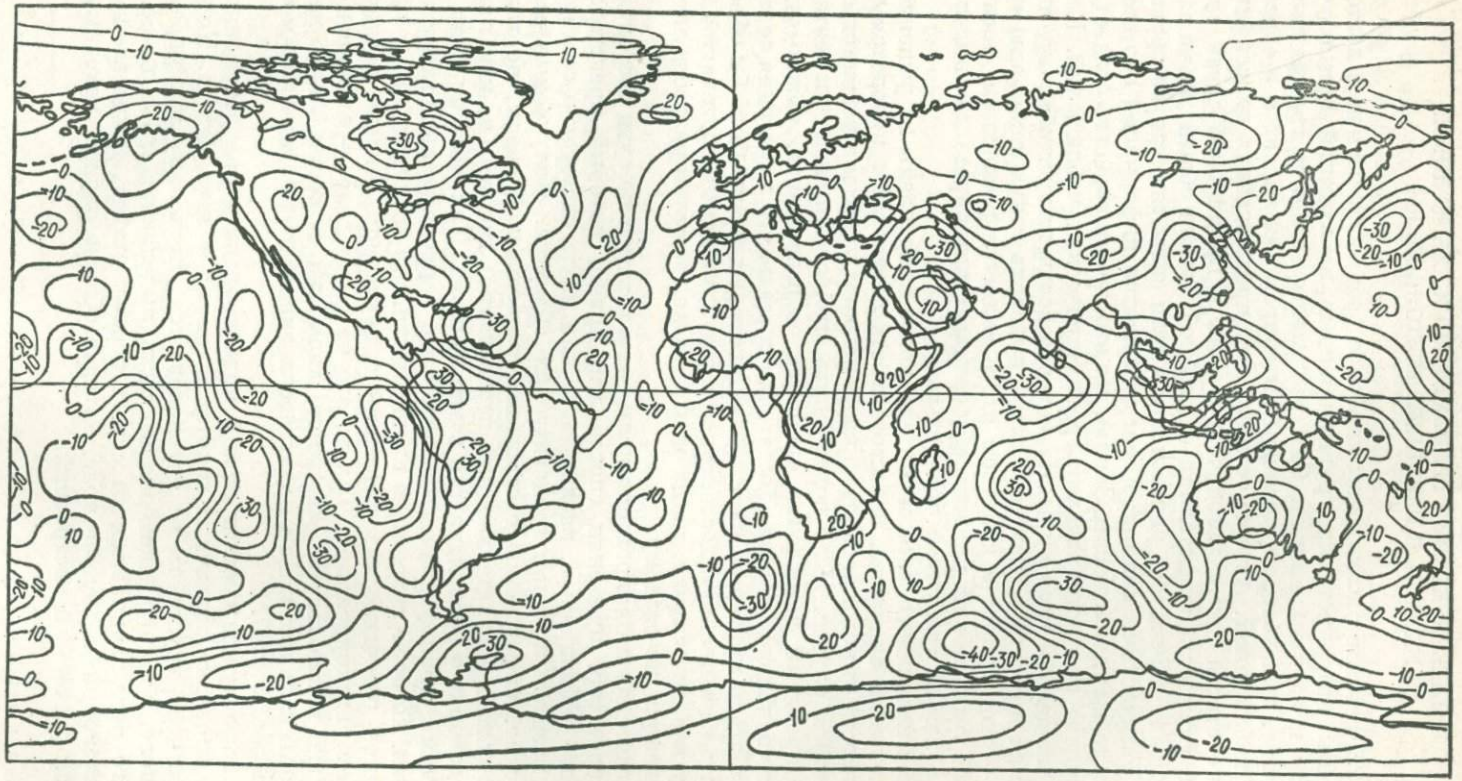


Рис. 9. Гравитационные аномалии в миллигалах (точность ±8 мгл) в разложении выше пятого порядка относительно референц-эллипсоида (сжатие 1 : 298,256). Модель SEIII (Gaposchkin, 1974).

МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ, ИХ РОЛЬ В ИЗУЧЕНИИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

В данном разделе рассмотрены наиболее распространенные в настоящее время приемы интерпретации гравитационных наблюдений при изучении земной коры и верхней мантии. Они разделены на шесть групп, включая редуцирование, при котором элементы интерпретации вводятся в обработку первичных наблюдений. Авторы сознают, что предложенная классификация недостаточно строга как с методической, так и прикладной точек зрения. Но такая группировка представлялась удобной в плане общей задачи работы.

Во введении отмечалась уникальность поля силы тяжести по сравнению с другими физическими полями: в нем содержится информация обо всех без исключения массах, слагающих Землю. Но это же его свойство создает главное затруднение при истолковании гравиметрических наблюдений. Как выявить в наблюденном поле ту часть, которая соответствует объекту, интересующему интерпретатора; каким образом выделить такую аномалию «в чистом виде» — этот вопрос в конечном итоге является решающим, поскольку достигнутый технический уровень обеспечивает интерпретацию выделенной аномалии с любой требуемой точностью.

Все применяющиеся методы так или иначе направлены на решение проблемы разделений аномалий, и достоверность результатов находится в прямой зависимости от того, насколько корректно эта проблема решается в каждом конкретном случае. Надо подчеркнуть, что вследствие фундаментальной сложности проблемы разделения аномалий ее разрешение, можно считать, не вышло из начальной стадии. Достаточно сказать, что на сегодня совершенно не разработаны критерии, на основании которых можно было бы объективно оценивать качественную достоверность результативных построений. Именно поэтому нередки случаи, когда одни и те же аномалии разными авторами истолковываются по-разному.

Геологическая интерпретация поля силы тяжести по сути состоит в том, что интерпретатор, применяя способ или прием, который представляется ему наиболее эффективным, развивает ту или иную гипотезу о соответствии аномалий известным типам геологических объектов. Получаемые решения дают, конечно, информацию о строении геологической среды, но только в рамках принятых (сознательно или неосознанно) гипотез, и, как правило, ничего не говорят о правомерности самих гипотез. Так обстоит дело с преобразованиями (трансформациями) полей и с корреляционно-статистическими методами, которые исходят из предпосылки, что гравитационные эффекты разных типов геологических формаций в изучаемом регионе различаются по радиусам автокорреляции. Так ли это на самом деле — выяснить невозможно: легко показать, что, например, аномалии от серии близко расположенных вертикальных призм практически эквивалентны аномалиям от контактных поверхностей.

Несколько лучше обстоит дело с моделированием гравитационного эффекта, где проверка различных гипотез заложена в идее метода. Но и здесь принципиальная трудность не преодолевается, поскольку интерпретируется не все поле, а только некоторая его часть, выделяемая субъективно. Трудности этого рода начинаются на самых первых этапах, когда вычисляется так называемое наблюденное поле, которое обычно служит исходным материалом для расчетов и построений.

Редуцирование

Чтобы использовать гравиметрические наблюдения в целях физической и геологической интерпретации, их подвергают преобразованиям, известным под собирательным названием *редуцирование*. Вопросам редуцирования посвящено огромное количество работ, но до единства мнений сейчас, наверное, не ближе, чем тридцать лет назад. По-прежнему остаются противоречия в толковании редукции Буге при использовании ее в изостатических построениях и в разведочной геофизике: в первом случае считается, что поправка за промежуточный слой приводит наблюдения на уровень моря, во втором,— что эта поправка выявляет аномалии на физической поверхности наблюдений. Нет единого мнения об использовании редукций для интерпретации гравитационных данных на море и особенно в зонах перехода от материков к океанам: одни исследователи полагают, что редукции Буге на море применять нельзя, другие настаивают на противоположном (Гапоненко, 1970; Ocola, Meyer, 1973а; Гайнанов, 1974; Физика Земли, 1974). Утверждается (Никольский, Милай, Коган, 1975), что при исследовании регионального фона, отождествляемого с влиянием глубинных зон коры, редукция Буге дает большие погрешности, особенно в горных областях. Различные точки зрения сохраняются и по вопросам использования изостатических редукций.

Существует мнение (Борисов, Успенский, 1975), что, начиная с вычислений аномалий Буге, все поправки следует относить не к разделу первичной обработки гравиметрических материалов, а к области геологической интерпретации. В связи с этим стоит заметить, что геологический фактор учитывается при расчете аномалии силы тяжести на более ранней стадии, а именно, при вычитании поправки за широту, или нормального градиента. Эта редукция основывается на нормальной формуле Гельмерта (в СССР) или Международной формуле 1930 г.; в 1967 г. Международной геодезической ассоциацией была рекомендована новая система относимости — референц-эллипсоид со сжатием 1 : 298,25. Это сжатие близко к тому, которое принято в формуле Гельмерта, и расходится со сжатием в формуле 1930 г., равным 1 : 297. Но все они отличаются от сжатия 1 : 299,67, которое соответствует найденной Г. Джеффрисом (1960) фигуре Земли, нормальной в физическом смысле; отклонения от нее характеризуют аномалии реологических свойств и распределения плотностей по сравнению с идеальным ньютоновым телом малой вязкости. Именно к поверхности этой фигуры и рекомендуется приводить гравитационные наблюдения при использовании их в геологических целях (Кан, 1972; Физика Земли, 1974)*.

Предлагается применять при геологической интерпретации такое нормальное поле Земли, которое учитывает не только геодезическую фигуру, но и строение планеты (Алексидзе, Картвелишвили, 1975), а также включать в нормальную формулу гармоники выше второго порядка (Takeuchi, Yamashina, 1973).

Вопросы относимости наблюденного поля силы тяжести, которое берется для геологической интерпретации, не имели большого значения, пока изучались ограниченные площади и небольшие глубины. При изучении таких объектов, как литосфера в совокупности с астеносферой, которые требуют анализа гравитационного поля на значительных пространствах, проблема редуцирования становится актуальной, поскольку пренебрежение несовер-

---

* Выше рассматривалось значительное различие конфигурации и амплитуд превышений геоида относительно референц-эллипсоида и гидростатического.

шенством способов приведения может привести к серьезным ошибкам в оценке распределения плотностных неоднородностей в нижних частях тектоносферы, имеющих непосредственное отношение к особенностям строении литосферы. Ощутимое влияние неточности применяемой нормальной формулы, а также неучета поправок Брунса и Жонгловича было, в частности, обнаружено при построении карты изостатических аномалий для всей территории СССР (Артемьев, 1975). Только неучет поправок Брунса и Жонгловича за ундуляции геоида относительно эллипсоида, которые аналогичны поправкам Фая и Буге для физической поверхности, может привести к ошибке, превышающей 30 мгл (Люстих, 1957). Отсюда видно, что для повышения эффективности гравиметрии при изучении тектоносферы Земли следует прежде всего упорядочить формы представления поля силы тяжести, наблюденного на поверхности планеты.

Для геологической интерпретации в настоящее время используются преимущественно * карты поля силы тяжести в редукции Буге, которая исключает нормальное притяжение эллипсоида, а также учитывает влияние промежуточного слоя, заключенного между точкой наблюдения и поверхностью геоида. Для акваторий используются также карты аномалий в свободном воздухе (в редукции Фая), представляющие поле на уровне моря. По этим картам решаются все интерпретационные задачи, которые в основном заключаются в структурно-тектоническом районировании, определении распространения геологических формаций по площади и на глубину, оценке мощности земной коры и степени ее изостатической уравновешенности, а также в выявлении плотностных неоднородностей в верхней мантии. Для решения таких задач используются многочисленные технические приемы, которые условно можно объединить в следующие группы: трансформации и пересчет полей; аналитические оценки параметров масс; корреляционно-статистические методы; изостатическое редуцирование; моделирование гравитационного эффекта.

Рассмотрим эти приемы использования данных гравиметрии с оценкой того, насколько они удовлетворяют современным потребностям изучения тектоносферы.

Преобразование полей

Примерно на середину прошлого десятилетия приходится пик всеобщего увлечения трансформациями в гравиметрии (Маловичко, Тарунина, 1972). Затем интерес к ним стал спадать, но и до настоящего времени трансформации находят применение наряду с другими способами интерпретации, особенно на участках новых съемок.

Основные виды преобразования можно разделить на три группы: вычисление более высоких производных, пересчет в верхнее и нижнее полупространство, разделение наблюденного поля на региональные и локальные составляющие методом осреднения.

Трансформации для определения производных V_{zz}, V_{zx}, V_{zzz}, а также близкая к ним функция Саксова — Нигарда — широко используются при качественной интерпретации с целью тектонического районирования, в том числе для выделения системы разломов. Сведения об особенностях этих функций и областях их применения обобщены в монографии А. К. Маловичко и О. Л. Тарунина (1972). Много сделал в этом направлении И. А. Балабушевич (1963, 1965). Им, в частности, построена первая схема глубинной текто-

* Высказываются предложения применять для указанной цели также локальные ундуляции расчетного геоида (Burša, 1971).

ники Припятского грабена. Другим примером широкого применения производных при геологической интерпретации гравитационных наблюдений может служить карта разломов земной коры территории СССР масштаба 1 : 25 000 000, составленная с использованием трансформаций гравитационного поля (Строение континентальной земной коры..., 1974). Преобразования типа функции Саксова — Нигарда могут оказаться полезными при изучении строения земной коры в различных геотектонических условиях: при выявлении кольцевых структур в пределах докембрийского щита (Гинтов, 1973), картировании блоковой структуры фундамента Среднерусского авлакогена (Федынский, Соколов, Страхова, Фельдт, 1975), изучении осадочных бассейнов (Verma, Ghosh, 1974), прослеживании тектонического плана подсолевого комплекса Таджикской впадины (Белеловский, 1975). Последняя работа интересна как удачная попытка прогнозирования геологического строения на глубине. Обычно же трансформации используются для исследования приповерхностного строения, поскольку повышение порядка производной способствует выделению локальных особенностей поля, которые, как правило, обусловлены латеральной дифференцированностью верхней части земной коры. Глубинность метода высших производных может быть увеличена при использовании предложенных В. Н. Страховым, М. И. Лапиной, О. А. Кузнецовой (1974) так называемых массовых и глубинных функций в сочетании с определением интегральных характеристик источников.

Применение методов формального разделения аномалий, как уже говорилось, эффективно при тектоническом районировании и в частности при выявлении тех закономерностей геологического строения, которые отражаются в горизонтальных неоднородностях среды, т. е. в плане. В структурно-тектонических построениях, выполненных на основе трансформаций поля, геологические результаты во многом зависят от субъективных представлений интерпретатора. Это можно проиллюстрировать сравнением схемы зон локальных неоднородностей земной коры Восточно-Сибирской низменности (Ващилов, 1973, рис. 31) с упоминавшейся картой разломов на территории СССР (Строение континентальной земной коры..., 1974; Приложение 2), а также сопоставлением схемы распределения основных зон разломов на территории СССР (Строение континентальной земной коры..., 1974, рис. 20) со схематической картой строения земной коры и верхней мантии Сибири и Дальнего Востока (Фотиади, Ладынин, 1974). Составленные с использованием неодинакового объема первичной информации и при отличающихся методических подходах, эти карты, особенно две последние, содержат много общего, что является доказательством возможности получения объективной информации о геологическом строении по особенностям физических полей. Вместе с тем наблюдаются и существенные различия. Видимо, в таком сложном деле, как интерпретация геолого-геофизических данных, следует практиковать сравнение построений, выполненных разными авторами независимо друг от друга, и те черты, которые окажутся «инвариантными» в разных схемах, фиксировать как достоверные.

Эффективность трансформаций полей при изучении низов литосферы снижается тем, что трансформации отфильтровывают влияние вертикальных неоднородностей земной коры.

Пересчеты в верхнее и нижнее полупространства могут давать информацию о плотностных неоднородностях на уровне астеносферы и оценку глубины их залегания. Примером может служить выделение зоны разуплотнения верхней мантии под Кавказским горным сооружением (Балавадзе, 1975), а также выполненный В. Н. Страховым расчет глубины до масс, обусловливающих зональные составляющие изостатических аномалий (Артемьев, 1971).

С помощью пересчета в верхнее полупространство решаются задачи тектонического районирования (Володарский, Ланда, 1970), построения поверхности М (Гольдшмидт, 1970), выделения блоков литосферы с различной плотностной характеристикой (Тарков, 1974), установления неоднородности вещества верхней мантии (Павлов, Туезов, 1971) и др. Пересчет в верхнее полупространство используется также как средство разделения аномалий на локальные и региональные составляющие (Бекжанов, Любецкий, Полевая, 1973; Гапоненко, 1973; Никольский, Милай, Коган, 1975), хотя с физической точки зрения такая операция является условной. Накапливается опыт изучения глубинного строения земной коры методом аналитического продолжения в нижнее полупространство нормированных значений полного вертикального градиента силы тяжести (Елисеева, Богомазова, Березкин, 1973).

Разделение гравитационного поля на региональные и локальные составляющие без изменения порядка производной (осреднение) широко практикуется в тех случаях, когда требуется выделить аномалии определенного радиуса корреляции с последующей их качественной и количественной интерпретацией (Андреев, 1971; Серова, Козлова, Неволин, 1971; Савинский, 1972; Verma, Ghosh, 1974). Обычно таким образом стараются исключить региональный фон, служащий помехой изучению структуры земной коры (Бекжанов, Любецкий, Полевая, 1973; Огаринов, 1974). Но поскольку региональные составляющие зачастую обусловлены глубинными плотностными неоднородностями, их выделение и анализ приобретает самостоятельное значение (Артемьев, 1975).

Операция по разделению поля силы тяжести на составляющие является одной из наиболее трудных задач интерпретации. Основная сложность для математического способа разделения гравитационного поля состоит в отсутствии четкого группирования аномалий по частоте и слабая корреляционная связь между частотой аномалий и их геологической природой. Одинаковые по радиусу корреляции и амплитуде аномалии бывают обусловлены существенно разными геологическими причинами и наоборот, одинаковые по геологической сущности факторы в зависимости от масштаба своего проявления вызывают аномалии разной частоты. Этот вывод сделан при изучении поля силы тяжести Малого Кавказа (Никольский, Милай, Коган, 1975), но он является справедливым для большинства районов независимо от истории их геологического развития.

Во всяком случае несомненно то, что при формальном разделении поля с последующей количественной интерпретацией можно получить только приближенные данные о параметрах вычленяемых объектов с утратой к тому же информации об их связях с вмещающей средой.

Аналитические оценки параметров возмущающих масс

Это один из основных приемов интерпретации гравитационных аномалий. Распространено использование наборов номограмм или палеток, с помощью которых определяются параметры тел в различных геологических условиях (Геотектоническое районирование..., 1969; Богданова, Подоба, Серова, 1973; Ващилов, 1973; Злавдинов, 1974; Булин, Берлянд, Булавко, 1976). В качестве примера рассмотрим применение билогарифмических палеток Ю. Я. Ващилова, с помощью которых проинтерпретировано большое количество аномалий на материках и на акваториях морей и океанов, в том числе характеризующих глубинные зоны литосферы. При построении своих палеток автор исходил (Ващилов, 1973) из концепции о структуре литосферы с преобладанием квазивертикальных боковых ограничений отдельных бло-

ков и совпадением нижних и верхних ограничений блоков с границами слоев земной коры и верхней мантии. Поэтому перед интерпретацией из аномалий нужно исключать гравитационные эффекты, вызванные слоистостью земной коры (рельеф кровли фундамента, границы внутри фундамента и в осадочном чехле).

С помощью билогарифмических палеток проводятся массовые определения плотностных неоднородностей с последующей их обработкой статистическими методами.

Достоверность исследований билогарифмическими палетками гравитационного поля с целью изучения глубинных структур, согласно Ю. А. Ващилову, определяется: 1) соответствием реальных блоков прямоугольному параллелепипеду; 2) постоянством аномальной плотности блоков; 3) возможностью выделения «чистой» аномалии блока, свободной от влияния слоистости, диапиризма, соседних аномалий, различных погрешностей определения наблюденного поля и т. д.; 4) однозначностью истолкования получаемого результата в случае выполнения трех первых условий. Интерпретация единичной реальной аномалии является неустойчивой (повторная интерпретация, как правило, характеризуется большими расхождениями). Однако при статистической обработке устойчивость решения повышается. С помощью билогарифмических палеток получается некоторая информация о структуре земной коры и верхней мантии, требующая согласования с данными других методов (Ващилов, 1973). Эту информацию можно использовать для исходных приближений при моделировании гравитационного поля.

Корреляционно-статистические методы

Эти методы как средство изучения закономерностей геологического строения, проявляющихся в гравитационных аномалиях, распространены очень широко.

Одна из первых работ такого рода принадлежит Р. М. Деменицкой, которая в 1958 г. построила для земного шара обобщенную зависимость между толщиной коры и значениями аномалий Буге. Дальнейшие исследования развивались в направлении уточнения вида связи между аномалиями поля силы тяжести, высотой дневного рельефа, мощностью и плотностью коры, ее структурой и другими параметрами. Разные авторы предлагали корреляционные зависимости, отличающиеся формой и значениями коэффициентов (Деменицкая, 1975, таблица на стр. 230). С накоплением материалов стало выясняться, что многие районы земного шара существенно отличаются по своим характеристикам от ранее полученных осредненных зависимостей. Это явление вначале пошатнуло доверие к использованию корреляционных зависимостей как средству изучения строения земной коры и верхней мантии, но вскоре исследователи пришли к выводу, что величина и характер отклонений в толщине коры от среднего значения могут служить критерием геотектонического состояния того или иного района. Статистическая обработка материалов с учетом этого положения дала существенную информацию о строении тектоносферы. Характер связи между аномалиями силы тяжести, высотами дневного рельефа и мощностью земной коры исследовался как для Земли в целом, так и для отдельных ее регионов (Борисов, 1967; Woollard, 1969a; Вихирев, Степанов, 1970; Гольдшмидт, 1970, 1973; Гапоненко, 1971; Тальвирский, Яганцев, Млотэк, Богданов, 1971; Савинский, 1972; Goodacre, 1972; Vyskočil, 1972; Огаринов, 1974; Тарков, 1974; Petkov, 1974; Беляевский, 1975; Добрев, Щукин, 1975; Савинский, Новоселов, Мордовская, 1975; Choudhury, 1975; Kono, Yoshii, 1975). В последнее время аномалии гравитационного поля ста-

ли изучаться в многомерной корреляции с величинами теплового потока, данными петрологии, петрохимии, возрастом земной коры и т. п. (Абрамович, Клушин, 1974; Woollard, 1975).

Наряду с изучением общей связи гравитационное поле — мощность земной коры проводились исследования по установлению зависимости между аномалиями силы тяжести и глубинными границами, по использованию этих зависимостей для геолого-тектонических построений (Геотектоническое районирование... , 1969; Лопатина, Рябой, 1972; Гапоненко, 1973; Беляевский, 1975; Пятницкий, Штутин, 1975; Добрев, Щукин, 1975; и мн. др.). В. И. Шрайбман (1970) подробно изучал корреляционную связь между различными видами представления гравитационного поля и глубинными границами земной коры Туранской плиты. В целом для региона корреляция оказалась очень слабой, но для отдельных районов (Ферганская впадина, Бухаро-Хивинская область) связь получилась достаточно тесной. Форма связи выявилась различной по типу для разных районов, а в некоторых районах она вообще отсутствует. Обнаружилось улучшение корреляции поля с границами земной коры, в частности, с рельефом фундамента, при увеличении глубины залегания границ. Единая линейная зависимость между наблюденными и трансформированными аномалиями и поверхностью М установлена не была.

При дальнейшем развитии этих исследований был разработан корреляционный метод разделения геофизических аномалий, основанный на использовании имеющейся информации о строении изучаемых объектов. Этот метод рекомендуется для изучения локальных структур. При решении региональных задач, когда в район исследований включаются участки, различающиеся между собой характером геолого-геофизических условий, прямой путь использования корреляционного метода мало эффективен (Жданов, Шрайбман, 1973).

Достаточно часто применяется на практике корреляционный метод изучения структуры земной коры, разработанный Г. И. Каратаевым. Этот метод базируется на следующих предпосылках (Каратаев, Ватлин, Захарова, 1973): морфология гравитационных (и магнитных) аномалий одинакова для участков земной коры однотипного развития и различна для участков, существенно разных по структуре; между степенью влияния геолого-геофизических факторов и особенностями структурно-геологического строения существуют причинные связи; геологические элементы (состав пород, мощность, форма залегания) корреляционно связаны с наблюденными значениями гравитационных и магнитных аномалий; форма корреляционной связи аномалий с элементами земной коры в идентичных районах одинакова и разная в районах, различных по строению. На основе изучения геологических и геофизических данных в районах, где имеются те и другие (эталонные области), прогнозируются геологические элементы по данным геофизики там, где геология непосредственно не может быть изучена. Вся геолого-геофизическая информация, описательная и числовая, представляется в виде упорядоченного набора некоторых признаков, в сжатой форме характеризующих основные свойства заданной информации. Упорядоченный набор признаков полей в каждой точке наблюдения или для каждой геологической структуры называется вектором. Набор векторов подвергается анализу с помощью математических методов.

Оперирование векторами геолого-геофизических признаков позволяет одновременно анализировать большую по объему информацию, причем возможность количественной обработки способствует выявлению главных связей, на основе которых строится прогноз. Этим методом решаются задачи

построения глубинных геолого-сейсмических границ, тектонического районирования (оценка степени разновозрастности фундамента платформ, классификация земной коры по истории ее развития и т. п.), поиска локальных поднятий в осадочном чехле, изучения особенностей поверхности фундамента плит, оценки возраста интрузивных образований, поисков железорудных месторождений и т. д. Изучение строения земной коры с помощью рассматриваемой методики проводилось на территории СССР в целом (Борисов, 1972), в Сибири (Каратаев, Ватлин, Захарова, 1973), в Туркменистане (Одеков, Каратаев, Васов, 1974), в Белоруссии (Хотько, 1974).

Основным уязвимым местом корреляционных схем интерпретации является их существенная зависимость от представительности эталонной области и точности определения ее параметров (Фотиади, Ладынин, 1974). Фактически корреляционный метод при региональных исследованиях служит средством интерполяции данных ГСЗ. А как показывает сопоставление данных ГСЗ и гравиметрии (Никольский, Милай, Коган, 1975, рис. 70—72), между скоростными разрезами, построенными по материалам сейсморазведки, и характером изменения поля силы тяжести наблюдается коренное противоречие. Нуждается в специальном выяснении вопрос: связано ли это противоречие в основном с непредставительностью аномалий Буге, как полагает Ю. И. Никольский, или с несовершенством интерпретации данных ГСЗ *, или с тем и другим вместе; но ясно одно: прогнозные построения, выполненные по корреляционной методике, с появлением новых данных о строении земной коры могут подвергнуться существенной корректировке.

На однозначности геологических решений корреляционными методами отрицательно сказывается то, что гравитационное поле является суммарным эффектом границ, которые могут иметь инверсионный характер, вследствие чего может происходить компенсация (обычно частичная) влияния этих границ. Это отчетливо проявилось при моделировании поля Δg по Свердловскому пересечению Урала (Голиздра, 1974), а также установлено при изучении земной коры Западно-Сибирской плиты (Крылов, Крылова, 1974). Нередки случаи, когда регионы, значительно разнящиеся по своей структуре, характеризуются примерно одинаковым гравитационным полем (Моисеенко, 1971). Так что предложение об осторожном отношении к построениям границ земной коры, и в частности ее подошвы, по аномалиям Буге (Ушаков, Иванов, 1970; Гольдшмидт, 1973; Голиздра, 1974) можно считать достаточно аргументированным.

Следует упомянуть и о точке зрения, согласно которой наблюдаемые корреляционные зависимости между мощностью земной коры и аномалиями Буге вообще являются формальными, кажущимися (Никольский, Милай, Коган, 1975).

Ценность применения корреляционно-статистических методов снижается и тем, что они пока дают решение, как правило, абстрагированное от взаимосвязей геологических факторов той или иной территории, а именно: выявление этих взаимосвязей становится главной задачей, поскольку уже не подлежит сомнению, что каждый участок любой геоструктуры обладает уникальными, только ему присущими чертами. Это не умаляет роли математической статистики при решении частных задач, таких, как анализ ориентировки составных элементов гравитационного поля на материках (Литвиненко, Апирубите, Файтельсон, 1971; Арсентьев, Баранцев, Хренов, 1974; Тарков,

* При интерпретации материалов глубинного сейсмического зондирования методом итерационного моделирования наблюденных волновых полей представления о скоростных разрезах могут значительно отличаться от тех, которые получены по обычной методике (Павленкова, 1973).

1974) или классификация по радиусам автокорреляции аномалий, полученных в процессе непрерывной съемки на море (Агапова, Гайнанов, Калинина, Строев, 1974). Следует вспомнить и о том, что полноценная интерпретация данных гравиметрии невозможна без знания плотностных характеристик различных видов горных пород, которые получаются путем статистического анализа прямых или косвенных определений физических свойств.

Изостатическое редуцирование

Вопросы изостатического состояния тех или иных участков Земли рассматривались в очень многих работах как специально, так и попутно. Особенно часто они обсуждались в связи с расшифровкой глубинного строения тектонически активных областей — альпийских орогенов, островных дуг. Типичны в этом отношении статьи (Partsch, 1971; Гайнанов, Исаев, Строев, Ушаков, 1972). Выводы из приведенных работ следуют разные, вплоть до противоречащих друг другу. Создается впечатление, что изостазия относится к числу тех проблем, которые имеют тенденцию не проясняться, а усложняться пропорционально числу проведенных исследований.

Степень сохранности или нарушенности изостатического равновесия в первом приближении может быть оценена (Ботт, 1974) по отклонениям от нуля значений аномалий силы тяжести в свободном воздухе (в редукции Фая). Этот прием используется довольно часто, особенно при проведении съемок на ранее не изученных территориях. Однако какие-либо конкретные выводы из таких оценок делать нельзя: поскольку гравитирующее воздействие поверхностных масс значительно превышает эффект компенсирующих масс, по аномалиям Фая может быть получено ошибочное заключение о распределении плотностей на глубине, если они обеспечивают так называемую локальную компенсацию (Woollard, 1969a; Борисов, Успенский, 1975). Поэтому для более обоснованных выводов строятся карты аномалий силы тяжести в изостатических редукциях.

Процесс вычисления полных изостатических аномалий чрезвычайно трудоемок даже при условии использования ЭВМ — в каждой точке необходимо учесть переменное влияние топографических и компенсационных масс ближней, средней и дальней зон (Артемьев, 1975). Поэтому, хотя со времен первых работ В. Хейсканена и Ф. Венинг-Мейнеса было ясно, что построение единой системы компенсирующих масс для Земли невозможно, с целью характеристики больших площадей исследователи вынуждены применять, как правило, одну гипотезу компенсации. Наибольшее распространение получила схема Эри при $T = 30$ км, $\sigma_c = 2{,}67$ г/см^3 и $\Delta\sigma = 0{,}6$ г/см^3. По такой схеме были вычислены изостатические поправки для всего земного шара (Kivioja, 1963), получены карты аномалий для США и Мексики, Африки, Индии, а также для всей территории СССР и прилегающих районов (Артемьев, 1975). Анализ этих карт принес большую пользу с точки зрения изучения глубинной геологии и тектоники соответствующих территорий.

Вместе с тем по мере накопления геолого-геофизических данных, и в первую очередь материалов ГСЗ, первоначальные положения изостазии — определяющая роль рельефа дневной поверхности; уравновешивание на границе кора — мантия; отклонение от нуля изостатических аномалий в местах нарушения равновесия — подверглись значительной корректировке. В отношении роли дневного рельефа появились сведения, что топографические массы, по крайней мере для h до 800 м, вносят второстепенный (1 : 5 — 1 : 8) вклад в формирование нагрузки на поверхность приведения по сравнению с вариациями плотности и мощности коры (Андреев, Кунин, 1973). Возможность

уравновешивания коры на уровне границы М не отрицается до настоящего времени. Но начиная с первых совместных исследований, гравиметрией и сейсморазведкой в Провинции бассейнов и хребтов было получено много данных о том, что в изостатическом уравнивании участвуют неоднородности верхней мантии. По подсчетам Дж. Вулларда (Woollard, 1969a),таким способом может быть уравновешена треть коры (в 35% случаев наблюдаются значительные отклонения в величине $\Delta\sigma$ между корой и мантией — если подошвой коры считать поверхность М). Активно утверждается точка зрения, что механизм изостатического уравновешивания связан с астеносферой и компенсация происходит соответственно на глубинах порядка 150 км (Беляевский, 1974; Физика Земли, 1974). Впрочем, глубина компенсации может быть и большей — до 400 км (Dorman, Lewis, 1972).

Самое значительное изменение претерпело представление о том, что наличие изостатических аномалий свидетельствует о нарушении равновесия. Дж. Вуллард (1969a) подчеркнул, что существует много территорий, где аномалии в свободном воздухе и изостатические, достигающие $\pm(25—50)$ мгл, указывают будто бы на отклонение от изостазии, хотя имеются все основания полагать, что в действительности территория является изостатически уравновешенной. Стало очевидным, что в изостатических аномалиях отражаются все плотностные неоднородности, не учтенные при введении изостатической редукции, в том числе находящиеся ниже астеносферы. Было установлено (Юров, Ефимкина, 1973; Артемьев, Досымов, 1974) существенное влияние на гравитационное поле изменения мощности осадочного чехла: учет этого фактора намного улучшил корреляцию поля с положением границы М и увязку изостатических аномалий с глубинными неоднородностями. Учет влияния осадков, заполняющих грабены, оказался решающим для оценки изостатического состояния рифтовых систем (Зорин, 1971). Во многих случаях обнаружена связь изостатических аномалий с петрографическими неоднородностями консолидированной коры, например гранитные массивы Южной Индии (Aravamandhu, Verma, Qureshy, 1970) и Центрального Казахстана (Артемьев, Кабанов, Юнаковская, 1972). Учет влияния петрографических неоднородностей консолидированной коры практически не проводился, поэтому вопрос о состоянии собственно уравновешенности в таких районах остался не выясненным.

Нелокальные отклонения от нуля осредненных аномалий в изостатической редукции могут наблюдаться при полной уравновешенности плотностных неоднородностей из-за неопределенности нулевого уровня и влияния горизонтальной изменчивости плотностей ниже астеносферы (Булмасов, Зорин, 1973). Что же касается изостатического состояния отдельных блоков, то было показано (Голиздра, 1972), что при определенных соотношениях мощностей слоев коры с разной степенью метаморфизма блоки коры могут создавать значительные гравитационные аномалии, находясь в состоянии изостатического равновесия, и наоборот, при нарушенном равновесии—характеризоваться аномалиями, близкими к нулю. Поэтому достоверное представление об изостазии того или иного района может быть получено только после интерпретации, заключающейся в определении плотностной неоднородности всех аномалий изостатического редуцирования, на основе комплексного использования данных других геофизических методов (Артемьев, 1975). Иными словами, критерии, на основании которых можно бесспорно различать аномалии, вызванные нарушением изостазии, и аномалии от не относящихся к изостазии плотностных неоднородностей, на сегодня не установлены.

Следует заметить, что параметры «стандартной» схемы Эри с $T = 30$ км, $\sigma_c = 2{,}67$ и $\Delta\sigma = 0{,}6$ г/см^3 отличаются от полученных в последнее время:

так, средняя мощность коры для территории СССР составляет 40,5 км (Беляевский, 1974); средняя плотность колеблется в пределах 2,82—2,90 г/см³ (Вольвовский, 1975), а перепад плотностей на границе кора — мантия на 0,2 г/см³ меньше принимаемой обычно (Woollard, 1969). Кроме того, имеются многочисленные доказательства, что компенсация не менее чем в одной трети случаев осуществляется по схеме Пратта. Такой вывод получен, в частности, при изучении литосферы Средней Азии (Нерсесов, Артемьев, Досымов, 1975).

Для оценки изостатического состояния предлагается еще использовать аномалии Граафа — Хантера, которые не зависят от выбора схемы изостазии и глубины компенсации. Но и эта редукция не является свободной от субъективного фактора: параметры осреднения рельефа в ней определяются произвольно; их можно было бы находить путем подбора, но для этого надо быть уверенным в изостатическом равновесии участка (Ладынин, 1971).

Существует мнение, что для получения сведений о состоянии изостатического равновесия не обязательно вычислять аномалии в той или иной изостатической редукции: «Наиболее совершенный метод исследования изостазии для заданной поверхностной структуры... заключается в сопоставлении измеренной аномалии Буге с предвычисленным гравитационным эффектом, обусловленным отсутствием компенсирующих масс, для различных глубин компенсации, по Эри и Пратту. Процесс эквивалентен расчету изостатических аномалий» (Ботт, 1975, с. 64). Аналогичная точка зрения высказывается в работе (Goslin, Sibuet, 1975).

Поскольку изостатические аномалии отражают по существу плотностные неоднородности, остающиеся после учета осредненного эффекта земной коры, их геологическая интерпретация не отличается, с точки зрения решения обратной задачи гравиметрии, от интерпретации аномалий в других редукциях. В связи с этим предлагается рассматривать изостатическое редуцирование как разновидность решения прямой задачи (Гайнанов, Исаев, Строев, Ушаков, 1972; Физика Земли, 1974); в таком аспекте полученные аномалии являются остаточными, т. е. разницей между наблюденным и модельным полем силы тяжести. Их целесообразно именовать «аномалиями изостатической редукции», чтобы избегать смыслового противоречия, которое возникает, когда пользуются выражениями типа: «В *изостатических* аномалиях находит отражение влияние плотностных неоднородностей в мантии *ниже* астеносферы».

Моделирование гравитационного эффекта

Это направление интерпретации можно назвать функциональным, поскольку с его помощью анализируются прямые связи между строением объекта и структурой поля. Оно основано на расчете гравитационных аномалий от различных моделей строения геологической среды. Обычно расчетное поле сравнивается с наблюденным, а затем способом проб и ошибок находится такое строение модели, эффект которой наилучшим образом соответствует заданной аномалии. Метод подбора в разведочных целях используется с момента зарождения прикладной гравиметрии, а для изучения земной коры в целом — с момента постановки такой задачи (Земная кора, 1957).

Значительное развитие метод моделирования гравитационных аномалий получил после того, как для изучения глубинного строения не только континентов, но и океанов стали активно использоваться сейсмические исследования. Основные геологические результаты морской гравиметровой съемки получены подбором аномалий Фая и Буге; при этом исходная модель состав-

лялась, как правило, по сейсмическим данным (Ботт, 1969; Уорзел, 1969; Делингер, 1972; Yoshii, 1973; Гайнанов, 1974; Sibuet, Le Pichon, Goslin, 1974; Makris, 1975). При непременном использовании подбора поля силы тяжести определялось строение переходных зон от континентов к океанам, окраинных морей, островных дуг и желобов, подводных хребтов, районов вулканизма (Окраины континентов... , 1970; Берсенев, Гайнанов, Ковылин, Строев, 1970; Волк, Зацепин, 1972; Малахов, 1972; Rabinowitz, 1972; Yoshii, 1972, 1973; Cochran, 1973; Андреев, 1974; Гайнанов, Строев, Федынский, 1974; Пискарев, Аветисов, Генин, Ларин, 1975; Buckley, Bailey, 1975; Morelli, Gantar, Pisani, 1975; Purdy, 1975; Robb, Kane, 1975; Rosendahl, Mobetry, Halunen, 1975; Silver, Case, Macgillavry, 1975; Westbrook, 1975). На материках метод моделирования применяется для изучения локальных структур осадочной толщи авлакогенов, детальной блокировки приповерхностных частей щитов, неоднородностей верхней мантии под геоструктурами различных типов и др. (Земная кора.. , 1970; Ананьева, Дорофеев, 1970; Красовский, Старостенко, 1971; Изучение тектоники... , 1972; Клосс, 1972; Савинский, 1972; Хили, Уоррен, 1972; Makris, Menzel, Zimmermann, 1972; Plouff, Pakiser, 1972; Ocola, Meyer, 1973, 1973a; Ботт, 1974; Павленкова, Бурьянов, Гордиенко, 1974; Mathur, 1974; Smithson, Ramberg, Grönlie, 1974; Verma, Ghosh, 1974; Аргентов, Портнягина, 1975; Балавадзе, 1975а; Никольский, Милай, Коган, 1975; Ajakaije, Sweeney, 1975; Decker, Smithson, 1975; Girdler, 1975; Makris, Zimmermann, Balan, Lebras, 1975; Булах, Ржаницын, Маркова, 1976, и многие другие).

В настоящее время с помощью ЭВМ можно рассчитать аномалии для тел любой сложности. Главная трудность модельного направления интерпретации состоит в правильном выделении из суммарного (наблюденного) поля подбираемой аномалии. Как отмечал еще в 1967 г. А. А. Борисов, ни одна геологическая структура не имеет изолированного отображения в наблюдаемых аномалиях, поскольку присущие ей формы и особенности строения связаны с характером развития и деформацией во всей толще литосферы с соответствующим отображением в аномальном поле. «Поэтому принципиально невозможно истолкование гравитационной картины за счет какого-либо одного геологического фактора — только их совокупность определяет наблюденное аномальное поле» (Борисов, 1967, с. 71).

В условиях сложнейшего сочетания и многообразных взаимоотношений различных по глубинности геологических факторов, обусловленных их взаимодействием на всех этапах геотектонического развития, формальные способы разделения полей не могут обеспечить строгое соответствие выделенной составляющей какому-то одному аномальному объекту. Был предложен другой способ, состоящий в последовательном вычитании из суммарного поля Δg составляющих, которые связаны с известными плотностными границами (Hammer, 1963; Субботин, Наумчик, Рахимова, 1968). С появлением геолого-геофизических данных, позволяющих более или менее достоверно задавать такие границы, этот прием, называемый геологическим редуцированием, стал применяться для выяснения особенностей строения земной коры и верхней мантии (Казаис, Яганцев, 1971; Лопатина, 1971; Козленко, Шен, Лейбович, 1972; Darracott, 1972; Vyskočil, 1972; Богданова, Подоба, Серова, 1973; Yoshii, 1973; Сурков, 1974; Кругляков, Круглякова, 1975; Purdy, 1975). Такому подходу к исследованиям гравитационного поля отдается предпочтение по сравнению, в частности, с изостатическим редуцированием (Борисов, Успенский, 1975) *; однако и он не является исчерпывающим, поскольку при

* Геологическая редукция может, конечно, вводиться и с учетом концепций изостазии (Stacey, 1973).

интерпретации разностных аномалий, полученных после вычитания Δg от известной части разреза, возникают те же методические проблемы, что и при интерпретации суммарного поля.

Сложность здесь состоит не только в невозможности точного разделения между собой аномалий с близкими или соизмеримыми радиусами корреляции. Проблема заключается и в абсолютной привязке выделяемых аномалий, что достаточно убедительно было показано Г. Я. Голиздрой (Изучение тектоники... , 1972, гл. III. 3). Ограничимся одним примером. В известной работе (Хили, Уоррен, 1972) на фиг. 9 сравниваются измеренные и вычисленные аномалии Буге по сейсмическому профилю, пересекающему зону сочленения Провинции бассейнов и хребтов и плато Колорадо. Делается предположение, что разница в наблюденной и вычисленной Δg, достигающая 150 мгл, обусловлена дефицитом массы в коре под плато Колорадо. Однако можно выдвинуть и противоположное предположение, а именно: о наличии избытка масс под Провинцией бассейнов и хребтов. Поскольку вычисленные аномалии были *произвольно* приравнены к измеренным на правом конце профиля (плато Колорадо), точно так же произвольно их можно уравнять на левом конце профиля.

Обычай выделять аномалии относительно фона, абсолютное значение которого безразлично интерпретатору, идет от разведочной геофизики, где такая операция была вполне оправдана характером задачи. При изучении тектоносферы становится необходимым принимать во внимание полный эффект, по крайней мере земной коры, рассматривая не только те аномалии, которые порождены латеральными неоднородностями (блоковый фактор), но и вертикальные изменения плотности (слоистый фактор). Только анализ обоих факторов в совокупности позволит избежать произвола в интерпретации аномалий силы тяжести, связанных с важнейшими особенностями структуры коры и верхней мантии. Тем самым на повестку дня встает моделирование гравитационного поля тектоносферы в целом.

Идея моделирования как основного способа решения задач гравиметрии становится базой научно-производственных исследований (Федынский, Соколов, Страхова, Фельдт, 1975). Построение гипотез относительно структуры коры по геолого-геофизическим данным и проверка их путем численного эксперимента, т. е. сопоставления расчетных значений Δg с наблюденными, дали интересные результаты при моделировании по отдельным профилям (Павленкова, Бурьянов, Гордиенко, 1974; Сегалович, 1974 *; Проблемы физики Земли..., 1975, гл. II; Козленко, 1975). Есть примеры перехода на объемную плотностную модель со сравнением наблюденных и расчетных значений силы тяжести по площади (Никольский, Милай, Коган, 1975).

Практически работу по объемному моделированию можно свести к получению и анализу остаточных аномалий, беря в качестве модели приведения распределение плотностей, наилучшим образом учитывающее наличную геолого-геофизическую информацию, в том числе полученную при интерпретации гравитационного поля.

Основное достоинство объемного моделирования наблюденного гравитационного поля состоит в том, что оно позволяет, используя установленные соотношения между различными геологическими факторами, выявлять новые связи, характеризующие структуру земной коры — продукт длительного и многофазного геологического развития.

---

* Сообщение на Общемосковском семинаре по гравиметрии 31.I 1974 г. (Институт физики Земли АН СССР), а также на семинаре в Институте геофизики АН УССР, Киев, ноябрь, 1974 (Субботин, Старостенко, 1975).

Теоретическое и техническое обеспечение интерпретации данных гравиметрии

Достижения последних лет в изучении строения земной коры и верхней мантии с помощью гравиметрии оказались возможными благодаря интенсивному развитию теории интерпретации, а также использованию мощных ЭВМ (Веселов, 1972).

Теоретической основой для выполнения математического моделирования гравитационного поля явились работы А. Н. Тихонова (1967, 1974, 1975), М. М. Лаврентьева (1962), В. К. Иванова (1962), В. Н. Страхова (1972, 1975, 1975а, 1976), В. Б. Гласко (1972, 1976), Л. В. Канторовича (1972), С. В. Шалаева (1972), А. В. Цирульского (1974, 1976), В. И. Аронова (1972), Г. Я. Голиздры (1974, 1975а), Е. Г. Булаха (1973), В. Г. Филатова (1974), В. И. Старостенко (1975, 1976) и др.

В качестве основных теоретических результатов следует отметить: дальнейшее развитие теории приближенного решения некорректно поставленных задач геофизики; доказательство новых теорем единственности решения обратных задач гравиметрии для определенного класса источников; разработку теории и методики построения в заданном объеме распределений плотности, эквивалентных по гравитационному полю; развитие теории пространственной интерполяции гравитационных наблюдений; разработку способов решения прямых задач гравиметрии для элементарных тел, совокупностью которых аппроксимируется структура земной коры; использование аппарата математического программирования для решения обратных задач с учетом априорной информации и пр.

Синтез достижения современных теории и вычислительной техники позволил создать автоматизированные системы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений. Впервые задача создания полной автоматизированной системы в гравиметрии была сформулирована в 1965 г. в работе О. К. Литвиненко, А. А. Корнейчука и В. Р. Мелихова. В 1968 г. актуальность этой проблемы подчеркивается К. Е. Веселовым и М. У. Сагитовым. В 1972 г. опубликована книга В. И. Старостенко, Р. Г. Бас, Г. С. Бутакова и В. А. Дядюры, посвященная описанию созданной авторами автоматизированной системы для обработки гравиметрических и магнитометрических наблюдений. Эта книга была первой крупной публикацией в СССР по автоматизированным системам в области геофизики. В 1973 г. выходит работа О. К. Литвиненко, Ю. Г. Русьянова, М. Д. Рукина и З. Л. Сафоновой, в которой изложен многолетний опыт построения автоматизированной системы по гравиметрии, накопленный в Московском государственном университете. В начале 70-х годов создается также система обработки гравиметрических данных в Днепропетровске (Бакланов, Ахметшин, Гуреев и др., 1972). О последующем развитии автоматизации гравиметрических исследований в СССР можно получить представление из тезисов семинара «Применение математических методов и ЭВМ в геологии» (1974).

Положение дел в области теории и техники интерпретации данных гравиметрии за рубежом отражено в обзорах (Schüler, 1972; Saxov, 1975).

ИСТОЛКОВАНИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ, СВЯЗАННЫХ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ ЗЕМЛИ

В настоящем разделе рассмотрим глобальные, планетарные и региональные гравитационные аномалии, связанные с глубинным строением Земли, а также основные причины, которые их обусловливают.

Глобальные и планетарные аномалии

Как уже отмечалось, неоднородность Земли проявляется уже в том, что ее фигура не соответствует гидростатическому эллипсоиду. Отклонение Земли от равновесной фигуры, выражающееся степенью полярного сжатия, можно использовать для оценки фундаментальных физических параметров, таких как минимальная прочность Земли, а также для выявления плотностных *аномалий глобального порядка* (Физика Земли, 1974). К подобным аномалиям следует, вероятно, отнести вычисленные Г. А. Мещеряковым по внешнему гравитационному потенциалу горизонтальные (широтно-долготные) неоднородности в теле Земли с вариациями от —0,14 до +0,31 г/см^3 относительно средней плотности 5,514 г/см^3. Привязка этих неоднородностей по глубине применявшейся методикой не обеспечивалась, однако это не повлияло на общий вывод, что сферически-слоистая модель Земли является очень грубым приближением к действительности (Мещеряков, 1970). Новые модели, учитывающие глобальные неоднородности, строятся по методике, использующей значения стоксовых постоянных Земли (Мещеряков, Дейнека, 1975).

Аномалии, называемые *планетарными* (зональными), картируются по данным искусственных спутников Земли (ИСЗ) и обычно выражаются ундуляциями уровенной поверхности (рис. 8).

Геофизический смысл этих аномалий получает неодинаковую трактовку у разных авторов. Одни не обнаруживают сколь-нибудь четкой связи планетарных аномалий с геологическими процессами в коре и верхней мантии (Борисов, Успенский, 1975), другие находят, что они коррелируются не только с зонами сейсмичности и динамическими движениями, но и с химическим составом эффузивов (Klushin, Abramovich, 1975). Столь же неоднозначны оценки глубин залегания масс, вызывающих планетарные аномалии геопотенциала. С одной стороны, они вполне могут быть обусловлены небольшими, порядка 10 км, искажениями в рельефе границы ядро — мантия или плотностными неоднородностями в ядре и нижней мантии порядка тысячных долей грамма на один сантиметр кубический (Физика Земли, 1974). С другой стороны, не исключается, что они могут быть вызваны суммарным эффектом приповерхностных неоднородностей (Woollard, 1969).

В работах (Higbie, Stacey, 1971, 1971a) называются две цифры наиболее вероятной глубины источников планетарных аномалий («топографии» границы фазовых переходов): 350 и 600 км. С. А. Ушаков (Физика Земли, 1974) оценил среднюю глубину залегания плотностной границы, вариации которой могли бы обусловить низшие гармоники ($2 \leqslant n \leqslant 6$) разложения потенциала, в 600—700 км. Он же показал, что методом подбора этих аномалий с учетом данных сейсмологии и при наложении ряда ограничений, в том числе условия минимума сдвиговых напряжений, можно иметь серию следующих результатов: в верхних 50 км плотность под континентами меньше плотности под океанами в среднем на 0,2—0,3 г/см^3; на астеносферных глубинах аномалии плотности верхней мантии положительны под континентами и отрицательны под океанами при перепаде в 0,1 г/см^3; на глубинах 400—1000 км вероятна обратная картина с разностью плотностей в 0,06 г/см^3 и т. д. Дж. Аркани-Хамед оценивал избыточные плотности величинами: в коре 0,3, в верхней мантии 0,1 и в нижней мантии 0,04 г/см^3 (Arkani-Hamed, 1970).

Аналитические определения координат центров тяжести масс по параметрам аномалий при предположении, что они вызваны телами, имеющими форму, близкую к изометрической, показывают, что эти массы находятся на глубине 700—1400 км (Tarakanov, Vinnik, 1975). М. Кан (1972) на основании сопоставления спектров разных вариантов аномалий пришел к выводу, что

значительная часть рассматриваемых неоднородностей поля создается факторами, приуроченными к верхней мантии.

Большой диапазон возможных глубин источников аномалий планетарного масштаба, естественно, обусловливает широкий выбор их причин. Чаще других предполагается тепловая неоднородность, причем в зависимости от местоположения объектов перепад температур оценивается разными величинами: в интервале глубин 350—450 км увеличение температуры всего на 11° С и соответствующее погружение переходной зоны мантии на 2 км способно вызвать изменение гравитационного поля на поверхности Земли на —12 мгл, что совпадает по порядку с аномалиями, полученными по спутниковым данным (Ботт, 1974). На глубинах порядка 1000 км необходим уже перепад в 100—150° С, чтобы создать разность плотностей в 0,01—0,1 г/см^3, обеспечивающую соответствующее изменение поля на поверхности (Tarakanov, Vinnik, 1975). Были предприняты попытки установить связь планетарных аномалий гравитационного поля с аномалиями тепловых потоков, выходящих на поверхность Земли (Гирдлер, 1966 *; McKenzie, 1967; Lagrula, 1972; Groten, 1975). У. Каула (1975) корреляции с тепловым режимом не обнаружил, он полагает, что аномалии геопотенциала, особенно в гармониках выше шестого порядка, сопоставляются с основными геотектоническими структурами, отражая участки замедления и ускорения в стационарном течении астеносферы.

К. Ламбек, изучая аномалии над срединно-океаническими хребтами, пришел к выводу, что тепловым расширением могут быть объяснены составляющие гравитационных аномалий малых радиусов корреляции, а полученные по спутниковым данным максимумы следует относить за счет сжатий в литосфере (Lambeck, 1972). Вариации гравитационного потенциала истолковывались также диффузией и броуновским движением, приводящими к изменению соотношения между вязкостью и температурой (Wirth, 1974); латеральными изменениями в соотношении железа и марганца в минералах мантии (Fushs, Mayer-Rosa, Liebau, 1971); высказывалась точка зрения, что причиной планетарных аномалий является асимметричное положение ядра Земли относительно ее центра (Barta, 1974).

Среди многих возможных причин возникновения планетарных аномалий — геодинамических и термоупругих напряжений, диссипации приливной энергии, гравитационной конвекции, тепловой конвекции, вариаций рельефа нижней границы астеносферы, изменений химизма вещества мантии ниже астеносферы, фазовых переходов в верхней мантии — стоит назвать и эффект, вызываемый останцами первичных неоднородностей Земли, возникших в процессе ее образования (Субботин, Наумчик, Рахимова, 1968).

Очевидно, следует признать, что из всех задач, которые решаются гравиметрией в условно-вероятностном смысле, наименьшей определенностью отличается истолкование планетарных аномалий. Нужно прежде всего повысить точность определения этих аномалий, чтобы по морфологии поля установить, насколько они однородны (от этого зависит достоверность оценки глубин залегания центров тяжести масс). Далее, необходимо привлекать как можно больше данных к их комплексной интерпретации, а не ограничиваться рассмотрением отдельных причин.

---

* Доклад на XI Тихоокеанском научном конгрессе, Токио.

Региональные аномалии

По имеющимся материалам, аномалии геопотенциала планетарного масштаба осложнены искажениями более локального характера — зональными, или *региональными аномалиями*. Это, в частности, показано в упоминавшейся работе У. Каулы (1975), а также видно на карте остаточных аномалий в изостатической редукции М. Каана (1975). Связь региональных аномалий, амплитуда которых может достигать нескольких десятков миллигал, с гео-

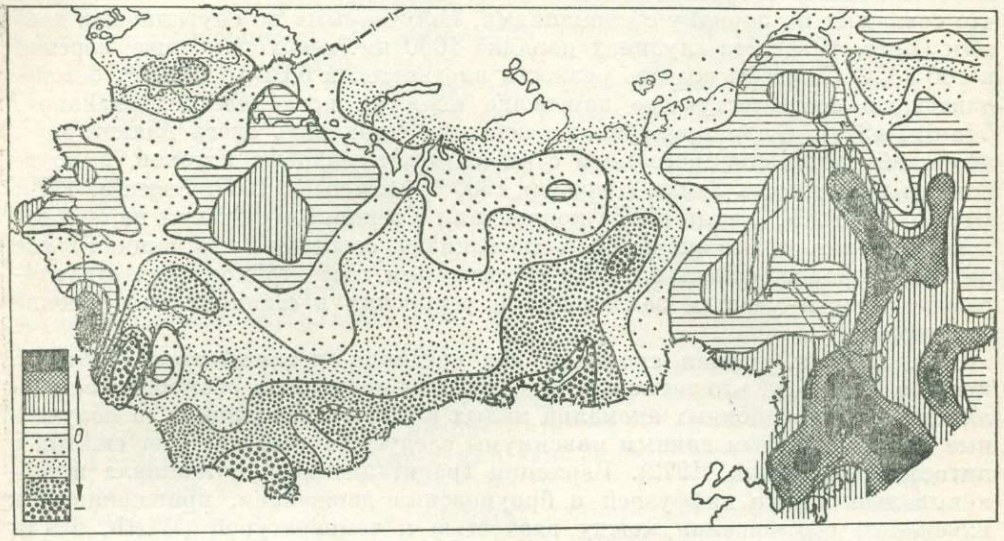


Рис. 10. Вероятное распределение горизонтальных плотностных неоднородностей в мантии Земли (Артемьев, 1975).

Шкала показывает относительное изменение значений аномалий плотности.

логическими факторами уже более определенная; так, они коррелируются с областями альпийского орогенеза и активизации тектонических движений. В качестве региональных аномалий выделяются минимумы, совпадающие с областями послеледникового поднятия (Фенноскандия). М. Е. Артемьевым (1971, 1975) выполнена интерпретация региональных аномалий в изостатической редукции в пределах СССР и прилегающих территорий (рис. 10).

Основные особенности в распределении региональных неоднородностей поля сводятся к следующему: крупные максимумы фиксируются в районе Эгейского моря и Балканского п-ва, Кавказа и Закавказья, Японского моря и Японии, в районе Курильской дуги Охотского моря. С внешней стороны геосинклинальных зон располагаются минимумы, причем в европейской части они более интенсивны, чем на Дальневосточном участке Тихоокеанской зоны. Возможные глубины до масс, обусловливающих зональные аномалии в геосинклинальных зонах, составляют от 150 до 200 км, т. е. указывают на то, что возмущающие массы находятся в низах астеносферы (Артемьев, 1975).

При рассмотрении схемы, изображенной на рис. 10, можно убедиться, что в региональных аномалиях, выделенных методом осреднения, сохранилось влияние планетарных аномалий. На это указывает, в частности, общий рисунок аномальных зон — минимум в средней части, окаймленный с востока и запада максимумами. Именно такой характер распределения планетарных аномалий (рис. 8) наблюдается на территории СССР.

Предположительный источник региональных аномалий — вариации рельефа нижней границы астеносферы (Артемьев, 1975). Неизостатические по своему характеру неоднородности были обнаружены в пределах Атлантического океана М. Тальвани и Кс. Ле Пишоном (1972). Они полагают, что порядка 10% амплитуды аномалий Буге (20—30 мгл) обусловлены вариациями плотностей в 0,05 г/см³ в слое мощностью 100 км на глубине более 30 км.

На основе расчета остаточных аномалий в изостатической редукции (схема Эри, $T = 30$ км) по полю геопотенциала в разложении до 16 порядка У. Каула (1975) выделил 25 областей со средними значениями до ± 20 мгл, т. е. ощутимо нескомпенсированными относительно принятой схемы. Поскольку тот же автор в результате специальных исследований (Kaula, 1967) ранее пришел к выводу, что изостазия имеет место на всех длинах волн гравитационного потенциала, приходится относить источник аномалий по крайней мере к низам астеносферы. Среди аномальных областей — ряд подводных хребтов (Южно-Тихоокеанский, Австралийско-Антарктический, Карлсберг, Китовый) и котловин (Южно-Австралийская, Гвианская, Перуанская, Крозе, Центрально-Индийская), островных дуг (Калимантан — Суматра, о-ва Японии — о-в Бонин) и орогенов (Сев. Анды, Гималаи).

В этой же работе выделяется 30 областей с отклонениями средних значений аномалий в свободном воздухе до +24 и —31 мгл (фигура приведения гидростатическая, сжатие 1 : 299,8). Почти все эти области отмечаются и изостатическими аномалиями. Кроме перечисленных выше, к ним относятся островные дуги (Соломоновы о-ва — Тонга-Кермадек), Азорское плато, хребты Восточно-Тихоокеанский, Гавайский, котловины Сомалийская, Северо-Тихоокеанская, Юго-Западная и Северо-Западная Тихоокеанские, орогены Средиземноморского пояса, Мексика — северо-западная часть Колумбии, Сибирская платформа и Средняя Азия, Гренландия — Исландия, Антарктида *.

Приведенные данные существенно расходятся с полученными ранее. В частности, Гренландия и Антарктида считаются классическим примером уравновешенности земной коры под быстродействующей нагрузкой — оледенением (Ушаков, Красс, 1972).

Изостазия литосферы

То, что существование материков не отражается на форме геоида, построенного с учетом первых членов разложения потенциала по сферическим функциям, свидетельствует об очень точной компенсации масс. Действительно, спутниковые данные еще раз подтвердили установленный гравиметрией фундаментальный факт общей уравновешенности литосферы на континентах и океанах. Но относительно изостатического состояния конкретных регионов у разных исследователей мнения не совпадают. Так, А. Малахов (1972), ссылаясь на расчеты, выполненные совместно с Вуллардом, считает, что Гавайский хребет находится в изостатическом равновесии, тогда как П. Делингер (1972) приводит данные о его неуравновешенности (глубина до верхней мантии около 18 км вместо 30, необходимой для изостазии). Альпийские геосинклинальные зоны рассматриваются как области нарушенной изостазии (Артемьев, 1975; Masaru, 1974) и как изостатически уравновешенные горные массивы (Грачев, Кулаков, Литинский, 1972; Борисов, Успенский, 1975). А. В. Ладынин (1973) в отношении орогенов юга Сибири высказывает мнение о существенной недокомпенсированности их в локальном и региональном плане,

* Представление о характере аномалий может дать рис. 9.

а М. Е. Артемьев (1975) считает, что Алтай, Западный и Восточный Саяны, горные сооружения Забайкалья близки к состоянию изостатического равновесия. В той же работе в пределах Колымско-Чукотской зоны и районов, прилегающих к Охотскому и Японскому морям, практически не отмечается нарушения изостазии; в другой работе (Павлов, Семакин, 1973) фиксируется перекомпенсация под возвышенностями материковой части Восточно-Азиатской переходной зоны. Охотское море считается областью нарушенного равновесия в сторону недокомпенсации (Андреев, 1973) и полностью уравновешенным по всей акватории, включая глубоководную часть (Гайнанов, Исаев, Строев, Ушаков, 1972; Гапоненко, 1975).

Много вариантов изостатического состояния было предложено для Байкальского рифта: существенная перекомпенсация с завышением мощности коры на 6 км (Артемьев, Артюшков, 1968); недокомпенсация (Ладынин, 1970); практически полная уравновешенность (Зорин, 1971).

Нужно заметить, что понятия недо- и перекомпенсация не являются однозначно определенными, поскольку нет единого мнения относительно выбора уровня разделения масс на топографические и компенсирующие (Ушаков, Красс, 1972). Нет ясности и в вопросе о характере уравновешивания — осуществляется оно регионально или локально. Дж. Вуллард (1969а) при подробном анализе изостатических аномалий большинства континентов пришел к выводу о локальной компенсации. По его мнению, нарушение изостазии если и проявляется, то в пределах ограниченных площадей, таких как долина р. По, рифтовые долины Восточной Африки, массив Гарц, Ферганская долина. Но С. А. Ушаков и М. С. Красс (1972) показали, что разница между аномалиями силы тяжести скомпенсированных и нескомпенсированных локальных геоморфологических элементов континентальных структур незначительна и, следовательно, практически не может быть обнаружена.

Широко распространенное представление о том, что наиболее ярким примером нарушения изостазии являются островные дуги в сочетании с глубоководными желобами, также нельзя считать безупречно обоснованным. Прежде всего нужно упомянуть об исследованиях эффекта сложения краевых аномалий, согласно которым «...может быть сделан вывод о большей близости описываемых структур (островных дуг и сопряженных желобов) к состоянию изостатического равновесия, чем это представлялось ранее» (Литинский, 1972, с. 66). Показано также, что без предварительной оценки краевого эффекта роль изостатической неуравновешенности переходных зон может быть преувеличена (Косыгин, Павлов, 1975).

А. П. Булмасов и Ю. А. Зорин (1973) приводят доказательство в пользу того, что среднее значение аномалий по достаточно протяженным профилям вкрест островных дуг часто бывает близким к нулю, что указывает на приближенное равенство по абсолютной величине поверхностных масс глубинным, т. е. на близость участков земной коры, объединяющих поднятия и сопряженные прогибы, к состоянию равновесия. Здесь уместно вспомнить, что В. А. Магницкий в 1965 г. приводил расчет, согласно которому рельеф, состоящий из чередования хребтов и долин, в случае компенсации создает аномалии, не отличимые от аномалий без компенсации.

По А. Г. Гайнанову с соавторами, рассчитанные на основе сейсмических данных давления под грядой островных дуг на глубине 40 км являются избыточными и составляют порядка 10^2 МН/м^2. Меньшее давление установлено под желобом. Анализ полей напряжений указывает на силы, действующие со стороны верхней мантии и имеющие противоположно направленные компоненты: вверх — под грядой, вниз — под впадиной (Гайнанов, Исаев, Строев, Ушаков, 1972). Таким образом, как будто подтверждается нескомпен-

сированность рассматриваемых структур и антиизостатический характер тектонических процессов в их пределах.

Однако этот вывод основывается на положении о том, что земная кора плавает на однородном субстрате. Другие же данные свидетельствуют о неоднородности верхней мантии, в частности об уменьшении плотности подкорового слоя на 0,05—0,1 г/см^3 до глубин 100 км под южной частью Курильской островной дуги и об уплотнении верхней мантии в районе западного склона Курило-Камчатского желоба. Если уменьшение плотности мантии под поднятиями островных дуг и увеличение ее под глубоководными желобами действительно имеет место, то эти структуры на уровне порядка 100 км будут уравновешены (Павлов, Сычев, Туезов и др., 1972).

Похожая ситуация складывается и при анализе проявлений современной тектоники альпийских орогенов. Между аномалиями изостатической редукции и сейсмической активностью устанавливается устойчивая корреляция, которая позволяет даже прогнозировать места проявления и силу землетрясений (Артемьев, 1975). Однако связь сейсмичности именно с нарушениями изостазии приходится постулировать. Также недоказуемым остается отношение изостазии к современным движениям земной коры, поскольку «...участкам, испытавшим движения примерно одинаковой амплитуды, могут соответствовать различные по величине изостатические аномалии, в некоторых случаях аномалии отличаются даже по знаку» (Артемьев, Досымов, 1974). Существуют противоречия в вопросе о том, являются ли современные тектонические движения антиизостатическими или же они направлены в сторону выравнивания равновесия (Артемьев, Артюшков, 1968; Зорин, 1971; Винник, Лукк, 1975).

Резюмируя изложенное, можно сделать вывод, что изостатическое редуцирование приносит пользу как прием разделения аномалий, который, в частности, позволяет учесть влияние на гравитационное поле изменений в мощности земной коры. Что же касается оценок изостатического состояния тех или иных регионов или структур земного шара, то они остаются неоднозначными. Это свидетельствует о том, что проблема изостазии в современном ее виде далека от разрешения — по крайней мере средствами одной гравиметрии. (Показано, что гравитационный потенциал крупного тела, погруженного в жидкость, не постоянен ни в одной точке, из чего делается вывод, что не существует глубины гравитационной компенсации (Borm, 1971)).

Видимо, не случайно Дж. Вуллард, который активно занимался проблемой изостазии, пришел в конечном итоге к выводу, высказанному им на симпозиуме в Канберре (1969), что отклонение от равновесия ныне наблюдается только на площадях бывших оледенений. Но как известно, изостатический характер подъема, например, Фенноскандии, оспаривается (Андреев, 1960). В частности, в качестве причины вертикальных колебаний земной поверхности в подобных районах рассматривается изменение термального режима недр Земли (Гутерман, Сігалов, 1974; Jeffreys, 1975).

Вероятно, более целесообразен подход к проблеме с противоположной стороны, при котором из постулата изостазии выводятся те или иные суждения о строении литосферы (Dorman, Lewis, 1970; Сурков, Морсин, 1971; Голикдра, 1972; Ладынин, 1973а; Jacoby, 1973; Злавдянов, 1974; Морсин, 1974; Goslin, Sibuet, 1975), рассчитываются аномальные давления (Ocola, Meyer, 1973а; Westbrook, 1975), оцениваются жесткость литосферы (Watts, Cohran, 1974) и плотностные неоднородности верхней мантии (Mathur, 1974), прогнозируются сейсмические свойства коры (Юров, 1975) и т. п.

По современным представлениям изостатическая компенсация осуществляется в соответствии с так называемой «общей схемой», которая означает,

что в первом приближении земная кора уравновешивается вблизи от поверхности Мохоровичича по принципу Эри, а окончательное равновесие достигается на уровне астеносферы по схеме Пратта (Ушаков, Красс, 1972). Классическое представление о плавании коры на субстрате, согласно закону Архимеда, отпадает хотя бы потому, что имеются доказательства переменной этажности астеносферы (Ващилов, 1973).

Надо упомянуть о точке зрения, согласно которой крупные неровности геоида под действием силы тяжести и центробежных сил вращения Земли компенсируются поднятиями и опусканиями других частей Земли. Такая компенсация масс дневного рельефа формой Земли, названная в отличие от изостатической латеральной, считается возможной как для земного шара в целом, так и для более локальных областей. В качестве примера можно привести сочетание горных сооружений с предгорными прогибами. Принцип латеральной компенсации может быть распространен и на другие плотностные неоднородности в теле Земли, в частности, на глубинные границы раздела земной коры (Никольский, Милай, Коган, 1975).

Видимо, есть смысл рассматривать изостазию в широком аспекте — как стремление масс, слагающих Землю, к состоянию минимума потенциальной энергии, а также к поддержанию общего постоянства момента количества движения по всем земным радиусам. В таком плане тектонические движения можно неразрывно связать с перераспределением плотности по вертикали, выражающемся в изменении типа коры, в проявлениях магматизма, метасоматоза и т. п. (Клушин, 1963). Это позволит применить единый подход к изучению эволюции вещества и энергии в процессе формирования литосферы.

Изменение мощности подкорового слоя

На упорядочение распределения вещества по каждому из земных радиусов существенно влияет изменение плотности подкорового слоя. Предположение о возможном разуплотнении субстрата под Памиро-Тянь-Шаньским регионом было сделано А. Д. Архангельским и В. В. Федынским еще в 1936 г. (Борисов, 1967). В 1955 г. Х. Тейтел и М. Тьюв показали, что мощность коры Провинции бассейнов и хребтов намного меньше, чем требуется для выполнения изостатического равновесия по схеме Эри — Хейсканена, предположив тем самым возможность изменения плотности подкорового слоя. Однако эти выводы в свое время не были приняты во внимание, так как отсутствовали независимые доказательства в пользу неоднородности верхней мантии (Херрин, 1972).

Распределение аномалий силы тяжести — максимумов в зонах прогибов и минимумов над поднятиями земной коры — отражает одно из фундаментальных явлений физики Земли, а именно, наличие вещества с большей плотностью под прогибами и разуплотнение зон мантии под «вытолкнутыми» вверх участками коры (Субботін, 1976). Сейчас такие неоднородности установлены под многими геоструктурами. Разуплотнение подкорового слоя фиксируется под океаническими хребтами (Уорзел, 1969; Jacoby, 1971; Шрейдер, Валяшко, Мелихов и др., 1972; Борисов, Успенский, 1975; Буданов, Гайнанов, Коган и др., 1975), под континентальными рифтами (Зорин, 1971; Girdler, 1975; Bonjer, Fuchs, Prodehl, 1975) и под орогенами (Моисеенко, 1971; Jacoby, 1971; Балавадзе, 1975). Неоднородности верхней мантии выделены под структурами окраинных морей и океанических бассейнов (Окраины континентов... , 1970; Гайнанов, Исаев, Строев, Ушаков, 1972; Строев, 1972; Yoshii, 1972, 1973; Туезов, 1974), а также под континентами. Первые

количественные оценки плотностей верхней мантии территории СССР были выполнены путем экстраполяции по гравитационному полю данных, полученных при интерпретации профилей ГСЗ (Фотиади, Каратаев, 1968): под горными районами Средней Азии, Сибири, северо-востока и юга СССР они составили 3,25—3,35 г/см³; под Европейской платформой, Туранской плитой, Тихоокеанским поясом — 3,30—3,45 г/см³. Более подробные исследования позволили построить схемы, отражающие распределение горизонтальных плотностных неоднородностей в подкоровом слое (Лопатина, Рябой, 1972; Ладынин, 1973а). Прежде чем рассматривать эти схемы, обратим внимание

Рис. 11. Полигоны нижних ограничений гравитирующих блоков (Ващилов, 1973).

на данные гравиметрии, свидетельствующие о расслоенности верхней мантии по вертикали. Согласно Ю. Я. Ващилову, в разных районах земного шара нижние границы плотностных неоднородностей тяготеют к некоторым уровням в мантии (рис. 11), где наблюдаются также определенные изменения упругих свойств среды. На полигонах распределения глубин нижних границ гравитирующих блоков интервалы между модами являются зонами вероятного положения астеносферных слоев (Ващилов, 1973, с. 28).

Для акваторий морей и океанов слой с астеносферными свойствами выделяется на глубинах в среднем 80—120 км. Второй астеносферный слой возможен на глубинах свыше 200 км, в интервалах, разных для различных акваторий. На материковых платформах астеносферный слой расположен на глубинах 85—95, 120—180 и свыше 230 км (Ващилов, 1973, с. 40).

В целом делается вывод, что верхняя мантия состоит из нескольких астеносферных слоев, которые имеют неодинаковую мощность, располагаются на разной глубине, обладают различной вязкостью; число их в разных регионах и блоках неодинаково, но распространены они почти повсеместно. Дренаж астеносферы разломами может приводить к образованию участков безастеносферной мантии (Ващилов, 1973, с. 41).

Распределение плотностных неоднородностей в верхней мантии в пределах территории СССР приведено на рис. 12. Эти неоднородности выделены по остаточным гравитационным аномалиям, которые получены путем последовательного исключения из аномалий Буге эффекта земной коры и рельефа поверхности Мохоровичича (по данным ГСЗ), а также вычитанием предполагаемого значения гравитационного эффекта плотностных неоднородностей, расположенных глубже 150—200 км (Лопатина, Рябой, 1972).

Остаточные глубинные аномалии характеризуются значительной интенсивностью — до ±250 мгл. В их распределении наблюдается такая закономерность: отрицательные значения $\Delta g_{\text{глуб}}$ присущи окраинным областям и северному побережью Евразии (Балтийский щит, область перехода от Азиатского континента к Тихому океану). На равнинной части территории СССР (Восточно-Европейская платформа, Западно-Сибирская плита) преобладают

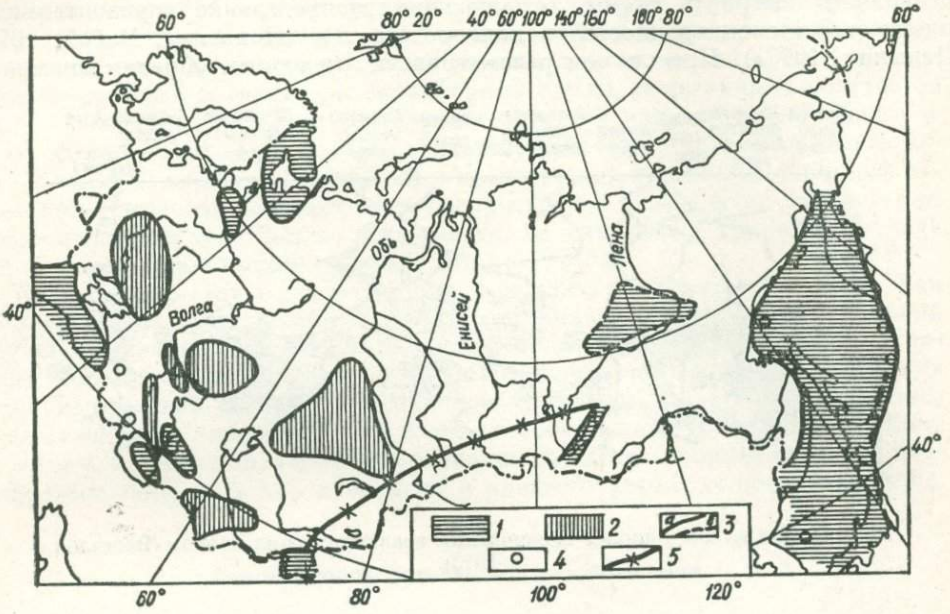


Рис. 12. Схема распределения на территории СССР зон, различающихся по физическим свойствам верхней мантии (Лопатина, Рябой, 1972).

1, 2 — зоны относительно пониженных (*1*) и повышенных (*2*) значений $\Delta g'_{\text{глуб}}$, $\overline{V}_{M+150}$, σ_{M+150}; *3* — границы выделенных зон: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые; *4* — районы, для которых определены скоростные разрезы верхней части мантии по сейсмологическим данным; *5* — сейсмологический профиль Памир — Байкал.

близкие к нулю или слабоположительные значения $\Delta g_{\text{глуб}}$. Выделяется обширная субширотная зона интенсивных положительных аномалий, охватывающая площади Украинского щита и Воронежского кристаллического массива, Прикаспийской синеклизы и Центрально-Казахстанского палеозойского массива. Альпийский орогенический пояс юга СССР отличается резко дифференцированным полем $\Delta g_{\text{глуб}}$ и наибольшими значениями аномалий. Вариации плотности исследованной части мантии (от поверхности М до глубины 150 км) составляют 3,2—3,4 г/см³ (Лопатина, Рябой, 1972).

Попытку выделения плотностных неоднородностей верхней мантии выше астеносферы предпринял А. В. Ладынин (1973а). Он анализировал аномалии, образовавшиеся путем вычитания из наблюденного поля эффекта модели, предполагающей изостатическую уравновешенность литосферы. Согласно предварительным результатам, значительные области континента в пределах СССР характеризуются «нормальной» плотностью верхней мантии, порядка 3,2—3,3 г/см³ (рис. 13). Южные окраины Восточно-Европейской платформы, Скифская и Туранская плиты, частично районы их горного обрамления — Кавказ, Копетдаг, Центральный Казахстан — имеют повышенную плотность верхней мантии. Здесь она достигает 3,4—3,45 г/см³. Приле-

гающие к континенту области Северного Ледовитого и Тихого океанов имеют в основном пониженные плотности — 3,1—3,2 г/см³. В пределах каждой из этих трех областей выделяются также участки местного уплотнения верхней мантии — на Украинском щите, на Кавказе, в Копетдаге, на Урале, Центральном Казахстане, в Ферганской впадине, в районе Енисейского кряжа, Кузнецкого Алатау и Западного Саяна, в южной части Сибирской платфор-

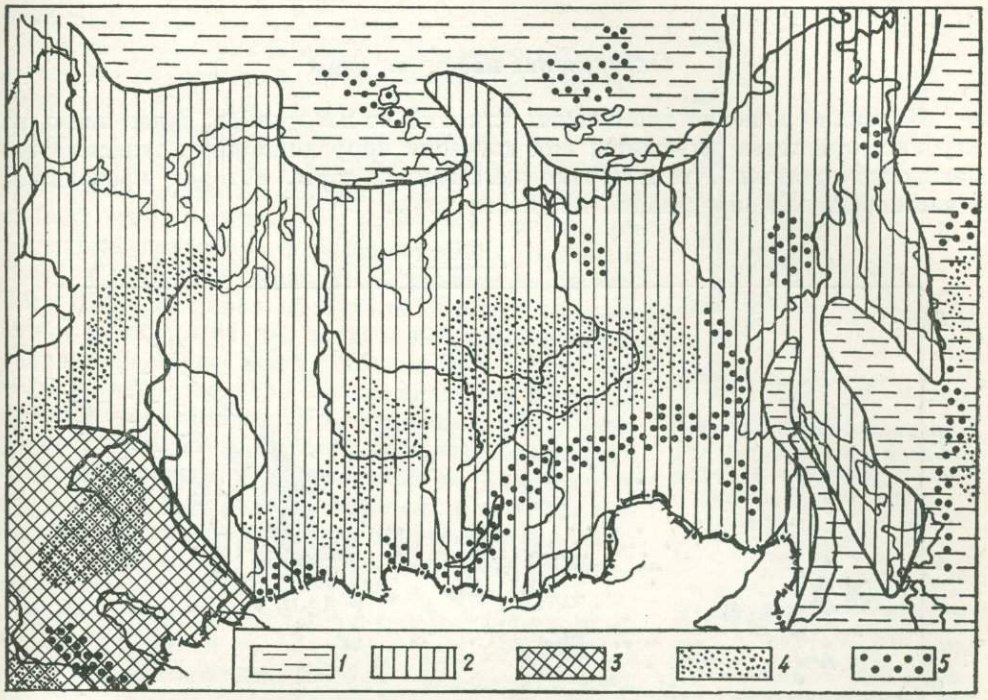


Рис. 13. Схема плотностной неоднородности верхней мантии (выше астеносферы) территории Сибири и Дальнего Востока (Ладынин, 1973а).

1 — области пониженной плотности (< 3,2 г/см³); *2* — области «нормальной» плотности (3,2—3,3 г/см³); *3* — области повышенной плотности (> 3,3 г/см³); *4* — участки локального уплотнения; *5* — участки местного разуплотнения.

мы, в Вилюйской синеклизе, а также в Курильском и Алеутском глубоководных желобах. Участки разуплотнения мантии отмечаются в Тянь-Шане, в Горном Алтае, в полосе большой протяженности — от Восточного Саяна через Байкальскую рифтовую зону, Становой хребет, Алданское нагорье на Сетте-Дабан,— в Верхоянском хребте, а также в Курильской и Алеутской островных дугах.

Предлагая приведенную выше трактовку, А. В. Ладынин подчеркивает, что как частные, так и общие закономерности, выявленные им, не являются вполне определенными в силу суженности объема эталонной области, для которой имеются данные ГСЗ, а также из-за невозможности точного разделения эффекта неоднородности коры и подстилающей мантии.

Действительно, более детальная интерпретация гравитационного поля может привести к выводу, что некоторые аномалии могут быть объяснены строением коры, и нет необходимости прибегать к изменению плотностей в верхней мантии (Discussion on the paper..., 1974; Андреев, 1974). Заметим, что сам характер распространения неоднородностей плотности в верхней ман-

тии может трактоваться с противоположных позиций, как это отмечается Р. М. Деменицкой (1975, с. 171) в отношении разуплотнений вещества в депрессиях и уплотнений под поднятиями поверхности мантии (Э. Э. Фотиади, Г. И. Каратаев, Ф. С. Моисеенко (1965) пришли к обратному выводу). Иными словами, вариации плотностей подкорового слоя до астеносферы несомненно существуют, но достоверность их выделения по полю силы тяжести нуждается в более однозначной аргументации.

Определение мощности коры

Явления сложения аномальных влияний от источников, залегающих на глубине, отчетливо ощущается при изучении корреляционных зависимостей между аномалиями Буге и параметрами земной коры, которое проводится, в частности, для определения мощности коры.

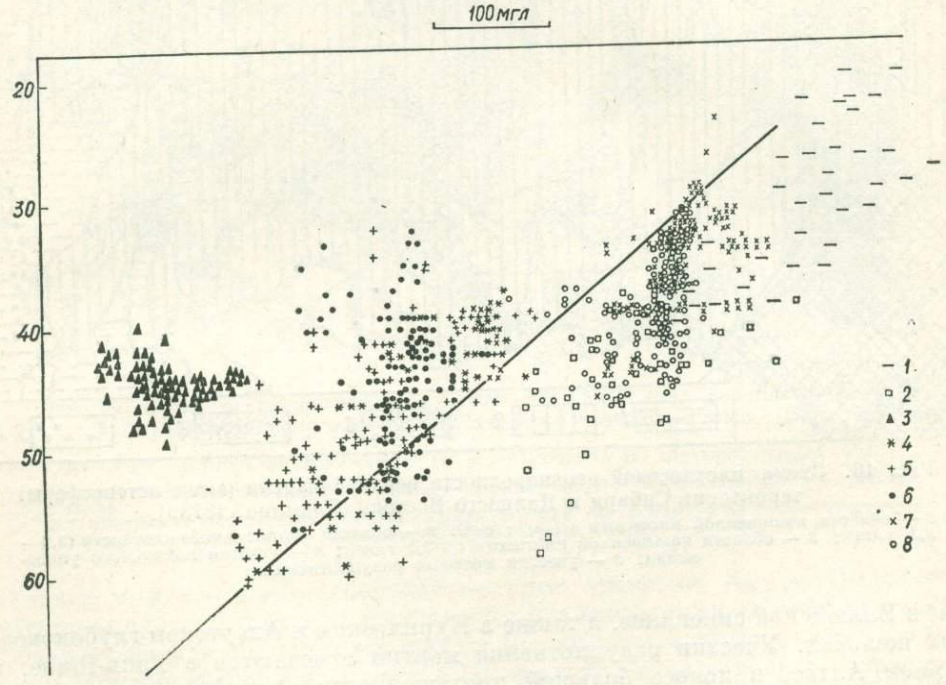


Рис. 14. Зависимость аномалий остаточного поля в миллигалах (аномалии Буге за вычетом эффекта осадочной толщи и плотностной неоднородности складчатого фундамента) от мощности земной коры в километрах (Никольский, Милай, Коган, 1975).

1 — Черное море; *2* — Кавказ; *3* — Памир; *4* — Таджикская депрессия; *5* — Тянь-Шань; *6* — Ферганская впадина; *7* — Каспийское море; *8* — Туранская плита. Сплошная линия — осредненная зависимость $\Delta g = f(H_M)$ для континентов.

Сильная дисперсия точек фактического материала на корреляционных графиках $\Delta g_B = f(H)$, несомненно, отражает не только петрографическую неоднородность коры и неточность определения ее мощности, но и латеральную неоднородность всей тектоносферы. Н. А. Беляевский, который провел весьма детальный анализ уравнений регрессии при различных комбинациях параметров, пришел к выводу, что обширный новый материал свиде-

тельствует о значительно меньшей устойчивости зависимости между аномалиями силы тяжести и глубиной до поверхности М, а также мощностью коры, чем это представлялось до сих пор. Получены данные о наличии не только прямой и обратной, но и более сложной корреляционной связи между указанными параметрами. Наименее тесные связи отмечены для обширных территорий платформ и низкогорных областей (Беляевский, 1975).

Для территории юга СССР детальное рассмотрение данных корреляции $\Delta g_B = f(H)$ показывает (Никольский, Милай, Коган, 1975), что каждому району соответствует узколокальное облако точек, в пределах которого зависимость аномалий силы тяжести от мощности земной коры практически не наблюдается. Это видно и при непосредственном сравнении глубин до поверхности М и аномалий Буге: в пределах Кавказа, Украинского щита, Тянь-Шаня, Памира поверхность М залегает на глубинах от 45 до 55 км, тогда как аномалии здесь различаются более чем на 500 мгл, т. е. в пять раз больше, чем следовало бы из линейной корреляционной зависимости. Учет плотностной неоднородности верхней части коры, т. е. снятие влияния осадочной толщи и плотностной неоднородности складчатого фундамента, приводит к еще большему разбросу точек на графике корреляции (рис. 14).

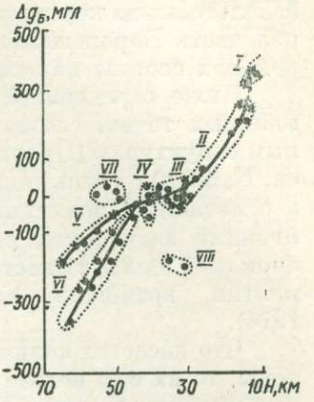


Рис. 15. Осредненный график зависимости аномалий Буге от мощности земной коры (Тарков, 1974).

I — акватории глубоководных океанических впадин; *области: II* — внутренних и окраинных морей с субокеанической и субконтинентальной корой, *III* — древних платформ с корой нормальной мощности, *IV* — палеозойской складчатости, *V* — альпийской складчатости, *VI* — неотектонической активизации, *VII* — древних стабильных массивов и щитов с корой увеличенной мощности, *VIII* — орогенные с аномально тонкой корой.

Тем не менее считается, что существование общепланетарной количественной, или точнее полуколичественной, зависимости между аномалиями Буге и глубиной до поверхности М не вызывает сомнения (Беляевский, 1975). В обобщенном виде эта зависимость рассмотрена А. П. Тарковым (1974); она представлена на рис. 15. Здесь осредненной кривой аппроксимируется группа точек, характеризующих эталонные районы. Изменение наклона кривой отражает особенности строения тектоносферы и распределения в ней плотности.

В интервале значений от —60 до +20 мгл осредненная кривая выражена отрезком прямой линии с угловым коэффициентом 5 мгл/км. В структуре земной коры рассматриваемому интервалу значений аномалий Буге соответствуют древние консолидированные платформы, щиты и складчатые сооружения палеозойского орогенного цикла со средней мощностью коры 30—45 км. Отрезки осредненной кривой, соответствующие областям альпийской складчатости, неотектонической активизации и акваториям эпиконтинентальных морей, наклонены к абсциссе под бóльшими углами, что подчеркивает бóльшую зависимость аномалий Буге от мощности и строения земной коры в этих районах по сравнению с консолидированными материковыми платформами и складчатыми сооружениями домезозойского возраста. Для альпийских орогенов и областей неотектонической активности на графике выделяются две самостоятельные кривые с различными значениями углового коэффициента: 10 и 18 мгл/км. По-видимому, в областях неотектонической активности существует максимальное разуплотнение вещества тектоносферы.

Для окраинных и внутренних морей с субокеанической корой наклон участка осредненной кривой составляет 12 мгл/км. При переходе к океаническим областям глубже 4 км крутизна корреляционной кривой увеличивает-

ся. Далеко за пределами полосы осреднения располагаются две группы точек, соответствующие весьма характерным структурам с аномальным строением земной коры и верхней мантии, которые резко различаются историей геологического развития и активностью современных тектонических движений. Выше осредненной кривой показана группа точек, отвечающая древним стабильным массивам, выступам и сводам с глубокими и тяжелыми «эклогитобазальтовыми» корнями (район оз. Верхнее, свод Адирондайк в США, восточная часть Воронежского массива и Украинский щит). Тектоносфера в этих районах состоит из вещества повышенной плотности.

Ниже осредненной кривой $\Delta g_Б = f(H)$ выделяется вторая группа аномальных точек, соответствующая современным орогенам и высокосейсмичным структурам (Провинция бассейнов и хребтов и отчасти плато Колорадо, оз. Байкал) с очень тонкой корой и без компенсационных корней. Вместо них в основании Провинции бассейнов и хребтов выявлена область с аномально низкими значениями сейсмических скоростей и плотности. Интерпретация аномалий силы тяжести показывает, что разуплотнение вещества верхней мантии, возможно, распространяется до глубины 70—80 км (Тарков, 1974).

Что касается количественных оценок мощностей отдельных слоев земной коры, то их еще нельзя считать устойчивыми. Так, расхождения в плотностных параметрах коры, полученных разными авторами для Кавказа, при средних мощностях «гранитного» и «базальтового» слоев дают эффект, превышающий весь диапазон изменений Δg этого региона — около 200 мгл (Никольский, Милай, Коган, 1975, с. 188).

Плотностная неоднородность коры

В заключение раздела остановимся на общих представлениях о плотностной неоднородности земной коры. Согласно многочисленным данным, земная кора устроена по слоисто-блоковому принципу, и эта структура сохраняется также в подкоровом слое до глубин по меньшей мере 100 — 200 км (Беляевский, 1974). По Ю. Я. Ващилову в плотностной дифференциации, или разности плотностей соседних блоков, существует следующая зависимость: для большинства материковых структур $\Delta\sigma$ составляет 0,05—0,07 г/см^3, а для океанических и переходных зон—0,1—0,3 г/см^3. Максимальная плотностная дифференциация отмечается в зонах перехода от материков к океанам — до 0,5 г/см^3. Значительные плотностные различия свойственны линейным неоднородностям в эвгеосинклинальных областях, в пределах которых широко развиты основные и ультраосновные породы, и поясам пониженной плотности в океанах, сложенным относительно легкими породами. В распределении скачков плотности выраженной закономерности не наблюдается (Ващилов, 1973, с. 28).

Изменение мощности земной коры создает региональный фон аномалий силы тяжести первого порядка; деление коры на блоки определяет региональные аномалии второго порядка. Отдельные блоки земной коры, разнящиеся по своему внутреннему строению и истории геологического развития, по-разному проявляются на гравиметрических картах. При этом общий уровень гравитационного поля варьирует; изменяется простирание аномалий и их тип (например, мозаичные аномалии переходят в линейные). Границам отдельных блоков обычно соответствуют зоны больших градиентов или узкие полосовые максимумы аномалий силы тяжести различной интенсивности (Грушинский, Сажина, 1972, с. 304).

Аномалии гравитационного поля являются суммарным отображением ряда особенностей строения земной коры, причем в разных районах в зависимости от геологического строения влияние некоторых из особенностей становится доминирующим. Так, строение осадочной толщи при наличии достаточной плотностной дифференциации лучше всего проявляется в тех областях, где породы кристаллического фундамента залегают на больших глубинах. Ярким примером является Прикаспийская впадина. Мощность осадочной толщи здесь достигает 10—15 км, и на гравиметрической карте четко проявляется соляная тектоника. Соляным куполам соответствуют локальные минимумы тяжести. В Прикаспийской впадине их множество, поэтому ее гравитационное поле очень специфично. На карте оно выглядит как тонкие и очень витиеватые кружева (Грушинский, Сажина, 1972, с. 305).

Изменение мощности осадочного слоя, или рельеф «гранитного» слоя, обычно проявляется на гравиметрических картах в виде региональных вариаций аномалий силы тяжести. Так, на Восточно-Европейской платформе впадины фундамента, имеющие повышенную мощность осадочного слоя, отражаются региональными минимумами силы тяжести. Минимумы соответствуют Прикаспийской впадине, Рязано-Саратовскому прогибу, Днепровско-Донецкой впадине. Интересным обстоятельством является то, что в этих впадинах на фоне общего понижения силы тяжести наблюдаются обширные гравитационные максимумы. В центральной зоне Днепровско-Донецкой впадины выделяются два таких максимума — Черниговский и Лохвицкий; первый из них является наиболее интенсивным на всей европейской части СССР. В Прикаспийской впадине на фоне общего понижения аномалий проявляются Хобдинский и Аралсорский максимумы. Максимум силы тяжести наблюдается и в зоне Рязано-Саратовского прогиба. Эти максимумы, по-видимому, отображают одну из генетических особенностей образования впадин в платформенных условиях (Грушинский, Сажина, 1972, с. 305—306).

На карте поля силы тяжести четко выделяются платформенные и геосинклинальные области, каждая из которых имеет особую гравиметрическую характеристику. Если в районе платформ развиты аномалии в основном изометрической формы с небольшими градиентами, то для геосинклинальных областей характерны резко выраженные линейные аномалии.

На платформах и геосинклиналях различаются отдельные блоки земной коры с присущей им специфической характеристикой аномального поля. Обычно эти блоки разделяются зонами больших градиентов и полосовых максимумов силы тяжести. В области платформ и геосинклиналей по типу аномалий оконтуриваются впадины, валы, краевые прогибы, а затем выявляются их особенности. Так, на аномальном гравитационном поле Восточно-Европейской платформы вырисовывается Тимано-Печерская область с кряжами и разломами, причем хорошо прослеживается ее сочленение с Уралом. Уральская зона аномалий силы тяжести разграничивает платформы с докембрийским и палеозойским фундаментами. По всему западному склону Урала выделяется Предуральский прогиб. С исключительной четкостью очерчиваются контуры Прикаспийской впадины с ее солянокупольной тектоникой. Очерчивается Кубано-Черноморская впадина как на суше, так и под водами Азовского моря. На Кавказе рельефно выделяется Талышско-Вандамская зона с ее крупными тектоническими нарушениями и т. п. (Грушинский, Сажина, 1972, с. 307).

Представление о распределении плотностных неоднородностей литосферы в пределах СССР можно составить на основании схемы, приведенной на рис. 16. Эта схема является интерпретацией карты остаточных аномалий изостатической редукции по «стандартной» гипотезе Эри ($T = 30$ км, $\sigma_c = 2{,}67$, $\Delta\sigma =$

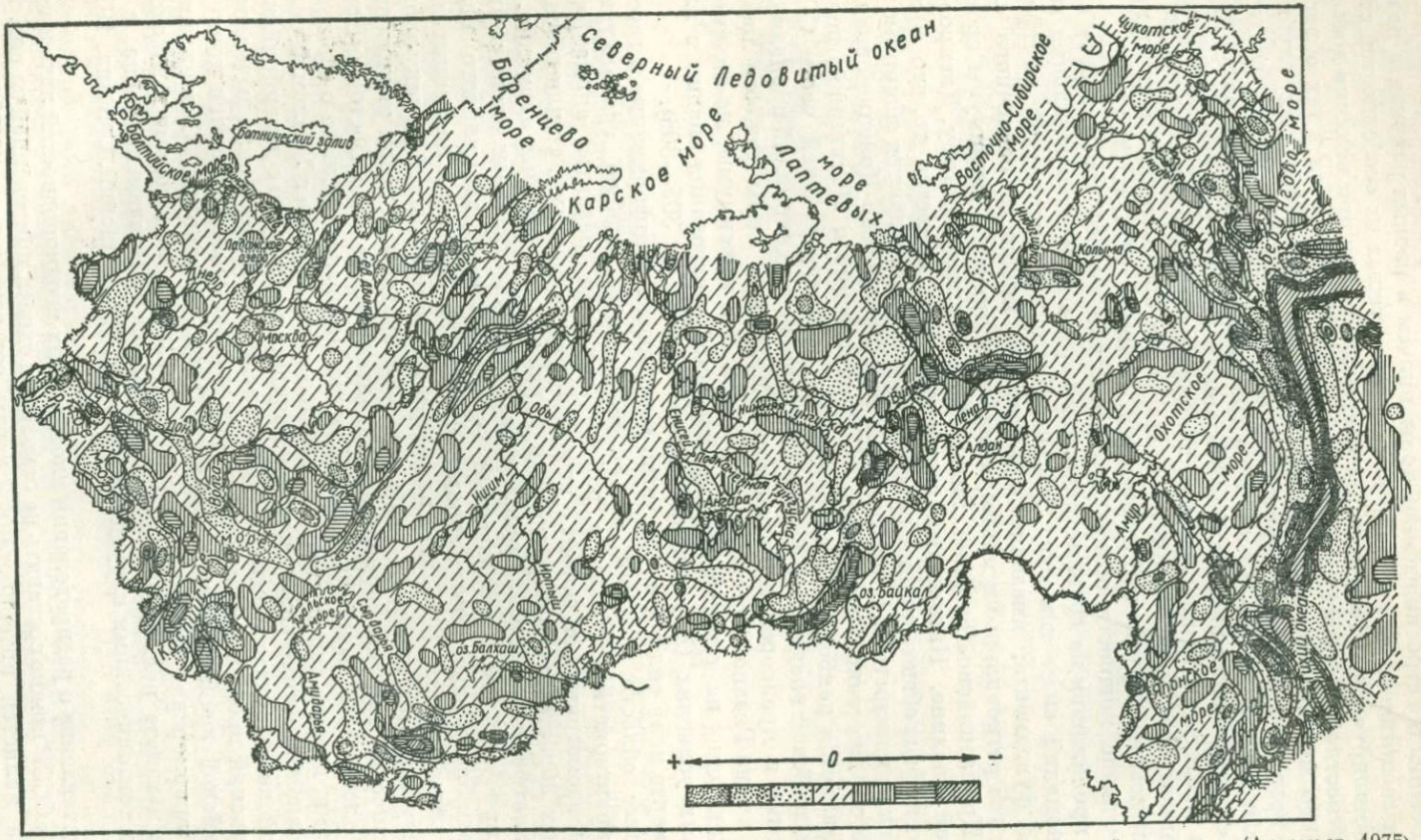


Рис. 16. Схема плотностных неоднородностей литосферы, выделенных по аномалиям изостатической редукции (Артемьев, 1975).
Шкала показывает изменение величины аномалий.

$= 0{,}6$ г/см^3). Региональные составляющие устранены осреднением по соответствующим радиусам (300 км), высокочастотные, связанные с приповерхностными неоднородностями, отфильтрованы осреднением поля по сетке $1 \times 1°$. Схема дает информацию о распределении масс, отличающихся от заданной модели (гипотезы компенсации).

Не вдаваясь в детальную характеристику полученной картины, отметим только ее сложность: все типы геоструктур, расположенные в пределах СССР — щиты, платформы, орогены, внутренние и окраинные моря, островные дуги, желоба — имеют весьма неоднородное строение, что лишний раз подчеркивает трудность выбора нулевого уровня при количественной интерпретации аномалий, соответствующих отдельно взятым структурам. Это следует помнить при рассмотрении данных интерпретации поля силы тяжести, характеризующих различные типы геологических образований как в пределах континентов, так и океанов.

СТРОЕНИЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГЕОСТРУКТУР ПО ДАННЫМ ГРАВИМЕТРИИ

С накоплением гравиметрических данных все отчетливее проявляется разнообразие в строении недр Земли. Наряду с выявлением геоструктур разных типов устанавливаются особенности в строении отдельных частей каждой геоструктуры. Поэтому очень трудно выбрать примеры аномалий гравитационного поля, которые были бы представительны для всех структур определенного класса. Лучше рассматривать результаты применения типичных или перспективных методических приемов гравиметрии при изучении основных видов структур, выделяемых современной тектонической классификацией.

Щиты и платформы

Материал этого раздела подобран в следующем порядке. Вначале рассматривается гравиметрическое картирование — анализ поля по площади на примере выявления кольцевых структур докембрийских щитов. Затем приводятся данные, характеризующие «картирование по вертикали» — установление распределения масс по глубине. Наилучшим методом здесь является моделирование плотностного разреза, использование которого иллюстрируется работами А. И. Дабижы и В. Р. Мелихова (1975) по профилю Череповец — Меленки и В. В. Федынского, Б. А. Соколова, Н. А. Страховой, В. Г. Фельдта (1975) по Волгоградскому Поволжью. Подробно рассматривается (как наиболее конструктивный) способ моделирования гравитационного поля в совокупности с анализом скоростной модели и расчетом теплогенерации пород земной коры в пределах Украинского щита (Павленкова, Бурьянов, Гордиенко, 1974). В заключение дается обобщенная характеристика материковых платформ, сведения о которых, полученные с помощью гравиметрии, до проверки моделированием следует считать предварительными.

Гравиметрии (совместно с магниторазведкой) принадлежит ведущая роль в тектоническом районировании кристаллических массивов и складчатого фундамента древних платформ. Благодаря многочисленным исследованиям к настоящему времени выработаны критерии, на основании которых проводится картирование крупных формаций. Кратко эти критерии формулируются следующим образом: мозаичной структурой потенциальных геофизических полей

характеризуются тектонические блоки раннеархейской и архейской консолидации, линейной структурой полей — районы развития нижнепротерозойской или близкой к ней по возрасту складчатости и блоки ранней консолидации, переработанные нижнепротерозойской складчатостью (Голионко, 1974). Разные уровни гравитационного поля и неодинаковый рисунок аномалий свойственны блокам земной коры, различным по внутреннему строению и истории развития. Зоны больших градиентов или узкие полосовые максимумы силы тяжести различной интенсивности, которые отражают систему региональных и локальных нарушений, обычно соответствуют границам блоков.

Рис. 17. Карта трансформированного гравитационного поля района Северной и Южной кольцевых структур (Гинтов, 1973).

Изолинии трансформированного гравитационного поля: 1 — положительные, *2* — нулевые, *3* — отрицательные; *4* — простирание осевых линий магнитных аномалий в пределах кольцевых валов.

Одна из первых тектонических схем по данным гравиметрии была составлена для территории Украины С. И. Субботиным (1960). Схема отразила блоковое строение земной коры региона, обусловленное сетью крупных глубинных разломов. Сложная тектоническая картина верхних частей земной коры была представлена как следствие вертикальных перемещений блоков, трансформированных в движения различных направлений.

Дальнейшее более детальное изучение потенциальных полей Украинского щита уточнило современный характер разломной тектоники — угловатость очертаний отдельных блоков (Изучение тектоники..., 1972). Наряду с этим при детальном рассмотрении строения трансформированных полей в пределах УЩ были выявлены закономерности, отражающие тектонику, по-видимому, более древнего происхождения. О. Б. Гинтов (1973) выделил полосы трансформированных аномалий, образующих систему сдвоенных колец — Северного и Южного (рис. 17). На основании изучения геолого-геофизических материалов Украинского щита и его склонов О. Б. Гинтовым установлено, что максимумы поля силы тяжести, образующие кольцевые структуры, отвечают

древним приподнятым блокам земной коры, ограниченным глубинными разломами. Гравитационные минимумы приурочены к опущенным блокам. Величина аномалий при этом прямо пропорциональна амплитуде перемещения блоков, которая достигает в некоторых случаях 5—6 км. Можно полагать, что приподнятые блоки коры образуют структуры типа кольцевых валов.

Значительная часть опущенных блоков земной коры объединяется в узкие линейные зоны, четко фиксируемые протяженными минимумами гравитационного поля регионального масштаба. Ряд признаков: линейный характер опущенных участков, ограничение их глубинными разломами, относительно молодой возраст развитых здесь докембрийских образований, высокая степень гранитизации, интенсивная складчатость — позволяет О. Б. Гинтову считать эти участки синклинальными трогами, которые образуют кольцевые пояса, примыкающие к кольцевым валам с внутренней стороны.

Подобные кольцевые структуры намечаются О. Б. Гинтовым в пределах других щитов. В частности, на основе анализа геолого-геофизических особенностей Южно-Родезийского и Восточно-Африканского кратонов Африканской платформы он отмечает большое сходство этих гигантских округлых структурных форм с Северной и Южной кольцевыми структурами Украины. Здесь также выявлена серия кольцевых разломов, ограничивающих кратоны и разделяющих резко опущенные и приподнятые блоки земной коры. Опущенные узкие зоны представляют собой как современные рифтовые долины (Восточно-Африканский кратон), так и палеорифты, или троговые зоны, заполненные пермско-юрскими (формация Карру) и более древними отложениями. Внутрикольцевое пространство кратонов является достаточно стабильным древним ядром, складчатые деформации в котором завершились еще в архее.

Сравнительный тектонический анализ кольцевых докембрийских структур Украины и Африки дал основание предположить единство истории их развития и общие черты строения. Начало их формирования О. Б. Гинтов относит к «лунной» стадии развития земной коры. По сходству с кольцевыми «морями» и крупными цирками лунной и марсианской поверхности кольцевые структуры щитов рассматриваются как основной тип образований первичного этапа формирования Земли (Гинтов, 1973).

Приведенные выше представления о тектонике щитов базируются на особенностях гравитационного поля, отражающихся в плане. Относительно глубинного строения кристаллических массивов находит все большее распространение суждение о подразделении их частей на типы по основности пород. А. П. Тарков в пределах Воронежского массива выделяет Черниговско-Калужский и Липецко-Волгоградский блоки «тяжелой» литосферы, а также Центрально-Воронежский и Мозырско-Вяземский блоки «легкой» литосферы. Различие между типами блоков обусловливается, по автору, неодинаковой степенью гранитизации. На основании анализа роз простираний, пересчитанных вверх, и локальных аномалий силы тяжести делается вывод, что выделенные по наблюденному полю крупные аномальные зоны не связаны с суммарным влиянием мелких неоднородностей, расположенных в верхней части кристаллической коры (Тарков, 1974).

Для Украинского щита Г. Я. Голиздра пришел к другому выводу, а именно: региональные аномалии являются результатом суммарного эффекта вкраплений высокоплотностных образований в породы «нормальной» плотности. По насыщенности формациями высокой основности на Украинском щите также можно выделить блоки с «тяжелой» и «легкой» литосферой (Голиздра, 1972; Голиздра, Ахметшина, 1972).

Утяжеление коры щитов может происходить также вследствие изменения мощности ее слоев, обладающих различной плотностью. В частности, такое явление предполагается на территории юго-западной Австралии, где слой с высокой плотностью (3,10·10 г/см³), выделенный в основании коры по данным сейсмометрии и гравиметрии, возрастает по мощности от нуля до 22 км в западном направлении при увеличении общей мощности коры на 10 км (Mathur, 1974).

Значительный вклад в уточнение представлений о строении кристаллического основания платформ внесен моделированием поля силы тяжести.

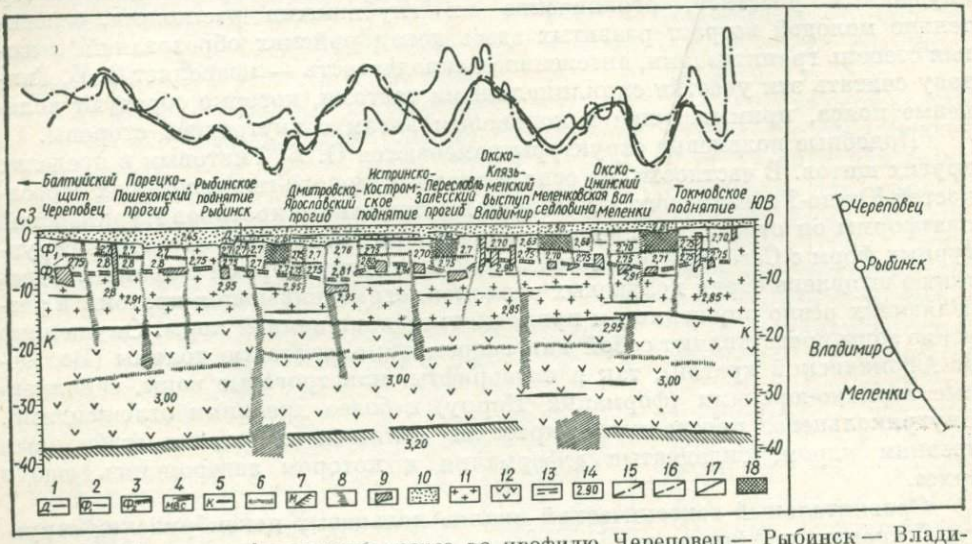


Рис. 18. Геолого-геофизический разрез по профилю Череповец — Рыбинск — Владимир — Меленки (Дабижа, Мелихов, 1975).

1 — границы внутри осадочной толщи; *2* — поверхность фундамента Φ_1; *3* — граница Φ_2; *4* — поверхность «магнитовозмущающего» слоя; *5* — поверхность Конрада; *6* — граница внутри «базальтового» слоя; *7*—поверхность Мохоровичича; *8*—вертикальные контакты (границы блоков); *9*—магнитоактивные массы; *10* — осадочный слой; *11*— «гранитный» слой; *12* — «базальтовый» слой; *13*—границы внутри слоев; *14* — значения плотности в г/см³; *15* — кривые ΔT_a; *16* — наблюденная кривая Δg; *17* — теоретическая кривая Δg_T; *18* — предполагаемые грабены.

А. И. Дабижа и В. Р. Мелихов (1975) установили слоисто-блоковое строение фундамента вдоль профиля Череповец — Меленки. Ими показано, что характер полей Δg и ΔT_a в основном обусловлен петрографическими изменениями в блоках и в меньшей степени зависит от их структурных особенностей. Выделенные блоки существенно различаются между собой формой, числом слагающих их слоев, мощностью, значениями плотности. По расчетным данным земная кора характеризуется как многослойная среда, что не укладывается в схему простого деления на осадочный, «гранитный» и «базальтовый» слои (Дабижа, Мелихов, 1975).

Распределение мощностей и глубин залегания «гранитного» и «базальтового» слоев, согласно этим авторам, отличается от средних принятых величин: подошва «гранитного» слоя располагается на глубине 17—19 км, «базальтового» — на глубине 35—38 км. Плотность с глубиной увеличивается подобно скоростям сейсмических волн, и на границе М скачок плотности составляет 0,2 г/см³. На геолого-геофизическом разрезе по профилю Череповец — Меленки (рис. 18) выделена серия грабенообразных структур, отвечающих блокам пород с плотностью 2,58—2,63 г/см³. Возможно, грабены заполнены осадочными породами рифейского возраста (Дабижа, Мелихов, 1975).

Принципиально новые результаты получены В. В. Федынским, В. Р. Мелиховым, А. Д. Гилод и др. (1975) при интерпретации методом моделирования (рис. 19) поля силы тяжести Волгоградского Поволжья на территории сопряжения четырех геоблоков — Воронежской антеклизы и Прикаспийской синеклизы, Пачелмского и Днепровско-Донецкого авлакогенов. Выделен крупный изометрический блок (Волгоградское «ядро»), занимающий частично территорию платформы, а частично территорию Прикаспийской впадины и являющийся, вероятно, срединным массивом дорифейского возраста. Отмечен ряд новых разломных и блоковых структур и дана характеристика вещественного состава фундамента. Волгоградская флексура и Приволжская моноклиналь охарактеризованы как зоны сочленения антеклизы и синеклизы. Рассмотрено строение этой области с выделением продольной и поперечной зональностей. Выявлены перспективные для постановки поисковых работ на нефть и газ грабенообразные опускания в фундаменте, а также узловые структуры и локальные поднятия фундамента, в значительной мере определяющие строение вышележащей толщи (Федынский, Мелихов, Гилод и др., 1975).

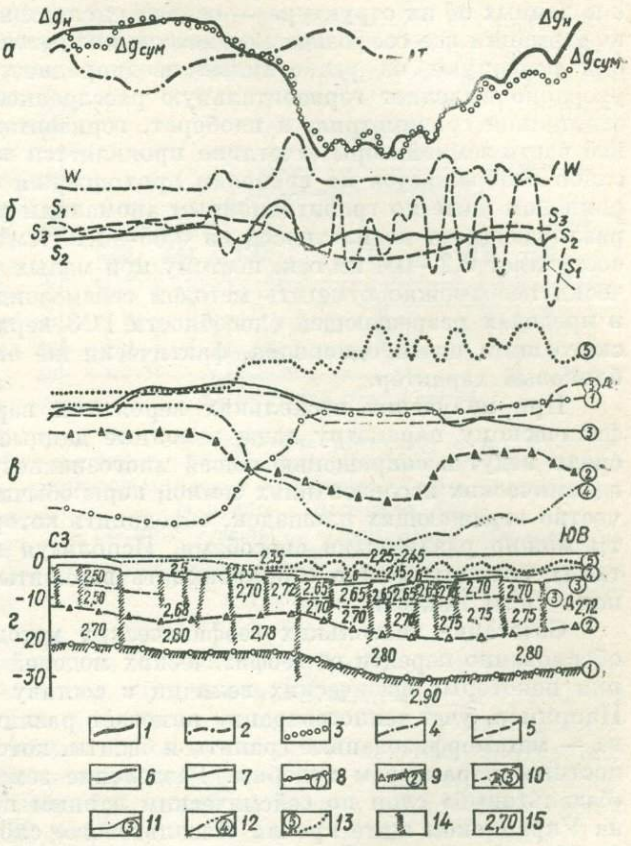


Рис. 19. Геолого-геофизический разрез по профилю V (Федынский, Мелихов, Гилод и др., 1975).

а — кривые гравитационного и магнитного полей; *б* — кривые трансформаций поля Δg; *в* — кривые гравитационного эффекта от основных плотностных границ раздела 1—5 (от слоев, лежащих между уровнем наблюдения и поверхностями 1—5); *г* — геолого-геофизический разрез.

1 — кривая наблюденных аномалий силы тяжести $\Delta g_{\text{н}}$; *2* — кривая аномального магнитного поля ΔT; *3* — расчетная кривая аномалий силы тяжести $\Delta g_{\text{сум}}$; кривые: *4* — горизонтального градиента W при $z = 3$ км; *аномалии Сакова — Нигарда* S ($R_1 = 3{,}5$ км, $R_2 = 7{,}9$ км, $R_3 = 17{,}7$ км, $R_5 = 77{,}6$ км): *5* — S_1 ($R_2 - R_1$), *6* — S_2 ($R_3 - R_2$), *7* — S_3 ($R_5 - R_3$); *поверхности: 8* — «базальтового» слоя, *9* — внутри «гранитного» слоя, *10* — внутри кристаллического фундамента, *11* — кристаллического фундамента, *12* — палеозойских (?) отложений, *13* — кровли соли; *14* — разломы (по геофизическим данным); *15* — значения плотности в г/см³.

Эффективность метода численного моделирования возрастает, если с его помощью интерпретируется не только гравитационное, но и волновое поле. Взаимно дополняя друг друга, данные моделирования позволяют значительно сократить неоднозначность решения по каждому методу в отдельности. Для получения совместного решения по материалам гравиметрии и сейсмометрии необходимо, чтобы сейсмические модели представлялись в виде скоростных разрезов, на которых значение параметра при необходимости может быть определено в любой точке.

По мнению Н. И. Павленковой, В. Б. Бурьянова, В. В. Гордиенко (1974), подобное представление скоростной и плотностной моделей имеет большое значение для определения состава вещества и его физического состояния, что является не менее важным при изучении земной коры и мантии, чем получение данных об их структуре — основных слоях и блоках. В получении такой информации все геофизические методы являются равноправными, поскольку они реагируют на разнотипные неоднородности геосфер. Сейсморазведка уверенно выделяет горизонтальную расслоенность среды, к чему малочувствительна гравиметрия, и наоборот, горизонтальная неоднородность верхней части земной коры отчетливо проявляется в потенциальных полях, но слабо отображается по временам прохождения сейсмических волн. На Украинском щите по гравитационным аномалиям уверенно выделяются блоки, различающиеся по плотности на 0,05—0,1 г/см^3. В скоростях это различие составляет 0,2—0,4 км/сек, поэтому при малых размерах блоков их практически невозможно отметить методом сейсмозондирования. Иными словами, в пределах разрешающей способности ГСЗ верхняя часть разреза Украинского щита почти однородна, фактически же она имеет четко выраженный блоковый характер.

При получении нескольких вероятных вариантов моделей по одному физическому параметру даже неполные данные о других характеристиках среды ведут к сокращению общей многозначности решения. Например, при сейсмических исследованиях земной коры обычно выделяется большое количество отражающих площадок, объединить которые в протяженные горизонты можно различными способами. Используя гравиметрические данные, в таких случаях можно отбраковывать варианты, противоречащие строению поля силы тяжести.

Сочетание нескольких геофизических методов дает возможность более обоснованно перейти от геофизических моделей в виде функций распределения некоторых физических величин к составу слагающего кору вещества. Например, учет теплогенерации помогает различать породы разного состава — метаморфизованные граниты и базиты, которые по скоростным и плотностным параметрам подобны. Разделение земной коры на «гранитный» и «базальтовый» слои по сейсмическим данным проводится по-разному. Так, на Украинском щите кровля «базальтового» слоя в одном случае приурочивается к горизонту K_1, залегающему на глубине 8—12 км и имеющему граничную скорость 6,4—6,5 км/сек (Соллогуб, 1972); в другом случае к «базальтовому» слою относится часть разреза со скоростями сейсмических волн более 6,8—7,0 км/сек, которая залегает на глубинах до 30 км (Павленкова, 1973). Бóльшая вероятность той или другой модели может быть определена по величинам теплового потока, главная часть которого для платформенных структур, тектонически стабильных в течение фанерозоя, обусловлена общей мощностью осадочных пород и образований гранитного ряда независимо от глубины их залегания, а также от средних величин плотности и скорости.

Исходя из этих соображений, была сделана попытка создать обобщенную модель земной коры некоторых геоструктур Украины, удовлетворяющую данным гравиметрии, сейсмометрии и геотермии (Павленкова, Бурьянов, Гордиенко, 1974). Ниже излагаются результаты этой работы.

Исследования методом ГСЗ, проведенные на Украинском щите и его склонах, позволяют дать обобщенную характеристику земной коры этого региона. По степени насыщенности отражающими площадками, по величинам скоростных параметров и наличию устойчивых границ в данной коре щита выделяются три слоя: верхний до глубин 10—12 км, промежуточный от 10—

12 до 25—30 км и нижний, подстилаемый верхней мантией, от 25—30 до 04—45 км. Верхняя мантия в пределах Украинского щита изучена слабо; по аналогии с остальными частями Восточно-Европейской платформы ее можно считать относительно монолитной и малоградиентной по сравнению с корой.

Исследование плотностных характеристик пород Украинского щита, выходящих на дневную поверхность, показало значительную их неоднородность: перепады плотности между блоками составляют от 0,03 до 0,17 г/см³. Установлена тесная корреляция между величиной средней плотности блока и аномалией силы тяжести над ним, причем показано, что основная часть аномалий может быть объяснена плотностной неоднородностью верхов разреза (Крутиховская, 1971; Изучение тектоники..., 1972). Нужно было определить, на какую глубину распространяются эти неоднородности и каким образом они согласуются с субгоризонтальной расслоенностью коры, установленной ГСЗ.

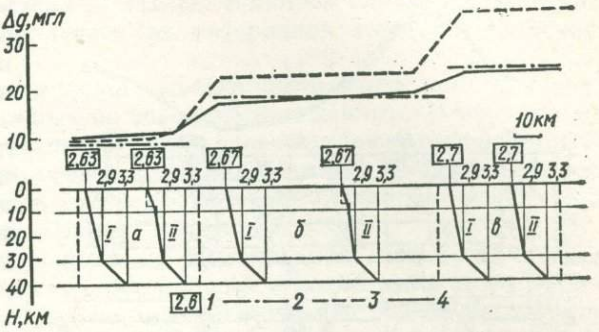


Рис. 20. Сопоставление расчетных и наблюденных уровней поля силы тяжести по плотностным моделям некоторых блоков Украинского щита (Павленкова, Бурьянов, Гордиенко, 1974).

а — уманские граниты, *б* — днепровский комплекс, *в* — гнейсы ингуло-ингулецкой серии.
1 — значения поверхностной плотности; уровни поля силы тяжести: *2* — наблюдаемые, *3* — вычисленные для моделей I, *4* — для моделей II.

Эта задача решалась с помощью численного моделирования по программам В. И. Старостенко (1968) путем расчета гравитационного эффекта от трехмерных плотностных моделей коры при изменении плотности с глубиной, соответствующим полученным сейсмическим моделям. Для анализа были выбраны три блока Украинского щита, типичные по величинам аномалий Буге и соотношению плотностей: а) уманские граниты и мигматиты со средней плотностью 2,63 г/см³; б) мигматиты и микроклин-плагиоклазовые граниты днепровского комплекса, средняя плотность 2,67 г/см³; в) гнейсы ингуло-ингулецкой серии, средняя плотность 2,70 г/см³.

Исследовались две вероятные закономерности изменения плотности с глубиной. Согласно первой разница в плотности блоков сохранялась до глубин 30 км при градиенте, меньшем, чем вытекает из соотношения $\rho = f(V)$, принятого за среднее; на глубине 30 км задавалась граница с плотностью нижележащих пород 2,9 г/см³. По второй закономерности разница в плотностях между блоками предполагалась до глубины 10 км, т. е. до сейсмической границы K_1; градиент плотности переменный с условием достижения на заданной глубине величины $\rho = 2{,}8$ г/см³. В этом случае соотношение $\rho = f(V)$ сохраняется таким, как оно принято, исходя из лабораторных исследований (6,0 км/сек — 2,7 г/см³; 7,0 км/сек — 2,9 г/см³ и т. д.). Последняя модель может быть представлена несколько иначе: градиент плотности во всех блоках одинаков, а на границе верхнего и промежуточного слоев скачок плотности разный для различных блоков (*а* — 2,7/2,8, *б* — 2,74/2,80, *в* — 2,77/2,80; рис. 20).

Проведенные расчеты показали, что разность уровней силы тяжести, полученная для первой закономерности, намного превышает наблюдаемую в действительности. Вторая закономерность в обоих вариантах достаточно хорошо объясняет реальное поле силы тяжести в том случае, если глубина

залегания неоднородностей при постоянном градиенте плотности в блоках не превышает 7 км (рис. 20). Отсюда следует, что глубина многих плотностных неоднородностей, наблюдаемых на поверхности Украинского щита, не выходит за пределы 10 км, т. е. блоковое строение кора имеет лишь до сейсмической границы K_1. Это придает определенный геолого-геофизический смысл данной границе и, возможно, объясняет особенности нижележащего промежуточного слоя, а именно, повышенную горизонтальную расслоенность и наличие инверсий скорости. Все это, видимо, свидетельствует о преобразованиях вещества на глубинах более 10 км, приводящих к нивелированию горизонтальных неоднородностей.

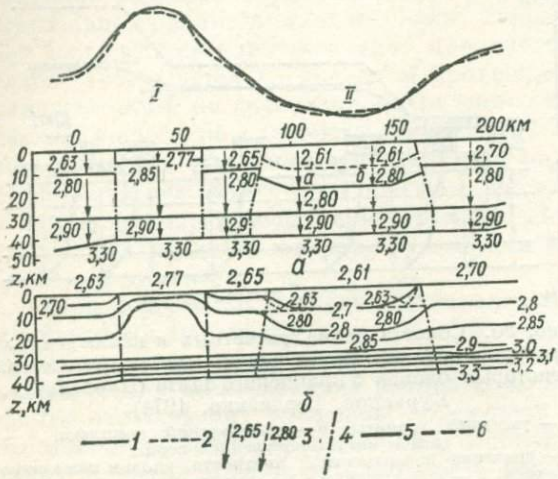


Рис. 21. Плотностные разрезы земной коры Украинского щита по профилю VIII в районе Голованевского максимума (*I*) и Кировоградского минимума (*II*) силы тяжести (Павленкова, Бурьянов, Гордиенко, 1974):

а — графики Δg; *б* — плотностные границы, *в* — изолинии плотности в г/см³.

Границы слоев или изолинии плотности: *1* — первой модели, *2* — второй модели, *3* — изменение плотности внутри слоев соответственно для первой и второй моделей, *4* — границы блоков; *кривые* Δg: *5* — наблюденная, *6* — рассчитанные для заданных моделей.

Вывод о небольшой глубине прослеживаемости плотностных неоднородностей сделан для типичных блоков Украинского щита. Для аномальных участков, таких как Голованевский максимум и Кировоградский минимум, которые характеризуются гораздо бóльшими перепадами значений силы тяжести, требуются дополнительные расчеты. Голованевский блок на поверхности сложен чарнокитами с плотностью 2,78 г/см³, Кировоградский — новоукраинскими гранитами с плотностью 2,61 г/см³. По мнению многих авторов, обе структуры распространяются на большие глубины (Гинтов, 1972; Голиздра, Ахметшина, 1972). На рис. 21 представлены два варианта плотностной модели щита по профилю ГСЗ, секущему эти блоки. Варианты различаются характером изменения плотности с глубиной в верхней части Кировоградского блока: в модели *I* плотность меняется скачком на границе K_1 с 2,61 на 2,80 г/см³, в модели *II*—нарастает с глубиной со средним для щита градиентом. Гравитационный эффект обеих моделей хорошо согласуется с наблюденным полем силы тяжести.

Как и для типичных аномалий Украинского щита, поле рассмотренных структур может быть полностью объяснено неоднородностью верхней части земной коры. Это свидетельствует о слабом гравитационном влиянии нижней части коры и границы М. Последняя, таким образом, не может иметь резко расчлененный рельеф. Предположение об отсутствии скачка скорости на границе М не изменяет этого вывода, так как при больших перепадах мощностей земной коры значительные гравитационные аномалии будут создаваться за счет контраста плотностей второго слоя коры и мантии. Разность плотностей может достигать 0,3 г/см³, разница в скоростях — до 1,5 км/сек. Следовательно, предполагаемая по сейсмическим данным резкая дифференцированность границы М (Соллогуб, 1972) не подтверждается характером наблюденного гравитационного поля щита. Таким образом, комплексирование

сейсмометрии с гравиметрией позволяет сократить неоднозначность в истолковании данных ГСЗ по нижней части земной коры Украинского щита.

Для верхней части разреза некоторая неоднозначность в решении обоими методами остается. На примере Кировоградского минимума видно, что здесь возможны две существенно различные плотностные модели, причем тип градиента плотности не может быть уверенно определен по сейсмическим данным о градиентах скоростей. Качественно первая модель лучше согласуется с сейсмическим разрезом, объясняя природу границы K_1, но количественные соотношения установить не удалось. В данном случае дополнительная информация может быть получена из материалов изучения теплового потока.

Величины генерируемого теплового потока были вычислены для двух моделей земной коры, построенных по сейсмическим данным. В первом случае считается, что граница K_1 разделяет слои с более или менее выдержанными физическими свойствами: 10 км гранитов и 30 км базитов. Результаты вычислений для этой модели хорошо согласуются с наблюденными величинами теплового потока, полученными ранее (Гордиенко, 1972).

Второй вариант разделения коры на региональные слои по величинам скоростей предполагает «гранитный» слой мощностью 30 км и 10—15-километровый слой «базальта», выдержанный по мощности под всеми структурами. При тех же теплогенерациях слоев разность величин расчетных и наблюденных тепловых потоков превышает допустимую погрешность измерений.

Результаты выполненных расчетов показывают, что мощность «гранитного» слоя в пределах щитов и плит не может превышать 10 км, если состав слоя принять соответствующим тому, который обнажается на поверхности. Это противоречит данным о равенстве скоростей прохождения волн в верхнем и промежуточном слоях; в таком случае требуется выяснить, каким веществом должен быть сложен промежуточный слой, чтобы его скоростная характеристика была близка к породам гранитного ряда, а теплогенерация — к базитам.

Установленные закономерности изменения скорости с глубиной согласуются с представлениями о земной коре как о смеси пород кислого и основного состава (Чекунов, 1972): «гранитная» близ дневной поверхности кора с глубиной постепенно насыщается основным материалом. Соответствующее возрастание плотности можно скоррелировать с уменьшением теплогенерации, причем расчетная зависимость получается весьма близкой к эмпирической.

Представление о постепенном насыщении коры базитовыми компонентами является предпочтительнее, чем слоистая модель «гранит» — «базальт» с границей на глубине 10 км (обе модели для величины теплового потока эквивалентны) по следующим соображениям. Аппроксимирующая кривая распределения теплогенерации по глубине качественно соответствует экспоненциальному убыванию содержания радиоактивных элементов в оболочке Земли. С другой стороны, наличие значительных градиентов скорости в верхней части коры, свидетельствующих о замещении «гранитов» основными разностями, доказано для всех щитов независимо от методик работ и интерпретации материалов ГСЗ.

Рассмотрение различных вариантов плотностных моделей Кировоградского блока с точки зрения согласованности с наблюдаемым тепловым потоком показывает бо́льшую вероятность того варианта, где состав пород остается неизменным от поверхности до границы K_1. В этом случае расчетный поток (при несколько уменьшенной мощности верхнего слоя — 7—8 км) лучше

согласуется с измеренным в трех пунктах реальным потоком, чем вариант разреза с постепенным замещением «гранитов» до глубины 20 км.

Таким образом, аномальный в гравитационном отношении Кировоградский блок отличается от других блоков строением верхнего слоя коры — неизменным составом пород от поверхности до границы K_1. Однородность состава новоукраинских гранитов, слагающих этот блок до большой глубины, можно объяснить, видимо, интрузивным характером их возникновения в отличие от метаморфического происхождения других пород кировоградско-житомирского комплекса.

Из рассмотренных примеров видно, насколько сокращается неоднозначность построения модели земной коры и ее геолого-петрологическое истолкование при совместном количественном анализе данных гравиметрии, сейсмометрии и геотермии в процессе решения единой задачи методом моделирования. В связи с этим весьма актуальным является вывод, сделанный в работе В. В. Федынского, В. Р. Мелихова, Д. А. Гилод и др. (1975) о том, что критерием достоверности результативных плотностных моделей должно служить наилучшее совпадение расчетной и наблюденной кривых силы тяжести на соответствующих разрезах. Вследствие действия принципа эквивалентности это совпадение не достаточное, но абсолютно необходимое условие правильности решения задачи гравиметрии. Отсюда данные интерпретации гравитационного поля, не прошедшие проверку расчетом прямой задачи, следует рассматривать только как приближенные, ориентировочные. Для большей части щитов, платформ и орогенов, в том числе и на территории СССР, не получены результаты, подобные приведенным выше, поэтому далее мы ограничимся лишь краткой характеристикой общих черт и особенностей строения структур, относящихся к категории материковых платформ.

Для материковых платформ характерны (Грачев, Кулаков, Литинский, 1972) относительно слабо варьирующие значения силы тяжести во всех редукциях, причем не наблюдается особых различий между молодыми и древними платформами. Намечающиеся специфические особенности относятся преимущественно к осадочному чехлу и верхним горизонтам фундамента. Выражаются они в относительно большой линейности и унаследованности развития структур чехла на молодых платформах по сравнению с древними. В этом отношении ощутима разница между низкими и высокими (активизированными) платформами. Первые — Восточно-Европейская, Западно-Сибирская, бóльшая часть Северо-Американской — характеризуются спокойными аномалиями Буге с амплитудами ± 50 мгл, а вторые — Индийская, Африканская, Плато Прерий, Сибирская — сравнительно возмущенными преимущественно отрицательными аномалиями до —100 мгл. Мощность коры соответственно на низких платформах порядка 30—40 км, на высоких — до 45 км.

Намечается принципиальное различие между щитами и плитами. Первые характеризуются наиболее спокойными гравитационными полями, отражающими преимущественно структурные и связанные с ними петрографические различия пород фундамента. Устойчивое поднятие щитов, хотя часто слабо орографически выраженное, сопровождается образованием «пологих» корней (Субботин, Наумчик, Рахимова, 1968). Гравитационная характеристика плит осложняется за счет того, что в их пределах верхние горизонты коры подразделяются на два существенно различных комплекса — консолидированный фундамент и осадочный чехол, причем мощность последнего во многих районах является существенным фактором, влияющим на поле силы тяжести. Крупнейшие структуры — синеклизы и антеклизы — связи с полем силы

тяжести не обнаруживают. Удлиненные структуры — гряды, желоба, авлакогены — обычно сопровождаются интенсивными полосовыми аномалиями. Контуры крупных структур — сводов, впадин, мегавалов, мегапрогибов — хорошо совпадают с контурами аномалий. Для средних структур — валов, прогибов, куполов, депрессий — степень совпадения несколько меньше. Примерно треть крупных и средних структур совмещается с зонами гравитационных ступеней, т. е. связаны с глубинными разломами. В целом на молодых плитах корреляция структур и аномалий несколько лучшая (90%), чем на древних (80%). На Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской и Скифско-Туранской плитах соотношение структур и аномалий прямое. Предполагается, что обратные и частично смешанные соотношения структур и аномальных гравитационных полей характерны для районов, где глубинные процессы на последних этапах геологической истории протекают наиболее активно (Грачев, Кулаков, Литинский, 1972).

Общей чертой платформ, которая подчеркивается при изложении результатов современных исследований, является их блоковое строение. В этом отношении сходство обнаруживается у платформ практически всех возрастов консолидации: у Украинского щита («Изучение тектоники...», 1972), Сибирской платформы (Пятницкий, Штутин, 1975), Западно-Сибирской плиты (Ващилов, 1973) и т. д. Что касается конкретных особенностей строения, то они обычно определяются ненадежно.

Одна из последних работ (Пятницкий, Штутин, 1975), основанная на корреляционном методе, дает следующую характеристику строения Сибирской платформы по материалам гравиметрии. Наибольшие мощности коры (35—40 км) устанавливаются в районе антеклиз: Алданской, Ангаро-Ленской, Анабарской; наименьшие (15—20 км) в синеклизах и прогибах: Вилюйской, Притаймырском, Приверхоянском. Более сложная картина наблюдается в Тунгусской синеклизе, где увеличение мощности коры свыше 30 км соответствует зонам поднятий, а уменьшения до 20 км — прогибам фундамента. Воздымание поверхности М до 30—35 км и уменьшение мощности коры соответствуют территории Саяно-Енисейской синеклизы и большей части Приенисейского прогиба фундамента. В целом западная часть платформы (Тунгусско-Саянский мегаблок) отличается от восточной (Анабаро-Алданский мегаблок) существенным воздыманием поверхности М с амплитудой около 5 км и сокращением мощности земной коры на 5—10 км. Рельеф поверхности М оказывается обращенным по отношению к поверхности фундамента, причем степень их корреляции оказывается подобной другим регионам, в частности Прикаспийской впадине. Авторы предполагают появление «базальтовых окон» в наиболее погруженных участках платформы — в Вилюйской и Саяно-Енисейской синеклизе, в прогибах Тунгусской синеклизы — аналогично Прикаспийской впадине и Мексиканскому заливу. В то же время в Притаймырском прогибе и, возможно, в Приенисейской зоне ожидается сокращение мощности «базальтового» слоя (Пятницкий, Штутин, 1975). Сопоставляя свои карты с ранее выполненными построениями, В. К. Пятницкий, И. М. Штутин наряду со сходством подчеркивают существенное отличие в представлениях о строении ряда районов Сибирской платформы, на которых мы останавливаться уже не будем.

Как уже отмечалось, использование корреляционных схем может давать ценную информацию относительно различных геоструктур, особенно сравнительно мало изученных геолого-геофизическими методами. В связи с этим стоит упомянуть определение (по сопоставлению векторов геофизических признаков с эталонной системой) возраста консолидации некоторых участков земной коры, в результате которого фундамент Ханты-Мансийской

впадины и Вахско-Тымского выступа Западно-Сибирской плиты отнесен к классу докембрийских структур, а фундамент Тургайского прогиба — к классу каледонской консолидации; была также подтверждена одновозрастность Скифской и Туранской плит (Каратаев, Ватлин, Захарова, 1973). Однако все эти исследования надо рассматривать как предварительный этап изучения гравиметрией подобных территорий, на котором собирается информация о возможных плотностных моделях; анализ конкурирующих моделей с выбором оптимальной из них — дело следующего этапа.

Впадины, авлакогены, рифты

Одной из особенностей строения материковых платформ является развитие в их пределах и на их стыках отрицательных форм рельефа консолидированного фундамента разных размеров, очертаний и величин — от небольших грабенов, типа выделяемых гравиметрией на Восточно-Европейской платформе (Дабижа, Мелихов, 1975), до огромных депрессий, подобных Прикаспийской впадине. У многих из этих впадин обнаружены черты, которые дают возможность относить их к рифтогенам.

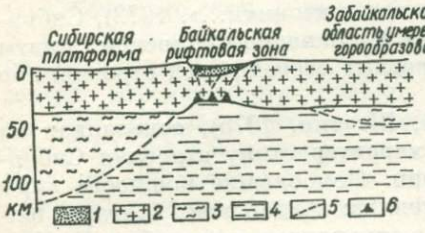


Рис. 22. Схематический глубинный разрез вкрест южной части оз. Байкал (Зорин, 1971).

1 — кайнозойские отложения; *2* — кристаллическая земная кора; *3* — кристаллическая часть мантии, включаемая в литосферу; *4* — астеносфера (разрежение штрихов соответствует уменьшению плотности); *5* — разломы; *6* — основные и ультраосновные интрузии.

Среди континентальных рифтов одной из наиболее изученных является система оз. Байкал. Характерная форма отрицательных гравитационных аномалий в редукции Фая, Буге и изостатической указывает на большую мощность отложившихся в ней осадков: на юге Байкала — до 5—7 км. Интерпретация поля силы тяжести с учетом влияния осадочного чехла и масс воды (с привлечением сейсмических и электромагнитных данных) позволила Ю. А. Зорину (1971) сделать вывод, что мощность земной коры Байкальской впадины близка к мощности литосферы, подошва которой залегает на глубине 30 — 40 км (под Сибирской платформой — на глубине более 120 км). В выступе астеносферы под рифтовой зоной выделяется область разуплотнения, в нижней части коры возможны внедрения основных и ультраосновных пород (рис. 22).

Байкальская впадина является главным звеном системы рифтов протяженностью около 2000 км, в которую входит ряд депрессий с мощностью кайнозойских отложений 2—3 км — Тункинская, Верхнеангарская, Баргузинская, Нижнемуйская, Чарская. Кроме того, в эту систему включаются Ципинская и Ципиканская впадины размерами 200 × (10—20) и 90 × (10—20) км и мощностью осадков до первых сотен метров. Изучение двух последних структур показало, что они приурочены к контактам гранитов с метаморфическими породами и развивались за счет менее прочных гранитов. Сделан общий вывод, что рифтогенез в Байкальской зоне проявлялся многообразно и неравномерно в пространстве и что на расположение впадин внутри рифтовой зоны существенно влияют механические неоднородности древнего фундамента (Зорин, Новоселова, Турутанов, Кальнинг, 1975).

Подобные Байкальской зоне закономерности строения имеют Рейнский грабен и значительная часть Африканского рифта (Ушаков, Федынский, Шабалин, 1972). Для Рейнского грабена, которому соответствует гравита-

ционный минимум значительной амплитуды, установлен подъем границы раздела кора — мантия с локализацией зоны пониженной скорости и плотности (Bonjer, Fuchs, Prodehl, 1975). Южная часть грабена Осло, включаемого в Рейнско-Ливийскую рифтовую систему, отражается максимумом Δg. Ему дается следующая интерпретация: в основание коры внедрены дериваты мантийного вещества мощностью около 15 км, которые на 0,2 г/см³ менее плотны, чем «нормальная» мантия (3,30 г/см³), и на 0,15 г/см³ превышают по плотности породы «базальтового» слоя. В приповерхностной части, на глубине 2—5 км, локализуется интрузив основных пород с плотностью 2,94 г/см³ (Ramberg, Smithson, 1971).

В области Афар, от которой расходятся три рифтовые зоны — Восточно-Африканская, Красного моря и Аденского залива — по данным интерпретации гравитационного поля получена модель, подобная рассмотренной для грабена Осло: в центральной части выделено линзовидное тело максимальной мощности порядка 30 км (глубины 10÷40 км) с плотностью 3,10 г/см³, которое образует дефект масс относительно нормальной мантии (3,25 г/см³), но обладает избыточной плотностью по сравнению с нормальными «базальтовым» ($\sigma = 2{,}90$) и «гранитным» ($\sigma = 2{,}70$ г/см³) слоями (рис. 23). Суммарный эффект этого тела осредненно совпадает с аномалиями Буге, которые образуют над областью Афар характерный максимум треугольной формы (Makris, Menzel, Zimmermann, 1972). При изучении поля силы тяжести на площади Джибути, являющейся промежуточным звеном между структурами Афара и Аденского залива, обнаружен максимум в районе залива Таджура, который истолковывается как область океанизации коры, обусловленной локальным внедрением активизированного материала с плотностью 2,92 г/см³ (рис. 24). Далее в глубь континента гравитационное поле расчленяется на относительные максимумы и минимумы, указывающие на фрагментарную структуру земной коры в области тройного соединения рифтовых зон (Makris, Zimmermann, Balan, Lebras, 1975).

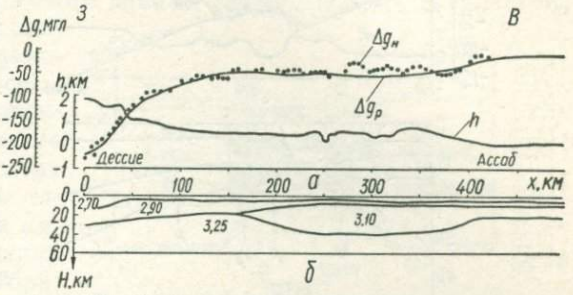


Рис. 23. Графики изменения силы тяжести и высот рельефа (*а*) и схематическая плотностная модель земной коры (*б*) Центрального Афара по профилю Десси — Ассаб (Makris, Menzel, Zimmermann, 1972):

$\Delta g_н$ — наблюденное, $\Delta g_р$ — расчетное поле силы тяжести; h — высоты рельефа дневной поверхности. *Цифры на разрезе* — плотности в г/см³.

Примыкающий с юго-запада к области Афар Эфиопский рифт характеризуется довольно интенсивной, порядка 50 мгл, положительной аномалией, распространенной на всю ширину рифтовой долины. Эта аномалия выделяется на фоне регионального минимума, тяготеющего к Сомалийскому нагорью, и в свою очередь осложнена максимумами небольших радиусов корреляции. Детальное изучение поля силы тяжести центральной части долины установило, что локальные максимумы в плане образуют ансамбль типа мозаики, присущей районам со значительной латеральной дифференциацией пород по плотности. Интерпретация остаточных аномалий Буге, выполненная в двух вариантах (рис. 25, *а*, *б*), дала основание предположить внедрения пород базальтового ряда под дном рифтовой долины, аналогичные тем, которые установлены в рифтах Кении (Searle, Gouin, 1972).

Грабены Кении, окаймляющие с востока блок озера Виктория, также сопоставляются с региональным минимумом аномалий Буге, прослеживаю-

щимся до 4° ю. ш. На фоне этого минимума выделяются осложнения, непосредственно приуроченные к рифтовым долинам, среди которых имеются осевые локальные максимумы. К западу от основной зоны грабенов, в районе залива Спек оз. Виктория, оконтуривается минимум силы тяжести, который интерпретируется как простой (не осложненный интрузиями) рифт докембрийского заложения с признаками современного омоложения. Один из воз-

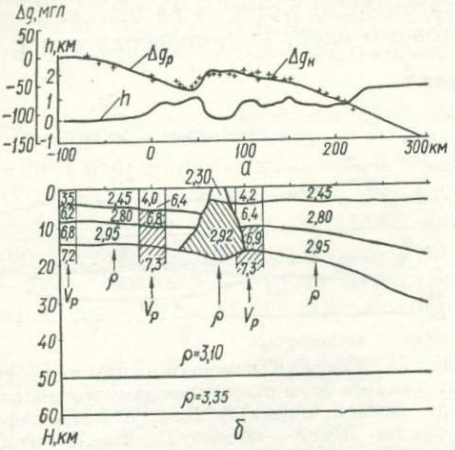


Рис. 24. Графики изменения силы тяжести и высот рельефа (*а*) и плотностная модель земной коры (*б*) по профилю вкрест залива Таджура (Джибути) по данным гравиметрии и сейсморазведки (Makris, Zimmermann, Balan, 1975).

$\Delta g_н$ — наблюденные, $\Delta g_р$ — расчетные значения силы тяжести; h — высоты рельефа дневной поверхности; ρ — плотности, г/см³; V — скорости продольных волн, км/сек.

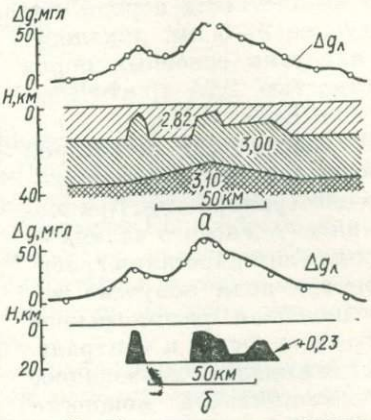


Рис. 25. Интерпретация локальных составляющих $\Delta g_д$ аномалий Буге Эфиопского грабена (Searle, Gouin, 1972).

а — модель верхней и нижней частей коры; *б* — модель верхней части коры. *Цифры на разрезах* — абсолютная (*а*) и избыточная (*б*) плотности в г/см³. Кружки на кривых $\Delta g_д$ — расчетные значения аномалий.

можных вариантов истолкования отрицательной аномалии залива Спек — погружение на 7—8 км участка «базальтового» слоя, заключенного между разломами, которые ограничивают грабен (Darracott, Fairhead, Girdler, 1972).

Р. Гирдлер обобщил представление о структуре рифтовых зон Восточной Африки следующим образом: крупные минимумы аномалий Буге шириной до 1000 км и амплитудой свыше —150 мгл обусловливаются обширным, около 1000 км в поперечнике, подъемом вещества астеносферы, обладающим дефектом плотности —0,12 г/см³ по отношению к литосфере ($\sigma = 3{,}34$ г/см³), с глубины 100 км до подошвы коры, залегающей в среднем на глубине 35 км. Дальнейшее проникновение мантийного вещества в кору приводит к образованию интрузий, которые отражаются локальными максимумами гравитационного поля (рис. 26). При построении границы литосфера — астеносфера учитывалось влияние рельефа дневной поверхности, мощности осадочных отложений и известных проявлений вулканизма. Автор, оговаривая возможную неоднозначность полученного решения за счет эквивалентности, тем не менее считает несомненным факт утонения литосферы, которое проявляется сильнее под восточной ветвью рифтовой системы. Полученные по данным гравиметрии представления хорошо согласуются не только с геологическими факторами — наличием вулканизма, горячих источников, характерной сети нарушений, микросейсмичности,— но и с данными сейсмометрии — уменьшением скорости продольных волн и ухудшением прохождения поперечных волн на глубине, а также увеличением V_p непосредственно под дном грабена. Рифты

Кении и Эфиопии рассматриваются как аналоги структур Красного моря и Аденского залива, однако последние отличаются тем, что в их пределах произошло полное разобщение континентальной литосферы, в связи с чем крупные интрузии достигли поверхности консолидированной коры, обусловив широкие максимумы силы тяжести с амплитудой до 150 мгл (Girdler, 1958; Fairhead, Girdler, 1972; Girdler, 1975).

В результате переинтерпретации Среднеконтинентального гравитационного максимума США (рис. 2) с учетом данных сейсморазведки и геологии, структура, соответствующая этой аномалии, также была признана аналогом рифта Красного моря (Ocola, Meyer, 1973). Гравитационный максимум, протягивающийся от оз. Верхнее до Канзаса, состоит из четырех узких вытянутых звеньев, окруженных такими же узкими симметричными минимумами. Положительные аномалии связывают с породами типа габбро, а отрицательные — с песчаниками и сланцами. В рельефе дневной поверхности структура не отражается.

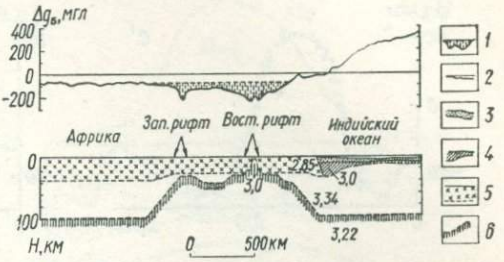


Рис. 26. Вариант интерпретации гравитационных аномалий Восточно-Африканской рифтовой системы (приэкваториальная область) с использованием других геофизических и геологических данных (Girdler, 1975).

1 — минимум аномалий Буге, связываемый с подъемом астеносферы; *2* — вода; *3* — осадки; *4* — океаническая кора; *5* — континентальная кора; *6* — поверхность астеносферы.

Цифры на разрезе — значения плотности в г/см³. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов — 4 : 1.

В разрезах вкрест простирания зоны максимума (рис. 27) обнаруживается сложное глубинное строение. Центральная часть максимума обусловлена высокоскоростными (V = = 6,9 км/сек) породами, вертикально внедрившимися в породы с меньшими скоростями (V = 6,4 км/сек); разность плотностей между ними оценивается в 0,14 г/см³. Высокоскоростные породы не везде соединяются с поверхностными эффузивами. Вместе с тем намечаются их ответвления вбок, простирающиеся на несколько сотен километров от оси максимума. На основании сопоставления характеристик структуры Среднеконтинентального максимума с изученными рифтогенами континентов и океанов авторы предлагают именовать ее Северо-Американской рифтовой системой (Ocola, Meyer, 1973).

Между аномалией описанного главного докембрийского рифта США и строением гравитационного поля некоторых прилегающих районов наблюдается некоторая аналогия, на основании чего делается вывод о существовании в пределах щита многочисленных рифтовых структур, возникших в позднем докембрии или раннем палеозое и не получивших полного развития. Эти рифтогены в настоящее время скрыты осадками межкратоновых бассейнов. Подобная структура была выделена, в частности, при изучении гравитационного поля Северного Иллинойса (McGinnis, 1970).

Примером рифтогена, получившего развитие в палеозойское время, является северо-западная часть Днепровско-Донецкого авлакогена. Вдоль ее оси прослеживается серия крупных гравитационных максимумов, обрывающихся вблизи профиля ГСЗ Царичанка — Богодухов, восточнее которого предполагается резкое погружение консолидированного фундамента (Павленкова, 1973). Данные ГСЗ свидетельствуют о подъеме под осью авлакогена поверхности М. Однако только этим подъемом нельзя объяснить амплитуду гравитационных максимумов, в частности Лохвицкого, который пересекается профилем ГСЗ Пирятин — Талалаевка. Амплитуда этого максимума после вычитания эффекта осадочной толщи достигает почти 100 мгл.

Интерпретация Лохвицкого гравимагнитного максимума показала (Козленко, Лейбович, Шен, 1970), что создающие его аномальные массы не могут залегать на больших глубинах. Но после этого были получены новые данные интерпретации ГСЗ (Павленкова, 1973, рис. 97), согласно которым над подъемом поверхности М фиксируется подъем скоростных уровней $V = 7{,}0$ и 6,5 км/сек. Для проверки того, как может повлиять новое представление о скоростном разрезе на результат интерпретации, гравитационный эффект был пересчитан. Расчеты, проводившиеся с помощью программы,

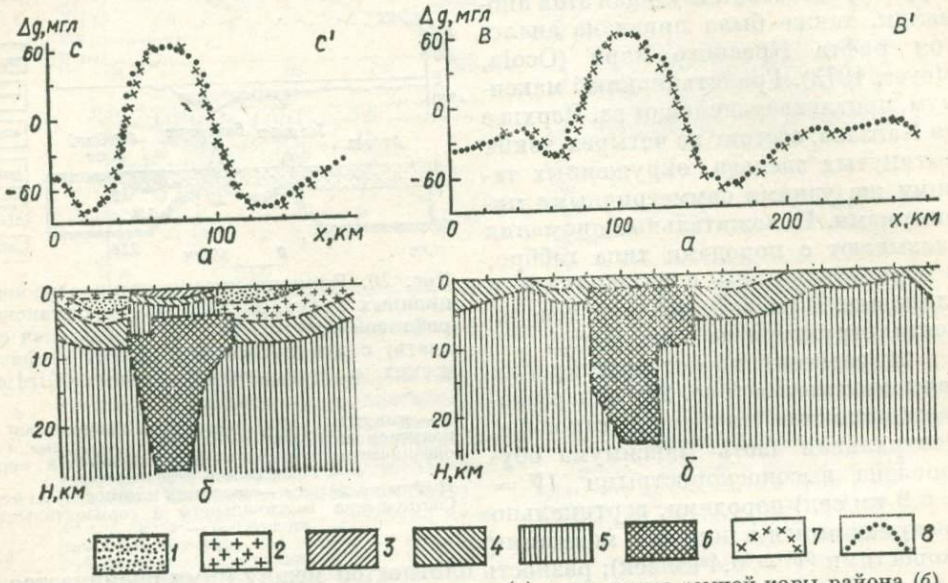


Рис. 27. Графики изменения силы тяжести (*а*) и структура земной коры района (*б*) Среднеконтинентального гравитационного максимума США по профилям Айова — Небраска (С—С′) и Висконсин — Миннесота (В—В′) с учетом данных сейсморазведки (Ocola, Meyer, 1973).

Положение профиля С—С′ — см. рис. 2.
1 — V_P = 3,5 км/сек, σ=2,42 г/см³; *2* — V_P=4,7 км/сек, σ=2,60 г/см³; *3*—V_P = 5,3 км/сек, σ = 2,72 г/см³; *4* — V_P = 5,6 км/сек, σ =2,80 г/см³; *5* —V_P= 6,4 км/сек, σ = 2,94 г/см³; *6* —V_P = 6,9 км/сек, σ= 3,08 г/см³; *7*— наблюденные, *8* —расчетные значения силы тяжести.

реализующей устойчивое решение обратной контактной задачи (Старостенко, 1976), показали, что наилучшее объяснение аномалии разностного поля дает модель, в которой перепад плотностей на поверхности М принят равным $+0{,}2$ г/см³, а уплотнение с такой же избыточной плотностью при мощности около 10 км располагается непосредственно под поверхностью кристаллического основания (рис. 28). Полученный результат нельзя считать окончательным, поскольку его необходимо проверить, в частности, с позиций скоростного разреза (насколько он будет согласовываться с наблюденной волновой картиной). Но можно считать подтвержденным, что основной источник Лохвицкого и однотипных с ним максимумов Днепровского грабена находятся в верхней части консолидированной коры. Распределение возмущающих масс и их избыточная плотность похожи на те неоднородности земной коры, которые были обнаружены в грабене Красного моря (Girdler, 1958).

Крупные внедрения масс повышенной скорости и плотности в консолидированную кору установлены в пределах Прикаспийской впадины. Объемы их настолько велики, что создаваемое ими влияние преодолевает эффект

двадцатикилометровой * толщи осадочных пород, среди которых значительная доля принадлежит каменной соли, имеющей, как известно, аномально низкую плотность. Наличие пород повышенной основности, которое проявляется в виде Аралсорского и Хобдинского региональных гравитационных максимумов, приводит исследователей к заключению о субокеаническом характере земной коры центральной части Прикаспийской впадины (Волож, Сапожников, Циммер, 1975). Некоторые исследователи отмечают, что объяснить максимумы разностного гравитационного поля Прикаспийской впадины можно частичным уплотнением вещества верхней мантии (Кругляков, Круглякова, 1975).

Рассмотренные материалы указывают на то, что образование депрессий в консолидированной коре и внедрение в их фундамент пород основного ряда тесно взаимосвязаны, что, вероятно, является одним из проявлений принципа сохранения момента количества движения Земли (Клушин, 1963). В связи с этим отсутствие над грабенами и впадинами положительных гравитационных аномалий следует рассматривать как признак того, что эффект основных внедрений перекомпенсирован влиянием осадков и, отчасти, разуплотнения в низах земной коры. Именно такое сочетание факторов характерно для оз. Байкал (Зорин, 1971) и можно ожидать для Рейнского грабена. В зарождающихся рифтовых системах интрузии могут иметь прерывистый, апофизный характер, как это показано (рис. 25) на примере Эфиопского грабена (Searle, Gouin, 1972).

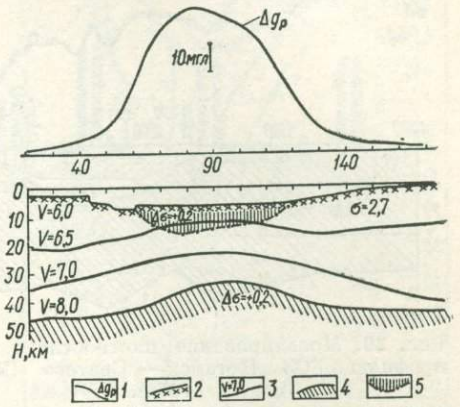


Рис. 28. Распределение уплотнения в земной коре Днепровского грабена в сечении профиля ГСЗ Пиряtин — Талалаевка (составил В. Г. Козленко, 1975 г.).

1 — подобранная кривая разностной аномалии (наблюденное поле с вычтенным эффектом осадочной толщи и подъема поверхности М при $\Delta\sigma = 0{,}2$ г/см^3); *2* — поверхность кристаллического фундамента; *3* — скоростные уровни в км/сек; *4* — поверхность М по данным ГСЗ; *5* — нижняя граница уплотнения в фундаменте, определенная с помощью программы устойчивого решения обратной контактной задачи.

Интересно отметить, что гравитационный минимум залива Спек, который интерпретирован как «простой» грабен (Darracott, Fairhead, Girdler, 1972, fig. 7), непосредственно соседствует с локальным максимумом, приуроченным к восточному продолжению грабена Спек Этот максимум, коррелирующийся с интрузивом основных пород, является составной частью системы положительных аномалий, которые окаймляют с севера зону минимумов залива Спек. В целом аномальная картина здесь (Darracott, Fairhead, Girdler, 1972, fig. 6) очень похожа на поле Δg в Эфиопском грабене (Searle, Gouin, 1972, fig. 2). Отсюда можно сделать вывод, что осевая часть грабена Спек контролируется указанной зоной максимумов. При таком допущении более естественно выглядит и северная граница грабена, которую следует трассировать по сбросу Утимбара. Этот сброс проходит в 40 км к северу от границы грабена Спек, предполагаемой по данным первичной интерпретации (Darracott, Fairhead, Girdler, 1972, fig. 5).

Представляется также вероятным, что максимум Δg, выявленный в осевой части грабена Хон в Ливии (Soffel, Peters, Pohl, 1975), связан с аналогичной интрузией основных пород, тем более, что на юго-западном борту грабена известны проявления основного вулканизма (А. А. Соффел с соав-

* Оценки мощности осадков в Прикаспийской впадине колеблются от 10—15 км до 20—25 км.

торами интерпретирует осевой максимум грабена Хон поднятием докембрийских пород до отметки —300 м от дневной поверхности).

Неясен вопрос о соотношении тектоники и магматизма для структур такого типа, как Донбасс. При расчетах аномалий силы тяжести по профилю ГСЗ Ногайск — Сватово (рис. 29) крупных плотностных неоднородностей в кристаллическом фундаменте под Донецким складчатым сооружением не обнаружено. Если принять, что впадина выполнена породами с плотностью, которая установлена на дневной поверхности (2,78 г/см³), то расчетные значения поля существенно превысят наблюденные. Это послужило основанием для предположения, что под породами карбона залегают более легкие породы девонского, а возможно и рифейского возраста, содержащие пласты каменной соли. Перепад плотности на границе М, образующей под впадиной небольшой перегиб, был оценен в 0,2 г/см³ (Красовский, 1975).

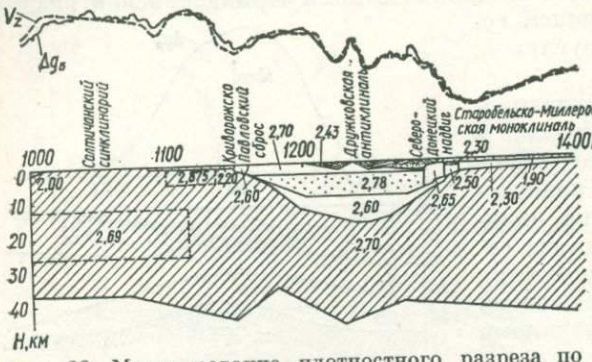


Рис. 29. Моделирование плотностного разреза по профилю ГСЗ Ногайск — Сватово (Красовский, 1975).

$\Delta g_Б$ — наблюденное поле, V_z — расчетный гравитационный эффект. Цифры на разрезе — плотности (в г/см³).

Приведенные результаты нуждаются в дальнейшем уточнении, тем более что некоторые исследователи считают возможным подбор поля силы тяжести Донбасса без включения в модель «легкого» (соленосного) девона (Голиздра, 1975). Однако не будет неожиданностью, если глубинная структура Донбасса окажется отличающейся от типичных рифтогенов, поскольку в нем проявляются черты, свойственные эпигеосинклинальным орогенам. В связи с этим интересно проследить, как в поле силы тяжести находит отражение складчатость каменноугольных пород и уменьшение степени их метаморфизма в северном направлении (рис. 29).

Орогенные области

Этот раздел начнем с рассмотрения Уральского пояса, который по форме проявления на дневной поверхности подобен «обычным» складчатым сооружениям, но в то же время имеет черты, роднящие его с рифтогенами.

По характеру поля силы тяжести в редукции Буге Урал и прилегающие территории можно разделить (рис. 30) на северную и южную части. В северной половине преобладают положительные и нулевые значения Δg, а в южной — отрицательные. Главной особенностью гравитационного поля Урала является субмеридиональная положительная аномалия шириной 100—150 км, прослеживающаяся более чем на 2000 км. В значительной своей части она коррелируется с Тагило-Магнитогорским прогибом. Эта зона максимумов совпадает с общим погружением поверхности М, установленным методом ГСЗ, что указывает на аномальный в целом характер строения земной коры в осевой части Урала. При более детальном рассмотрении устанавливается глыбово-блоковое строение последней, причем выделяются Североуральская, Верхнетуринская и Мугоджарская глыбы с повышенными значениями мощности коры и Ивдельская, Приуральская, Актюбинская и Магни-

тогорская глыбы с более высоким положением поверхности М (Огаринов, 1974).

Как известно, Тагило-Магнитогорский синклинорий, а также Восточно-Уральское поднятие насыщены интрузивами и эффузивами основного и ультраосновного состава, с чем связано повышение скорости прохождения сейсмических волн. Сочетание рассмотренных признаков дает основание предполагать связь осевой зоны Урала с древним внутрикоровым рифтом (Халевин, 1972).

Волго-Уральская антеклиза, Предуральский прогиб, миогеосинклинальная область Урала, судя по характеру региональных составляющих потенциальных полей, имеют сходное строение земной коры, существенно отличающееся от осевой части Урала. Здесь преобладают зональные элементы потенциальных полей хорошо выраженного северо-западного и субширотного простирания, которые интерпретируются как тектонические пояса, разделенные глубинными разломами древнего заложения (Огаринов, 1974, рис. 7).

Область восточного склона Урала и Зауралья, которая по характеру строения коры близка к восточной части Туранской плиты, можно считать переходной. Особенности структуры гравитационного поля позволяют высказать предположение о разветвлении осевой

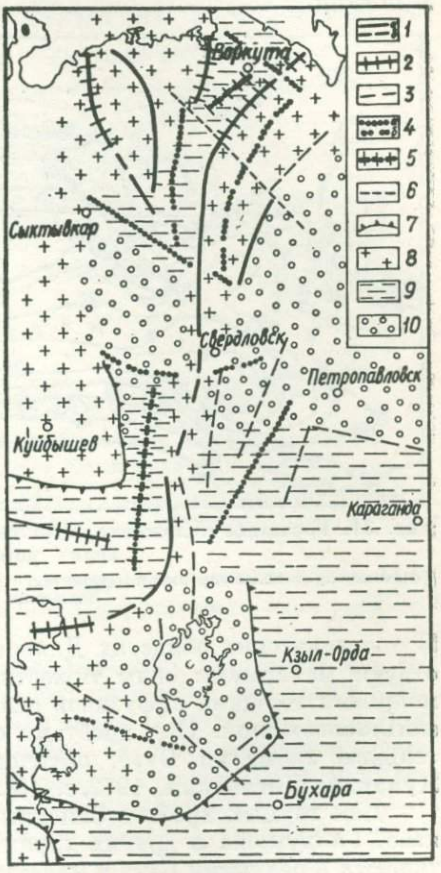


Рис. 30. Схема элементов гравитационного поля Урала и прилегающих регионов (Халевин, 1972).

1 — оси положительных аномалий (*а* — выдержанных, *б* — прерывистых); *2* — оси широких положительных аномалий; *3* — оси положительных аномалий меньшей интенсивности и выдержанности; *4* — оси отрицательных аномалий (*а* — выдержанных, *б* — прерывистых); *5* — оси широких отрицательных аномалий; *6* — линейные зоны нарушений поля; *7* — границы полей различного знака; *8* — области преобладания положительных отметок поля; *9* — то же — отрицательных; *10* — нулевые отметки поля.

зоны Урала в северной части Уральской геосинклинали, а также о продолжении последней на юго-запад, до сочленения с Тянь-Шанем (Халевин, 1972). Впрочем последнее предположение другими исследователями оспаривается (Гарецкий, Кирюхин, Перфильев, 1972).

Большой объем сейсмических и гравиметрических работ в разных странах привел к общепринятому представлению, что все орогенные области имеют утолщение земной коры — корни гор. Максимальные их мощности отмечаются в зонах интенсивного горообразования, а минимальные — в областях слабого орогенеза (Elter, Giglia, Tongiorgi, Trevisan, 1975). Предполагается, что величина корней зависит не от возраста складчатости, а от амплитуд новейших движений (Грачев, Кулаков, Литинский, 1972). Количественные оценки мощности коры в районе гор могут расходиться. Так, для Гималаев они составляют 55 км (Masaru, 1974) и 70—72 км (Choudhury, 1975). Столь значительная разница вряд ли связана с несовершенством ме-

тодики вычислений, скорее это следствие применения различных гипотез о схеме компенсации, т. е. об участии в достижении равновесия неоднородности подкорового субстрата.

Внутреннее строение орогенов в гравитационном поле отражается достаточно четко, но не единообразно. Так, большинство межгорных и внутригорных прогибов Средней Азии, которые заполнены осадками значительной мощности, отмечаются минимумами силы тяжести, хотя имеются независимые данные об уплотнении коры под этими прогибами (Винник, Лукк, 1975).

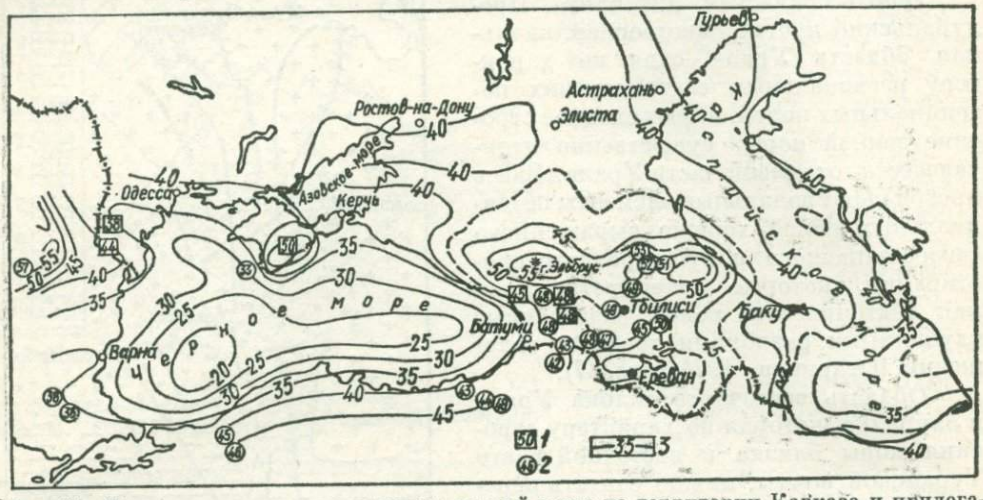


Рис. 31. Расчетное положение подошвы земной коры на территории Кавказа и прилегающих морей (Балавадзе, 1975).

Точечные определения глубины поверхности: 1 — по данным мощных взрывов, *2* — по материалам сейсмологии; *3* — изогипсы (в км).

В орогенических областях Дальнего Востока межгорным впадинам соответствуют максимумы силы тяжести, которые в ряде случаев увязываются с мощными толщами эффузивов основного состава, а также с подъемами «базальтового» слоя. Над хребтами обычно наблюдаются интенсивные отрицательные аномалии Буге, обусловленные гранитными массивами (Грачев, Кулаков, Литинский, 1972, с. 18).

Для горных хребтов Западных Альп, Центрального и Восточного Кавказа, Гиндукуша и других характерны резко выраженные минимумы силы тяжести в редукции Буге и максимумы в редукции Фая (рис. 3). Однако горы Крыма, Западный Кавказ, хребты Большой Балхан, Кубадаг, Копетдаг характеризуются положительными аномалиями и в редукции Буге.

Региональные минимумы $\Delta g_Б$ над горными сооружениями обычно интерпретируются погружением поверхности М (рис. 31), и если исходить из этого представления, то мощность коры орогенов, согласно расчетам, может превышать, считая от дневной поверхности, 80 км (Ocola, Meyer, 1973a). Однако замечено, что между интенсивностью аномалий и величиной поправки Буге имеется четкая зависимость, используя которую можно вычислить среднюю высоту горного сооружения (Никольский, Милай, Коган, 1975, с. 183). Важной особенностью регионального поля силы тяжести горного пояса юга СССР является совпадение со склонами горных массивов зон высоких горизонтальных градиентов независимо от интенсивности поля. Эта особенность присуща аномалиям, связанным с неглубоко залегающими массами. Она противоречит общепринятому стремлению объяснить региональ-

ные составляющие поля изменениями глубин до подошвы земной коры и тем более плотностной неоднородностью верхней мантии. Подтверждением слабой зависимости мощности земной коры от аномалий Буге служит график корреляции $\Delta g_{ост} = f(H)$ (рис. 14).

Представляется целесообразным возвратиться к идее интерпретации поля силы тяжести горных районов по аномалиям Фая, но на новом техническом уровне, а именно, строя плотностные модели от поверхности, отражающей дневной рельеф, и подбор модели производить до совпадения ее

Рис. 32. Сейсмический разрез земной коры Крыма (Бурьянов, Павленкова, 1974).

1 — вода; *2* — отражающие площадки; *3* — преломляющие границы (цифры — величины граничных скоростей, км/сек); *4* — изолинии скорости, км/сек (*а* — уверенно прослеженные, *б* — неуверенно прослеженные); *5* — зоны разломов (*а* — глубинных, *б* — по поверхности фундамента); *6* — зоны относительно пониженных скоростей распространения сейсмических волн; *7* — зона относительно повышенных скоростей.

эффекта с аномалией Фая, в которую введена поправка за топографию. Однако перед этим нужно решить проблему привязки расчетных аномалий по абсолютному уровню.

Обратимся теперь к тем частям альпийских орогенов, которым в наблюденном гравитационном поле соответствуют положительные аномалии Фая и Буге. Их природа истолковывается различными причинами, включая нарушение изостатического равновесия (Артемьев, 1975) и проявление краевого эффекта (Грачев, Кулаков, Литинский, 1972). Рассмотрим интерпретацию подобных аномальных зон на примере сопоставления скоростной и плотностной моделей Горного Крыма, используя работу В. Б. Бурьянова и Н. И. Павленковой (1974).

По гравиметрическим данным для Горного Крыма построено множество разноречивых моделей; в частности, значения мощности коры предлагаются от 25 до 50 км. Для сокращения неоднозначности интерпретации были привлечены сведения о строении коры, полученные при пересмотре данных ГСЗ на новой методической основе (Павленкова, Пилипенко, Роман, 1972). Результаты переинтерпретации, которые приводятся на рис. 32, вместе с геологическими сведениями о верхнем структурном этаже Крымских гор и геофизическими данными о строении Черноморской впадины были положены в основу расчетной плотностной модели.

Эта модель состоит из нескольких крупных элементов, резко отличных по общей мощности коры и толщине отдельных ее слоев, что дает значительный перепад глубин плотностных границ и соответственно большие изменения модельного поля. В таких условиях моделирование является наиболее эффективным, поскольку недоучет малоизученных деталей строения не в состоянии существенным образом повлиять на интерпретацию аномалий большой

амплитуды. Схематизация разреза в связи с этим является неизбежной (наиболее упрощенной является модель Черноморской впадины, где и поле силы тяжести изучено с меньшей точностью и детальностью по сравнению с континентом); но принципиальные особенности модели коры определяются устойчиво.

Расчет гравитационного эффекта плотностной модели проводился по программе В. И. Старостенко (1968), которая позволяет учитывать трехмерное

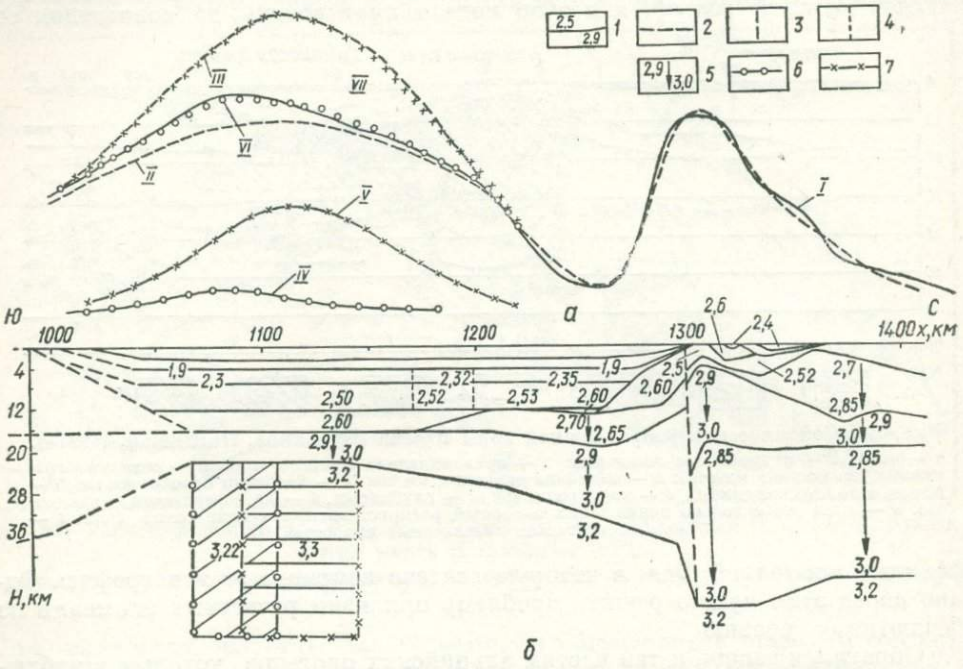


Рис. 33. Наблюденная и расчетная кривые аномалий силы тяжести (*а*) и соответствующая им плотностная модель земной коры Крыма и Черного моря (*б*) (Бурьянов, Павленкова, 1974).

I — кривая наблюденного поля силы тяжести по основному расчетному профилю; *II* — расчетная кривая для данной модели без аномального тела в мантии; *III* — наблюденная кривая по расчетному профилю в восточной части Черного моря; *IV* — гравитационный эффект аномального тела в мантии с плотностью 3,22 г/см³; *V* — то же для соответствующего тела в мантии с плотностью 3,3 г/см³; *VI* — суммарная кривая для IV и II; *VII* — то же для V и II.

1 — границы, разделяющие слои с различной плотностью, конфигурация которых известна по данным геологии или ГСЗ, цифры — величины плотностей в г/см³; *2* — предполагаемые плотностные границы; *3* — вертикальная граница скачка плотности, соответствующая основному глубинному разлому Горного Крыма; *4* — вертикальные границы, разделяющие осадочные слои на условные блоки с разной плотностью; *5* — направление и величина изменения плотности в слоях (линейное нарастание между границами); *6* — границы аномального тела в мантии с плотностью 3,22 г/см³, необходимого для соответствия расчетного поля наблюденному по основному профилю (центральная часть Черного моря); *7* — границы аномального тела в мантии с плотностью 3,3 г/см³, необходимого для объяснения максимума по восточному профилю.

распределение масс и градиентное нарастание плотности с глубиной. Обе эти особенности имеют в данном случае принципиальное значение. Необходимость учета трехмерности объекта для Крыма очевидна, так как максимум Δg и сами Крымские горы ограничены по простиранию. Возможность же оценки влияния градиентности среды по плотности придает моделированию бóльшую объективность, поскольку тем самым принимается во внимание факт нарастания скорости сейсмических волн с глубиной в отдельных слоях.

Приведенная на рис. 33 плотностная модель земной коры Крыма и прилегающих территорий в пределах $\pm$ 3 мгл соответствует наблюденному полю силы тяжести. Положительная аномалия от тела высокой плотности, которое

сопоставляется с зоной повышенных (до 7,0 км/сек) скоростей в ядре Крымских гор, хорошо согласуется с наблюдаемым максимумом. Естественно, что представленная модель отражает одну из возможных форм этого тела, так как при некоторых вариациях избыточной плотности будет соответственно меняться его конфигурация, в том числе положение верхней кромки. Для уточнения решения необходимо располагать другими сведениями, например данными о геологических особенностях строения ядра Крымских гор.

Выполненные расчеты показывают принципиальную возможность объяснения необычного для горных районов гравитационного поля, не ставя под сомнение данные ГСЗ о наличии «корней» у Крымских гор и не нарушая изостатическую уравновешенность этого района утолщенностью «базальтового» слоя. Более детальное определение формы выделенного тела зависит от последующих сейсмических работ. Судя по строению гравитационного максимума, это тело протягивается на запад, в область впадины Черного моря; минимальную глубину его залегания можно предполагать в западной части Главного хребта.

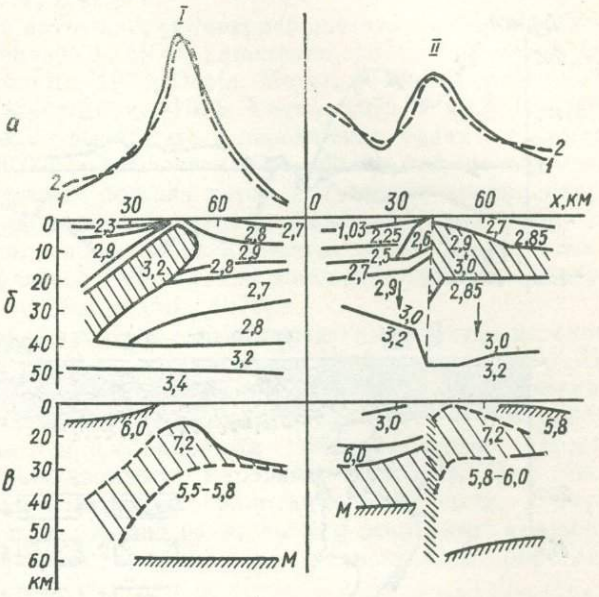


Рис. 34. Сопоставление плотностных и скоростных моделей земной коры района Ивреа в западных Альпах (*I*) и Горного Крыма (*II*) (Бурьянов, Павленкова, 1974).

а — наблюденные (*1*) и расчетные (*2*) кривые силы тяжести для соответствующих плотностных моделей; *б* — плотностные модели (условные обозначения см. на рис. 33) (заштрихованы зоны повышения плотности); *в* — сейсмические разрезы (цифрами обозначены скорости продольных волн V_P в км/сек; заштрихованы зоны повышения V_P).

Существование в верхах коры Крымских гор высокоскоростного и высокоплотностного тела мощностью около 15 км, под которым наблюдаются относительно пониженные скорости и плотности, при общем увеличении толщины коры, установлено в результате взаимодополняющего подбора плотностной и скоростной моделей. Подобное строение земной коры обнаружено ранее в Альпах: в западной части регионального минимума силы тяжести, в районе Ивреа, выделяется максимум, аналогичный Крымскому по амплитуде и величине горизонтальных градиентов (Ботт, 1974). Детальные сейсмические исследования выявили в земной коре на глубине 5—20 км тело со скоростями сейсмических волн около 7,2 км/сек (скорости пород основного ряда), под которым залегает слой с аномально низкими скоростями 5,6—6,0 км/сек. Полученная по сейсмическим данным модель «тела Ивреа» хорошо объясняет наблюденную аномалию силы тяжести.

Сравнение моделей земной коры Крымских гор и «тела Ивреа» показывает сходство их форм (рис. 34). Возможно, наличие таких тел не относится к аномальным явлениям, а наоборот, отражает некую закономерность в развитии альпийской складчатости. Подобное строение имеют, по-видимому, участки максимумов Δg на Западном Кавказе, Большом Балхане, в

северной части Анд (Case, Barnes, Gabriel, Humberto, 1973) и других районах.

Детальное изучение особенностей альпийских орогенных поясов, в том числе по структуре гравитационного поля, может привести к выявлению не только аномальных участков, но и различия в строении звеньев горных систем. В частности, намечается принципиальное отличие между кайнозойскими геосинклиналями к востоку и к западу от Гималаев; последние рассматри-

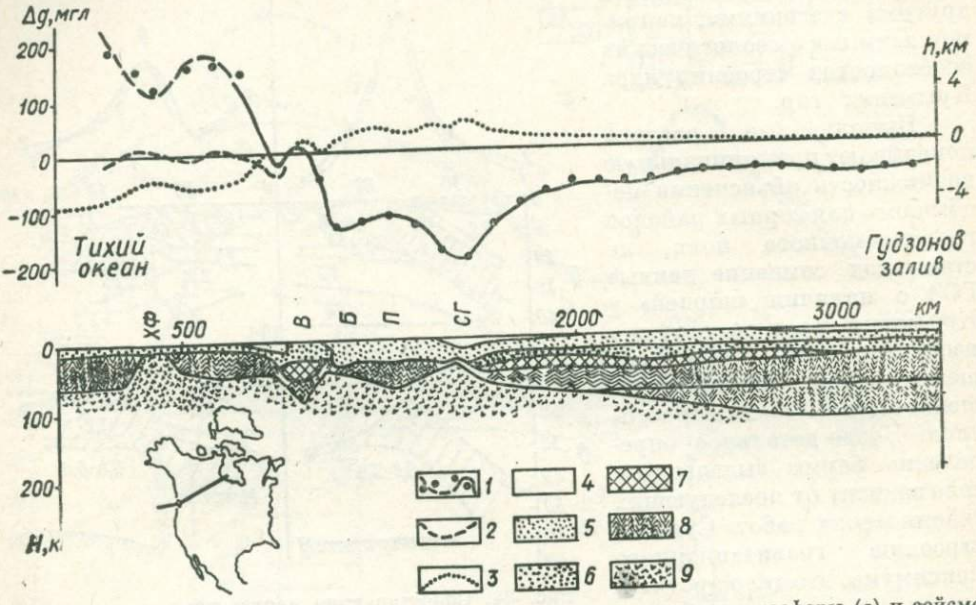


Рис. 35. Графики изменения силы тяжести и высот поверхности литосферы (*а*) и сейсмо-гравиметрический профиль (*б*) Гудзонов залив — Тихий океан (Jacoby, 1973).

V_P — скорости продольных сейсмических волн, определенные по преломленным волнам и дисперсии волн Рэлея; ρ — плотности, определенные подбором наблюденного поля, в скобках — плотности, рассчитанные при условии компенсации нагрузок на глубине 120 км.

1 — аномалии Буге, наблюденные (линия) и расчетные (точки); *2* — аномалии в свободном воздухе; *3* — высоты (глубины) поверхности литосферы; *земная кора: 4* — V_P =5,5 км/сек, ρ = 2,72 (2,82) г/см³; *5* — V_P = 6,1 км/сек, ρ = 2,79 (2,79) г/см³; *6* — V_P = 6,6 км/сек, ρ = 2,95 (2,91) г/см³; *7* — V_P = = 7,2 км/сек, ρ = 2,95 (2,91) г/см³; *верхняя мантия: 8* — 8,2 км/сек, ρ = 3,10 (3,09) г/см³; *9* — 7,8—8,1 км/сек, ρ = 3,04 (3,04) г/см³.

ХФ — поднятие Хуан-де-Фука, *В* — о-в Ванкувер, *Б* — Береговой хребет; *П* — Внутреннее плато, *СГ* — грабен Скалистых гор.

ваются в качестве естественного рубежа между Средиземноморским и Тихоокеанским складчатыми поясами (Петрушевский, 1970).

Описание материковых структур представляется уместным заключить обзорным разрезом через территорию Канады (рис. 35), по которому строение земной коры и верхней мантии согласовано с наблюденным полем силы тяжести и с сейсмическими данными (Jacoby, 1973).

Переходные зоны. Глубоководные желоба и островные дуги

Как известно, ограничения материков подразделяются на два основных типа — атлантический и тихоокеанский, или пассивный и активный (Белоусов, 1975). Общая закономерность обоих типов перехода состоит в замене мощной коры континентального типа океанической корой, в связи с чем наблюдается резкое возрастание значений поля силы тяжести в редукции Буге над акваториями (рис. 35). Периферии атлантического типа характеризуются

срезанием материковых тектонических структур континентальными склонами, подножия которых, как правило, не осложнены желобами. Ограничения тихоокеанского типа согласуются с простиранием мезо-кайнозойских структур побережья и проявляются в виде глубоководных желобов у подножия континентов либо сочетанием желобов с островными дугами, отчленяющими от океана котловины окраинных морей.

Строение переходных зон изучено гравиметрией достаточно хорошо (Уорзел, 1969; «Окраины континентов...», 1970; Гапоненко, 1971; Грачев, Кулаков, Литинский, 1972; Rabinowitz, 1972; Ocola, Meyer, 1973a; Cochran, 1973; Андреев, 1974; Silver, Case, Macgillavry, 1975; Kogan, 1975, и др.). На основании этих исследований сделан вывод, что в переходных зонах атлантического типа мощность коры резко сокращается с 25—30 км под шельфами до 10—15 км в океанах с изменением состава коры: в пределах континентального склона почти полностью выклинивается «гранитный» слой, меняются мощности и соотношения осадочного и «базальтового» слоев. Кроме того, в переходных зонах обнаруживается латеральное изменение плотности верхней мантии (Грачев, Кулаков, Литинский, 1972).

При детальном изучении континентальных окраин выявляется их сложное строение. Прежде всего оно выражается наличием хребтов в рельефе фундамента, которые обнаружены вдоль восточного берега Северной Америки, на окраинах Норвегии, у побережья Кении, на шельфе Анголы. Эти хребты слагаются высокоплотными докембрийскими образованиями (Норвегия, Ангола), а также изверженными породами (Ангола). Они часто отображаются локальными максимумами гравитационного поля, которые могут быть приурочены как к шельфовой зоне, так и к основанию континентального склона, при различной ориентировке относительно береговой линии.

Высказывается мнение, что сложенные высокоплотными породами участки фундамента, которые простираются параллельно берегу, служили «шарнирами», контролирующими местоположение континентального обрыва. Другие хребты фундамента в пределах шельфа являются продолжением континентальных структур (комплексы Лонга и Морро Лиза Анголы). На ангольском континентальном склоне выявлены диапировые структуры, которые генетически связываются с соленосными формациями материкового бассейна Кванза (Rabinowitz, 1972).

В пределах Арктического шельфа устанавливается различное соотношение магнитных и гравитационных аномалий для разных его участков, в том числе для зоны континентального склона. Интерпретация потенциальных полей приводит к представлению о продолжении в область шельфа современных структур материка (Гапоненко, 1973).

Северная окраинная зона Южной Америки состоит из нескольких крупных осадочных бассейнов, островной дуги и широкого внешнего подводного хребта. Расчеты по аномалиям силы тяжести показывают, что островная дуга подстилается корой относительно высокой (до 3,0 г/см^3) плотности, имеющей максимальную мощность 32 км под о-вом Кюрасао при минимальной 14 км. Плотность верхней мантии изменяется от 3,45 (Венесуэльский бассейн) до 3,40 г/см^3 под окраинной зоной. Резкий вертикальный контакт блоков с разной плотностью мантии намечается под южным склоном хребта Кюрасао (Silver, Case, Macgillavry, 1975).

Дуга Малых Антильских островов, отделяющая Карибский бассейн от Атлантики, по данным количественного анализа гравитационных и магнитных аномалий методом моделирования, находится на границе двух типов коры и характеризуется довольно мощным, до 35 км, корнем (рис. 36).

С учетом геологических данных, указывающих на сложное строение этой геоструктуры, Малые Антильские о-ва считаются примером зрелой островной дуги (Westbrook, 1975).

Желоба, выделяемые в пределах континентальных окраин атлантического типа, отличаются осевыми локальными максимумами аномалий Фая с амплитудой около 50 мгл. На основании расчетов эти аномалии связывают с дайковыми интрузиями пород базальтового ряда, пронизывающими утоненную кору, в связи с чем выдвигается гипотеза рифтогенного образования таких структур (Buckley, Bailey, 1975).

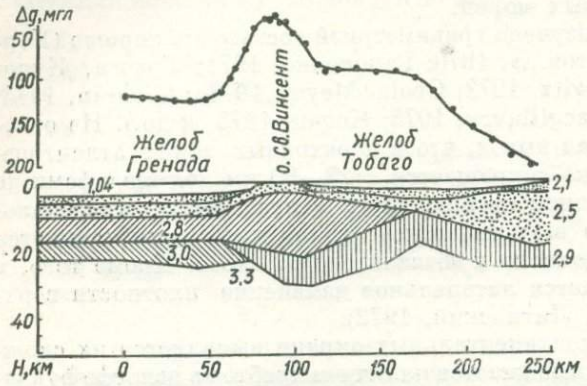


Рис. 36. Вариант модели строения земной коры Малых Антильских о-ов по данным гравиметрии и сейсморазведки на широте 13° 04′ (Westbrook, 1975).

Точки — наблюденные значения силы тяжести, сплошная кривая — расчетные значения. *Цифры на разрезе* — плотности в г/см³.

Для переходных зонтихоокеанского типа при наличии краевого желоба характерна глубокая гравитационная депрессия в редукции Фая, минимум которой приурочен к оси желоба. Строение поля переходной зоны в целом можно иллюстрировать на примере широко известной («Окраины континентов...», 1970) Перуанско-Чилийской аномалии: резкий подъем кривой Δg у бровки континентального склона сменяется глубоким минимумом (в редукции Буге) над прибрежным горным сооружением Анд. Особенности этой аномалии в районе желоба объяснялись либо утонением земной коры при однородной верхней мантии, либо уплотнением мантии вблизи от оси желоба при нормальной коре. Оба эти варианта несколько противоречат данным сейсморазведки методом преломленных волн, согласно которым аномалии скоростей в коре и верхней мантии в районе Перуанско-Чилийского желоба не обнаружены. В связи с этим делаются попытки объяснить строение поля силы тяжести с позиций поддвигания литосферы под Южно-Американский континент, приписывая погружающейся части плиты переменную плотность — от +0,28 г/см³ на глубинах 30—80 км до +0,05 г/см³ на глубине более 150 км (Grow, Bowin, 1975).

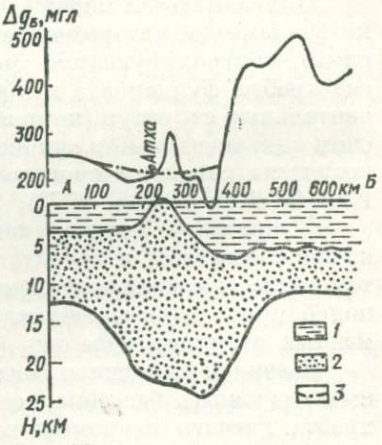


Рис. 37. Характер изменения аномалий Буге и мощности земной коры вкрест простирания Алеутской островной дуги и глубоководного желоба (Павлов, Строев, 1975).

1 — вода; *2* — земная кора; *3* — осредненные аномалии Буге.

Однако разрезы земной коры Перуанско-Чилийской переходной зоны, построенные на основании сейсмических данных, могут быть согласованы с аномалиями силы тяжести и без привлечения идеи субдукции. При этом возникновение сейсмически активной зоны объясняется смещением на глубине около 55 км области избыточного давления от континентальной к океанической коре (Ocola, Meyer, 1973a).

Второй подтип тихоокеанской переходной зоны — сочетание глубоководных желобов с островными дугами — представляют Алеутские (рис. 37) и Курильские острова. На рис. 38 изображены графики аномалий Буге $\Delta g_Б$ и изостатических аномалий $\Delta g_{из}$ вкрест простирания Курильской гряды. Поле $\Delta g_Б$ имеет относительный максимум над островом Итуруп и минимум над западным склоном Курильского желоба, что интерпретируется сдвигом утолщения земной коры (мощность до 35 км) в сторону желоба. В изостатической редукции остров отражается максимумом, а желоб — минимумом.

Подобный характер поля силы тяжести наблюдается над Японской островной дугой с той разницей, что сопутствующий желоб в гравитационном поле почти не отражается. Мощность земной коры в районе о-ва Хонсю оценивается в 30 км; увеличивается она относительно котловины Японского моря за счет как «гранитного», так и «базальтового» слоев. При подборе аномалии Буге под островной дугой выявлено разуплотнение в 0,1 г/см³ относительно средней плотности 3,3 г/см³, которое коррелируется с пониженной скоростью продольных волн (7,75 км/сек). Под Японским желобом и далее в западной котловине Тихого океана отмечается некоторое повышение плотности — на 0,03—0,05 г/см³ (Берсенев, Гайнанов, Ковылин, Строев, 1970; Yoshii, 1973). Повышение плотности до 0,1—0,2 г/см³ коррелируется с верхними частями сейсмофокальных зон (Туезов, 1974).

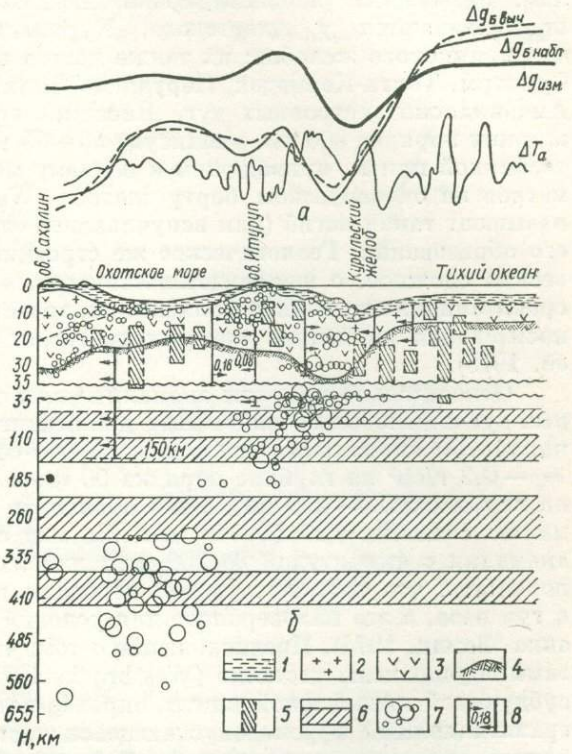


Рис. 38. Графики изменения гравитационного и магнитного полей (*а*) и разрез земной коры и мантии (*б*) по профилю о-в Сахалин — о-в Итуруп — Тихий океан (Гайнанов и др., 1972).

1 — осадочный слой; *2* — «гранитный» слой; *3* — «базальтовый» слой; *4* — граница М; *5* — магнитовозмущающие тела (поперечные размеры не в масштабе); *6* — астеносферные слои; *7* — гипоцентры землетрясений; *8* — разломы по гравиметрическим данным (стрелки указывают направление разуплотнения, цифры — скачок плотностей).

По строению гравитационного поля переходные зоны, относимые к одному типу, могут быть существенно различными; это видно на примере сравнения гравитационных полей Курильских о-вов и желоба Тонга (Kogan, 1975). Как уже отмечалось ранее, непохожими, специфическими аномалиями характеризуются Индонезийская переходная зона, островные дуги Карибского бассейна и окаймление моря Скоша (Южные Антилы). Однако замечено (Физика Земли, 1974), что в пределах каждого участка островной дуги величины амплитуд положительных и отрицательных аномалий, после учета регионального фона, близки между собой. Расстояние между экстремумами составляет 110—120 км; намечается корреляция между отрицательными значениями аномалий Фая и глубиной желоба относительно среднего

уровня рельефа прилегающего района океана (если желоба не засыпаны осадками). Величины и характер аномалий Фая принципиально соответствуют генерализованному рельефу дна: положительные над грядами, отрицательные над желобами со смещением экстремума в сторону внутреннего склона, и слабые положительные над передовыми валами.

Аномалии внешних склонов желобов подверглись специальному изучению (Watts, Talwani, 1974), в результате чего было установлено, что эти аномалии, называемые внешним гравитационным максимумом, систематически прослеживаются у Алеутского, Курильского, Японского, Бонинского, Филиппинского желобов; их также можно предположить у желобов Явы и Суматры, Тонга-Кермадек, Перуанско-Чилийского и у желобов Центрально-Американских островных дуг. Внешний гравитационный максимум имеет ширину порядка 600 км, амплитуду 50—60 мгл; он объясняется изгибом литосферной плиты, приводящим к подъему морского дна на несколько сотен метров на океаническом борту желоба (Watts, Talwani, 1974). Эти авторы называют такой изгиб (или вспучивание) «простым», имея в виду механизм его образования. Геологическое же строение океанических склонов желобов весьма сложное, о чем свидетельствует значительная дифференцированность гравитационного поля с большим количеством локальных аномалий, относительная амплитуда которых достигает 60—100 мгл (Павлов, Строев, 1975).

Относительно природы аномалий силы тяжести над комплексом островных дуг и желобов обоснованных данных не получено. Попытка рассчитать параметры аномальных тел показала, что сочетанием дефекта масс с $\Delta\sigma = -0{,}2$ г/см^3 на глубине порядка 50 км и уплотнения с $\Delta\sigma = +0{,}1$ г/см^3 на глубинах 100—250 км можно объяснить типичную гравитационную аномалию с амплитудой 50—70 мгл. Но над островными дугами встречаются аномалии с амплитудой до 200 мгл; для их объяснения необходимо предположить, что соответствующие перепады плотностей должны быть больше в три раза, а это маловероятно для условий верхних частей литосферы (Физика Земли, 1974). Предположение о том, что аномалии над островными дугами обусловлены частично (Westbrook, 1975) или полностью (Kogan, 1975) субдукцией литосферной плиты, опровергается расчетами, согласно которым гравитационный эффект опускающейся части плиты несущественен и имеет радиус автокорреляции намного больший, чем наблюдается в действительности; в связи с этим гравитационные аномалии островных дуг предлагается объяснять не особенностями геологического разреза, а процессами сдавливания силой в несколько десятков килобар (Watts, Talwani, 1974).

Имеется точка зрения, согласно которой положительные аномалии Буге над островными дугами с корой континентального типа объясняются просто эффектом сложения краевых аномалий. Этот эффект, проявляющийся особенно заметно в случае большой мощности рыхлых осадков, покрывающих подножье склонов островных дуг и прилегающих желобов, характеризует рассматриваемые структуры как в целом изостатически уравновешенные, вопреки сложившемуся мнению о резком нарушении изостазии на стыках континентов и океанов (Грачев, Кулаков, Литинский, 1972).

Следует отметить, что, по крайней мере, часть положительного гравитационного эффекта над островными дугами может быть объяснена внедрением пород основного состава (Косыгин, Павлов, 1974; Keagey, 1974). Кроме того, представление о форме, величине и соответственно о природе аномалий может скорректироваться после более тщательного учета влияния реальной топографии морского дна (Кучериненко, 1975).

Окраинные и внутренние моря

Окраинные моря подстилаются корой субокеанического типа, поэтому поле силы тяжести над ними в редукции Буге характеризуется повышенными значениями (рис. 39) по сравнению с полем над континентом и островными дугами. При этом рисунок изоаномал обнаруживает, даже при недостаточно детальной изученности, сложную структуру земной коры в пределах акваторий морей переходных зон. Так, согласно Ю. А. Павлову с соавторами

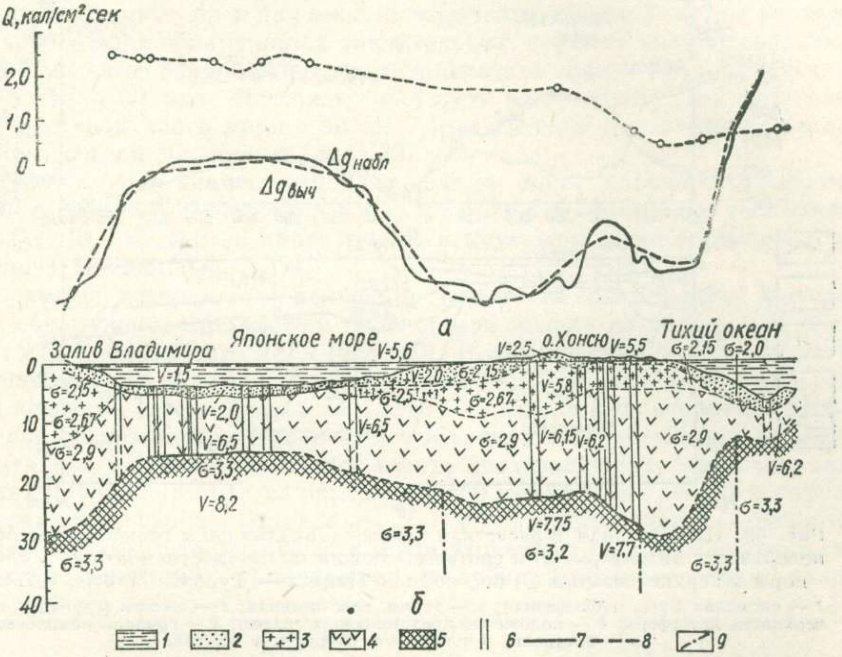


Рис. 39. Графики изменения теплового и гравитационного полей (*а*) и сводный разрез земной коры (*б*) по линии залив Владимира — о-в Хонсю — Тихий океан (Берсенев, Гайнанов, Ковылин, Строев, 1970).

1 — вода; *2* — осадочный слой; *3* — «гранитный» слой; *4* — «базальтовый» слой; *5* — граница М; *6* — пункты ГСЗ; *7* — границы по наблюденным данным; *8* — границы по вычисленным данным; *9* — границы изменения плотности вещества верхней мантии.

(1972), неоднородности различных типов, выявленные в гравитационном поле Охотского моря, свидетельствуют о существовании в его пределах разновозрастных образований. Аномалии в северной части моря достаточно отчетливо подразделяются по ориентировке на широтные и меридиональные. Это, вероятно, обусловлено тем, что здесь на гравитационное поле оказывают влияние как более древние структуры, протягивающиеся с материка и имеющие в основном меридиональное простирание, так и более молодые, находящие отражение в рельефе дна и ориентированные преимущественно в широтном и субширотном направлениях. К центральной части моря влияние древних структур, по-видимому, ослабевает и не находит отражения в аномалиях. Здесь наблюдаются локальные аномалии широтного простирания, близкого к простиранию подводных возвышенностей. Гравитационное поле центральной части Охотского моря, таким образом, отражает вероятное выклинивание, погружение или более интенсивную переработку древних образований в процессе последующего геологического развития. Особенностью

распределения локальных аномалий в южной части моря являются их приуроченность к окраине глубоководной Курильской котловины и простирание, перпендикулярное ее контуру. Эти закономерности, вероятно, связаны с мелкими структурными формами, затухающими в пределах самой впадины и, как показывают ориентировочные расчеты, по глубине не выходящими за пределы земной коры (Павлов, Сычев, Туезов и др., 1972).

Не менее сложной структурой характеризуется поле силы тяжести в редукции Фая в пределах акваторий внутренних морей, в частности Черного

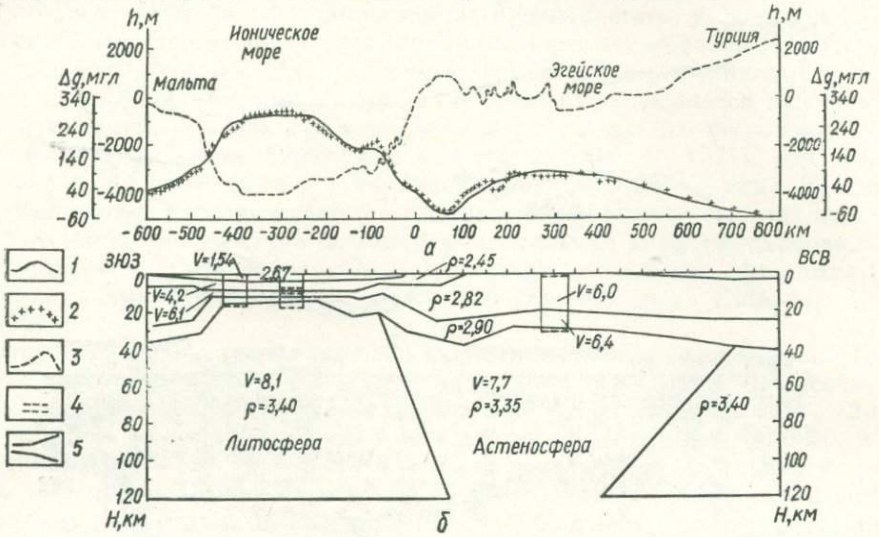


Рис. 40. Наблюденная и расчетная кривые аномалии силы тяжести и высоты поверхности литосферы (*а*) и соответствующая им плотностная модель земной коры и верхней мантии (*б*) по профилю Мальта — Турция (Makris, 1975).

1 — аномалия Буге, наблюденная; *2* — то же, рассчитанная; *3* — высоты (глубины) поверхности литосферы; *4* — положение преломляющих границ; *5* — границы комплексов; ρ — плотность в г/см³; *V* — скорость в км/сек.

и Азовского. По данным Ю. Д. Буланже и соавторов (1975), перепады между экстремумами отрицательных и положительных аномалий достигают значительных величин. Отрицательные поля преобладают в центральной, южной и восточной частях Черного моря, а также на всей акватории Азовского моря, за исключением ее северо-западной части. Слабые, но территориально обширные положительные аномалии выделяются в восточной и западной частях Черного моря. Большие положительные аномалии наблюдаются между Констанцей и Севастополем; на юго-восток они продолжаются вдоль континентального склона от Крыма к Новороссийску. Знакопеременное слабоаномальное поле охватывает область северо-западного мелководья к югу от Одессы.

Прилегающие к Черному и Азовскому морям территории Болгарии, Румынии, Молдавии, южных районов Украины и Ростовской области характеризуются слабым или умеренным, как правило, мозаичным аномальным полем положительного знака. На территории Краснодарского и Ставропольского краев аномалии знакопеременные. В полосе Краснодар — Ачуево — берег Азовского моря выделяется обширная гравитационная депрессия; южнее, в полосе Анапа — Туапсе, располагается крупная линейная положительная аномалия, продолжающаяся на восток и достигающая наибольших значений в высокогорных районах Кавказа. В Колхидской низменности выделяются отрицательные аномалии умеренной амплитуды.

У южных берегов Крыма отмечены большие горизонтальные градиенты аномалий силы тяжести, прослеживающиеся вдоль континентального склона до района Гагры. На юге Азовского моря наблюдается значительный градиент аномалий силы тяжести субширотного простирания.

Гравитационное поле Черноморской впадины, таким образом, не имеет резкого отличия от поля прилегающих территорий, что особенно наглядно проявляется в аномалиях в изостатической редукции (Буланже, Балавадзе, Субботин и др., 1975).

Неоднородное строение характерно не только для земной коры окраинных и внутренних морей, но и для нижних частей литосферы. Так, при расчете модели Черного моря обнаружился значительный дефицит масс по сравнению с типичной моделью земной коры, гравитационный эффект которой обычно составляет около 50 мгл. Это свидетельствует, по-видимому, об уплотнении мантии в осевой части моря с $\Delta\sigma$ от 0,1 до 0,2 г/см^3 при различной ширине зоны повышенной плотности (рис. 33).

Модель с уплотнением мантии в центре моря хорошо согласуется с данными о граничных скоростях вдоль поверхности М, которые увеличиваются от 8,0 до 8,2 км/сек по направлению к внутренним частям Черного моря (Бурьянов, Павленкова, 1974).

Обширные латеральные изменения плотности земной коры и верхней мантии обнаружены при расчете плотностной модели по профилю Мальта — Турция для Средиземного моря (рис. 40). В соответствии с этими расчетами, опирающимися на данные сейсморазведки, под Эгейским морем намечается подъем вещества астеносферы в литосферу — «литотермальное перо». Однако это «перо», движением которого вверх объясняется современная тектоническая активность Греции, может обусловить повышение значений силы тяжести только порядка 100 мгл из перепада в 450 мгл между Грецией и глубоким Ионическим бассейном. Остальные 350 мгл, должно быть, обусловлены влиянием осадков, а также существенным утонением коры Ионического моря, которая, по-видимому, принадлежит к субокеаническому типу (Makris, 1975).

Глубоководные котловины

Впадины морского дна с утоненной корой довольно характерны для акваторий внутренних и окраинных морей. Строение таких геоструктур рассмотрим на примере Берингова моря, где расчет мощности земной коры выполнен по аномалиям Буге (Павлов, Строев, 1975). Максимальные значения аномалий Буге в пределах Берингова моря приурочены к глубоководным котловинам — Алеутской, Командорской и Бауэрс, где они превышают 200—300 мгл (рис. 41). На склонах этих котловин интенсивность гравитационных аномалий резко снижается; образуются «ступени» с градиентами до 4—5 мгл/км. В западной части моря зоны повышенных градиентов непосредственно примыкают к участкам суши в районе Камчатки и Корякского нагорья, а в северном и восточном направлениях повышенное аномальное поле Алеутской котловины после резкого спада в районе континентального склона сменяется в пределах шельфа слабо дифференцированным спокойным полем интенсивностью около 20 мгл.

Для определения глубины залегания подошвы земной коры использовались значения аномалий Буге, осредненные по квадратам $1 \times 1°$, в которых влияние локальных внутрикоровых плотностных неоднородностей снивелировано. Вычисления выполнялись по формуле отклонений глубины залегания подошвы коры от «нормальной», пропорциональных величине аномалий

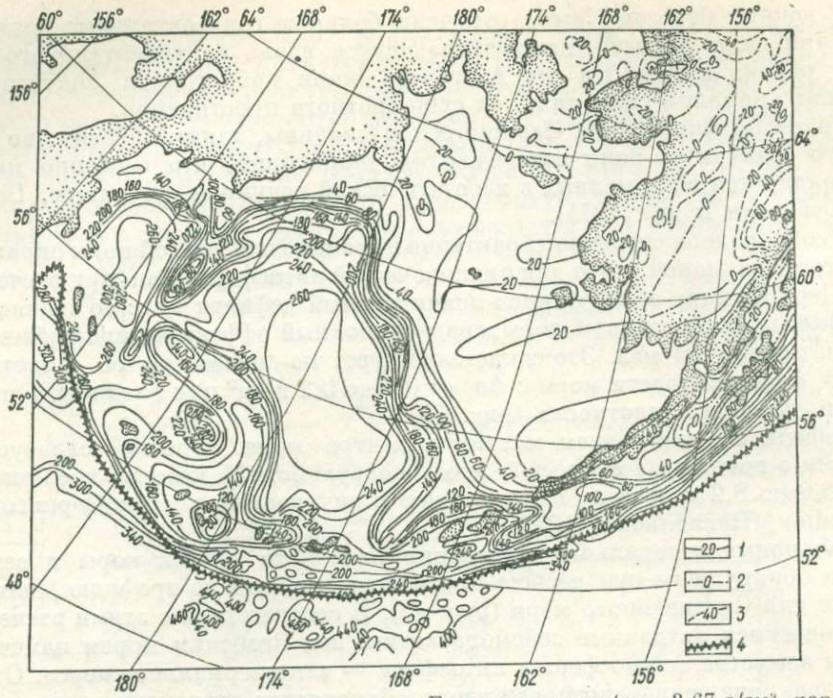


Рис. 41. Аномалии Буге на акватории Берингова моря ($\sigma = 2{,}67$ г/см^3, нормальная формула — международная 1930 г.) (Павлов, Строев, 1975).

Изоаномалы в мгл: *1* — положительные, *2* — нулевые, *3* — отрицательные, *4* — ось глубоководного желоба.

Буге. Разность плотности на границе кора — мантия принята равной 0,4 г/см^3. Результаты расчетов представлены в виде схемы рельефа указанной границы (рис. 42).

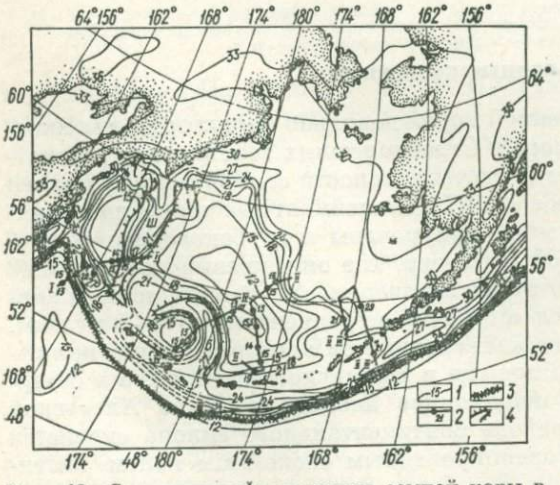


Рис. 42. Схема рельефа подошвы земной коры в Беринговом море и на прилегающих участках суши (Павлов, Строев, 1975).

1 — изобаты подошвы земной коры (в км); *2* — профили ГСЗ и точки, в которых определялась глубина поверхности М, км; *3* — ось глубоководного желоба; *4* — контуры подводных возвышенностей (Ш — Ширшова, Б — Бауэрс).

Из схемы видно, что в глубоководных впадинах Берингова моря глубины до мантии минимальны в котловинах Командорской и Бауэрс — около 15 км (по сейсмическим данным 13 км), а в Алеутской — до 12 км, что отвечает мощности коры 11 и 8 км соответственно. В Алеутской котловине выделяется локальное утолщение коры размером $200 \times (50—75)$ км, природа которого еще не ясна. При переходе от глубоководных котловин к шельфу Берингова моря и Азиатскому континенту подошва коры погружается под углами 30—40° до глубины 27—33 км (Павлов, Строев, 1975). Есть данные о том, что верхняя мантия под окраинными морями имеет, повышенную плотность (Yoshii, 1973).

Глубоководные котловины океанов также отличаются высокими значениями аномалий Буге (до + 450 мгл). Аномалии Фая — спокойные, характеризующиеся близкими к нулю положительными или отрицательными значениями. Намечается корреляция глубоководных котловин Тихого океана с отрицательными глобальными аномалиями, полученными по данным ИСЗ: в северо-восточной части Южной, в Северо-Западной, Северо-Восточной и Перуанской котловинах (Гайнанов, Строев, Федынский, 1974). Мощность коры в их пределах оценивается в 6—8 км. Отмечается зависимость величин аномалий Буге от глубины котловин: при $h = 6{,}5$ км и более $\Delta g_{\text{Б}}$ достигает +420 мгл (Канарская и Северо-Американская котловины); при глубинах до 5 км $\Delta g_{\text{Б}}$ составляет от +340 до +370 мгл (Иберийская, Западно-Европейская, Бразильская котловины); несколько пониженными значениями отражается Гвианская котловина: от +280 до +320 мгл (Гайнанов, Корякин, 1975). По-видимому, более высокая интенсивность аномалий Буге для океанических котловин связана не только с большей их амплитудой по сравнению с котловинами окраинных и внутренних морей, а и с относительно меньшей мощностью коры.

Подводные возвышенности и хребты

На дне океанов обнаружено множество (только в Тихом океане более десяти тысяч) подводных гор, как одиночных, так и объединенных в цепи и хребты. Изучение морских гор (Menzel, 1971; Малахов, 1972; Watts, Cochran, 1974; Городницкий, 1975; Watts, Cochran, Selzer, 1975 и др.) позволило подразделить их на три основных типа. Первый — изометрические конусы на склонах срединноокеанических хребтов, сложенные толеитами и базальтами, над которыми наблюдаются локальные максимумы аномалий Фая в 50 мгл и более. Второй тип — горы глубоководного ложа, которые могут объединяться в хребты; приурочены они к крупным разломам. Это — вулканы в форме конусов и гайотов, сложенные породами базальтового ряда. В большинстве случаев они выделяются положительными аномалиями Фая и Буге с интенсивными локальными максимумами (до 110 мгл) над кальдерами. Третий тип — подводные возвышенности в зонах перехода от континентов к океанам, часто связанные с островными дугами. Такие образования характерны для областей развитого андезитового вулканизма тихоокеанского кольца. Они обычно сопровождаются изометрическими минимумами аномалий Буге небольшой (примерно —10 мгл) амплитуды, возрастающей до —50 мгл на кальдерами, заполненными пирокластическим материалом (Городницкий, 1975).

Подводные поднятия, как правило, характеризуются пониженными значениями аномалий Буге по сравнению с окружающими их котловинами. Глыбовые поднятия и возвышенности отмечаются небольшими положительными значениями аномалий в свободном воздухе, например над возвышенностью Шатского +40 мгл (аномалии Буге +170 мгл). Над сводовыми поднятиями, вулканическими хребтами, подводными цепями наблюдаются интенсивные аномалии Фая: над Гавайской цепью — более +200 мгл ($\Delta g_{\text{Б}}$ до 200 мгл), над Императорскими горами — до +140 мгл ($\Delta g_{\text{Б}}$ +200 мгл). Для Атлантики типичны субширотные и широтные понижения поля в редукции Буге (до +100 мгл), пересекающие океан в районах Исландии, Азорских о-вов (от Гибралтара до Большой Ньюфаундлендской банки), островов Тристан-да-Кунья, возвышенности Рио-Гранде и Китового хребта. На вулканических островах Мадера, Канарских, Зеленого мыса аномалии Буге превышают (+200) — (+250) мгл, на Бермудах +300 мгл (Гайнанов, Строев, Федынский, 1974; Гайнанов, Корякин, 1975).

Понижения интенсивности аномалий Буге приурочены к подводным хребтам Ширшова и Бауэрс, разделяющим глубоководные котловины Берингова моря. При этом перепад аномалий в пределах хребтов по сравнению с котловинами достигает 100—200 мгл. На хребте Ширшова аномалии возрастают от +60 мгл на северной до (+200) — (+220) мгл на южной его оконечности с локальным понижением до +80 мгл в центральной части хребта. Для хребта Бауэрса характерно повышение аномалий Буге от (+80)—(+100) мгл в районе его сочленения с Алеутской островной дугой до +180 мгл в центральной части и до +140 мгл в западной оконечности хребта. Эти изменения гравитационного поля связываются с утолщением коры под хребтами до 25—26 км (Павлов, Строев, 1975).

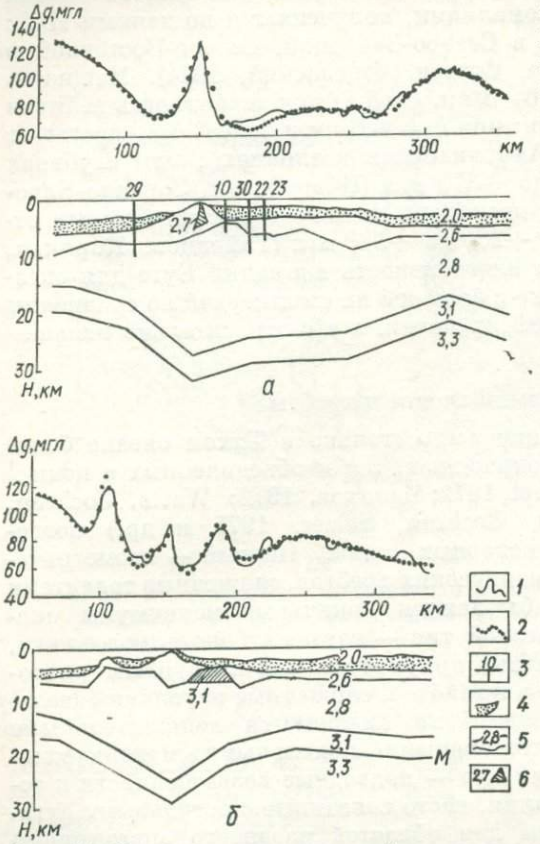


Рис. 43. Интерпретация аномалий силы тяжести в редукции Буге над подводным хребтом Авес, Восточно-Карибский бассейн.

а — по линии вдоль 15° 30′ сев. широты; *б* — по линии вдоль 14° 10′ сев. широты (Keargey, 1974). *1* — аномалии наблюденные; *2* — то же, рассчитанные; *3* — пересечения с профилями МПВ; *4* — осадочный слой; *5* — границы плотностных комплексов; *6* — локальные уплотнения. Цифры на разрезе — плотности в г/см³

Для океанических сводовых поднятий и вулканических хребтов мощность коры оценивается в 12—18 км, для глыбовых поднятий — до 20—22 км (Гайнанов, Корякин, Пантелеев, 1975).

Более детальное изучение подводных хребтов показывает, что они имеют неодинаковое строение, связанное прежде всего с различным генезисом. Наиболее просто устроены хребты типа Средиземноморского, который сложен осадочными породами невысокой степени метаморфизма. Он отмечается линейным минимумом аномалий Фая интенсивностью от —120 до —250 мгл. Подбор поля дает два основных варианта плотностной модели: погружение кровли кристаллических пород на глубине примерно 7 км при $\Delta\sigma = -0{,}57$ г/см³ и погружение кровли мантии на глубинах около 25 км при $\Delta\sigma = -0{,}59$ г/см³. Первый вариант считается предпочтительным (Rabinovitz, Ryan, 1970). Аналогичное строение — породы, смятые в складки и вспученные, — имеет хребет Барбадос, который является аванпостом островной дуги Малых Антильских о-вов (Westbrook, 1975).

Хребет Авес, расположенный к западу от Малых Антильских о-вов между желобом Гренада и Венесуэльской котловиной, имеет в поперечном сечении двугорбую форму, которая, однако, выдерживается не на всем протяжении. Локальные максимумы поля силы тяжести объясняются рельефом поверхности консолидированной коры и внедрениями масс повышенной плотности. Причем эти внедрения выделяются и в ядре поднятия, и в стороне от него, различаясь также по избыточной плотности: +0,1 г/см³ в первом

случае (рис. 43, *а*) и +0,5 г/см³ во втором (рис. 43, *б*). Общий дефицит масс под хребтом объясняется наличием корня мощностью до 25 км. На основании количественного анализа поля силы тяжести с использованием данных сейсморазведки и геологии хребет Авес рассматривается как погруженная древняя островная дуга (Kearey, 1974).

Строение, подобное хребту Авес, имеют и другие подводные горы. Так, у хребта Китового по расчетам намечается «легкий» корень мощностью вдвое большей по сравнению с нормальной океанической корой (Goslin, Sibuet, 1975). Плотностная модель хребта Горриндж, отвечающая наблюденному полю силы тяжести, предполагает наличие высокоплотного (более 3,0 г/см³) ядра в основании хребта (Purdy, 1975).

Подбор модели строения и физических свойств литосферы и астеносферы, удовлетворяющей наблюденному гравитационному полю в районе цепи Гавайи — Императорские горы, а также в районе г. Метеор, дает основание полагать, что их погружение произошло за счет прогибания литосферы под влиянием собственной нагрузки гор, без существенных изменений свойств мантии под цепью (Watts, Cochran, 1974; Watts, Cochran, Selzer, 1975). По мнению авторов, придерживающихся этих взглядов, подобным механизмом следует объяснять отрицательные аномалии в районе других океанических поднятий, в частности над Галапагосской платформой (Discussion on the paper..., 1974). По другой точке зрения предполагается, что отрицательные аномалии, в частности на Гавайях, связаны с внедрениями в литосферу расплавов, образованных в нижележащих слоях (Yoshii, 1973). В зависимости от того, какое из этих положений окажется ближе к истине, подводные хребты типа Императорских гор либо будут генетически отличаться от срединно-океанических хребтов, либо обнаружится их родство с последними.

Над срединно-океаническими хребтами наблюдается обычно небольшое относительное увеличение амплитуды аномалий Фая и региональное уменьшение аномалий Буге. Так, над Восточно-Тихоокеанским поднятием $\Delta g_Ф$ составляет (+20)—(+40) мгл, а $\Delta g_Б$—до +180 мгл над гребнем при +320 мгл над окружающими котловинами. Хребет Рейкьянес характеризуется величинами + 120 мгл на фоне (+200) — (+240) мгл, Северо-Атлантический +200 мгл на фоне (+320)—(+360) мгл, Южно-Атлантический—(+160)—(+200) мгл, Африкано-Антарктический — (+140) мгл (Гайнанов, Корякин, 1975).

Понижение скорости и плотности в верхах мантии под центральными рифтовыми долинами срединно-океанических хребтов можно считать одним из самых характерных признаков этого типа геоструктур (Пузырев, Крылов, Мишенькин и др., 1975; Буданов, Гайнанов, Коган и др., 1975). Однако конкретное строение оснований срединно-океанических хребтов и в том числе объемов разуплотненной мантии нельзя считать установленным однозначно. Так, М. Тальвани с соавторами предлагал три варианта строения земной коры и верхней мантии Срединно-Атлантического хребта, удовлетворяющих данным сейсморазведки и наблюденной аномалии силы тяжести в редукции Буге. Область разуплотнения рассматривалась как крупное тело, непосредственно подстилающее надбазальтовый слой коры (фундамент) и состоящее из материала мантии (σ = 3,40 г/см³), который перешел в высокотемпературную фазу с плотностью около 3,15 г/см³ (Talwani, Le Pichon, Ewing, 1965). Поскольку такое образование вблизи дна океана должно было привести к значениям теплового потока, намного превышающим наблюдаемые, причем не только вблизи оси хребта, а и на удалении от нее примерно до 300 км в обе стороны, был предложен иной вариант интерпретации аномалий гравитационного поля, учитывающий те же данные о строении земной коры (рис. 44).

Этот вариант исходил из представления, что большой по объему очаг фазового перехода образуется не изолированно от слоя высокотемпературной фазы, а вследствие перемещения его границ в вертикальном направлении. С учетом значительных градиентов кривой аномалии Буге над хребтом было принято, что смещалась в основном верхняя фазовая граница, причем на значительном протяжении. Над горизонтально вытянутым очагом фазового перехода, имеющего плотность 3,15 г/см³, образовалась зона растяжения, наиболее проявившаяся в своде возникающего поднятия. Расплавленный материал из слоя низких плотностей, сложенного породами легкоплавкой фракции, поступал в ослабленные нарушениями зоны. Проникая до подошвы коры, а иногда и изливаясь на поверхность дна океана, этот материал существенно изменял состав пород слагавших толщу до образования очага. В результате в зонах наиболее развитой трещиноватости происходило снижение плотности пород мантии до 3,35—3,29 г/см³, уменьшение скорости сейсмических волн, повышение температуры среды. Внедрившийся в приповерхностные области материал постепенно остывал, уменьшаясь в объеме. При интенсивной трещиноватости в ослабленную зону внедрялся больший объем расплава, обусловливая значительные изменения плотности и других физических параметров. С этой точки зрения легче объяснить резкий минимум кривой аномалий Буге в своде срединно-океанических хребтов (Гутерман, Старостенко, Яценко, 1971).

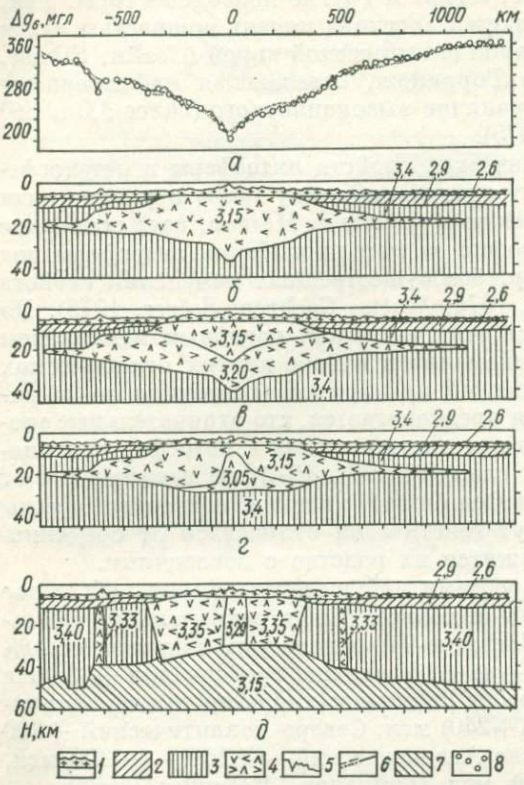


Рис. 44. Схемы строения земной коры и верхней мантии Срединно-Атлантического хребта (Гутерман, Старостенко, Яценко, 1971).

а — график $\Delta g_Б$; *б*, *в*, *г* — варианты интерпретации (Talwani, Le Pichon, Ewing, 1965), *д* — вариант, предлагаемый В. Г. Гутерманом, В. И. Старостенко, Ю. П. Яценко (1971).

1 — фундамент; *2* — океанический («базальтовый») слой; *3* — мантия; *4* — измененная мантия; *5* — наблюденные аномалии в редукции Буге; *6* — расчетные аномалии, соответствующие вариантам *б* — *г*; *7* — астеносфера (волновод); *8* — расчетные аномалии, соответствующие варианту *г*.

Позже В. Г. Гутерман (1975) рассмотрел другую последовательность развития астеносферного выступа под океаническим хребтом, согласно которой выступ образуется не вследствие возникновения обширного очага высокотемпературной фазы, что было трудно объяснить с энергетической точки зрения, а в результате опережающего охлаждения литосферы и кристаллизации расплавленной компоненты астеносферы в пределах обрамляющих хребет глубоководных котловин. Другими словами, раньше астеносфера была более мощной, и выступ является остаточным образованием. Такая схема лучше согласуется с фактом постепенного увеличения возраста осадочных отложений, выходящих на склонах хребта по мере удаления от его гребня к глубоко-

водным котловинам. Плотностная модель мантии по новой схеме остается примерно такой же, как на рис. 44, *г*, т. е. противоположной той, которая дается М. Тальвани с соавторами.

Простирание области разуплотнения на глубину однозначно не оценивается. Так, согласно расчетам поля по разрезу вкрест Срединно-Атлантического хребта в экваториальной части (рис. 45), зона пониженной плотности с $\Delta g = -0{,}15 \div -0{,}20$ г/см³ ($\sigma = 3{,}2$ г/см³) уходит вглубь на 30 км.

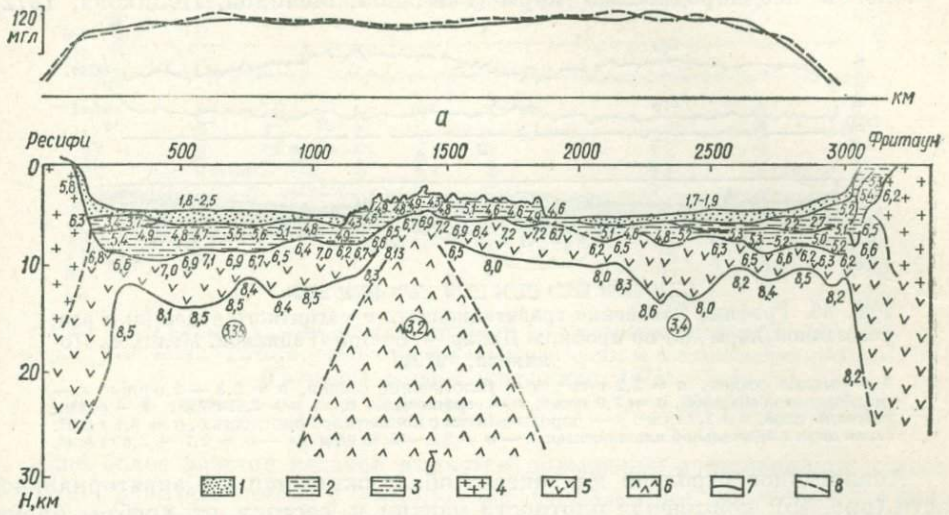


Рис. 45. Графики изменения силы тяжести (*а*) и схематический разрез земной коры и верхней мантии по профилю Южная Америка (порт Ресифи) — Африка (порт Фритаун) (Гайнанов, Корякин, 1975).

1 — рыхлые осадки, $\sigma = 2{,}2$ г/см³; *2* — уплотненные осадки, $\sigma = 2{,}3 - 2{,}6$ г/см³; *3* — надбазальтовый слой, $\sigma = 2{,}5 - 2{,}6$ г/см³; *4* — «гранитный» слой, $\sigma = 2{,}67$ г/см³; *5* — «базальтовый» слой, $\sigma = 2{,}9$ г/см³; *6* — породы мантии с пониженной плотностью; *7* — кривая $\Delta g_{\text{набл}}$; *8* — кривая $\Delta g_{\text{выч}}$.

Цифры на разрезе — скорости продольных сейсмических волн в км/сек. *Цифры в кружках* — плотности в г/см³.

В то же время в качестве эквивалентного дается распределение разуплотнения в осевой части океана на глубину до 150—200 км при $\Delta\sigma = -0{,}05$г/см³) (Гайнанов, Корякин, 1975).

Одной из характерных черт срединно-океанических хребтов является наличие поперечных (трансформных) нарушений. Судя по изученным образцам, они устроены достаточно сложно. Это, в частности, выражается в локальной дифференцированности поверхности кристаллического основания в зоне разлома, а также в проникновении по нарушению довольно крупных масс пород повышенной плотности. Эти внедрения уверенно выявляются при количественной интерпретации аномалий силы тяжести, наблюдаемых над зонами разломов (Cochran, 1973; Robb, Kane, 1975).

Взаимоотношение структур океанического дна

Рассмотрим материалы, дающие общее представление о характере гравитационного поля над океанами, о взаимоотношении структур океанического дна и о связи их с неоднородностями верхней мантии. На рис. 46 приводится профиль, пересекающий Атлантический океан в северной части. Дифференциация поля силы тяжести в редукции Фая и Буге свидетельствует о сложном строении плотностного разреза. Локальные аномалии выделяются

на фоне изменений поля больших радиусов автокорреляции. Повышение регионального фона к востоку от срединно-океанического хребта интерпретируется как увеличение плотности верхней мантии непосредственно под поверхностью М на 0,1 г/см³ по сравнению с западной частью океана. Региональное понижение аномалий Буге к оси хребта на 100—200 мгл объясняется разуплотнением вещества мантии на (—0,2) — (—0,25) г/см³. Локальные аномалии с амплитудой 30—50 мгл и радиусом автокорреляции 40—80 км связываются с блоковой неоднородностью коры (Гайнанов, Мелихов, Полякова, 1972).

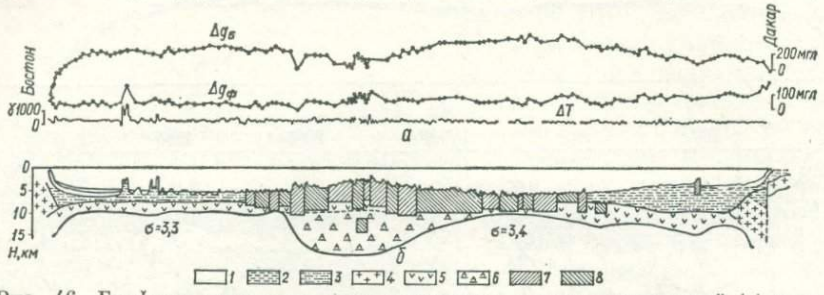


Рис. 46. Графики изменения гравитационного и магнитного полей (*а*) и разрез земной коры (*б*) по профилю Дакар — Бостон (Гайнанов, Мелихов, Полякова, 1972).

1 — рыхлые осадки, σ = 2,2 г/см³; *2* — уплотненные осадки, σ = 2,3 — 2,6 г/см³; *3* — «надбазальтовый» слой, σ = 2,9 г/см³; *4* — «гранитный» слой, σ = 2,67 г/см³; *5* — «базальтовый» слой, σ = 2,9 г/см³; *6* — породы мантии с пониженной плотностью, σ = 3,1 г/см³; *блоки коры с аномальной плотностью: 7* — σ = 2,5— 2,65 г/см³; *8* — σ = 2,7 — 2,85 г/см³.

Аналогичное строение дна океана обнаруживается и в экваториальной части (рис. 45): повышение плотности мантии к востоку от хребта, блоковое строение коры и переменная мощность осадочного чехла. Особенно сложным строением отличаются переходные зоны. По характеру осредненных аномалий Фая можно ожидать, что плотностные неоднородности мантии в пределах Атлантического океана распространяются глубже астеносферного слоя, хотя не исключается значительная неоднородность литосферы непосредственно под корой (Гайнанов, Корякин, 1975).

Разрез земной коры и верхней мантии центральной части Тихого океана, по данным гравиметрии, приведен на рис. 47. В пределах этого профиля максимальные мощности земной коры (около 30 км) выявлены под Гватемалой, в районе о-ва Сулавеси, под Филиппинскими и Антильскими островами (около 23—25 км). Повышенной мощностью земной коры отличаются сводово-вулканические поднятия и хребты: Гавайский (до 20 км), Маркус-Неккер (до 8—12 км), Каролинский (до 12 км). Наименьшими мощностями земной коры характеризуются котловины: Гватемальская, Восточная, Восточно-Марианская (6—7 км), а также котловины моря Сулавеси (8—10 км) и Филиппинского моря (7 км). Область поднятия Альбатрос, являющегося северным звеном Восточно-Тихоокеанского поднятия, отмечается региональным понижением аномалий Буге до +240 мгл по сравнению с (+320) — (+360) мгл в примыкающих котловинах. Над гребневой частью поднятия Альбатрос Δg_B уменьшаются до +120 мгл. При подборе модели земной коры и верхней мантии здесь получено некоторое сокращение мощности коры и разуплотнение пород верхней мантии под осевой зоной до —0,1 г/см³, а под склонами до —0,05 г/см³. При этом нижняя граница разуплотненной мантии прослеживается до глубин 40—45 км. Неоднородность верхней мантии уменьшается от океана к материкам (Гайнанов, Строев, Федынский, 1974).

Вследствие меньшей изученности геофизическими методами Тихого океана по сравнению с Атлантическим разрез на рис. 47 выглядит более

схематичным, чем разрезы на рис. 45 и 46. Однако характер гравитационного поля не оставляет сомнения в том, что земная кора Тихого океана также имеет сложное блоковое строение. Его расшифровка зависит от повышения детальности исследований и увеличения разрешающей способности аппаратуры. Это — одна из основных задач, стоящих сейчас перед методом.

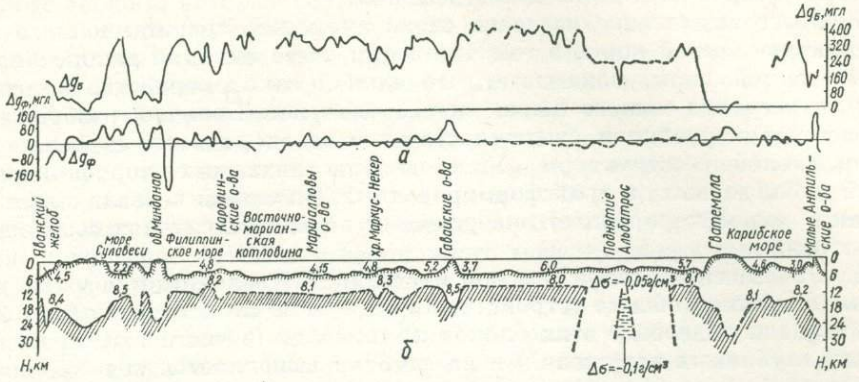


Рис. 47. Графики изменения силы тяжести (*а*) и разрез земной коры (*б*) центральной части Тихого океана по гравиметрическим и сейсмическим данным (Гайнанов, Строев, Федынский, 1974).

Цифры на чертеже — скорости продольных волн, км/сек; Δσ — разность плотностей.

Еще более важной задачей является повышение достоверности интерпретации гравитационных аномалий. Из приведенных материалов видно, насколько неоднозначно в большинстве случаев истолкование одних и тех же данных, особенно касающихся глубинного строения. Поэтому первоочередная проблема гравиметрии, так же как и других методов прикладной геофизики, состоит в разработке конструктивных приемов сокращения неоднозначности, объективной оценки доверительных интервалов, в пределах которых полученное решение обязано существовать безусловно

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

(о дальнейшем направлении гравиметрических исследований при изучении тектоносферы Земли)

Подведем итоги анализа современного использования данных гравиметрии при изучении земной коры и верхней мантии.

1. Возросла обоснованность представления о том, за счет чего литосфера Земли сохраняет в целом постоянство момента количества движения (изостатическое равновесие). Можно считать доказанным, что уравновешивание литосферы происходит на глубинах, превышающих мощность коры в два-три раза — на уровне астеносферы и за ее счет. Значительную роль в процессе играют неоднородности масс, слагающих верхнюю мантию выше астеносферы. Учитывая, что сама астеносфера является неодинаковой под материками и океанами и неоднородной, «разноэтажной» под различными структурами, следует полагать, что в каждом отдельном случае постоянство момента количества движения достигается способами, весьма отличающимися друг от друга.

2. Решение проблемы изостазии, безусловно, стимулировало гравиметрические исследования, а также общее развитие представлений о строении

недр Земли — само понятие тектоносферы сформировалось в процессе становления так называемой «общей схемы» изостатической компенсации. Однако приходится признать, что до настоящего момента не найдено объективных критериев для установления характера изостатического состояния тех или иных блоков и геоструктур по гравитационным аномалиям; возможно, в такой плоскости вопрос вообще не имеет решения.

3. Более тщательное изучение связи аномалий гравитационного поля с мощностью земной коры, в том числе при учете влияния неконсолидированных частей коры, показывает, что единой закономерности, пригодной для всех регионов земного шара, скорее всего нет. Большой разброс точек на графиках корреляции свидетельствует о неоднородности строения каждой отдельной геоструктуры. Установлению надежных корреляционных связей наблюденных (и трансформированных) аномалий с различными границами в земной коре мешает инверсионное во многих случаях соотношение этих границ.

4. С повышением геофизической изученности увеличивается число доказательств в пользу общего устройства литосферы по слоисто-блоковому принципу. Однако выделение этих блоков по площади (в частности, проведение системы глубинных нарушений) и на глубину выполняется неустойчиво, что видно из сопоставления построений, выполненных разными авторами. Наблюдаются значительные противоречия при интерпретации верхних частей земной коры. Что же касается истолкования глубинных плотностных неоднородностей, то здесь неоднозначность решения возрастает еще в большей степени.

Материалы, которые были изложены в настоящей работе, как правило, получены при активном использовании данных других геофизических методов, и, в первую очередь, сейсмометрии. Поэтому, вообще говоря, они являются результатами комплексной интерпретации, но освещенными с гравиметрических позиций.

Целесообразно проанализировать в связи с этим, какое место занимает гравиметрия в комплексе средств изучения тектоносферы Земли, каковы принятые основы комплексирования и в каком направлении их следует развивать, чтобы повысить отдачу всех геофизических методов, включая гравиметрию.

До начала широкого использования сейсмометрии, и в частности ГСЗ, гравиметрия являлась ведущим методом в изучении региональной геологии (Андреев, 1960). С развитием сейсмических исследований, в которых по физическому (волновому) полю можно сравнительно просто выделить и использовать информацию, отражающую строение различных этажей литосферы, гравиметрия отступила на второй план, получив статус «проверочного» метода. Общая схема интерпретации стала следующей: с помощью сейсморазведки определяются некоторые параметры литосферы (чаще всего положение поверхностей К и М и граничные скорости в коре и верхней мантии), которые затем переводятся в плотностные разрезы согласно установленным закономерностям $\rho = f(V)$. Эффект полученных плотностных разрезов подсчитывается и сравнивается с наблюденным полем силы тяжести. По уточненной способом подбора плотностной модели вносятся коррективы в представление о распределении скоростей, а затем общая картина истолковывается с тех или иных термодинамических и геотектонических позиций (Jacoby, 1975).

Как известно, эти позиции могут отличаться друг от друга вплоть до полной противоположности, хотя исходят они из одного и того же фактического материала. В значительной мере это обусловлено тем, что сам фактический материал может иметь многовариантное истолкование. Ясно, что усилия ком-

плексной интерпретации геофизических данных должны быть направлены в первую очередь на повышение однозначности результирующих построений. Здесь перспективными являются, во-первых, построения плотностных моделей, охватывающих крупные объемы литосферы с возможно большим числом геоструктур, различных по типу. Это позволит предотвратить существенные ошибки, которые неизбежно возникают при интерпретации поля над отдельными геоструктурами вследствие произвольного выбора «нулевого уровня». Во-вторых, необходимо осуществлять комплексирование на общей методической основе построения оптимальных моделей по каждому из физических свойств, понимая под оптимальными такие модели, эффект которых наилучшим образом сопоставляется с соответствующим наблюденным полем. В первую очередь это относится к скоростной модели, отвечающей волновым полям, наблюденным методом ГСЗ (Павленкова, Шен, Козленко, 1974).

Комплексная интерпретация должна сводиться, таким образом, к выдвижению и проверке методом итерационного моделирования серии рабочих гипотез о глубинном строении литосферы, сформулированных в параметрах моделей по физическим свойствам, которые должны согласовываться между собой в процессе проверки гипотезы. Методические принципы и конкретные приемы, направленные на решение задач в указанной постановке, разрабатывались в процессе изучения земной коры Украины (Тяпкин, 1971; Козленко, 1972; Красовский, Старостенко, 1972; Голиздра, 1974, 1975; Красовский, Козленко, Старостенко, 1974). Подобные же методические выводы были сделаны при комплексных геофизических исследованиях глубинного строения литосферы на территории Сибири и Дальнего Востока (Сурков, 1974; Фотиади, Ладынин, 1974).

Подход к интерпретации на основе численного моделирования наблюденных физических полей имеет свою специфику и поэтому встречается с трудностями, которые нельзя преодолеть, опираясь на опыт сформировавшейся к настоящему времени традиционной методики. Отсутствуют теоретические разработки, которые могли бы послужить основой определения параметров и взаимосвязи объектов в случае, когда они составляют сложную систему. Структуру интерпретационного процесса приходится выстраивать эмпирическим путем при решении конкретных задач. И тем же путем получаются представления об эффективности модельного подхода.

Общая гетерогенность литосферы лишает смысла понятие аномальной (избыточной или недостаточной) плотности, поскольку аномальная плотность может исчисляться только по отношению к однородной вмещающей среде. Становится ясно, что необходимо выполнять расчеты гравитационного эффекта для всего разреза литосферы. Возникающие здесь технические сложности не столь велики, как может показаться на первый взгляд: можно оперировать остаточными аномалиями, получаемыми в результате вычитания из наблюденного поля эффекта некоторой модели, как это практикуется при вычислении изостатических аномалий. При этом исходная модель должна учитывать максимум имеющейся геолого-геофизической информации. Полученные таким образом остаточные аномалии будут характеризовать разрез во всех его частях, и это даст возможность конструктивно привлекать гипотезы о природе взаимосвязи поверхностных структур с глубинными.

Использование полного гравитационного эффекта всех масс, слагающих литосферу, позволит разрешить так называемую задачу нулевого уровня, за счет неоднозначности решения которой до сих пор возникали основные погрешности в количественной интерпретации поля силы тяжести.

Гораздо более сложным, чем выбор модели и расчет ее эффекта, является вопрос о том, с чем сравнивать полученный эффект, т. е. проблема пред-

ставления наблюденных значений поля силы тяжести. Все используемые в настоящее время редукции и нормальные формулы имеют ощутимые погрешности, а главное, нет априорной возможности установить уровень, относительно которого можно было бы эти погрешности вычислять. Такой недостаток имеют, кстати, и все аномалии планетарного масштаба, выделяемые по данным ИСЗ.

По-видимому, следует идти по пути четкого согласования вида редукции наблюденных значений поля с расчетной моделью и оценки величин погрешностей, которые могут быть внесены в результат интерпретации (строение плотностного разреза литосферы) за счет неточностей в формулах приведения.

Важное значение в повышении надежности гравиметрических исследований имеет стандартизация обработки и хранения материалов измерений напряженности поля силы тяжести, подобная той, которая предлагается американскими геофизиками (Мартин, Янг, 1975). Применение такой системы позволит намного упростить и ускорить интерпретацию поля силы тяжести на больших территориях.

Только после получения картины трехмерного распределения масс, слагающих литосферу, с количественной оценкой ее достоверности, можно будет делать обоснованные выводы относительно направленности и характера тектонических процессов, причин тектонических движений, особенностей формирования геоструктур и отдельных их элементов, что является главной задачей всех усилий, направленных ныне на изучение тектоносферы Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамович И. И., Клушин И. Г. Вариации состава раннегеосинклинальных гранитоидных комплексов и особенности глубинного строения земной коры.— Сов. геология, 1974, № 12, с. 34—47.

Агапова Г. В., Ганйанов А. Г., Калинина Е. П., Строев П. А. Опыт статистического описания морских геофизических профилей.— Мор. геология и геофизика, 1974, вып. 4, с. 114—124.

Алексидзе М. А., Картвелишвили К. М. Нормальная формула силы тяжести для региональной геологической интерпретации гравиметрических данных.— Сообщ. АН ГССР, 1975, 79, № 3, с. 593—596.

Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В. Геофизические методы при установлении связи тектоники и магматизма с особенностями строения коры и верхней мантии на Урале.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1970, с. 266—275.

Андреев А. А. К вопросу об изостазии Охотского региона.— Геология и геофизика, 1973, № 8, с. 108—112.

Андреев А. А. Геологическая структура о. Сахалин по результатам комплексной интерпретации гравиметрических данных : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Новосибирск, 1975.— 20 с.

Андреев А. П., Кунин Н. Я. Глубинное сейсмическое зондирование и вопросы изостазии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 8, с. 72—79.

Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— 260 с.

Андреев Б. А. Типы гравитационных и магнитных аномалий Востока СССР и их связь с глубинным строением земной коры.—В кн.: Связь поверхностной структуры земной коры с глубинной.— Киев : Наук. думка, 1971, с. 85—91.

Аргентов В. В., Портнягина П. В. Плотностные модели земной коры Приморья.— Тр. Сахалинского комплексного науч.-исслед. ин-та Дальневосточного науч. центра АН СССР, 1975, вып. 37, с. 132—138.

Аронов В. И. Основные вопросы теории и практики обработки аномалий силы тяжести при произвольном рельефе поверхности наблюдений: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук.— М., 1972. — 37 с.

Арсентьев В. П., Баранцев А. С., Хренов П. М. Методика изучения и результаты исследований областей палеозойской складчатости Восточного Саяна.— В кн.: Методы

комплексного геолого-геофизического изучения тектонического строения складчатых областей палеозойского возраста.— Новосибирск, 1974, с. 19—22.
Артемьев М. Е. Планетарные и зональные неоднородности в верхней мантии и их связь с особенностями региональной тектоники.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев : Наук. думка, 1971, с. 68—77.
Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР.— М.: Наука, 1975.— 215 с.
Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. О происхождении рифтовых впадин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 4, с. 58—73.
Артемьев М. Е., Кабанов Ю. Ф., Юнаковская Ю. В. Опыт геологической интерпретации изостатических аномалий на примере палеозоид Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 10, с. 56—66.
Артемьев М. Е., Досымов А. Изостазия Средней Азии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 11, с. 11—21.
Архангельский А. Д. Геология и гравиметрия.— Тр. Науч.-исслед. ин-та геологии и минералогии, 1933, вып. 1.
Бакланов Н. И., Ахметшин В. А., Гуреев В. И. и др. Опыт автоматизации обработки результатов гравиметрических измерений.— В кн.: Материалы геофизических исследований на Украине.— Киев: Наук. думка, 1972, с. 75—85.
Балабушевич И. А. Высшие производные потенциала силы тяжести и возможности их использования в геологической гравиметрии.—Киев : Изд-во АН УССР, 1963.—267 с.
Балабушевич И. А. Припятский грабен.— Киев: Наук. думка, 1965.— 171 с.
Балавадзе Б. К. К построению модели земной коры Кавказа и сопредельных акваторий.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 2, с. 75—83.
Балавадзе Б. К. Профильные сечения коры по данным гравиметрических расчетов.— В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины.— М.: Наука, 1975а, с. 278—284.
Бекжанов Г. Р., Любецкий В. И., Полевая Л. Д. Особенности тектонического развития Казахстана (по геофизическим данным).— Сов. геология, 1973, № 7, с. 30—42.
Белеловский М. Л. Региональная подсолевая структура антиклинальных зон Таджикской депрессии, по геофизическим данным : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— М., 1975.— 28 с.
Белоусов В. В. Основы геотектоники.— М.: Недра, 1975.— 264 с.
Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР.— М.: Недра, 1974.— 280 с.
Беляевский Н. А. Корреляционные зависимости между аномалиями силы тяжести Буге, границами в земной коре и глубинами до поверхности Мохоровичича.— В кн.: Глубинное строение земной коры.— М.: Наука, 1975, с. 5—33.
Берсенев А. Ф., Гайнанов А. Г., Ковылин В. М., Строев П. А. Строение земной коры и верхней мантии Японского моря и прилегающей к Японии зоны Тихого океана.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1970, с. 50—62.
Богданова С. В., Подоба Н. В., Серова А. Д. О глубинной структуре и составе фундамента восточной части Русской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с. 19—31.
Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным.— М.: Недра, 1967.— 303 с.
Борисов А. А. Новые представления о глубинной структуре территории СССР (по геофизическим данным).— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1972, № 4, с. 135—136.
Борисов А. А., Успенский Д. Г. Гравиметрический метод изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли.— М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975, с. 110—140.
Ботт М. Глубинная структура северной части Ирландского моря — проблема динамики земной коры.— В кн.: Геология и геофизика морского дна.— М.: Мир, 1969, с. 184—204.
Ботт М. Внутреннее строение Земли.— М.: Мир, 1974. — 373 с.
Боуин К. Силы тяжести над желобами и рифтами.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги.— М.: Мир, 1970, с. 354—368.
Боярский Э. А., Коган М. Г. Гравиметрия.— В кн.: Геофизика. 1969. М., 1970, с. 261—300 (Итоги науки и техники (ВИНИТИ)).
Брюн Д. И. Поверхностные волны и строение коры.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972, с. 186—198.
Буданов В. Г., Гайнанов А. Г., Коган Л. И. и др. Геофизические исследования глубинного строения земной коры и мантии в рифтовых зонах Атлантического океана.— В кн.: Проблемы рифтогенеза.— Иркутск, 1975, с. 93.
Буланже Ю. Д. Вековые изменения силы тяжести.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 10, с. 25—32.

Буланже Ю. Д., Балавадзе Б. К., Субботин С. И. и др. Геофизические поля : Гравитационное поле.— В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975, с. 164—175.

Булах Е. Г. Автоматизированная система интерпретации гравитационных аномалий.— Киев : Наук. думка, 1973.— 112 с.

Булах Е. Г., Ржаницын В. А., Маркова М. Н. Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по гравиразведочным данным.— Киев: Наук. думка, 1976.— 220 с.

Булин Н. К., Берлянд Н. Г., Булавко Л. Ф. Глубинное строение Тимано-Печерской провинции (по геофизическим данным).— Сов. геология, 1976, № 1, с. 115—122.

Булмасов А. П., Зорин Ю. А. Некоторые вопросы интерпретации изостатических аномалий силы тяжести.— В кн.: Изостазия. —М.: Наука, 1973, с. 49—52.

Бурьянов В. Б., Павленкова Н. И. О строении земной коры Горного Крыма.— Сов. геология, 1974, № 7, с. 112—119.

Ващилов Ю. Я. Глубинные гравиметрические исследования (с помощью билогарифмических палеток).— М.: Наука, 1973.— 156 с.

Веселов К. Е. Состояние и перспективы развития математических методов и вычислительной техники в гравиразведке и магниторазведке.— Прикл. геофизика, 1972, вып. 67, с. 115—130.

Веселов К. Е., Лозинская А. М. Состояние и перспективы измерений силы тяжести на море.— Мор. гравиметр. исслед., 1975, вып. 8, с. 15—21.

Веселов К. Е., Сагитов М. У. Гравиметрическая разведка. — М.: Недра, 1968.— 512 с.

Винник Л. П., Лукк Л. А. Горизонтальные неоднородности верхней мантии в районах платформенной активизации Центральной Азии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 7, с. 15—29.

Вихирев Б. В., Степанов П. П. Методика изучения характера взаимозависимости гравитационных аномалий и высот местности.— Сов. геология, 1970, № 10, с. 71—81.

Волк В. Э., Зацепин Е. Н. О природе уникальных геофизических аномалий шельфа Карского моря.— Геофиз. методы разведки в Арктике, 1972, вып. 7, с. 110—113.

Володарский Р. Ф., Ланда Т. И. Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных полей с помощью ЭВМ.— М.: Недра, 1970.— 199 с.

Волож Ю. А., Сапожников Р. Б., Циммер В. А. Строение земной коры Прикаспийской впадины.— Сов. геология, 1975, № 11, с. 93—103.

Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования (1950—1970).— М.: Сов. радио, 1975.— 264 с.

Гайнанов А. Г. Интерпретация гравиметрических наблюдений в океанах.— В кн.: Методика геофизических исследований океанов.— М.: Наука, 1974, с. 103—120.

Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н., Строев П. А., Ушаков С. А. Изостазия и глубинная структура коры в зоне перехода от северо-восточной части Азиатского материка к Тихому океану.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей.— М.: Наука, 1972, с. 27—42.

Гайнанов А. Г., Мелихов В. Р., Полякова Л. П. Гравиметрические исследования строения дна северной Атлантики в VI рейсе НИС «Академик Курчатов».— Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1972, № 5, с. 82—91.

Гайнанов А. Г., Строев П. А., Федынский В. В. Гравитационное поле и строение земной коры Тихого океана.— Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1974, № 5, с. 5—19.

Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д., Пантелеев В. Л. Результаты гравиметрических определений в 10-м рейсе НИС «Академик Курчатов».— Мор. гравиметр. исслед., 1975, вып. 8, с. 121—135.

Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д. Региональные аномалии силы тяжести Атлантического океана.— Мор. гравиметр. исслед., вып. 8, 1975, с. 169—179.

Гапоненко Г. И. О выборе редукции силы тяжести при совместной геологической интерпретации гравиметрических измерений на суше и акватории.— Учен. зап. НИИ геологии Арктики. Регион. геология, 1970, вып. 18, с. 135—141.

Гапоненко Г. И. Зависимость величины аномалий силы тяжести от глубины моря и их взаимосвязь с особенностями строения земной коры периферии океанов Атлантического и Тихоокеанского типов.— Геофиз. методы разведки в Арктике, 1971, вып. 6, с. 118—122.

Гапоненко Г. И. Глубинное строение земной коры и мощность койлогенного чехла Восточно-Сибирско-Аляскинского шельфа по гравиметрическим данным.— Геофиз. методы разведки в Арктике, 1973, вып. 8, с. 31—32.

Гапоненко Г. И. Изостатическое состояние земной коры морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского.— В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей.— М.: Наука, 1975, с. 162—167.

Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г., Перфильев А. С. Султан-Уиздаг и проблема соотношения Урала и Тянь-Шаня.— Геотектоника, 1972, № 6, с. 88—96.
Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным.— М.: Недра, 1969.— 510 с.
Гинтов О. Б. О геологической природе Голованевского гравитационного максимума Украинского щита.— В кн.: Вопросы геофизических исследований на Украине.— Киев: Наук. думка, 1972, с. 74—85.
Гинтов О. Б. Кольцевые структуры докембрия Украины.— Геотектоника, 1973, № 5, с. 65—74.
Гласко В. Б. Некоторые математические вопросы интерпретации геофизических наблюдений: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук.— М., 1972.— 21 с.
Гласко В. Б., Старостенко В. И. Регуляризующий алгоритм решения системы нелинейных уравнений в обратных задачах геофизики.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 3, с 44—53.
Голиздра Г. Я. Об изостатическом равновесии земной коры Украины.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 10, с. 44—55.
Голиздра Г. Я. Современное состояние и перспективы комплексирования гравитационного и сейсмического методов при изучении земной коры и верхней мантии.— В кн.: Материалы расшир. заседаний Общемоск. семинара по гравиметрии 1 и 2. II 73 г. 1974, с. 26—37. Рукопись деп. в ВИНИТИ, № 23—74 Деп.
Голиздра Г. Я. Методика интерпретации геофизических исследований глубинного строения Украины.— Геофиз. сб. АН УССР, 1974а, вып. 61, с. 43—48.
Голиздра Г. Я. Основные задачи и результаты комплексирования гравитационного и сейсмического методов при изучении земной коры.— М., 1975а, с. 65—77. Рукопись деп. в ВИНИТИ, № 3700—75 Деп.
Голиздра Г. Я. О комплексной интерпретации гравитационного и сейсмического полей.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1975б, № 12, с. 1065—1068.
Голиздра Г. Я., Ахметшина А. К. О природе обширных гравитационных аномалий Украинского щита.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 8, с. 91—99.
Голионко Г. Б. Кристаллический фундамент центральной части Русской платформы.— Сов. геология, 1974, № 2, с. 68—76.
Гольдшмидт В. И. К вопросу о методике построения поверхности Мохоровичича.— Сов. геология, 1970, № 8, с. 131—136.
Гольдшмидт В. И. Об использовании гравитационного поля для построения поверхности Мохоровичича.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата: Наука, 1973, с. 236—243.
Гордиенко В. В. Радиогенный тепловой поток территории Украины.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1972, № 7, с. 622—624.
Городницкий А. М. О структуре аномальных геофизических полей над подводными горами.— Океанология, 1975, 15, № 2, с. 276—281.
Грачев А. Ф., Кулаков Ю. И., Литинский В. А. Выражение новейших структурных форм в гравитационном поле.— В кн.: Геоморфология и геофизика. Л.: Наука, 1972, с. 5—32.
Грушинский Н. П., Сажина Н. Б. Гравитационная разведка. — М.: Недра, 1972.— 388 с.
Грушинский Н. П., Сажина Н. Б. Высокоточные абсолютные определения силы тяжести и перспективы развития мировой опорной сети.— Мор. гравиметр. исслед., 1973, вып. 7, с. 4—10.
Гутерман В. Г. Некоторые особенности и геотектонические следствия развития многофазно-слоистой модели верхней мантии Земли.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1975, № 10, с. 882—885.
Гутерман В. Г., Старостенко В. И., Яценко Ю. П. О генезисе срединноокеанических хребтов.— Геофиз. сб. АН УССР, 1971, вып. 44, с. 76—80.
Гутерман В. Г., Сігалов Я. Б. Про можливу неізостатичну природу постгляціальних піднять.— Допов. АН УРСР. Сер. Б, 1974, № 6, с. 519—523.
Дабижа А. И., Мелихов В. Р. О слоисто-блоковом строении земной коры Московской синеклизы (по профилю Череповец — Меленки).— Вестн. МГУ. Геология, 1975, № 4, с. 119—121.
Делингер П. Гравитационное поле Тихого океана и его связь с рельефом и геологическим строением. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 300—310.
Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли.— М.: Недра, 1975.— 255 с.
Джеффрис Г. Земля.— М.: Изд-во иностр. лит., 1960.— 486 с.
Добрев Т. Б., Щукин Ю. К. Геофизические модели земной коры и верхней мантии различных геоструктурных элементов восточной части Балканского региона.— В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975, с. 15—32.

Елисеева И. С., Богомазова Т. А., Березкин В. М. Изучение глубинного строения земной коры с помощью метода полного нормированного градиента силы тяжести.— Прикл. геофизика, 1973, вып. 70, с. 167—174.
Жданов М. С., Шрайбман В. И. Корреляционный метод разделения геофизических аномалий.— М.: Недра, 1973.— 128 с.
Земная кора.— М.: Изд-во иностр. лит., 1957.— 787 с.
Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972, с. 640.
Земная кора складчатых областей Сибири.— Новосибирск : Наука, 1970.— 308 с.
Зиц А. Аэромагнитные исследования земной коры в США.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972, с. 340—350.
Злавдинов Л. З. Изучение строения земной коры по гравиметрическим данным.— Алма-Ата : Наука, 1974.— 119 с.
Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий.— М.: Наука, 1971.— 168 с.
Зорин Ю. А., Новоселова М. Р., Турутанов Е. Х., Кальнинг О. Г. Структура Ципинской (Баунтовской) и Ципиканской рифтовых впадин по гравиметрическим данным.— Геология и геофизика, 1975, № 8, с. 103—110.
Иванов В. К. О линейных некорректных задачах.— Докл. АН СССР, 1962, **145**, № 2, с. 270—272.
Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами.— М.: Недра, 1972.— 260 с.
Кан М. А. Определение фигуры Земли и аномалий массы по возмущениям орбит искусственных спутников.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972, с. 250—264.
Каан М. А. К вопросу определения аномалий силы тяжести по наблюдениям спутников.— В кн.: Использование искусственных спутников для геодезии.— М.: Мир, 1975, с. 149—157.
Казаис В. И., Яганцев Э. М. Методика количественной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий в Енисей-Хатангском прогибе.— Геология и геофизика, 1971, № 2, с. 69—76.
Канторович Л. В. О некоторых новых подходах к вычислительным методам и обработка наблюдений.— Сибир. мат. журн., 1962, **3**, № 5, с. 701—709.
Каратаев Г. И., Ватлин Б. П., Захарова Т. Л. Методика комплексной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий.— Новосибирск: Наука, 1973.— 167 с.
Каула У. М. Тектоника и гравитационное поле Земли.— В кн.: Природа твердой Земли.— М.: Мир, 1975, с. 210—225.
Клосс Х. Глубинное зондирование в Западной Европе.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972, с. 210—225.
Клушин И. Г. Взаимосвязь тектонических движений и магматизма Земли на основе вариационного принципа наименьшего действия.—Зап. Ленингр. ин-та, 1963, **46**, вып. 2, с. 33—50.
Козленко В. Г. О принципах интерпретации геолого-геофизических данных в условиях Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Геофизические исследования на Украине.— Киев: Техніка, 1972, с. 87—91.
Козленко В. Г. Интерпретация методом моделирования данных КМПВ и гравиметрии в Днепровском грабене.— Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 66, с. 37—47.
Козленко В. Г., Шен Э. Л., Лейбович С. Х. Некоторые данные о природе Лохвицкого максимума.— В кн.: Геофизические исследования на Украине.— Киев : Техніка, 1970, с. 152—155.
Козленко В. Г., Шен Э. Л., Лейбович С. Х. К истолкованию редуцированного гравитационного поля Днепровского грабена.— В кн.: Геофизические исследования на Украине.— Киев: Техніка, 1972, с. 91—95.
Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А. Гравитационные аномалии и их связь со строением земной коры в районе Южных Курильских островов.— В кн.: Структурный анализ дислокаций.— Хабаровск, 1974, с. 186—196.
Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А. Роль краевого эффекта в использовании гравитационных аномалий в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Докл. АН СССР, 1975, **221**, № 4, с. 917—920.
Красовский С. С. Моделирование структур земной коры и верхней мантии.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине.— Киев: Наук. думка, 1975, с. 53—56.
Красовский С. С., Старостенко В. И. О принципах интерпретации гравитационного поля.— В кн.: VII Всесоюз. науч.-техн. геофиз. конф. Секция гравиметрии и магнитометрии.— М., 1972, с. 22—24.
Красовський С. С., Козленко В. Г., Старостенко В. І. До вивчення земної кори України.— Вісн. АН УРСР, 1974, № 2, с. 21—24.

Кругляков В. В., Круглякова Г. И. Строение земной коры и верхней мантии в пределах южного и среднего Каспия.— В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975, с. 97—102.
Крутиховская З. А. Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции (по данным геофизических исследований).— Киев: Наук. думка, 1971.— 208 с.
Крылов С. В., Крылова А. Л. Данные глубинного сейсмического зондирования и гравитационные аномалии в Западной Сибири.— В кн.: Строение земной коры в Западной Сибири (по результатам ГСЗ). М., 1974, с. 58—64.
Кучериненко В. А. Методика вычисления топографической поправки с учетом трехмерности рельефа дна и некоторые результаты интерпретации гравиметрических наблюдений в юго-западной части Тихого океана.— М., 1975.— 21 с. Рукопись деп. в ВИНИТИ, № 3320-75 Деп.
Лаврентьев М. М. О некоторых некорректных задачах математической физики.— Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962.
Ладынин А. В. К методике вычисления и интерпретации изостатических аномалий Граафа-Хантера.— В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири.— Новосибирск : Наука, 1971, вып. 2, ч. 1, с. 157—179.
Ладынин А. В. Особенности изостазии горных областей юга Сибири и их связь с новейшими и современными движениями.— В кн.: Изостазия.— М.: Наука, 1973а, с. 96—104.
Ладынин А. В. К методике изучения плотностной неоднородности верхней мантии.— Геология и геофизика, 1973б, № 6, с. 60—67.
Литвиненко О. К., Апирубите Р. А., Файтельсон А. Ш. Об интерпретации результатов региональных гравиметрических съемок с помощью ЭВМ (на примере Балтийской синеклизы).— Сов. геология, 1971, № 4, с. 138—141.
Литвиненко О. К., Корнейчук А. А., Мелихов В. Р. Методика использования электронных цифровых вычислительных машин при обработке и интерпретации гравиметрических данных.— М.: ОНТИ ВИЭМС, 1965.— Ч. 1. 104 с.
Литвиненко О. К., Русьянов Ю. Г., Рукин М. Д., Сафонова З. Л. Автоматизированная система обработки и интерпретации результатов гравиметрических измерений.— М.: Недра 1973.— 352 с.
Литинский В. А. Эффект сложения краевых аномалий и его значение для истолкования гравитационного поля новейших структурных форм.— В кн.: Геоморфология и геофизика.— М.: Наука, 1972, с. 54—70.
Лопатина Н. П. Глубинные аномалии силы тяжести территории СССР.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1971, № 5, с. 149.
Лопатина Н. П., Рябой В. З. Скоростные и плотностные неоднородности верхней части мантии территории СССР.— Докл. АН СССР, 1972, 207, № 2, с. 337—340.
Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы.—М.: Изд-во АН СССР, 1957.— 91 с.
Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли.— М.: Недра, 1965.— 380 с.
Малахов А. Гравитационные аномалии вулканических районов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972, с. 310—326.
Маловичко А. К., Тарунина О. Л. Высшие производные гравитационного потенциала и их применение при геологической интерпретации аномалий.— М.: Недра, 1972.— 150 с.
Мартин Р. В., Янг Ф. Д. Организация геофизической службы управления информацией.— В кн.: Использование искусственных спутников для геодезии.— М.: Мир, 1975, с. 394—403.
Мещеряков Г. А. О наличии горизонтальных неоднородностей в теле Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 3, с. 37—43.
Мещеряков Г. А., Дейнека Ю. П. Использование стоксовых постоянных Земли при построении ее глобальных механических моделей.— Studia geophys. et geodes., 1975, 19, № 3, p. 217—225.
Моисеенко Ф. С. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры.— Новосибирск : Наука, 1971.— 87 с.
Морсин П. И. Природа интегрального аномального поля силы тяжести в редукции Буге.— В кн.: Методы комплексного геолого-геофизического изучения тектонического строения складчатых областей палеозойского возраста.— Новосибирск, 1974, с. 68—70.
Нерсесов И. Л., Артемьев М. Е., Досымов А. Выделение плотностных неоднородностей литосферы высокогорных районов Ср. Азии по данным гравиметрии и сейсмологии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 5, с. 16—24.
Никольский Ю. И., Милай Г. А., Коган Л. З. Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа.— Л.: Недра, 1975.— 216 с.
Огаринов И. С. Глубинное строение Урала.— М.: Наука, 1974.— 67 с.

Одеков О. А., Каратаев Г. И., Васов О. К. и др. Структура земной коры юга Туркменистана.— Ашхабад: Ылым, 1974.— 196 с.

Окраины континентов и островные дуги.— М.: Мир, 1970.— 368 с.

Павленкова Н. И., Пилипенко В. Н., Роман В. А. Методика составления скоростных разрезов земной коры.— Киев: Наук. думка , 1972.— 212 с.

Павленкова Н. И., Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В. Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины.— Геофиз. сб. АН УССР, 1974а, вып. 62, с. 16—28.

Павленкова Н. И., Шен Э. Л., Козленко В. Г. Вопросы комплексной интерпретации данных сейсмического и гравиметрического методов при изучении земной коры.— М., 1974б, с. 38—47. Рукопись. деп. в ВИНИТИ, № 2374—75 Деп.

Павлов Ю. А., Туезов И. К. Неоднородности вещества верхней мантии Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны и их связь с гравитационными аномалиями.— В кн.: Тез. докл. XV Генер. ассамблеи МГГС.— М., 1971, с. 6.

Павлов Ю. А., Сычев П. Н., Туезов И. К. и др. Аномальные гравитационные поля Дальневосточных морей и Северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей.— М.: Наука, 1972, с. 43—50.

Павлов Ю. А., Семакин В. П. Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны.— В кн.: Изостазия.— М.: Наука, 1973, с. 105—120.

Павлов Ю. А., Строев П. А. Рельеф подошвы и мощность земной коры в Беринговом море по гравиметрическим данным.— В кн.: Мор. гравиметр. исследов., 1975, вып. 8, с. 158—168.

Петрушевский Б. А. О геотектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1972, № 2, с. 31—80.

Пискарев А. Л., Аветисов Г. П., Генин Б. Л., Ларин С. М. Структура Земли Бунге и зон сочленения ее с островами Котельным и Фадеевским.— Геофиз. методы разведки в Арктике, 1975, вып. 10, с. 35—40.

Проблемы физики Земли на Украине.— Киев: Наук. думка, 1975.— 171 с.

Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Мишенькин Б. П. и др. Структура земной коры рифтовых зон.— В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии.— М., 1975, с. 37.

Пятницкий В. К., Штутин И. М. Новые представления о строении земной коры Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1975, **223**, № 3, с. 680—683.

Савинский К. А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным.— М.: Недра, 1972.— 168 с.

Савинский К. А., Новоселов С. В., Мордовская Т. В. Основные элементы строения поверхности Мохоровичича Сибирской платформы.— В кн.: Геофизические методы поисков и разведки.— Свердловск, 1975, вып. 2, с. 3—8.

Серова А. Д., Козлова Е. Ф., Неволин Н. В. Роль геофизических методов в изучении геологического строения Восточно-Европейской платформы. Гравиметрия.— В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами.— М.: Недра, 1971, с. 3—17.

Силы тяжести и тектоника.— М.: Мир, 1976.— 504 с.

Соллогуб В. Б. Глубинные сейсмические исследования на Украине.— Геофиз. сб. АН УССР, 1972, вып. 48, с. 3—9.

Старостенко В. І. Аналітичний розв'язок прямої задачі гравіметрії для тіл складної форми у випадку лінійної зміни надлишкової густини з глибиною.— Докл. АН УРСР. Сер. Б, 1968, № 6, с. 50—53.

Старостенко В. И. Регуляризирующие алгоритмы нелинейного программирования.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине.— Киев: Наук. думка, 1975, с. 50—53.

Старостенко В. И. Вопросы теории и методики интерпретации гравиметрических наблюдений устойчивыми численными методами : Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук.— М., 1976.— 35 с.

Старостенко В. И. и др. Автоматизированная система оперативной обработки данных гравиметрии и магнитометрии/ В. И. Старостенко, Р. Г. Бас, Г. С. Бутаков, В. А. Дядюра — Киев: Наук. думка, 1972.— 164 с.

Стейси Ф. Физика Земли.— М.: Мир, 1972.— 344 с.

Страхов В. Н. Некоторые применения функционально-аналитических методов в математической теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук.— М., 1972.— 78 с.

Страхов В. Н. О методе подбора при решении обратных задач гравиметрии и магнитометрии.— Докл. АН УССР. Сер. Б., № 11, 1975, с. 1086—1091.

Страхов В. Н. Об условиях однозначного определения границ раздела двухмерных слоистых сред по данным гравитационных наблюдений.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1975а, № 12, с. 1085—1090.

Страхов В. Н. О единственности решения плоской обратной задачи потенциала для распределений масс с кусочно-постоянной или кусочно-переменной плотностью.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1976, № 3, с. 232—236.
Страхов В. Н., Лапина М. И., Кузнецова О. А. О прямых задачах гравиметрии и магнитометрии.— Прикл. геофизика, 1974, вып. 75, с. 106—124.
Строев П. А. Южный океан и Антарктика по гравиметрическим данным.— М.: Наука, 1972.— 104 с.
Строение континентальной земной коры на территории СССР.— Л.: Недра, 1974.— 112 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Вып. 211).
Субботин С. И. Глубинная структура территории Украинской ССР по данным геофизических исследований.— В кн.: Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 58—66.
Субботин С. И. Вопросы теории тектогенеза.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине.— Киев : Наук. думка, 1975, с. 144—153.
Субботін С. І. Про причини рухів земної кори.— В кн.: На магістралях науки.— К.: Наукова думка, 1976, с. 58—71.
Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез.— Киев: Наук. думка 1968.— 174 с.
Субботин С. И., Старостенко В. И. О координации работ и подготовке к изданию монографии по проблеме «Гравитационная модель земной коры и верхней мантии».— Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 65, с. 88—90.
Сурков В. С. Методические принципы комплексной интерпретации геологических и геофизических материалов с целью изучения складчатых областей палеозойского возраста.— В кн.: Методы комплексного геолого-геофизического изучения тектонического строения складчатых областей палеозойского возраста.— Новосибирск, Сибирский научно-исследов. ин-т геологии, геохимии и минерал. сырья. 1974, с. 5—6.
Сурков В. С., Морсин П. И. Определение мощности земной коры на основе гипотезы изостазии (на примере Алтае-Саянской складчатой области).— Геология и геофизика, 1971, № 10, с. 63—71.
Тальвани М., Пишон Кс. Ле. Гравитационное поле над Атлантическим океаном.—В кн.: Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972, с. 290—300.
Тальвирский Д. Б., Яганцев Э. М., Млотэк В. И., Богданов М. С. Методика и результаты комплексной интерпретации геофизических полей в пределах Тунгусской синеклизы.— Геология и геофизика, 1971, № 4, с. 107—116.
Тарков А. П. Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным.— М.: Недра, 1974.— 172 с.
Тезисы семинара «Применение математических методов и ЭВМ в геологии». Мингео КазССР — Алма-Ата, 1974.— 288 с.
Тихонов А. Н. О некорректно поставленных задачах.— Вычисл. методы и программирование, 1967, вып. 8, с. 3—33.
Тихонов А. Н., Арсенин В. М. Методы решения некорректных задач.— М.: Наука, 1974. 224 с.
Тихонов А. Н., Гласко В. Б. О применении метода регуляризации в задачах геофизической интерпретации.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 1, с. 38—48.
Туезов И. К. Неоднородности верхней мантии азиатской окраины Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1974, 219, № 1, с. 183—186.
Тяпкин К. Ф. Современные методы количественной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий в рудных районах.— В кн.: Применение гравиметрической и магнитометрической съемок при геологическом картировании, поисках и разведке рудных месторождений.— М., 1971, с. 10—14.
Уорзел Ж. Глубинная структура окраин материков и срединно-океанических хребтов.— В кн.: Геология и геофизика морского дна.— М.: Мир, 1969, с. 262—285.
Успенский Д. Г. Изучение земной коры океанов гравиметрическим методом.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, № 7, с. 48—62.
Ушаков С. А., Иванов С. С. Изостатическое редуцирование и некоторые вопросы методики интерпретации гравитационных аномалий в переходных зонах.— В кн.: Морская геология и геофизика, Рига: Зинатне, 1970, вып. 1, с. 187—192.
Ушаков С. А., Красс М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли.— М.: Недра, 1972.— 158 с.
Ушаков С. А., Федынский В. В., Шабалин Н. А. Геофизические данные о природе рифтовых зон.— Вестн. МГУ. Геология, 1972, № 3, с. 3—13.
Федынский В. В., Соколов Б. А., Страхова Н. А., Фельдт В. Г. Средне-Русский авлакоген — древний аналог современных рифтовых образований.— Сов. геология, 1975, № 1, с. 129—134.
Федынский В. В., Мелихов В. Р., Гилод Д. А. и др. Повышение эффективности гравиметрии и магнитометрии в изучении геологического строения платформенных областей

с глубоко погруженным фундаментом.— Вестн. МГУ. Геология, 1975, № 4, с. 79—87.
Физика Земли.— М., 1974, Т. 1.— 251 с.— (Итоги науки и техники/ ВИНИТИ).
Филатов В. Г. Решение обратных задач гравиметрической разведки с применением метода регуляризации: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук.— М., 1974.—22 с.
Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко Ф. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных.— Геология и геофизика, 1965, № 10, с. 12—22.
Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Многопризнаковый геотектонический анализ региональных геофизических данных методами дискретной математики.—Геология и геофизика, 1968, № 11, с. 22—29.
Фотиади Э. Э., Ладынин А. В. Состояние и геологические задачи комплексных геофизических исследований глубинного строения литосферы на территории Сибири и Дальнего Востока СССР.— Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 144—154.
Халевин Н. И. Глубинное строение Урала и сопредельных регионов по геофизическим данным.— Геотектоника, 1972, № 6, с. 65—78.
Херрин Ю. Региональные изменения скорости волн в верхней мантии под Северной Америкой.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972, с. 198—202.
Хили Дж., Уоррен Д. Х. Сейсмическое зондирование в Северной Америке.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия.— М.: Мир, 1972, с. 162—174.
Хотько Ж. П. Глубинное строение территории Белоруссии и Прибалтики по данным геофизики.— Минск : Наука и техника, 1974.— 96 с.
Цирульский А. В. О решении прямой и обратной задачи гравиразведки. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 7, с. 84—90.
Цирульский А. В. Обратные задачи логарифмического потенциала: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук.— М., 1976.— 39 с.
Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР.— Киев : Наук. думка, 1972.— 176 с.
Шалаев С. В. Геологическое истолкование геофизических аномалий с помощью линейного программирования.— Л.: Недра, 1972.— 144 с.
Шрайбман В. И. Глубинная структура южной части Туранской плиты в свете геофизических данных: Автореф. дис. ... д-ра мат. наук.— М., 1970.
Шрейдер А. А., Валяшко Г. М., Мелихов В. Р. и др. Неоднородности физических свойств литосферы Аравийско-Индийского хребта.— Мор. гравиметр. исслед., 1972, вып. 6, с. 154—162.
Юров Ю. Г. Некоторые сейсмические особенности изостатических уравновешенных моделей земной коры.— В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей.— М.: Наука, 1975, с. 26—31.
Юров Ю. Г., Ефимкина З. Н. Результаты сопоставления данных ГСЗ и гравиметрии.— В кн.: Изостазия.— М.: Наука, 1973, с. 53—66.
Ajakaiye D. E., Sweeney J. F. Three-dimentional gravity interpretation of the Dutsen-wai complex, Nigerian Jounger granite province.— Tectonophysics, 1975, 24, N 4, p. 331—341.
Aravamadhu P. S., Verma B. K., Qureshy M. N. Isostatis studies in South India.— Bull. Nat. Geophys. Res. Inst., 1970, 8, N 3/4, p. 41—50.
Arkani-Hamed J. Lateral variations of density of the mantle.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1970, 20, p. 431—455.
Barta C. Distortion of the gravity field and its consequences.— In: Proc. Symp. Earth's Grav. Field and Secul. Variat. Posit., Sydney, 1973. Sydney, 1974, p. 213—217.
Bonjer K., Fuchs K., Prodehl C. Geophysical investigation of the Rhinegraben rift system.— In: Rifting problems. Irkutsk, 1975, p. 77.
Borm G. On the hydrostatic eguilibrium of very large masses.— Z. Geophys., 1971, 37, N 4, S. 707—717.
Buckley J. S., Bailey R. J. A free air gravity anomaly countour map of the Irish continental margin.— Mar. Geophys. Res., 1975, 2, N 3, p. 185—194.
Bursa M. Undulations of the geoid due to deep anomoalus masses of the territory of Czechoslovakia.— Geofys. sb., Praha, 1973, 19. N 345, S. 9—57.
Case J. E., Barnes J., Gabriel P. Q., Humberto G. J. Trans-Andean geophysical profil. Southern Colombia.— Bull. Geol. Soc. Amer. 1973, 84, N 9, p. 2895—2903.
Choudhury S. K. Gravity and crustal thickness in the Indo-Gangetic plains and Himalayan region, India.— Geophys. J. Roy. Astr., Soc., 1975, 40, N 3, p. 441—452.
Cochran J. R. Gravity and magnetic investiagations in the Gviana Basin, vestern equatorial Atlantic.— Bull. Geol. Soc., Amer., 1973, 80, N 10, p. 3249—3268.
Darracott B. W. Gravity surveys to delineate African orogenic belts.— Nature, 1972, 240, N 5381, p. 403—404.

Darracott B. W., Fairhead J. D., Girdler R. W. Gravity and mantetic surveys in northern Tanzania and southern Kenya.— Tectonophysics, 1972, **15**, N 1/2, p. 131—141.
Decker E. R., Smithson S. B. Heat flow and gravity interpretation across the Rio Grande rift in southern New Mexico and West Texas.— J. Geophys. Res., 1975, **80**, N 17, p. 2542—2552.
Discussion on the paper: «Gravitational evidence for a low-density mass beneath the Galapagos Island».— Science, 1974, **184**, N 4138, 808—809.
Dorman L. M., Lewis B. T. Experimental isostasy, 1, 2.— J. Geophys. Res., 1970, **75**, N 17, p. 3357—3386.
Dorman L. R. M., Lewis B. T. R. Experimental isostasy. 3.— J. Geophys. Res., 1972, **77**, N 17, p. 3068—3077.
Elter P., Giglia G., Tongiorgi M., Trevisan L. Tensional and comressional areas in the recent (tortonian to present) evolution of the Northern Apennines.— Bol. geofig., Trieste, 1975, **17**, N 65, p. 3—17.
Fairhead Y. D., Girdler R. W. The seismicity of the east African rift system.— Tectonophysics, 1972, **15**, N 1/2, 115—122.
Fushs K., Mayer-Rosa D., Liebau F. Lateral inhomogeneities of the Earth's mantle and their petrological interpretation.— Z. Geophys., 1971, **37**, N 6, S. 937—942.
Gaposchkin E. M. Earht's gravity field to the eighteenth degree and geocentric coordinates for 104 station from satelite and terrestrial data.— J. Geophys. Res., 1974, **79**, N 35, p. 5377—5411.
Girdler R. W. The relationship of the Red Sea to the East African rift system.— Quart. J. Geol. Soc., 1958, **114**, N 1, p. 453.
Girdler R. W. The great negative Bouguer gravity anomaly over Africa.— Transact. Amer. Geophys. Union, 1975, **56**, N 8, 516—519.
Goodacre A. K. Generalized structure and composition of the deep crust and upper mantle in Canada.— J. Geophys. Res., 1972, **77**, N 17, p. 3146—3161.
Goslin J., Sibuet J. C. Geophysical study of the easternmost Walvis ridge South Atlantic; deep structure.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, **86**, N 12, 1713—1724.
Groten E. Some problems of large-scale gravity interpretation.—J. Geophys., 1975, **41**, N 6, p. 659—679.
Grow J. A., Bowin C. O. Evidense for high-density crust and mantle beneath the Chile trench due to the descending lithosphere.— J. Geophys. Res., 1975, **80**, N 11, p. 1449—1458.
Hammer S. Deep gravity interpretation by stripping.— Geophysics, 1963, **68**, N 3, p. 369—378.
Higbie J. W., Stacey F. D. Interpretation of global gravity anomalies.—Nat. Phys. Sci., 1971, **234**, N 50, p. 130—132.
Higbie J. W., Stacey F. D. Depth of density variations responsible for features of the satellite geoid.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1971, **4**, N 2, boz. 145—148.
Jacoby W. R. Density distribution under riges and orogens.— In: Abstr. Pap. XV Gen. Assambly JUGG. Moskow, 1971, p. 4—32.
Jacoby W. R. Isostasy and density distribution in the crust and apper mantle. J. Geophys., 1973, **39**, N 1, p. 79—96.
Jacoby W. R. Velocity-density systematics from seismis and gravity data.— Varoff. Zentralinst Phys Erde, 1975, **2**, N 31, S. 323—333.
Jeffreys H. The Fenno-Scandian uplift.— J. Geol. Soc., 1975, **131**, N 2, p. 323—325.
Kaula W. M. Geophysical implications of satellite determinations of the earth's gravitational field.— Space Sci. Rev., 1967, **7**, p. 769—794.
Kearey P. Gravity and seismic reflection investigations into the crustal structure of the Aves ridge, Eastern Caribbean.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, **38**, N 3, p. 435—448.
Kivioja L. A. The effect of topography and its isostatic compensation of free-air anomalies.— Columbus, 1963. Inst. Geol. Photogram. Cartog. Rept. N 28.
Klushin I. G., Abramovich I. I. The form of geoid, seismicity and composition of mantle magmas products.— In: Abstr. Pap. XVI Gen. Assambly, JUGG. Grenoble, 1975, **1**, S. 2. 14.
Kogan M. G. Gravity field of the Kuril-Kamchatka arc and its relation to the thermal regime of the lithosphere.— J. Geophys. Res., 1975, **80**, N 11, p. 1381—1390.
Kono I., Yoshii T. Numerical experiments of the Thickening plate model.— J. Phys. Earth., 1975, **23**, N 1, p. 63—75.
Lagrula J. L'isostasie et la forme geoide.— C. r. Acad. sci., 1972, **274**, N 24, p. 1338—1342.
Lambeck K. Gravity anomalies over ocean ridges.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1972 **30**, N 1, p. 37—53.
Makris J. Crustal structure of the Aegean sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys.— J. Geophys. 1975, **41**, N 4, p. 441—443.
Markis J., Menzel H., Zimmermann J. A preliminary interpretation of the gravity field of Afar. Norhteast Ethiopia.— Tectonophysics, 1972, **15**, N 1/2, p. 31—39.

Makris J., Zimmermann J., Balan A., Lebras A. Gravity study of the Djubouti area.— Tectonophysics, 1975, **27**, N 2, p. 177—185.
Masaru K. Gravity anomalies in east Nepal and their implications to the crustal structur of the Himalayas.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, **39**, N 2, 283—299.
Mathur S. P. Crustal structure in southwestern Australia from seismic and gravity data.— Tectonophysics, 1974, **24**, N 1/2, 151—182.
McGinnis L. D. Tectonic and the gravity field in the continental interior.—J. Geophys. Res., 1970, **75**, N 2, p. 317—331.
McGinnis L. D. Gravity fields and tectonics in the Hindu Kush.— J. Geophys. Res., 1971, **76**, N 8, p. 1894—1904.
McKenzie D. P. Some remarks on heat flow and gravity anomalies.— J. Geophys. Res., 1967, **72**, N 24, p. 6261—6274.
Menzel J. Seamounts.— Z. Geophys., 1971, **37**, N 4, S. 595—626.
Morelli C., Gantar G., Pisani M. Bathymetry, gravity and magnetism in the strait of Sicily and in the Ionian sea.— Boll. geofis. teored appl., 1975, **17**, N 65, p. 39—58.
Ocola L. C., Meyer R. P. Central North American rift system. I. Structure of the axial zone from seismic and gravimetric data.— J. Geophys. Res., 1973, **78**, N 23, p. 5173—5194.
Ocola L. C., Meyer R. P. Crustal structure from the Pacific basin to the Brazilian shield between 12—30 S. lat.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973a, **84**, N 10, p. 3387—3403.
Partsch W. A gravimetric model of the Earth's crust in the eastern Alpine area.— Z. Geophys., 1971, **37**, N 6, S. 957—973.
Petkov K. Essai de determination de la puissance de l'ecorce terrestre en Bulgarie a partir de donnees de gravimetre.— In: Bull.— 6-e Congr. Assoc. Geol. Carpatho — Balkanique, Warszawa, 1974, vol. 2, fasc. I, p. 601—602.
Plouff D., Pakiser L. C. Gravity study of the San Juan mountaines, Colorado.— Geol. Surv. prof. pap., 1972, N 800—B, p. 183—190.
Purdy G. M. The eastern and of the Azores-Gibraltar plate boundary.— Geophys. J. Roy Astron. Soc., 1975, **43**, N 3, p. 973—1000.
Rabinowitz P. D., Ryan W. B. F. Gravity anomalies and crustal shortening in the Eastern Mediterranien.— Tectonophysics, 1970, 10, N 506, p. 585—608.
Ramberg I. D., Smithson S. B. Gravity interpretation of the southern Oslo graben and adjacent precambrian rocks. Norway.— Tectonophysics, 1971, 11, N 6, p. 419—432.
Rapp R. H. The Earth's gravity field.— Geophys. Surv., 1975, 2, N 2, p. 193—216.
Robb J. M., Kane M. F. Structure of the Vema fracture zone from gravity and magnetic intensity profiles.— J. Geophys. Res., 1975, **80**, N 32, p. 4441—4446.
Rosendahl B. R., Moberty R., Halunen A. J. ets. Geological and geophysical studies of the Canton trough region.— J. Geophys. Res., 1975, **80**, N 17, p. 2565—2574.
Saxov S. Geophysical interpretation of gravity anomalies (1971—1975).— Chronique UGGI, 1975, N 104, p. 265—268.
Schüler W. Moderne Aspecte das Erkenntnisprozesses in der Geophysik.— Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss. B, 1972, **A17**, N 1, S. 59—67.
Searle R., Gouin P. A gravity survey of the central part of the Ethiopian rift valley.— Tectonophysics, 1972, **15**, N 1/2, p. 41—52.
Sibuet J. C., Le Pichon X., Goslin H. Thicknes of lithosphere deduced from gravity edge effects across the Mendocino fault.— Nature, 1974, **252**, N 5485, p. 676—679.
Silver E. A., Case J. E., Macgillavry H. J. Geophysical study of the Venezuelan borderland.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, **86**, N 2, p. 213—226.
Smithson S. D., Ramberg I. D., Gronlie G. Gravity interpretation of the Yotun nappe of the Norwegian caledonides.— Tectonophisics, 1974, **22**, N 3/4, 205—222.
Soffel H., Peters K., Pohl J. Interpretation of a gravity profile across the southern part of the Hon graven, Libya.— J. Geophys., 1975, **41**, N 5, p. 491—499.
Stacey R. A. Gravity anomalies, crustal structure, and plate tectonics in the Canadian Cordillera.— Can. J. Earth Sci., 1973, **10**, N 5, p. 615—628.
Takeuchi H., Jamashina K. What is a standard gravity? — J. Phys. Earth, 1973, **21**, N 1, p. 19—26.
Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the midocean rides: computed model from gravity and seismic refraction data.— J. Geophys. Res., 1965, **70**, N 2, p. 341—352.
Tarakanov Ju. A., Vinnik L. P. On the thermal nature of the largest undulations of geiod.— In: Abstr. pap. XVI Gen. Assembly JUGG. Grenoble, 1975, I. S./3.34.
Verma R. K., Ghosh D. Gravity survey over Jharia coalfield, India.— Geophys. Res. Pull., 1974, **12**, N 4, p. 164—175.
Vyskocil V. Comments of the manifestation of the deep structure of Czechoslovakia in the anomalous gravity field.— Geofis. ab., Phara, 1974, **20**, S. 127—139.
Watts A. B. Marine gravity.— Revs. Geophys. Space Phys., 1975, **13**, N 3, p. 531—536.
Watts A. B., Cochran J. R. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere along the Hawa-

iian-Emperer seamount chain.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, 38, N 1, p. 119—141.
Watts A. B., Talwani M. Gravity anomalies seaward of deep-sea trenches and their tectonic implications.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1974, 36, N 1, p. 57—90.
Watts A. B., Cochran J. R., Selzer G. Gravity anomalies and flex ure of the lithosphere a thee-dimensional study of the Great Meteor seamount, Northeast Atlantic.— J. Geophys., Res., 1975, 80, N 11, p. 1391—1398.
Westbrook G. K. The structure of the crust and upper mantle in the Region of Barbados and the Lesser Antilles.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, 43, N 1, p. 201—242.
Wirth H. Possibilities of a dynamical interpretation of geophysical potential fields.— Veröff. Zentralinst Phys. Erde, 1974, 2, N 30, p. 525—529.
Woollard G. P. Standartization of gravity measurements.—Geophys. Monograph 13, Amer. Geophys. Union New York, 1969.
Woollard G. P. Regional variations in gravity.—Geophys. Monography 13. Amer. Geophys. Union New York, 1969a.
Woollard G. P. The interrelationships of crustal and upper mantle parameter values in the Pacific.— Revs. Geophys. Space Phys., 1975, 13, N 1, p. 87—137.
Yoshii T. Feature of the upper mantle around Japan as inferred from gravity anomalies.— J. Phys. Earth, 1972, 20, N 1, p. 23—34.
Yoshii T. Upper mantle structure beneath the norht Pacific and the marginal seas,— J. Phys. Earth, 1973, 21, N 3, p. 313—328.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ И КАРПАТО-БАЛКАНСКОГО РЕГИОНА

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СОВЕТСКИХ КАРПАТ *

СОДЕРЖАНИЕ

О региональных факторах, возмущающих гравитационное поле Земли, как причинах образования прогибов и поднятий земной коры 133
Средний уровень аномалий силы тяжести 136
Земная кора и размещение аномальных масс 138
О процессах в подкоровом слое 139
О погрешности определения сил притяжения глубинных аномальных масс 142
О погрешностях за счет использования формул для двухмерных тел 152
Выводы 154
Строение юго-западной краевой части Русской платформы 156
Строение Внешней зоны Предкарпатского прогиба 163
Строение Внутренней зоны Предкарпатского прогиба 178
О строении Складчатой области Карпат 188
Геологическое истолкование данных геофизических исследований в Закарпатском прогибе, Мармарошской и Утесовой зонах 193
Схема глубинной тектоники Карпатского региона 214
Геологические разрезы 214
Карта тектоники. Разрывные дислокации 219
Продольные нарушения 221
Поперечные нарушения 222
Схема глубинной тектоники 233
Общее тектоническое подразделение 234
О деталях строения региона 235

О РЕГИОНАЛЬНЫХ ФАКТОРАХ, ВОЗМУЩАЮЩИХ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ, КАК ПРИЧИНАХ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОГИБОВ И ПОДНЯТИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

При рассмотрении гравитационного поля Карпатской зоны, т. е. территории, в состав которой входят складчатые Карпаты, Предкарпатский и Закарпатский прогибы и прилегающая часть Русской платформы, мы отмечали региональный характер существующих на этой территории аномалий силы тяжести. Попытка произвести некоторые количественные расчеты с целью геологической интерпретации аномалий силы тяжести показала, что нельзя объяснить наличие столь интенсивного минимума силы тяжести, какой наблюдается вдоль краевой зоны Карпат и охватывает большую часть складчатых Карпат и краевую зону Русской платформы, исходя только из геологических данных и результатов изучения плотностей горных пород региона. Расчеты показывают, что региональный минимум силы тяжести вызывается дефектом масс, размещенных на больших глубинах, во всяком случае намного глубже кровли докембрийского фундамента.

* С. И. Субботин.— Главы из кн.: Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. Киев, 1955, с. 84—228.

Такие результаты вычислений побудили нас рассмотреть более подробно вопрос о возможных причинах возникновения аномальных масс на больших глубинах, измеряемых, по-видимому, многими десятками и даже сотнями километров. В связи с этим пришлось затронуть также вопрос о причинах колебательных движений земной коры, в частности, ее вертикальных движений большой суммарной амплитуды, какая наблюдается в зонах прогибов и поднятий отдельных ее участков.

Настоящую главу мы и посвящаем обсуждению вопроса о возможном размещении аномальных масс в толще земной коры и в подкоровом слое, о связи этого размещения с вертикальными движениями земной коры, о связи самих вертикальных движений земной коры с процессами, происходящими в подкоровом слое.

Неизбежность существования зон уплотнения подкорового вещества в результате его сжатия под прогибами земной коры и разуплотнения за счет расширения под поднятыми ее участками нами было показано при рассмотрении принципиальной схемы размещения аномальных масс. Здесь же на основании анализа аномалий силы тяжести и данных об амплитуде прогибания и поднятия земной коры на примере Днепровско-Донецкой впадины, Украинского кристаллического массива и Карпатской зоны делается вывод, что с прогибами и поднятиями земной коры связаны зоны сжатия и расширения подкорового вещества и что главной причиной вертикальных движений земной коры и образования названных тектонических элементов являются именно процессы сжатия (прогибы) и расширения (поднятия) подкорового вещества. Доказывается, что сжатие и расширение подкорового вещества (как причина вертикальных движений земной коры), является процессом неизбежным, универсальным, тогда как перетекание его играет подчиненную роль и является процессом только возможным, но не обязательным.

Вопросы, связанные с изучением вертикальных колебательных движений земной коры, являются кардинальными в общей обширной проблеме геотектонических процессов. И несмотря на то, что проблеме геотектонических явлений вообще и, колебательным вертикальным движениям земной коры в частности, уделяется много внимания, и этим вопросам посвящена обширная литература, все же окончательного решения они до сего времени не получили.

Изучение характера этих движений, как правило, приводит исследователей к мнению, что причины их следует связывать с процессами, происходящими на больших глубинах, вероятнее всего в подкоровом слое. Этими процессами могут быть либо перемещения подкоровых масс, либо изменения их плотности, а, следовательно, и объема [2, 3, 4, 5, 6, 12, 18, 19, 20]. Очевидно, что как в том, так и в другом случае следует ожидать проявления этих процессов на поверхности Земли (т. е. на поверхности геоида) в форме гравитационного эффекта, ибо и перемещение подкоровых масс в широком смысле этого термина, и изменение плотности их в том или ином объеме приводят к перемещению некоторого количества масс в каких-то пределах, что не может не сопровождаться изменениями в распределении гравитационного поля на поверхности Земли.

Таким образом, процессы, происходящие в подкоровом субстрате под поверхностью Мохоровичича, проявляются, с одной стороны, в форме прогибов и поднятий участков земной коры, а с другой — в виде региональных аномалий силы тяжести. Отсюда и появилась мысль изучения процессов, происходящих в подкоровом слое, на основании изучения распределения аномалий гравитационного поля.

Начало исследованиям в этой области было положено А. А. Архангельским, В. В. Федынским и др. [2, 3], В. В. Белоусовым [4, 5], Е. Н. Люстихом

[18] и др., опубликовавшими ряд оригинальных работ большой научной ценности. В частности, Е. Н. Люстихом предложен гравиметрический метод изучения причин колебательных движений земной коры. Под таким названием им опубликована одна из его работ, посвященных исследованию этого вопроса [18].

Однако с частью основных выводов, к которым приходят в своих работах Е. Н. Люстих и В. А. Магницкий, а также Г. П. Горшков [12], мы согласиться не можем. В работах этих авторов с образованием платформенных прогибов и поднятий земной коры типа Днепровско-Донецкой впадины или Украинского кристаллического массива связываются процессы оттока и притока, т. е. горизонтального перемещения или перетекания подкорового вещества из-под впадин под поднятые участки земной коры.

Рассматривая платформенные прогибы и поднятия, Е. Н. Люстих пишет: «Мы считаем платформу плоской равниной и рассматриваем только зональные аномалии. Поэтому мы вправе применять формулы для бесконечных горизонтальных плоскопараллельных слоев. В этом случае, как известно, интенсивность аномалий не зависит от глубины залегания аномального тела» [18]. Мы полагаем, что такое упрощение задачи далеко не всегда возможно даже для аномалий, названных Е. Н. Люстихом зональными, не говоря уже об аномалиях меньшего площадного распространения. При таком допущении и при использовании формул для бесконечных плоскопараллельных горизонтальных слоев, мы получим ошибочное представление о величинах аномалий, возникающих на территории прогибов и поднятий земной коры.

Принятые Е. Н. Люстихом исходные данные приводят его к выводу «...о преобладающей роли явлений горизонтального смещения глубинного вещества в генезисе зональных поднятий и опусканий на платформах». Правда, для возмущенных участков этот автор допускает «...что колебательные движения (по крайней мере интенсивные поднятия платформы в альпийском цикле) происходят полностью или почти полностью за счет явлений сжатия и расширения вещества на глубине» [18].

В то время, как последний вывод, как будет показано ниже, подтверждается нашими построениями, против первого мы вынуждены возразить, так как анализ аномалий силы тяжести ясно указывает на то, что основная роль принадлежит не горизонтальному перемещению вещества, а его уплотнению за счет сжатия или разуплотнению за счет расширения.

В. А. Магницкий, рассматривая соотношения аномалий силы тяжести материков и океанов, пишет: «Если материки и океаны в целом близки к равновесию, то, как показывают результаты гравиметрических наблюдений, более мелкие объекты могут значительно отклоняться от состояния равновесия. Однако эти отклонения обычно таковы, *что мало понятны без предположения о подкоровом перемещении вещества* [19] (курсив мой. — *С.С.*)».

Далее В. А. Магницкий приводит ряд примеров. В частности, для Днепровско-Донецкой впадины, приняв мощность осадочных пород, т. е. амплитуду прогиба, равной 2 км, а плотность их 2,4 г/см^3 и предположив, что прогиб обусловлен уплотнением вещества до глубины 200 км, этот автор получает положительные аномалии силы тяжести. Но так как в действительности только Днепровско-Донецкая впадина характеризуется отрицательными аномалиями, В. А. Магницкий делает вывод: «Очевидно, что современное гравиметрическое состояние впадины может быть более или менее правдоподобно объяснено лишь, если считать, что существовал подкоровый «отток» вещества из-под территории впадины, который и компенсировал принос и отложение избыточного материала на поверхности» [19].

Г. П. Горшков, принимая амплитуду прогиба Днепровско-Донецкой впадины 5 км, плотность осадочной толщи 2,4 г/см³ и распространив уплотнение вещества на ту же глубину 200 км, получает аномалии +300 мгл. «Поэтому, — пишет Г. П. Горшков, — приходится думать, что мысль об уплотнении субстрата не соответствует действительности и нужно признать иное — именно перетекание, отток вещества от впадины в сторону» [12].

К подобным выводам эти авторы приходят и на примере Украинского (Азовско-Подольского) кристаллического массива. Приняв толщину массива, срезанную эрозией при его поднятии, равной 2 км, и предполагая, что подъем массива произошел за счет разуплотнения подкорового вещества, по-видимому той же 200-километровой мощности, В. А. Магницкий указывает, что «... массив должен был бы характеризоваться отрицательными аномалиями, на самом же деле массив характеризуется положительными аномалиями...». На основании этого он делает вывод, «что современная гравиметрическая характеристика массива может быть объяснена только путем перемещения подкоровых масс из-под соседних районов...» [19].

Нужно, однако, добавить, что в недавно опубликованной работе В. А. Магницкий, указывая на южную Индию как на пример молодого поднятия, характеризующегося интенсивными отрицательными аномалиями, допускает, что «... движения подобного рода почти целиком вызваны расширением вещества под поднимающейся территорией» [20].

Таким образом видно, что Е. Н. Люстих, В. А. Магницкий и Г.П. Горшков, анализируя гравитационное поле зон прогибов и поднятий земной коры, большую роль отводят процессам перетекания подкорового вещества, допуская существование процессов сжатия и расширения без перетекания только в случаях молодых движений.

На основании анализа распределения гравитационного поля в зонах прогибов и поднятий земной коры мы приходим к несколько иным выводам, а именно: универсальным процессом, служащим источником нисходящих и восходящих движений участков земной коры, является процесс изменения плотности и объема определенных зон подкорового вещества — сжатие под прогибами и расширение под поднятиями коры. Горизонтальные же перемещения или перетекания подкоровых масс при колебательных процессах хотя и вполне возможны, однако они играют подчиненную роль.

Для обоснования такого представления обратимся к детальному рассмотрению на конкретных примерах вопроса о состоянии подкоровых масс под различными геотектоническими единицами: под платформенными прогибами и поднятиями, а также под геосинклинальными областями.

Средний уровень аномалий силы тяжести

Возьмем профиль, пересекающий примерно вкрест простиранию такие геоструктурные элементы, как Днепровско-Донецкая впадина, Украинский кристаллический массив и Карпатская зона с Предкарпатским и Закарпатским краевыми прогибами. Профиль проходит в направлении с юго-запада на северо-восток через Черновцы, Винницу, Прилуки, Путивль.

Поскольку профиль пересекает названные выше крупные геоструктурные единицы вкрест их простирания, то кривая силы тяжести, очевидно, достаточно полно характеризует распределение гравитационного поля каждой из этих единиц (кривая наблюденных значений силы тяжести дана в редукции Буге; плотность промежуточного слоя принята равной 2,67 г/см³; нормальное значение силы тяжести вычислялось по формуле Гельмерта 1901—1909 гг.).

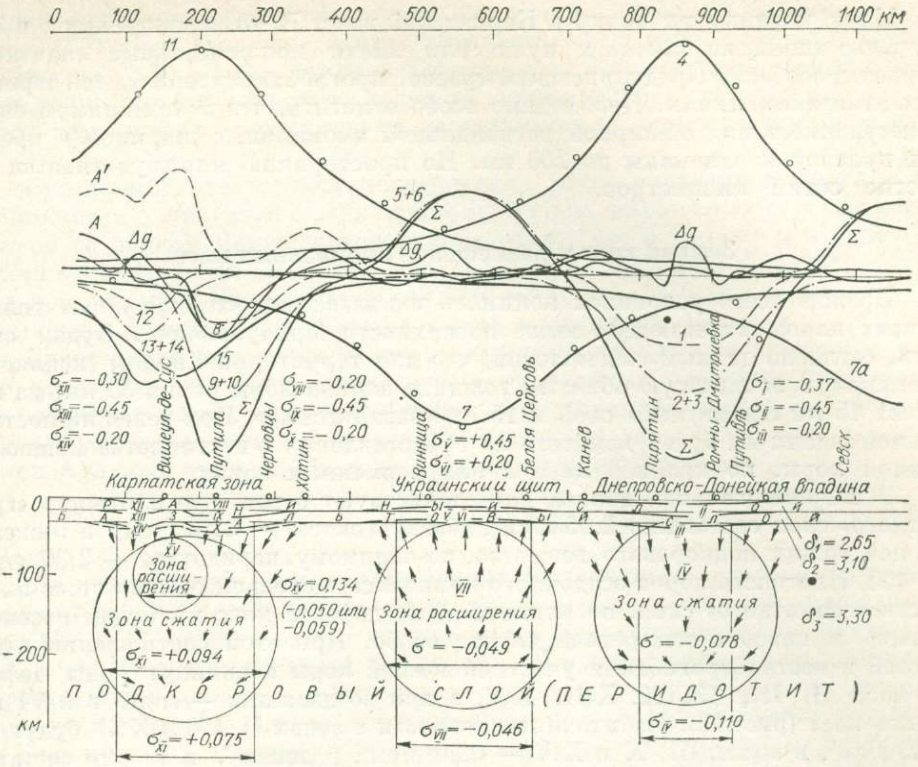


Рис. 12. Схема размещения аномальных масс в земной коре и подкоровом слое и их гравитационный эффект в области Днепровско-Донецкой впадины, Украинского щита и Карпатской зоны. (Составил С. И. Субботин, 1954 г.).

Кривые вертикальной составляющей:

а — Днепровско-Донецкая впадина: *1* — действие дефекта масс осадочной толщи I ($\sigma = -0{,}37$); *2 + 3* — действие дефекта масс зон II ($\sigma = -0{,}45$) и III ($\sigma = -0{,}20$); *4* — действие избытка масс зоны сжатия IV в форме бруса с прямоугольным сечением ($\sigma = +0{,}110$); кружками показано действие избытка масс зоны сжатия IV в форме цилиндра с круговым сечением ($\sigma = +0{,}078$). *б* — Украинский щит: *5 + 6* — действие избытка масс зон V ($\sigma = +0{,}45$) и VI ($\sigma = +0{,}20$); (*5 + 6*) *а* — то же для Воронежского щита; *7*— действие дефекта масс зоны расширения VII в форме бруса с прямоугольным сечением ($\sigma = -0{,}046$); кружками показано действие дефекта масс зоны расширения VII в форме цилиндра с круговым сечением ($\sigma = -0{,}049$); *7а* — то же для Воронежского щита.

з — Карпатская зона: *8*— действие дефекта масс осадочной толщи VIII ($\sigma = -0{,}20$); *9+ 10* — действие дефекта масс зон IX ($\sigma = -0{,}45$) и X ($\sigma = -0{,}20$); *11* — действие избытка масс зоны сжатия XI в форме бруса с прямоугольным сечением ($\sigma = +0{,}075$); кружками показано действие избытка масс зоны сжатия XI в форме цилиндра с круговым сечением ($\sigma = +0{,}084$); *12* — действие дефекта масс зоны XII ($\sigma = -0{,}30$); *13 + 14* — действие дефекта масс зон XIII ($\sigma = -0{,}45$) и XIV ($\sigma = -0{,}20$); *15* — действие дефекта масс зоны расширения XV в форме цилиндра с круговым сечением ($\sigma = -0{,}134$ относительно плотности сжавшегося подкорового вещества зоны XI и $\sigma = -0{,}050$ или $\sigma = -0{,}059$ относительно нормальной плотности подкорового вещества).

г — Общие кривые: Σ — суммарное действие аномальных масс, связанных с прогибами и поднятиями земной коры (сумма кривых: *1, 2 + 3, 5 + 6, (5 + 6), 8, 9 + 10, 12, 13 + 14*); *A'* — суммарное действие аномальных масс земной коры и подкорового вещества, за исключением зоны расширения XV.

A — суммарное действие аномальных масс земной коры и подкорового вещества, включая зону XV; Δg — наблюденные аномалии силы тяжести в редукции Буге ($\sigma_0 = 2{,}67$).

Стрелками показана схема перемещения подкоровых масс в зонах сжатия или расширения и в непосредственной близости от них; разная величина стрелок характеризует соотношение амплитуд перемещения.

Как видно на рис. 12, Днепровско-Донецкая впадина характеризуется аномалиями в несколько десятков миллигал. Здесь следует иметь в виду, что максимум в центральной части впадины (Лохвицкий) нужно рассматривать в качестве детали, осложняющей общий фон гравитационного поля.

Иную картину мы видим в Карпатской зоне. В то время, как в Закарпатье аномалии близки к нулю или имеют положительные значения, Карпаты, особенно Предкарпатский краевой прогиб, характеризуются отрицательными аномалиями. Необходимо особо отметить, что этот минимум силы тяжести имеет вид обширной региональной аномалии, с шириной в пределах нулевой изоаномалы до 200 км. По простиранию минимум тянется на многие сотни километров.

Земная кора и размещение аномальных масс

Прежде всего условимся понимать под названием «земная кора» толщу горных пород, залегающую выше поверхности Мохоровичича. Будем считать, согласно данным сейсмологии, что для территории Европы (исключая альпийскую складчатую область) толщина земной коры равна 30 км, из которых 15 км «гранитный» слой и 15 км «базальтовый». При решении поставленной задачи мы будем исходить из представления о постоянстве мощности земной коры, по крайней мере в платформенных зонах.

Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что плотность «гранитного» слоя составляет 2,65 г/см³, «базальтового» — 3,10 г/см³ и нижележащей толщи подкорового вещества, по-видимому, перидотита — 3,30 г/см³ [6, 15]. Плотность пород осадочного комплекса в среднем обычно ниже плотности «гранитного» слоя, но влияние этого дефекта масс мы будем рассматривать в каждом конкретном случае особо. При этом соотношении плотностей в местах прогибания участков земной коры возникнут зоны дефекта масс II, III, 13, X, XIII, XIV, а при воздымании — зоны V и VI избытка масс (рис. 12). Избыточные плотности в зонах II, IX и XIII будут —0,45 г/см³, в зонах III, X и XIV — 0,20 г/см³. В зонах V и VI они составят соответственно +0,45 г/см³ и + 0,20 г/см³. Отметим, что земная кора в действительности представляет собой сложную структуру с бóльшим числом слоев, чем принято в нашей схеме. Однако, несмотря на это, суммарная избыточная плотность подкорового вещества по отношению к верхней части «гранитного» слоя будет равна, как и в рассмотренном случае двухслойной структуры коры, +0,65 г/см³.

Влияние дефекта масс в зонах II и III и им подобных в областях прогибов земной коры вызовет значительные отрицательные аномалии силы тяжести. Точно также избыточные массы зон V и VI областей поднятий коры создают интенсивные положительные аномалии силы тяжести.

Влияние дефекта масс зон II и III Днепровско-Донецкой впадины и зон IX, X, XIII, XIV Карпатской области, а также влияние избытка масс зон V, VI представлено на чертеже кривыми вертикальной составляющей притяжения этих зон, обозначенными соответствующими номерами 2 + 3, 9 + + 10, 13 + 14 и 5 + 6 (в правом конце профиля показана часть кривой (5 + 6) а, представляющая влияние поднятия Воронежского щита, аналогично зонам 5 + 6 Украинского щита). Амплитуда прогибания земной коры принята, исходя из геологических и геофизических данных: в Закарпатье 4 км и в Предкарпатье 8 км и в Днепровско-Донецкой впадине 6 км. Амплитуда поднятия Украинского щита 4 км.

В зонах прогибов земной коры возникнут дополнительные отрицательные аномалии силы тяжести, обусловленные недостатком масс за счет более низкой плотности осадочных образований по сравнению с «гранитным» слоем. Результаты изучения плотности пород позволяют приближенно считать, что зона XII (Закарпатский прогиб) имеет избыточную плотность —0,30 г/см³, зона VIII (Предкарпатский прогиб) —0,20 г/см³. Средняя избы-

точная плотность осадочной толщи Днепровско-Донецкой впадины составит —0,37 г/см³ (верхние 2 км с плотностью 2,05 г/см³ и нижние 4 км с плотностью 2,40 г/см³). Влияние дефекта масс осадочных пород названных бесконечно простирающихся прогибов представлено соответственно кривыми притяжения (вертикальная составляющая), отмеченными индексами 12, 8 и 1.

Суммарный эффект перераспределения масс, явившегося результатом возникновения прогибов и поднятий земной коры, выражен на чертеже в виде кривой со знаком минус, которая показывает, что в Карпатской зоне возникли отрицательные аномалии силы тяжести со значениями 245 мгл, в центральной области Днепровско-Донецкой впадины — 246 мгл, а на Украинском щите положительные аномалии со значениями 104 мгл.

Сопоставляя полученный гравитационный эффект с наблюденной кривой, мы видим, что ни в одном из рассматриваемых тектонических элементов подобных аномалий не существует. Отсутствуют непомерно интенсивные отрицательные аномалии во впадинах (прогибах), нет также столь больших положительных аномалий в зоне поднятия земной коры.

О процессах в подкоровом слое

До сих пор при наших вычислениях мы полагали, что плотность подкорового вещества постоянна и оно как бы вытеснялось прогибающимся участком коры и, оттекая из-под впадин, притекало под области поднятий земной коры. Иначе говоря, мы принимали, что утверждения ряда авторов о перетекании подкоровых масс из-под впадин под поднятия коры справедливы. К сожалению, схемы, которыми они пользовались в своих расчетах, не опубликованы, поэтому остается неясным, каким образом из допущения о существовании уплотнения подкорового вещества под впадинами и его разуплотнения под поднятиями, можно было прийти к столь большим положительным аномалиям во впадинах или отрицательным аномалиям в зонах поднятий.

Мы же, оперируя уточненными данными, взятыми из реально существующей физико-геологической обстановки, и соблюдая условие неизменности плотности подкоровых масс, т. е. принимая концепцию перетекания, получили огромные значения отрицательных аномалий во впадинах и положительных в зонах поднятий, причем на самом деле не существующих. Поэтому необходимо признать, что перемещение подкоровых масс как раз не может объяснить гравиметрического состояния крупных геотектонических единиц, по крайней мере таких, которые рассмотрены в данном случае. Очевидно, следует избрать другой путь, чтобы отыскать условия, при которых теоретически рассчитанные аномалии и аномалии, наблюдаемые в действительности, пришли бы в полное соответствие.

Можно, например, предположить, что до образования прогибов и поднятий земная кора имела в разных местах различную толщину: меньшую в зонах будущих прогибов и большую в местах будущих поднятий, что неизбежно сопровождалось бы крупными аномалиями, которые в процессе формирования прогибов и поднятий были компенсированы за счет перетекания подкоровых масс из-под прогибов под зоны поднятий земной коры. Такое предположение делалось Е. Н. Люстихом и В. А. Магницким и мы вполне согласны с их заключением, что такого рода дифференциация мощности земной коры и существование крупных гравитационных аномалий в зонах будущих прогибов и поднятий — крайне маловероятны.

Наиболее вероятным и, как нам кажется, единственно возможным способом исключить получаемые теоретическим путем столь интенсивные отрицательные аномалии в прогибах и положительные в зонах поднятий — это предположить образование зон уплотнения подкорового вещества за счет его сжатия под прогибами и зон его разуплотнения за счет расширения под поднятыми участками земной коры.

Оговоримся сразу же, что мы здесь рассматриваем только те процессы в подкоровом слое Земли, которые обусловливают возникновение прогибов и поднятий отдельных участков земной коры, т. е. формирование тех или иных геотектонических единиц. Главной причиной образования именно таких элементов земной коры мы считаем процессы сжатия и расширения некоторых зон подкорового вещества. Эти процессы, как будет показано ниже, являются неизбежными. Что же касается перетекания подкорового вещества, то мы допускаем его лишь в качестве второстепенного и необязательного явления, которое имеет малое значение в образовании прогибов и поднятий. Это, однако, не мешает полностью принимать концепцию перетекания, перемещения подкоровых масс, когда речь идет о деформации всей планеты, как фигуры равновесия в целом, в связи с изменением скорости ее вращения.

В связи с таким выводом, полученным в результате анализа распределения гравитационного поля, получают определенное обоснование предположения А. Д. Архангельского [2, 3], В. В. Белоусова [4, 5] и ряда других исследователей, заключающиеся в том, «... что земная кора в своих вертикальных движениях следует за сжатием и расширением подкорового вещества...» [5]. Отсюда вытекает, что основной причиной вертикальных колебательных движений земной коры являются процессы сжатия и расширения подкорового вещества.

Однако возникает вопрос: каковы должны быть те зоны, в которых происходят эти процессы, и возможно ли скомпенсировать столь большие аномалии, возникающие за счет прогибов и поднятий коры, только путем учета влияния сжатия и расширения, т. е. уплотнения и разуплотнения подкорового вещества, не прибегая к предположению о его перетекании. Очевидно, что при такой компенсации необходимо соблюдение условия, чтобы объем подкорового вещества, «вытесненного» прогнувшимся участком земной коры, был бы равен величине, на которую уменьшается объем сжимающегося подкорового вещества. Аналогично этому, в зонах поднятий увеличение некоторого объема расширяющегося подкорового вещества должно быть равно объему, «освобожденному» поднявшимся участком земной коры (выражения «вытесненный» и «освобожденный» объем мы применяем здесь условно, поскольку считаем, что движение земной коры есть функция процессов, протекающих в подкоровом слое).

В нашей задаче двухмерных тел это равносильно равенству площадей поперечных сечений соответствующих зон. В Днепровско-Донецкой впадине площадь поперечного сечения зоны III (прогиба), имеющей форму трапеции с основаниями 280 и 80 км и высотой в 6 км, равна 1080 км^2. На эту величину должна уменьшиться площадь поперечного сечения зоны сжатия подкоровых масс.

Предположим, что зона сжатия распространяется на глубину порядка 300 км, т. е. это зона вероятного возникновения очагов землетрясений. Исходя из геологических данных, эту зону можно представить ограниченной с боков вертикальными плоскостями, которыми в верхних частях земной коры ограничен глубокий центральный грабен Днепровско-Донецкой впадины и так называемые зоны его окаймления [17]. Таким образом, зону уп-

лотнения мы принимаем в форме бруса с прямоугольным поперечным сечением, равным после уплотнения 264 × 120 км = 31 680 км². До уплотнения вещества эта площадь была 31 680 + 1080 = 32 760 км². Плотность подкорового вещества до уплотнения 3,30 г/см³, а после уплотнения она составит величину 32 760 × 3,30 : 31 680 = 3,410 г/см³. Влияние этой зоны уплотнения IV (вертикальная составляющая притяжения) представлено в виде кривой *4*, полученной путем расчетов с помощью общеизвестных формул.

Но можно взять зону уплотнения в форме горизонтального цилиндра с круговым сечением. Пусть радиус круга после уплотнения зоны равен 120 км. Площадь его сечения равна $\pi R^2 = 14\,400\,\pi$ км². До уплотнения, очевидно, она была на 1080 км² больше, откуда путем несложных расчетов получаем избыточную плотность +0,078 г/см³. Гравитационный эффект такой зоны (с осью цилиндра на глубине 150 км), очень близок к эффекту от зоны уплотнения в форме бруса. Кривая вертикальной составляющей притяжения цилиндрической зоны уплотнения, вычисленная по общеизвестным формулам, намечена на чертеже точками (кружками) и, как видим, мало отличается от кривой *4*.

Для Украинского щита будем иметь следующую картину. На основании геологических данных можно предполагать, что удаленная размывом часть докембрийских отложений составляет от 3 до 5 км или в среднем 4 км. Эту величину и принимаем за высоту поднятия, т. е. за высоту зоны VI. Площадь поперечного сечения этой зоны, имеющей форму трапеции с основаниями 240 и 100 км, при высоте 4 км, равна 680 км². Зону разуплотнения подкорового вещества примем в форме бруса, площадь поперечного сечения которого после расширения равна 274 × 180 км = 49320 км². Отсюда плотность разуплотнившейся зоны составит 48 640 × 3,30 : 49 320 = 3,254, т. е. избыточная плотность равна —0,046 г/см³. Гравитационное действие этой зоны расширения представлено на чертеже в виде кривой *7*. Точками (кружками), почти совпадающими с нею, показано влияние зоны уплотнения цилиндрической формы такого же кругового сечения, как и зона IV. Ее избыточная плотность, рассчитанная тем же способом, составит —0,049 г/см³.

Аналогично, но несколько сложнее, решается вопрос о состоянии подкорового вещества в Карпатской зоне. Мы принимаем, что прогиб состоит из двух частей — Карпатско-Предкарпатской и Закарпатской. Они разделены между собою поднятием Мармарошской зоны. Площадь поперечного сечения прогиба (зон X и XIV) составляет в сумме 1160 км². Зона сжатия после уплотнения имеет площадь поперечного сечения приближенно 264 × × 180 = 47 540 км². До уплотнения она была 48 700км², откуда плотность ее после сжатия будет 48 700 × 3,3 = 3,375 г/см³, или избыточная плотность σ = +0,075 г/см³. Вертикальная составляющая силы притяжения показана в виде кривой *11*.

В северо-восточной части профиля показана кривая *7а*, представляющая влияние зоны расширения подкорового вещества под Воронежским выступом.

Суммируя кривые *4*, *7*, *7а*, *11* притяжения зон уплотнения или расширения подкоровых масс с суммарной кривой Σ влияния зон I, II, III, V, VI, VIII, IX, X, XII, XIII, XIV, мы получим кривую вертикальной составляющей притяжения, или иначе, кривую аномалий силы тяжести, обозначенную пунктиром и буквой A'. В правой части профиля она сливается с кривой A, показанной сплошной линией. Сравнивая кривую A' с наблюденной кривой Δg, мы можем констатировать, что за исключением деталей эти две кривые в области Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины совпадают (о деталях будет сказано ниже), однако в Карпатской

зоне пунктирная кривая A', напоминая по конфигурации наблюденную кривую Δg, значительно смещена от нее вверх. Это явление вполне закономерно, так как мы не учли влияния дефекта масс зоны расширения, которая неизбежно должна существовать над поднятым участком коры в области Мармарошского массива, отделяющего закарпатские впадины от складчатых Карпат. Поместив такую зону, имеющую форму кругового цилиндра с радиусом сечения 50 км, глубиной оси 100 км и приняв ее избыточную плотность равной —0,134 г/см^3, получим кривую притяжения *15*. Суммируя ее с кривой A', получим кривую A, которая, как это хорошо видно на чертеже, только в деталях отличается от наблюденной кривой.

При всех наших построениях мы исходили из условий постоянства мощности земной коры. Однако сейсмические данные свидетельствуют о наличии ее утолщения в зонах складчатых сооружений. Поэтому весьма возможно, что переход от кривой A' к кривой A следует объяснять наличием не только зоны расширения *XV*, а частично и утолщением земной коры. Расчеты показывают, что для полной замены влияния зоны *XV* влиянием утолщения, достаточно предположить в центральной части зоны увеличение мощности коры на 6 км (на 3 км «гранитный» и 3 км «базальтовый» слой) с постепенным уменьшением до нуля на периферии рассматриваемой зоны (пунктир под прогнувшимся участком коры Карпатской зоны, рис. 12).

Отметим, что если для нашего профиля, пересекающего Мармарошский массив, существование зоны расширения XV вполне вероятно, и даже необходимо, то для пересечения Карпат, например, в районе Мукачева или Ужгорода, где кристаллические породы докембрийского основания находятся, очевидно, на больших глубинах, вероятность эта снижается. Следует все же считать существование зоны расширения вполне возможным вдоль всей основной складчатой зоны Карпат. Она, вероятно, и явилась причиной воздымания Карпатского горного сооружения в завершающую фазу альпийского орогенеза. Наконец, вполне возможно, что здесь действуют оба фактора: и утолщение земной коры, и зона расширения подкоровых масс.

О погрешности определения сил притяжения глубинных аномальных масс

При теоретических расчетах аномалий обычно не учитывают кривизну Земли, допуская, что ею можно пренебречь. Но если такое допущение вполне справедливо, когда речь идет об аномальных массах, размещенных в верхних слоях земной коры и распространяющихся на небольшие территории, то окажется ли оно справедливым при условиях, наблюдаемых в нашем случае, когда длина профиля превышает 10° дуги большого круга, а центр возмущающих масс находится на глубинах, достигающих 160 км? Не следует ли для определения притяжения масс, в особенности глубинных, вывести соответствующие формулы, исходя из представления о сферической форме Земли, или, во всяком случае, не следует ли рассмотреть вопрос о погрешностях, вносимых при использовании общеизвестных формул? Таковы те вопросы, какие возникают при расчетах региональных гравитационных аномалий. В результате теоретических построений и расчетов, идущих в двух направлениях (первое — попытка вывести формулы для непосредственного определения вертикальной составляющей притяжения гравитационных аномальных масс в случае сферической Земли и второе — оценка тех погрешностей, какие возникают в результате применения формул для плоской поверхности наблюдений и прямолинейного простирания аномальных масс), мы пришли к интересным выводам.

Рассмотрим сначала вопрос об определении вертикальной составляющей притяжения аномальных масс в случае сферической Земли. Прежде всего отметим, что предположение о сферической, а не сфероидальной Земле, которое мы делаем в целях упрощения задачи, — вполне законно, ибо сжатие земного сфероида мало, малы также и дуговые размеры рассматриваемой территории по отношению ко всей Земле. При сферической Земле глубинная цилиндрическая масса зоны сжатия или расширения принимает вид сектора кругового тора. Определим величину вертикальной составляющей притяжения такой избыточной массы. Для этого рассмотрим рис. 13. На правом верхнем чертеже этого рисунка показано сечение Земли плоскостью, проходящей через центр Земли и ось гравитирующей массы, имеющей форму тора. Ось вращения окружности, образующей тор, проходит через центр Земли.

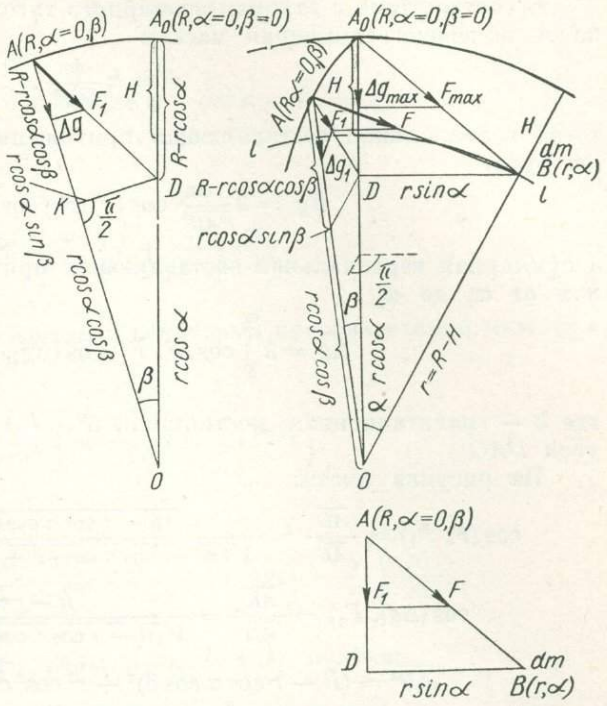


Рис. 13. Определение величины вертикальной составляющей притяжения в случае сферической поверхности Земли.

По аналогии с цилиндрической массой притяжение массы тора можно заменить притяжением материальной линии, являющейся осью тора (геометрическим местом центра вращающейся окружности), в каждом элементе которой сосредоточена масса круглого диска, высотой в этот элемент оси тора.

Введем следующие обозначения:

O — центр Земли и начало полярных координат;

$O-A_0$ — ось полярных координат;

R — радиус Земли;

$l-l$ — ось тора (материальная притягивающая линия);

r — расстояние оси тора от центра Земли;

H — глубина залегания оси тора (материальной линии);

$A-A_0$ — линия наблюдений (профиль), являющаяся сечением сферической поверхности Земли вертикальной плоскостью OAA_0, нормальной к линии $l-l$;

B — точка на линии $l-l$ с элементом массы dm;

α — полярный угол в плоскости OBA_0;

β — полярный угол в плоскости OA_0A;

A — точка наблюдения;

A_0 — точка пересечения оси полярных координат с поверхностью Земли;

D — проекция точки B на полярную ось;

K — основание перпендикуляра, опущенного из D на радиус OA;

F — сила притяжения в точке A, вызванная элементом массы dm;

Δg_i — проекция силы F на радиус AO, т. е. на вертикаль в точке A;
Δg — вертикальная составляющая суммарного притяжения всех элементов dm в пределах от α_1 до α_2*.

В соответствии с законом всемирного тяготения Ньютона, имеем (в точке A помещена единичная масса):

$$F = k\frac{dm}{\overline{AB}^2},$$

тогда вертикальная составляющая притяжения точки A элементом массы dm будет

$$\Delta g_i = k\frac{dm}{\overline{AB}^2}\cos(F, F_1)\cos(\Delta g_i, F_1),$$

а суммарная вертикальная составляющая притяжения массы тора в пределах от α_1 до α_2

$$\Delta g = k\int_{\alpha_1}^{\alpha_2}\cos(F, F_1)\cos(\Delta g_i, F_1)\frac{dm}{\overline{AB}^2},$$

где k — гравитационная постоянная; (F, F_1) — угол BAD; $(\Delta g_i, F_1)$ — угол DAO.

Из рисунка имеем:

$$\cos(F, F_1) = \frac{\overline{AD}}{\overline{AB}} = \frac{\sqrt{(R - r\cos\alpha\cos\beta)^2 + r^2\cos^2\alpha\sin^2\beta}}{\sqrt{(R - r\cos\alpha\cos\beta)^2 + r^2\cos^2\alpha\sin^2\beta + r^2\sin^2\alpha}},$$

$$\cos(\Delta g_i, F_1) = \frac{\overline{AK}}{\overline{AD}} = \frac{R - r\cos\alpha\cos\beta}{\sqrt{(R - r\cos\alpha\cos\beta)^2 + r^2\cos^2\alpha\sin^2\beta}};$$

$$\overline{AB}^2 = (R - r\cos\alpha\cos\beta)^2 + r^2\cos^2\alpha\sin^2\beta + r^2\sin^2\alpha.$$

Кроме того, $dm = \lambda dl$, где λ — масса единицы длины тора. Подставляя эти выражения в Δg и проведя соответствующие преобразования, получим формулу для определения вертикальной составляющей притяжения в следующей интегральной форме:

$$\Delta g = k\lambda r\int_{\alpha_1}^{\alpha_2}\frac{R - r\cos\alpha\cos\beta}{(R^2 + r^2 - 2Rr\cos\beta\cos\alpha)^{3/2}}d\alpha.$$

Если принять простирание сектора тора одинаковым по обе стороны от плоскости профиля, т. е. положить $-\alpha_1 = +\alpha_2 = \alpha$, то получим:

$$\Delta g = 2k\lambda r\int_0^{\alpha}\frac{R - r\cos\beta\cos\alpha}{(R^2 + r^2 - 2Rr\cos\beta\cos\alpha)^{3/2}}d\alpha,$$

или

$$\Delta g = A\int_0^{\alpha}\frac{R - a\cos\alpha}{(b - c\cos\alpha)^{3/2}}d\alpha,$$

где $A = 2k\lambda r$; $b = R^2 + r^2$; $d = r\cos\beta$; $c = 2Rr\cos\beta$; $b > c$.

---

* На рис. 13 сечение плоскостью OAA_0 дано в перспективе; это сечение в виде совмещенном с плоскостью чертежа, показано слева. Внизу дан треугольник ADB, показанный на верхнем чертеже в перспективе.

Введем обозначения:

$$\Delta g = AN, \quad N = \int_0^{\alpha} \frac{R - a\cos\alpha}{(b - c\cos\alpha)^{3/2}}\, d\alpha;$$

$$I = \int_0^{\alpha} \frac{a\alpha}{t^{3/2}}; \quad t = b - c\cos\alpha; \quad \cos\alpha = \frac{b-t}{c}.$$

Тогда

$$N = \left(R - \frac{ab}{c}\right) I + \frac{a}{c} \int_0^{\alpha} \frac{d\alpha}{t^{1/2}}.$$

После интегрирования по частям и некоторых преобразований интеграл I представится в таком виде:

$$I = \frac{1}{b^2 - c^2} \left(2c\, \frac{\sin\alpha}{t^{1/2}} + \int_0^{\alpha} t^{1/2} d\alpha\right)$$

и тогда:

$$N = \left(R - \frac{ab}{c}\right) \frac{1}{b^2 - c^2} \left(2c\, \frac{\sin\alpha}{t^{1/2}} + \int_0^{\alpha} t^{1/2} d\alpha\right) + \frac{a}{c} \int_0^{\alpha} \frac{d\alpha}{t^{1/2}}.$$

Обозначив входящие в N интегралы через I_2 и I_1, получим

$$I_1 = \int_0^{\alpha} \frac{d\alpha}{t^{1/2}} = \int_0^{\alpha} \frac{d\alpha}{(b - c\cos\alpha)^{1/2}} = \int_{\pi-\vartheta}^{\pi} \frac{d\theta}{(b + c\cos\theta)^{1/2}};$$

$$I_2 = \int_0^{\alpha} t^{1/2} d\alpha = \int_0^{\alpha} (b - c\cos\alpha)^{1/2} d\alpha = \int_{\alpha-\theta}^{\pi} (b + c\cos\theta)^{1/2} d\theta,$$

где $\alpha = \pi - \theta$.

Но $\cos\theta = 1 - 2\sin^2\frac{\theta}{2}$, тогда, заменив θ через 2γ и выполнив несложные преобразования, будем иметь

$$I_1 = \frac{2}{\sqrt{b+c}} \int_{\frac{\pi}{2}-\frac{\alpha}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \frac{d\gamma}{(1 - k^2\sin^2\gamma)^{1/2}};$$

$$I_2 = 2\sqrt{b+c} \int_{\frac{\pi}{2}-\frac{\alpha}{2}}^{\frac{\pi}{2}} (1 - k^2\sin^2\gamma)^{1/2} d\gamma,$$

где $k^2 = \frac{2c}{b+c}$, причем $k^2 < 1$, поскольку $b > c$.

Подставляя интегралы I_1 и I_2 в выражение для N, а затем N в выражение для Δg, получим

$$\Delta g = A\left[\left(R - \frac{ab}{c}\right)\frac{1}{b^2 - c^2}\left(2c\,\frac{\sin}{(b - c\cos\alpha)^{1/2}} + \frac{2}{\sqrt{b + c}} \times \right.\right.$$

$$\left.\left. \times \int\limits_{\frac{\pi}{2} - \frac{\alpha}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \frac{d\gamma}{(1 - k^2\sin^2\gamma)^{1/2}}\right) + \frac{2a\sqrt{b + c}}{c} \int\limits_{\frac{\pi}{2} - \frac{\alpha}{2}}^{\frac{\pi}{2}} (1 - k^2\sin^2\gamma)^{1/2} d\gamma\right],$$

или

$$\Delta g = A\,\frac{Rc - ab}{c\,(b^2 - c^2)}\left\{\frac{2c\sin\alpha}{(b - c\cos\alpha)^{1/2}} + \frac{2}{\sqrt{b + c}}\left[\int\limits_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{d\gamma}{(1 - k^2\sin^2\gamma)^{1/2}} - \right.\right.$$

$$\left.\left. - \int\limits_0^{\frac{\pi}{2} - \frac{\alpha}{2}} \frac{d\gamma}{(1 - k^2\sin^2\gamma)^{1/2}}\right]\right\} + A\,\frac{2a\sqrt{b + c}}{c}\left[\int\limits_0^{\frac{\pi}{2}} (1 - k^2\sin^2\gamma)^{1/2} d\gamma - \right.$$

$$\left. - \int\limits_0^{\frac{\pi}{2} - \frac{\alpha}{2}} (1 - k^2\sin^2\gamma)^{1/2} d\gamma\right].$$

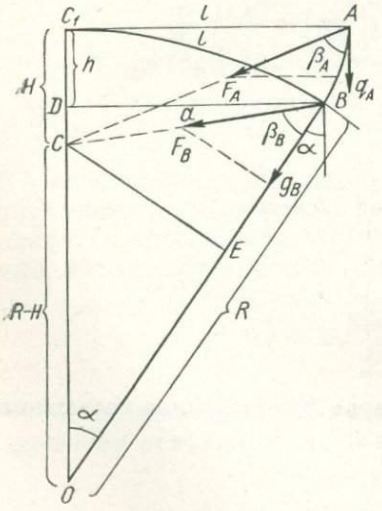


Рис. 14. Определение погрешностей при вычислении вертикальной составляющей силы притяжения для плоской поверхности Земли, обусловленных неучетом кривизны вдоль профиля.

Мы пришли к формуле, в которой имеется проинтегрированная часть и четыре интеграла в лежандровой форме: полный и неполный эллиптические интегралы первого рода, а также полный и неполный эллиптические интегралы второго рода. Значения параметров A, a, b, c даны выше, причем нетрудно видеть, что A и b величины постоянные, тогда как a и c переменны, ибо они являются функцией угла β, изменяющегося при переходе от одной точки профиля к другой. Анализируя выведенную формулу, учитывая, что величины A, a, b, c являются функциями наших исходных параметров R, r, λ и β, причем β является параметром переменным, мы приходим к выводу, что даже использование таблиц численных значений этих эллиптических интегралов не может упростить процесс вычисления Δg настолько, чтобы было удобно применять эту формулу для численного определения.

Таким образом, выведенная формула, выражающая притяжение аномальных масс в случае сферической Земли, вследствие ее громоздкости крайне неудобна для практического использования. Поэтому мы были вынуждены вести расчеты по известным формулам для плоской поверхности наблюдений при прямолинейном простирании возмущающих масс. Но тогда

необходимо выяснить, насколько значительны погрешности, допускаемые при использовании этих формул, и в зависимости от их величины решить вопрос — можно ли пренебрегать ими, или же необходимо найти способы введения соответствующих поправок к величине вертикальной составляющей силы притяжения, вычисляемой с помощью обычных формул для плоской поверхности Земли.

Погрешности эти вызваны двумя причинами: 1) неучетом кривизны вдоль профиля, являющегося сечением поверхности Земли с вертикальной плоскостью, и 2) неучетом кривизны Земли в направлении, перпендикулярном профилю.

Рассмотрим сначала первую причину, т. е. определим погрешности, обусловленные неучетом кривизны по профилю. На рис. 14 показана часть сечения Земли вертикальной плоскостью, проходящей через профиль C_1B и центр Земли 0. Учитывая малое сжатие Земли, мы можем при наших расчетах рассматривать Землю, как сферу.

Введем следующие обозначения:

C — центр притяжения аномальной массы цилиндрической формы, размещенной в подкоровом слое;
C_1 — эпицентр этой массы;
B — точка наблюдения на профиле;
A — точка на касательной;
l — расстояние между эпицентром аномальной массы и точкой наблюдения B по дуге большого круга, причем $C_1B = C_1A = l$;
H — глубина центра притяжения;
α — центральный угол дуги C_1B;
a — полухорда дуги $2l$;
h — стрела сегмента с центральным углом $2l$;
CE — перпендикуляр к OB;
0 — центр Земли;
R — средний радиус Земли;
F_A — сила притяжения аномальной массы в точке A;
F_B — то же в точке B;
g_A — вертикальная составляющая силы F_A;
g_B — вертикальная составляющая силы F_B.

При пользовании общеизвестными формулами мы получаем кривую вертикальной соответствующей притяжения для пунктов, размещенных на прямой C_1A, являющейся касательной к большому кругу в точке C_1, тогда как точки наблюдения в действительности размещены по дуге C_1B сечения геоида вертикальной плоскостью. Таким образом, при теоретических расчетах влияния массы с центром притяжения в точке C, мы определяем g_A в точке A, находящейся на расстоянии l от эпицентра C_1 на касательной. В действительности же точка наблюдения находится на том же расстоянии l от эпицентра C_1 в точке B на дуге C_1B, и действительная величина вертикальной составляющей равна g_B. Поэтому нам предстоит выяснить, каково соотношение между вертикальными составляющими g_A и g_B, иначе говоря, какую погрешность мы вносим в наши кривые, показанные на рис. 12, пренебрегая кривизной Земли, т. е. необходимо найти величину отношения

$$g_A : g_B.$$

В соответствии с законом Ньютона

$$\frac{F_A}{F_B} = \frac{\overline{CB}^2}{\overline{CA}^2} = \frac{a^2 + (H-h)^2}{l^2 + H^2}, \qquad (1)$$

но

$$g_A = F_A \cos\beta_A, \quad g_B = F_B \cos\beta_A,$$

откуда

$$\frac{g_A}{g_B} = \frac{F_A \cos\beta_A}{F_B \cos\beta_B} = \frac{[a^2 + (H-h)^2]\cos\beta_B}{(l^2 + H^2)\cos\beta_B} \tag{2}$$

Выразим переменные величины a, l и $\cos\beta_A$ через постоянные R и H и переменную α (рис. 14):

$$\left.\begin{aligned} a &= R\sin\alpha, \\ h &= R(1-\cos\alpha), \\ l &= R\alpha, \\ \cos\beta_A &= \frac{H}{\overline{CA}} = \frac{H}{\sqrt{l^2+H^2}} = \frac{H}{\sqrt{R^2\alpha^2+H^2}}. \end{aligned}\right\} \tag{3}$$

Сложнее обстоит дело с заменой $\cos\beta_B$ через те же величины R, H и α. Для этой цели введем дополнительную точку E, являющуюся основанием перпендикуляра, опущенного на OB из точки C. Из образовавшихся прямоугольных треугольников OCE и BCE получим (опуская выкладки)

$$\overline{BE} = \frac{1}{2R}[2H(R-h) + a^2 + h^2]. \tag{4}$$

Но

$$\overline{CB} = \sqrt{a^2 + (H-h)^2}, \tag{5}$$

тогда из (4) и (5) получаем

$$\cos\beta_B = \frac{2H(R-h) + a^2 + h^2}{2R\sqrt{a^2 + (H-h)^2}},$$

или, принимая во внимание (3),

$$\cos\beta_B = \frac{H\cos\alpha + R(1-\cos\alpha)}{\sqrt{R^2\sin^2\alpha + [H - R(1-\cos\alpha)]^2}} \tag{6}$$

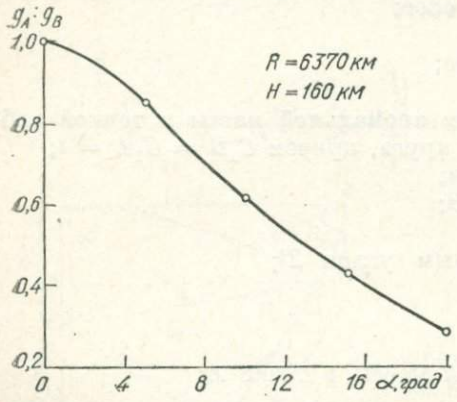


Рис. 15. График $f(\alpha)$ в случае погрешностей, обусловленных неучетом кривизны вдоль профиля.

Подставляя в (2) величины a, h, l, $\cos\beta_A$ и $\cos\beta_B$ из (3) и (6), получим

$$\frac{g_A}{g_B} = \frac{H[R^2\sin^2\alpha + [H - R(1-\cos\alpha)]^2]^{3/2}}{[H\cos\alpha + R(1-\cos\alpha)](R^2\alpha^2 + H^2)^{3/2}}. \tag{7}$$

В нашем случае $H = 160$ км, R примем равным 6370 км. Придавая различные значения углу α, мы вычислили и построили график, показанный на рис. 15.

Данные графика, основанные на формуле (7), показывают, что неучет кривизны Земли приводит к погрешностям, выраженным значительными процентами. Так, для $\alpha = 10°$, т. е. для точек профиля, удаленных от эпицентра возмущающей массы на 1100 км, вертикальная составляющая g_A, вычисленная без учета кривизны Земли, составляет только 65% от действительной ее величины g_B в точке B. По мере уменьшения угла α погрешность уменьшается до нуля при $\alpha = 0°$.

Хотя в процентном отношении погрешность велика, но если учесть, что абсолютные значения вертикальной составляющей на далеких расстояниях, т. е. при больших α, невелики, то абсолютная величина погрешности оказывается малой. Так, например, влияние зоны уплотнения, расположенной

под Карпатами, в центральной части Днепровско-Донецкой впадины, т. е. на расстоянии 700 км от зоны уплотнения, составляет согласно графику (рис. 15) 78% действительной величины вертикальной составляющей притяжения, которая, очевидно, должна быть равной:

$$g_B = \frac{1}{0{,}78} g_A.$$

Таким образом, абсолютная величина погрешности за счет неучета кривизны Земли по рассматриваемому профилю в нашем случае имеет несущественное значение при общем влиянии зоны уплотнения во многие десятки и даже сотни миллигал. А кроме того, надо учесть, что между зонами сжатия и расширения увеличение положительных и отрицательных ординат кривых *4*, *7*, *7а*, *11* и *15* будут в значительной мере взаимно компенсироваться. Поэтому суммарный эффект от зон уплотнения и разуплотнения подкорового вещества за счет неучета кривизны Земли будет еще меньшим, и им можно пренебречь.

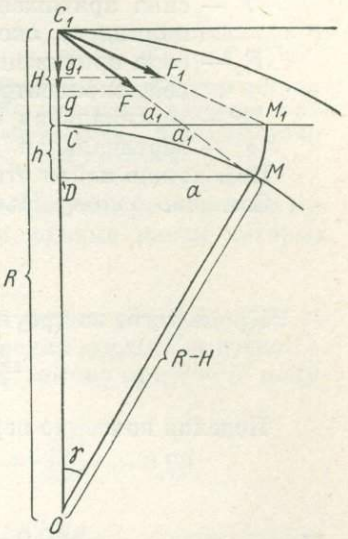


Рис. 16. Определение погрешностей при вычислении вертикальной составляющей силы притяжения для плоской поверхности Земли, обусловленных неучетом кривизны в направлении, перпендикулярном профилю.

В несколько особом положении будут находиться зоны эпицентров этих аномальных масс. Например, в средней части Украинского щита ординаты кривой *7* не искажены совершенно ($\alpha = 0$), тогда как ординаты кривых *4* и *11* здесь занижены примерно на 6 мгл каждая ($\alpha = 3$—$4°$).

Таким образом, влияние зон уплотнения IV и XI в эпицентре зоны расширения VII фактически больше, чем показывают кривые *7* и *11*. Для компенсации этого эффекта потребовалась бы еще большая степень расширения вещества в зоне VII. Последнее еще более подкрепляет нашу концепцию о неизбежности существования зон расширения и сжатия подкорового вещества как источников соответственно поднятий и прогибов земной коры. Мы не рассматриваем погрешностей, связанных с неучетом кривизны Земли, которые внесены в ординаты кривых влиянием масс зон I, II, III и им подобных. Эти погрешности невелики, поскольку влияние зон не распространяется на большие расстояния и их можно не учитывать.

Перейдем к определению величин погрешностей, вызванных второй причиной, т. е. тем, что мы не учитываем кривизны Земли в направлении, перпендикулярном нашему профилю, — по простиранию аномальных масс. С этой целью рассмотрим рис. 16, на котором изображено сечение Земли вертикальной плоскостью, проходящей через ось аномальной цилиндрической массы, расположенной в подкоровом веществе. Из чертежа видно, что ось цилиндрической массы в действительности является дугой CM (мы рассматриваем массы по одну сторону от профиля, поскольку по другую сторону от него картина симметричная), тогда как при теоретических вычислениях мы принимали ее в виде горизонтальной прямой CM_1.

Введем обозначения:

C — точка пересечения оси цилиндра с плоскостью профиля, перпендикулярной к плоскости чертежа;

C_1 — проекция C на поверхность Земли;
M — точка на оси действительного цилиндра, являющаяся центром притяжения массы единицы длины цилиндра;
M_1 — соответствующая M точка на оси расчетного цилиндра;
a_1 — $CM_1 = CM$;
a — полухорда сегмента с центральным углом равным двум;
γ — центральный угол дуги CM;
H — глубина оси цилиндрической массы;
R — радиус Земли;
h — стрела сегмента радиуса $R - H$, с центральным углом 2γ;
F — сила притяжения в точке C_1, вызванная массой единицы длины цилиндра, сконцентрированной в точке M;
F_1 — сила притяжения в той же точке C_1, обусловленная такой же массой, сконцентрированной в точке M_1;
g — вертикальная составляющая силы F;
g_1 — вертикальная составляющая силы F_1.

Нам нужно найти отношение $g_1 : g$.

Согласно закону Ньютона

$$\frac{F_1}{F} = \frac{\overline{C_1M}^2}{\overline{C_1M_1}^2}. \tag{8}$$

Кроме того, из треугольников CC_1M_1 и DC_1M

$$\frac{g_1}{F_1} = \frac{H}{\overline{C_1M_1}}, \quad \frac{g}{F} = \frac{H+h}{\overline{C_1M}}. \tag{9}$$

Поделив почленно первое равенство на второе и учтя (8), получим

$$\frac{g_1}{g} = \frac{H}{H+h} \cdot \frac{\overline{C_1M}^3}{\overline{C_1M_1}^3}. \tag{10}$$

Но из чертежа имеем

$$\left.\begin{aligned} \overline{C_1M}^2 &= a^2 + (H+h)^2, \\ \overline{C_1M_1}^2 &= a_1^2 + H^2 = (R-H)^2\gamma^2 + H^2 \end{aligned}\right\}. \tag{11}$$

Подставив эти выражения в (10), получим

$$\frac{g_1}{g} = \frac{H}{H+h} \cdot \frac{[a^2 + (H+h)^2]^{3/2}}{[(R-H)^2\gamma^2 + H^2]^{3/2}}. \tag{12}$$

Кроме того, на основании чертежа

$$\left.\begin{aligned} a &= (R-H)\sin\gamma, \\ h &= (R-H)(1-\cos\gamma) \end{aligned}\right\}. \tag{13}$$

После подстановки в (12) величин a и h из (13) и некоторых преобразований получаем величину отношения $g_1 : g$ как функцию R, H и γ:

$$\frac{g_1}{g} = f(R, H, \gamma) = \frac{H\{(R-H)^2\sin^2\gamma + [R-(R-H)\cos\gamma]^2\}^{3/2}}{[R-(R-H)\cos\gamma][H^2 + (R-H)^2\gamma^2]^{3/2}}. \tag{14}$$

В нашем примере $R = 6370$ км, $H = 160$ км. Задаваясь различными значениями γ, мы построили график функции $f(\gamma)$, показанной на рис. 17. Из графика видно, что, например, для $\gamma = 5°$ мы вычисляем вертикальную составляющую силы притяжения массы M $g_1 = 0{,}88\,g$, т. е. заниженную на 12% по сравнению с ее действительной величиной. Этот процент довольно зна-

чителен. Но мы должны иметь в виду, что величина полного притяжения масс, более удаленных от точки C_1, мала по сравнению с притяжением таких же масс, размещенных в районе точки C_1. Поэтому, в конечном итоге уменьшение вычисленного притяжения массы M по сравнению с действительным, получающееся за счет того, что мы принимаем ее размещенной в точке M_1, незначительно. Для того, чтобы убедиться в этом, приведем сравнение притяжения масс точек M и M_1 при $\gamma = 5°$ и $\gamma = 2{,}5°$ с притяжением массы точки C.

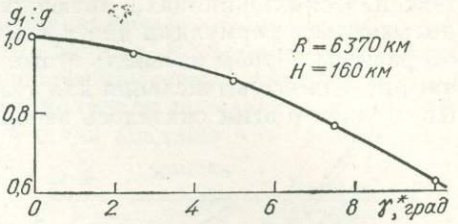


Рис. 17. График $f(\gamma)$ в случае погрешностей, обусловленных неучетом кривизны в направлении, перпендикулярном профилю.

Разобъем нашу цилиндрическую массу на несколько секций, как показано на рис. 18, с таким расчетом, чтобы длина каждой приблизительно равнялась диаметру цилиндра. Центры этих секций будут иметь центральные углы, соответственно равные 0; 2,5 и 5°. Очевидно, что массы этих секций будут одинаковы. Для простоты расчетов мы можем заменить эти секции равновеликими сферами, равные массы которых сосредоточены в их центрах.

Расстояние точки C до C_1 равно $H = 160$ км.

Для $\gamma = 5°$ расстояние $C_1M \approx C_1M_1 \approx 550$ км и для $\gamma = 2{,}5°$, $C_1M \approx C_1M_1 \approx 300$ км. Обозначим через F силу притяжения массы C в точке C_1.

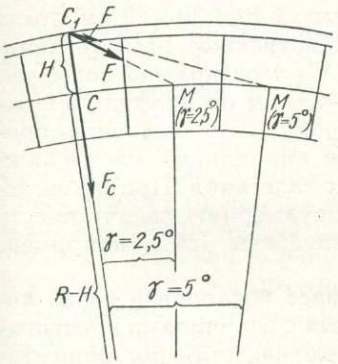


Рис. 18. Определение притяжения масс от разноудаленных точек.

Согласно закону Ньютона при $\gamma = 5°$ получим

$$\frac{F_1}{F} = \frac{\overline{C_1C}^2}{\overline{C_1M_1}^2} = \frac{160^2}{550^2} = 0{,}08,$$

или

$$F_1 = 0{,}08F_c.$$

Аналогично для $\gamma = 2{,}5°$ будем иметь

$$F_1 = 0{,}28F_c.$$

Отсюда следует, что погрешность определения даже полной силы F_1, относительно F_c составит

$$\Delta F_1 = 0{,}12 \cdot 0{,}08F_c = 0{,}010F_c \quad \text{при} \quad \gamma = 5°.$$

$$\Delta F_1 = 0{,}04 \cdot 0{,}28F_c = 0{,}011F_c \quad \text{при} \quad \gamma = 2{,}5°.$$

Очевидно, что погрешность в определении не всей силы притяжения, а только ее вертикальной составляющей будет тем меньше, чем дальше от точки C будут находиться аномальные массы. Элементарные расчеты, которых мы здесь не приводим, показывают, что общая погрешность ее не превысит 1% суммарной величины вертикальной составляющей в точке C_1. В нашем случае даже в максимумах кривых *4*, *7* и *11* эта погрешность в абсолютном выражении не превысит 3 мгл, т. е. составит величину, которой можно пренебречь.

Резюмируя результаты анализа погрешностей, вносимых в связи с неучетом кривизны Земли, мы приходим к выводу, что даже для масштабов нашего профиля и значительных глубин залегания возмущающих масс мы вправе пользоваться известными формулами, дающими величины вертикальной составляющей притяжения аномальных масс для прямолинейного профиля и прямолинейной горизонтальной оси цилиндрической возмущающей массы.

О погрешностях за счет использования формул для двухмерных тел

При определении действия аномальных масс, размещенных в подкоровом слое в зонах прогибов и поднятий земной коры, когда речь идет о конкретных тектонических единицах, имеющих ограниченное простирание, следовало бы пользоваться формулами для трехмерных тел. Однако это сильно усложнило бы расчеты. Чтобы избежать этого, мы прибегли к решению двухмерной задачи, проведя все вычисления для тел бесконечного простирания вдоль их оси. Но в связи с этим оказалось необходимым провести анализ возникших при этом погрешностей с тем, чтобы показать, что они или малы и ими можно пренебречь, или же, если их величины окажутся значительными, ввести соответствующие поправки. Здесь мы, как и ранее, разделим нашу задачу на две части: к первой отнесем вопрос о действии аномальных масс, размещенных в зоне земной коры, ко второй — действие аномальных масс подкорового вещества.

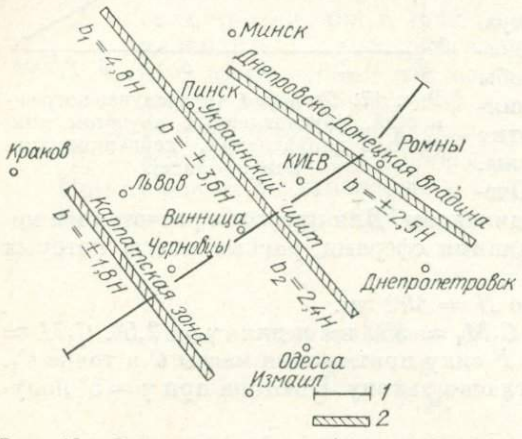


Рис. 19. Схема простирания возмущающих масс:

1 — линия профиля; 2 — осевые зоны аномальных масс.

Аномальные массы, связанные с корой, находятся на глубинах, не превышающих 30—40 км, тогда как рассмотренные нами тектонические зоны простираются более чем на 300—400 км от профиля в каждую сторону, т. е. величина простирания аномальных масс в каждую сторону превышает десятикратную глубину их залегания. При таком условии погрешность, которую мы вносим, решая двухмерную задачу вместо трехмерной, крайне мала и ею мы можем пренебречь (см., например, Б. А. Андреев, [1]).

Иначе обстоит дело с влиянием аномальных масс подкоровой зоны, которые размещены на больших глубинах, соизмеримых с величинами простирания этих масс. В этом случае мы уже не можем пренебречь теми погрешностями, какие мы вносим, пользуясь формулами для двухмерных тел, и нам необходимо определить величину этих погрешностей.

Прежде всего определим величины простирания цилиндрических аномальных масс, существование которых мы установили под всеми тремя тектоническими единицами. Известно, что действие аномальной цилиндрической массы равносильно действию линии, представляющей ось этого цилиндра, на которой сконцентрированы массы цилиндра. Таким образом, в нашем случае аномальные массы залегают на глубине 160 км (округленно).

Основываясь на геологических данных, мы определили приближенные величины простирания Днепровско-Донецкой впадины, Украинского щита и Карпатской зоны по обе стороны от нашего профиля и выразили их через глубину (H) залегания аномальных масс. Результаты таких определений показаны на схеме (рис. 19). Величина b означает простирание возмущающих масс по одну сторону профиля.

При построении схемы мы исходим из следующих положений. Днепровско-Донецкую впадину мы ограничили на северо-западе западным краем

Ельско-Шатилковской депрессии, на юго-востоке — северо-западными окраинами Донецкого складчатого сооружения. Украинский кристаллический массив — районом Друскеник и Лиды на северо-западе и районом Кривого Рога и Никополя на юго-востоке, где массив поворачивает к востоку. Простирание Карпатской области мы условно ограничиваем на северо-западе зоной поворота Карпатской дуги на запад и на юго-востоке — местом резкого поворота ее на юг и далее на запад. Взявши среднее между северо-западным и юго-восточным простиранием каждой зоны, мы и получили показанные на рис. 19 размеры простирания: для Днепровско-Донецкой впадины $b = \pm 2{,}5H$, для Украинского щита $b = \pm 3{,}6H$ и для Карпатской области $b = \pm 1{,}8H$.

Для решения поставленной задачи, т. е. для определения разности значений вертикальной составляющей силы притяжения подкоровых аномальных масс при бесконечном их простирании, ограниченном указанными величинами, мы вычислили кривые силы притяжения для некоторого цилиндра при $b = \infty$, $b = \pm 3{,}6H$, $b = \pm 2{,}5H$ и $b = \pm 1{,}8H$. Затем мы приняли во всех точках оси абсцисс, по которой отложены эпицентральные расстояния L, величину вертикальной составляющей притяжения бесконечного цилиндра за 100%. Эпицентральные расстояния выражены в глубинах H. После этого величины вертикальных составляющих притяжения цилиндрических масс ограниченного простирания выражены для каждой точки в процентах к величине вертикальной составляющей притяжения бесконечного горизонтального цилиндра. Результаты этих построений и вычислений показаны на рис. 20.

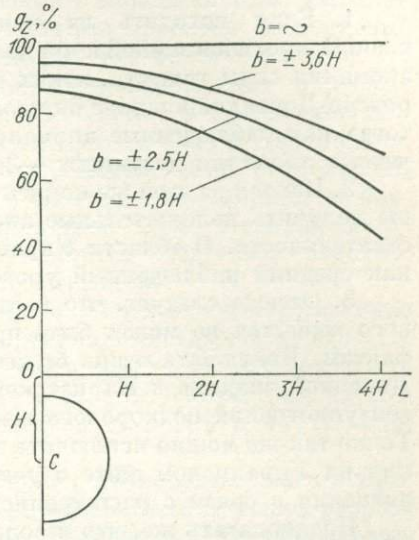


Рис. 20. Графики для определения погрешностей при вычислении действия грехмерных аномальных масс двухмерными.

Определяя величины простирания каждой из аномальных зон по схеме рис. 19, мы на основании графика рис. 20 могли бы внести соответствующие коррективы в кривые *4*, *7*, *7а*, *11* и *15*. Однако в этих кропотливых вычислениях в данном случае нет необходимости, поскольку нашей основной задачей является показать неизбежность существования зон уплотнения за счет сжатия и зон разуплотнения за счет расширения подкорового вещества под прогибами и поднятиями земной коры как главной причины образования этих геоструктурных элементов. Поэтому ограничимся здесь показом того, что переход от решения двухмерной задачи к трехмерной, т. е. от бесконечного простирания аномальных подкоровых масс, как принято нами на рис. 12, к конечному, ограниченному, потребовал бы дополнительного увеличения избыточных плотностей — еще большего уплотнения в зонах сжатия и разуплотнения в зонах расширения.

Для доказательства этого положения вернемся к центральной части Днепровско-Донецкой впадины. Кривая *4* в центре впадины снизится, как мы видели, на 36 мгл. В связи с большим удалением рассматриваемой точки от эпицентра массы XI, мы можем пренебречь изменением ординат кривой *11*, и нам остается определить лишь изменение ординат кривых *7* и *7а*. В рассматриваемой точке, т. е. в эпицентре массы IV, эпицентральное расстояние относительно масс VII и VII*а* равно $2H$.

Путем аналогичных рассуждений и вычислений мы придем к выводу, что подкоровое вещество должно быть уплотнено за счет сжатия в зоне XI и разуплотнено за счет расширения в зонах VII и XV в еще большей степени, чем показано на нашей схеме. А это еще более подкрепляет выводы об уплотнении подкорового вещества за счет его сжатия в зонах прогибов и разуплотнения за счет расширения в зонах поднятий как главной причины вертикальных движений и возникновения прогибов и поднятий земной коры.

Выводы

1. Если исходить из концепции перетекания подкоровых масс, то в зонах прогибов земной коры должны возникнуть интенсивные отрицательные аномалии силы тяжести, каких не наблюдается в действительности. В Днепровско-Донецкой впадине они должны были бы достигнуть почти — 250 мгл, тогда как наблюденные аномалии близки к нулю. В Карпатской зоне расчетные аномалии достигают —245 мгл.

2. Исходя из этой же концепции, в зонах поднятий земной коры мы должны получить положительные аномалии, каких также не наблюдается в действительности. В области Украинского щита они превысят +100 мгл, тогда как средний наблюденный уровень аномалий составляет +20 мгл.

3. Отсюда следует, что концепция перетекания (перемещения) подкорового вещества не может быть принята, ибо она противоречит наблюдаемым фактам. Исключить очень большие отрицательные аномалии в Днепровско-Донецкой впадине и Карпатской зоне можно только, предположив наличие зон уплотнения подкорового вещества, образовавшихся за счет его сжатия. Точно так же можно исключить ненормально большие положительные аномалии на Украинском щите с учетом зоны дефекта масс, т. е. зоны разуплотнения в связи с расширением подкорового вещества.

Предполагать же, что в зонах прогибов до их образования земная кора имела меньшую мощность, чем на окружающих территориях, и что, благодаря этому, здесь существовали интенсивные положительные аномалии силы тяжести, которые затем компенсировались за счет влияния зоны III и ей подобных, а также что в местах поднятий до воздымания кора имела бóльшую, чем в соседних зонах, мощность, что обусловливало существование интенсивных отрицательных аномалий, скомпенсировавшихся после воздымания влиянием зоны VI, у нас нет никаких оснований.

4. Зоны сжатия или расширения подкорового вещества, очевидно, имеют в плане протяженные формы, аналогичные формам рассматриваемых геотектонических элементов. Процессы сжатия или расширения, вероятно, распространяются от нижней поверхности коры до значительных глубин, по-видимому, порядка 300 км, ибо именно в этой зоне обычно размещается основная масса очагов нормальных и так называемых промежуточных землетрясений [28]. Это та область подкорового слоя, где мы вправе предполагать существование физических, физико-химических, радиоактивных и других процессов, с которыми и можно связывать явления сжатия (уплотнения) и расширения (разуплотнения) вещества. Весьма возможно, что эти процессы происходят в каком-то виде и на более значительных глубинах, ибо, как известно, очаги землетрясений возникают иногда и на значительно больших чем 300 км глубинах.

5. Исходя из геологических данных, т. е. учитывая существование колоссальных тектонических разрывов, с которыми связаны огромной амплитуды сбросы, какие наблюдаются и в Днепровско-Донецкой впадине [22], и в Предкарпатье, и в Закарпатье [37], в несколько завуалированном виде

они существуют и в области Украинского щита (мы имеем в виду продольные разрывы), нам кажется, что более обоснованным следует считать предположение, что зоны изменения плотности подкорового вещества имеют форму бруса с примерно вертикальными плоскостями их ограничения. На нашей схеме мы приводим, однако, кроме такой еще и круговую цилиндрическую форму этих зон.

Следует иметь в виду, что приведенные избыточные плотности зон уплотнения или разуплотнения подкорового вещества являются средними. Мы считаем вполне вероятным, даже, пожалуй, неизбежным, дифференцированный характер процессов сжатия или расширения с максимальным уплотнением или расширением под центральными участками прогибов и поднятий на глубинах, вероятно, порядка 100—150 км. Это тем более вероятно, что обычно наблюдается по несколько разломов, сопровождающих бортовые участки прогибов и поднятий земной коры, и максимальное прогибание или поднятие размещается в средних частях этих элементов. Так, в Днепровско-Донецкой впадине наблюдаются на южном борту Исачковский, Хорольский и другие разломы. Также несколько разломов имеется и на северном ее борту. Аналогичную картину мы имеем и в Карпатской зоне. Возникновение крупных разломов земной коры, вероятно, и является следствием неравномерности сжатия или расширения подкорового вещества.

6. В краевых участках зон сжатия или расширения неизбежно перемещение некоторых масс подкорового вещества как в вертикальном, так частично и в горизонтальном направлении, однако оно ничего общего не имеет с оттоком или притоком, словом, с перетеканием подкоровых масс, которое предполагается в схемах Е. Н. Люстиха [18], В. А. Магницкого [19, 20] и Г. П. Горшкова [12].

Схема некоторой подвижки или перемещения подкоровых масс в процессе сжатия или расширения должна иметь вид, показанный на нашем разрезе стрелками различной величины и направления. Размеры и направление стрелок изображают амплитуду или величину перемещения и его направление. В пользу именно такой схемы свидетельствует следующее обстоятельство. При всестороннем сжатии некоторого объема подкорового вещества, размещенного непосредственно под земной корой, перемещение должно быть радиальным. В верхней части зоны этому перемещению ничто не препятствует и даже наоборот, ему содействует сила тяжести или вес самого перемещающегося вещества и толщи земной коры. Происходит как бы «всасывание» участка земной коры, вследствие чего и образуется прогиб. Снизу вверх такое «всасывание» крайне маловероятно, ибо ему противодействует сила тяжести и силы сцепления частиц. С боков такое всасывание в слабой степени вполне возможно, пожалуй, неизбежно. Мы полагаем, что именно за счет бокового «всасывания» и происходит прогибание бортовых частей впадины. Наряду с описанной схемой мы все же допускаем возможность некоторого незначительного перемещения подкоровых масс [12, 18—20], но придаем им второстепенное значение. Как показано выше, приведение рассчитанных аномалий к наблюденным вполне возможно и без перетекания вещества, тогда как в случае перетекания подкоровых масс и сохранения неизменной их плотности интенсивные отрицательные аномалии в прогибах и положительные аномалии в областях поднятий земной коры остаются необъясненными.

7. Сопоставляя теоретическую кривую A (рис. 12), отображающую суммарный гравитационный эффект различных зон земной коры и подкорового вещества трех главнейших тектонических элементов территории Украинской ССР, с наблюденной кривой силы тяжести, мы видим, что при их общем совпадении наблюдаются расхождения в деталях. Эти расхождения находят

простое и обоснованное объяснение. Например, наблюденный максимум в центральной части Днепровско-Донецкой впадины вызван наличием в основании осадочной толщи древних эффузивов, возможно базальтов, обладающих повышенной плотностью. Их влияние не было учтено при вычислении теоретической кривой *А*. Также не было учтено влияние основных и ультраосновных пород Украинского щита в районе Винницы, имеющих более высокую плотность, чем средняя плотность кислых изверженных и метаморфических пород, развитых более широко. Подобным образом могут быть объяснены и другие детали некоторого несоответствия теоретической и наблюденной кривых.

8. В платформенных условиях нет аномалий силы тяжести, подобных по своей интенсивности тем, которые должны были бы возникнуть в прогибах или поднятиях земной коры при условии перетекания подкорового вещества. Это позволяет сделанный нами вывод о неизбежности существования зон сжатия или расширения подкорового вещества, полученный при рассмотрении принципиальной схемы и подкрепленный на примере Днепровско-Донецкой впадины и Украинского щита, распространить и на другие платформенные прогибы и поднятия.

Поскольку в геосинклинальных областях, как правило, существует значительное увеличение мощности земной коры, за счет которого создаются отрицательные аномалии, вывод о неизбежности существования зоны сжатия под геосинклиналями, полученный на примере Карпатской зоны, мы склонны распространить на другие геосинклинальные области.

Все изложенное показывает, что на примере Днепровско-Донецкой впадины, Украинского щита и Карпатской зоны подтверждается и получает обоснование положение, что главной причиной возникновения и развития прогибов и поднятий участков земной коры служат соответственно процессы сжатия и расширения подкорового вещества.

Причины самих процессов сжатия или расширения до сих пор остаются не разгаданными. При современном уровне знаний могут быть высказаны лишь сугубо гипотетические соображения о связи этих процессов с разогреванием или охлаждением подкоровых масс в связи с перераспределением радиоактивных веществ или другими процессами, обусловленными, возможно, дифференциацией вещества на разных этажах мантии Земли (по В. В. Белоусову [4]) или другим каким-либо путем. Можно предположить существование ряда физических, физико-химических, радиоактивных и иных процессов, с которыми могут быть связаны изменения в подкоровом слое. В частности, вполне вероятно, что изменения плотности подкорового вещества, находящегося под большим давлением при высоких температурах, вызывается его фазовыми или полиморфными превращениями в связи с небольшими изменениями температуры. Однако мы не ставили своей задачей рассмотрение этих крайне сложных вопросов, разрешение которых требует специальных исследований, как теоретических, так и экспериментальных. Нашей целью было показать, что процессы сжатия и расширения подкорового вещества играют первостепенную, превалирующую роль среди причин колебательных движений земной коры.

СТРОЕНИЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ КРАЕВОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В нашу сводную схему геологического истолкования данных геофизических исследований входит и юго-западная часть Русской платформы, непосредственно контактирующая с внешней зоной Предкарпатского прогиба.

Начнем обзор участка с рассмотрения магнитных аномалий.

В магнитном отношении эта зона отличается от других зон Карпатского региона отчетливо выраженным и интенсивным аномальным полем, состоящим из довольно крупных локальных аномалий. Уточняя их размеры, отметим, что диаметр большинства аномалий составляет 15—20 км, а некоторых — даже 30 км.

Одной из особенностей геомагнитного поля является значительное изменение его напряженности в пределах данной территории, которое выражается в постепенном падении интенсивности аномалий в направлении с северо-востока на юго-запад. Так, если в районе Трембовли и Тернополя мы имеем значения +500, +800 γ, то у борта платформы значения аномалий в вершинах максимумов падают до +200, +300 γ, за исключением Островецкой аномалии, имеющей отметку в вершине +650 γ. При перемещении с северо-востока на юго-запад вместе с понижением отметок уменьшается и амплитуда аномалий.

Второй существенной чертой этого аномального поля является группирование локальных аномалий в линии северо-западного простирания. Отчетливо видны две линии: Перемышлянско-Монастыриская, с максимальными отметками аномалий +400 и +600 γ, и Жидачевско-Черновицкая с отметками в центре аномалий +250, +350 γ.

Изучению этих линий магнитных аномалий посвящен ряд работ, в которых затрагивается вопрос интерпретации Перемышлянско-Монастырискоя и Жидачевско-Черновицкой групп аномалий. И нужно сказать, что все авторы этих работ приходят к одному и тому же выводу: к этим линиям приурочены тектонические разломы докембрийского фундамента, сопровождаемые телами более магнитных магматических пород, по-видимому, типа базальтов. Предположение о базальтовом составе пород в данном случае основывается на аналогии с аномалиями Волыни, где известны многочисленные пункты излияния базальтов, сопровождаемых интенсивными аномалиями геомагнитного поля. Вычисления глубины размещения магматических пород у Г. Оркиша, Р. И. Андреевой, Г. И. Кругляковой и у нас дают сходные результаты. В конечном итоге расчеты показывают такую схему зависимости аномального поля от вызывающих его факторов: в зонах разломов существует как бы два горизонта размещения интрузивных или эффузивных тел. Кровля массивов нижнего горизонта находится на глубинах 3—5 км и в нем размещены крупные так называемые основные тела, которые вызывают основные же локальные магнитные аномалии. Вычисляя эту глубину, мы исключаем из расчетов мелкие аномалии, осложняющие своды основных. Их мы рассчитываем особо и получаем тела значительно меньших размеров и относящиеся как бы к другому, верхнему, горизонту на глубинах порядка 1,0—1,5 км.

Обращает на себя внимание относительно небольшая глубина залегания малых интрузивных тел. На таких глубинах размещена осадочная толща. Отсюда можно заключить, что разломы в докембрийском фундаменте захватили, очевидно, и осадочный покров, дав, таким образом, путь для магматических излияний в горизонты, довольно близкие к дневной поверхности. Уверенность в том, что малые возмущающие тела размещены именно в осадочной толще, подтверждается тем, что опорная скважина в Олеско на глубине 2 км, по-видимому, еще не вошла в докембрий. Если же вспомнить, что магнитные аномалии юго-западной части Русской платформы ослабевают по мере продвижения на юго-запад, что вместе с существующими геологическими данными свидетельствует об опускании фундамента, то нет сомнений в том, что в краевой части платформы осадочная толща имеет мощность более 2 км, вмещая, таким образом, в себе интересующие нас массы.

Разломы фундамента, обнаруженные магнитной съемкой, в значительной мере подтверждаются и данными геологических исследований. Мы имеем в виду флексуры, намеченные А. Е. Михайловым и Д. П. Найдиным. Флексуры по отложениям верхнего и нижнего тортона, а также по верхнемеловым мергелям, по крайней мере некоторые из них, совпадают по своему местоположению с основными зонами цепочек магнитных аномалий. Так, с Жидачевско-Черновицким разломом совпадают флексуры Тлумачская, Викторовская, Журавненская, флексура в районе Раздола и флексуры в районе Николаева и к северу от него. Здесь мы отметим, что флексуры, установленные А. Е. Михайловым и Д. П. Найдиным, являясь реальными элементами геологической обстановки, будут еще служить подтверждением для тех построений, которые мы основываем на данных геофизики.

Что касается возраста разломов, то можно высказать следующие соображения. Возраст базальтовых излияний Волыни различные авторы оценивают по-разному, но все их определения сводятся к тому, что это излияния домелового возраста. Если считать, что наши магнитные аномалии связаны с изверженными породами, аналогичными базальтам Волыни, а также, что и те, и другие извержения синхроничны, то возраст Жидачевско-Черновицкого и Перемышлянско-Монастырискоro разломов следует считать довольно древним, во всяком случае доверхнемеловым. Совпадение флексур в отложениях тортона с этими разломами, очевидно, свидетельствует о том, что разломы оживали и некоторые подвижки вдоль них происходили даже в верхнем миоцене, во время формирования Внешней зоны Предкарпатского прогиба.

Перейдем к анализу поля гравитационного.

Первое, что можно сказать о гравитационном поле юго-западной части Русской платформы, это то, что по общему характеру оно не выделяется среди окружающих его аномальных полей, а сливается с ними, составляя часть северо-восточного крыла огромного по площади регионального гравитационного минимума, который пересекает район работ с северо-запада на юго-восток. Речь о самом минимуме будет идти в специальной главе, посвященной Предкарпатскому прогибу, поэтому здесь мы только вкратце укажем, что осевая часть минимума лежит во внутренней зоне Предкарпатского прогиба и этот минимум в значительной своей части обусловлен, во-первых, влиянием аномальных масс, размещенных в нижних частях земной коры и подкоровом слое, а во-вторых, дефектом масс, образовавшимся в верхних зонах земной коры.

Как часть этого минимума гравитационное поле краевой части Русской платформы имеет ту же региональную черту, которая присуща всему северо-восточному крылу минимума, т. е. общее убывание силы тяжести в юго-западном направлении. Здесь необходимо сразу же подчеркнуть, что это убывание полностью согласуется с распределением геомагнитного поля и отражает в общих чертах погружение в эту сторону докембрийского, палеозойского и мезозойского фундамента.

На общем фоне падения значений силы тяжести к юго-западу выделяются, отчасти завуалированные им, те частности или усложнения аномального поля, которые собственно и определяют характер гравитационного поля. Эти частности, несомненно, целиком связаны с тектоникой верхних частей разреза и сводятся в основном к следующему.

Прежде всего мы видим полосу сближенных изоаномал, свидетельствующих о резком уменьшении силы тяжести в юго-западном направлении. Эта полоса представляется в форме гравитационной ступени. Ее характер и положение служат дополнительным аргументом в пользу уступообразного бор-

та платформы. Мы говорим «дополнительным» потому, что считаем основными материалы МОВ и электроразведки, которые убедительно свидетельствуют о ступенчатом характере контакта платформы и прогиба.

Данными сейсмических работ борт Русской платформы фиксируется как зона потери отражений, а также как полоса исчезновения характерных отражений от гипсоангидритового горизонта, отчетливо прослеживающихся во внешней зоне Предкарпатского прогиба. Кроме того, при подходе к борту платформы с северо-востока в некоторых местах отмечаются отражающие площадки, наклоненные в сторону прогиба под значительными углами, достигающими иногда 10—20° и более.

Еще одной характерной чертой различия платформы и прогиба является то, что во внешней зоне прогиба прослеживается непрерывный характерный отражающий горизонт (гипсоангидритовый), тогда как на платформе такового нет. Даже наиболее четко фиксируемый отражающий горизонт, относимый к кровле юрских отложений, прослеживается с разрывами. Что же касается других, более глубоких горизонтов, то они строятся как условные, по ряду некоррелирующихся площадок.

Электроразведочные данные в полосе сближенных изоаномал силы тяжести рисуют аналогичную полосу сближенных изоом, причем эта полоса довольно четко вырисовывается на результатах электропрофилирования с различными разносами питающих электродов (AB равно 1500, 3000 и 6000 м), несколько смещаясь к северо-востоку при переходе от больших разносов к меньшим. Это явно обусловлено резким, уступообразным характером залегания более высокоомных пород палеозойского и мезозойского фундамента, перекрытых низкоомными породами кайнозойского чехла.

Гравитационная ступень, как мы полагаем, фиксирует ступенчатую систему сбросов в более тяжелых палеозойских отложениях. Суммарная амплитуда сбросов составляет 1—1,5 км. Погруженная часть фундамента перекрыта мощной толщей более легких палеоген-неогеновых отложений, что в значительной мере служит причиной резкого уменьшения значений силы тяжести.

Здесь, поскольку мы упомянули о разности плотностей, напомним об их соотношении в платформенной части территории: палеозойские отложения 2,60—2,65 г/см³, юра (отдельные линзообразные зоны) 2,30 г/см³, меловые и тортонские отложения 2,20—2,25 г/см³. В прогибе палеозойские и тортонские отложения имеют такие же плотности, как и на платформе, но плотность меловых отложений резко увеличивается и почти сравнивается с плотностью палеозойских пород. В связи с этим основная плотностная граница, относящаяся на платформе к контакту палеозойских отложений с мезо-кайнозойскими, переходит в прогибе на контакт мезозоя с тортоном.

Полоса сгущения изоаномал, или гравитационная ступень, начинаясь у г. Николаева и огибая то с юга, то с севера попеременно Жидачев, Калуш и Лисец, доходит до Отыни. Здесь она резко затухает с тем, чтобы примерно через десять километров появиться снова, но уже в виде двух ветвей — юго-западной и северо-восточной. (На вопросе о природе этого перерыва изоаномал мы пока не останавливаемся, так как относим его к разделу о поперечных нарушениях, которые будут рассматриваться ниже). Юго-западная ветвь продолжает направление основной полосы изоаномал, пересекая Слободку Лесную и Коломыю, а северо-восточная, отступив к востоку от Отыни и пройдя южнее Заболотова, Сторожинца и Глубокой, уходит за пределы территории нашей страны.

Мы рассмотрели один из наиболее четких элементов гравитационного поля юго-западной окраины Русской платформы. Отметим, что к северо-вос-

току от линии Каменка-Бугская — Перемышляны — Бучач — Залещики наблюдаются еще более четкие аномалии силы тяжести, связанные, по-видимому, с внутренней структурой докембрийского фундамента, однако рассмотрение этой территории не входит в нашу задачу.

Предметом дальнейшего изложения теперь послужат два довольно протяженных относительных гравитационных максимума. Сначала рассмотрим максимум непосредственно примыкающий к только что описанной гравитационной ступени. Этот максимум становится заметным северо-западнее Николаева, затем, приобретая все большую выразительность, проходит южнее Раздола и Жидачева, огибая с севера Лысец и достигает Отыни. Здесь он резко обрывается и появляется снова только у Слободки Лесной, т. е. в области, которую мы относим скорее к внешней зоне Предкарпатского прогиба. Здесь максимум через Коломыю, восточнее Кут и Выжницы уходит за границы рассматриваемой области. В связи с этим снова подчеркиваем, что перерыв максимума в районе его перехода из области платформы в область прогиба будет рассматриваться особо.

Хотя максимум и лежит в двух областях, которые мы в процессе изучения сознательно разграничиваем, логично рассмотреть его целиком, так как он, по нашему мнению, ассоциирует с одним и тем же геологическим явлением. Исходя из соотношения плотностей, которые мы приводили, полосу максимума можно интерпретировать как отражение антиклинального поднятия палеозойского фундамента. Для Коломыйской части Предкарпатского прогиба это целиком подтверждается данными, полученными другими методами. Так, в полосе максимума выявлены электроразведкой и сейсморазведкой и проверены бурением структуры Слободки Лесной и Коломыйская. Косовско-Кутское поднятие также относится к числу доказательств, подтверждающих наличие антиклинального поднятия палеозойского фундамента.

Взяв за основу район, где гравитационный максимум имеет более интенсивные формы и где существование поднятия обосновано достаточно веско, следует полагать, что продолжение этого максимума в обратном направлении, от Отыни до его начала в районе Николаева, отражает продолжение того же антиклинального поднятия. Падение интенсивности максимума свидетельствует об уменьшении амплитуды поднятия. Его наличие и здесь подтверждается данными геологических исследований, проводившихся в районе Николаева — Жидачева. По работам А. Е. Михайлова и Д. П. Найдина известно, что на расстоянии 1—2 км от оси максимума находятся флексуры внешнего ряда: Быстрицкая, Викторовская и Журавненская. По этим флексурам наблюдается погружение слоев в юго-западном направлении, т. е. согласно с падением пород в юго-западном крыле предполагаемого по гравиметрическим данным антиклинального поднятия.

В отчете о своих исследованиях Н. А. Диденко указывает на наличие брахиантиклинального поднятия с амплитудой 50 м, расположенного к юго-востоку от Николаева и отмеченного по кровле николаевских песчаников. Еще он отмечает наличие флексуры с амплитудой 60 м, проходящей в юго-восточном направлении по юго-западной окраине г. Николаева. Н. А. Диденко считает, что возраст флексуры верхнетортонский. По-видимому, эта флексура является северо-западным продолжением Журавненской флексуры, описанной А. Е. Михайловым и Д. П. Найдиным [50]. Наличие флексуры в тортонских отложениях несомненно свидетельствует об оживлении домелового Жидачевско-Черновицкого разлома в палеоген-неогеновое время.

Для полной характеристики максимума добавим, что он в районе Отыни фиксирует оттынский структурный выступ («структурный нос»), наличие которого подтверждено данными сейсмо- и электроразведки. Общий характер

описанного максимума позволяет допустить, что он отражает влияние некоторой приподнятости фундамента края платформы перед сбросом в зоне перехода к Предкарпатскому прогибу. Это же предположение можно отнести и ко второму максимуму.

Второй максимум начинается у Жидачева, где он ответвляется от первого максимума и проходит севернее Войнилова, южнее Тлумача на Обертин, затем южнее Заболотова, Сторожинца и Глубокой. На участке Тлумач — Заболотов — Сторожинец он и отражает антиклинальное поднятие или предсбросовую приподнятость фундамента.

К юго-западу от Заболотова в 1950 г. проводилось крелиусное бурение геолого-поисковой конторой объединения Укргаз. В результате обработки материалов, полученных при бурении, М. Н. Пухтинский приходит к выводу о существовании в районе Джурова антиклинального поднятия, имеющего региональный характер. Поднятие это, по М. Н. Пухтинскому, приурочено к зоне сочленения платформы с прогибом, а его возникновение он связывает с проявлениями тех тектонических напряжений, которые характерны для указанной зоны и которые, по-видимому, формировали Предкарпатский краевой прогиб.

На основании рассмотрения аномалий геомагнитного поля мы приходим к выводу, что продольные разрывы краевой части Русской платформы образовались в условиях сжатия. В связи с этим нам представляется возможным возникновение антиклинальных поднятий, сопровождающих поднятые части присбросовых зон. Поскольку Джуров-Карапчеевское поднятие почти совпадает по своему простиранию с осью относительного максимума силы тяжести, постольку оно подтверждает существование антиклинального поднятия вдоль всей полосы максимума.

Помимо гравитационной ступени и максимумов, наблюдаются и другие усложнения гравитационного поля, которые по своему простиранию совпадают с общим направлением изоаномал этой области, но имеют уже гораздо меньшие масштабы. Эти усложнения выражены в виде некоторого сгущения изолиний, которые проходят вдоль таких направлений: Монастырйска — Бобрка — Перемышляны, Николаев — Щерец и далее в направлении на Ивана Франко (Янов), Жидачев — Львов и далее к Магерову. Эти линии сгущения изоаномал нужно расценивать как зоны, по которым происходит уступообразное погружение фундамента в юго-западном направлении. Приведем несколько фактов, подкрепляющих эту мысль.

Во-первых, с линией Монастыриска — Бобрка — Перемышляны сливается Перемышлянско-Монастыриская цепь локальных магнитных аномалий, сопровождающая разлом фундамента. Здесь же находятся и две флексуры: Шумлянская и Рогатинская [5, 6]. На линии Николаев — Щерец и дальше к северо-западу существует уступ в фундаменте, проявляющийся в верхних слоях осадочной толщи в виде флексур Николаев — Пустомыты, Оброшинской и флексуры Порошна [22].

Во-вторых, ступенчатое погружение палеозойского основания, а также наличие валообразных поднятий в краевой части Русской платформы полностью подтверждаются сейсмическими исследованиями 1952 — 1954 гг. Сейсмическими работами (В. Г. Сокол и А. П. Самойлюк) в районе Городка выявлено валообразное поднятие вдоль края платформы, представленное двумя брахиантиклинальными складками: Поддубенской, к северо-западу от Городка, и Городокской, к юго-востоку от этого пункта. Поднятия вытянуты вдоль борта платформы. Северо-западная периклиналь первого и юго-восточная второго поднятия еще не оконтурены. Юго-западный борт поднятий осложнен дизъюнктивным нарушением. Этими же работами выявлено

обширное Львовское поднятие, расположенное в середине расстояния между Львовом и Городком. Оно имеет овальную форму, сильно вытянутую в направлении юго-восток — северо-запад. Юго-западное крыло его более крутое, чем северо-восточное и, возможно, осложнено нарушением в форме сброса.

Эти три поднятия устанавливаются по трем отражающим горизонтам. По данным сейсмокаротажа скважины в Великих Мостах, первый горизонт (сверху вниз) относится предположительно к юрским отложениям. По этому горизонту свод Поддубенского поднятия находится на отметках —700 м, Городокского — на —850 м и Львовского — на —550 м. Более четкая картина поднятий получена по второму отражающему горизонту. Своды поднятий по этому горизонту расположены на отметках соответственно —1050, —1200 и —950 м. Этот горизонт авторы отчета относят предположительно к одному из прослоев известняка визейского яруса карбона. Сводовые части поднятий по третьему, наиболее глубокому горизонту находятся на отметках соответственно —1600, —1700 и —1200 м. Его стратиграфическая принадлежность может быть определена лишь сугубо ориентировочно и относится, возможно, к пласту ангидритов девона, вскрытого Олесской опорной скважиной.

Сопоставляя местоположение и высотные отметки Львовского поднятия с местоположением и отметками поднятий Городокского и Поддубенского, мы констатируем ступенеобразное погружение фундамента краевой части Русской платформы, причем все эти поднятия приурочены к юго-западным краевым частям каждой ступени.

Важным обстоятельством является то, что названные поднятия, выявленные сейсморазведочными работами по глубоким юрским и палеозойским горизонтам, увязываются с дислокациями в меловых и палеоген-неогеновых отложениях.

Мы остановились на рассмотрении сейсмических данных для того, чтобы показать существование ступенеобразного погружения палеозойского фундамента Русской платформы. В результате анализа данных геофизических исследований удалось установить, что каждая ступень перед сбросовым или флексурообразным погружением осложнена валообразным антиклинальным поднятием, вернее, цепочкой брахиантиклинальных поднятий. Отметим, что именно эти поднятия представляют большой практический интерес с точки зрения перспектив нефтеносности.

Таким образом, и наличие флексур, и данные сейсмической разведки, и те гравитационные аномалии, которые мы охарактеризовали как усложнения небольшого масштаба, все это свидетельствует об одном и том же — о наличии уступов в докембрийском фундаменте.

Теперь перейдем к рассмотрению тех относительных аномалий гравитационного поля, одна из которых уже встретилась нам в районе Оттыни и была отнесена к группе аномалий, заслуживающих отдельного описания.

Речь идет об усложнениях общей картины линейно протяженного поля, имеющего северо-западное простирание, рядом поперечных ему или кососекущих направлений. Эти усложнения имеют различный характер. Например, усложнения, находящиеся в районе Отыни, разрывают полосу сближенных изоаномал силы тяжести, фиксирующую борт Русской платформы; другие, в районе Заболотов — Городенка — Тлуста, имеют вид сильно вытянутых заливообразных изгибов. Аналогичные, но выраженные в более мягкой форме, заливообразные и флексурообразные усложнения наблюдаются и в районах Обертин — Бучач, Тлумач — Монастыриска, Войнилов — Подгайцы, Болохов — Рогатин, Жидачев — Перемышляны и других местах. Со многими из таких поперечных усложнений изоаномал силы тяжести совпа-

дают аномалии геомагнитного поля. Эти усложнения гравитационного поля связаны, как нам кажется, с существованием поперечных нарушений фундамента. Одно из них (нарушение Жидачев — Перемышляны) подтверждается данными геологических исследований, которыми установлено наличие сбросов северо-восточного простирания между Жидачевом и Перемышлянами. Такие поперечные нарушения фундамента в краевой части Русской платформы, как будет показано в дальнейшем, являются типичными для всей рассматриваемой области Восточных Карпат. Они продолжаются в юго-западном направлении и пересекают Внешнюю и Внутреннюю зоны Предкарпатского прогиба, Скибовую зону Карпат и, вероятно, продолжаются далее в Карпаты и Закарпатье. Поэтому о них более подробно будет сказано ниже, в разделе главы, посвященной обобщенному описанию тектоники всего региона.

Резюмируя все сказанное о характере глубинного геологического строения юго-западной краевой части Русской платформы, по данным геофизических исследований, можно сделать следующие выводы.

1. Докембрийский и палеозойский фундамент в рассматриваемой полосе платформы, расположенной к юго-западу от линии Каменка-Бугская — Бережаны — Бучач — Залещики, постепенно погружается в юго-западном направлении.

2. Фундамент разбит системой разломов, совпадающих с карпатским направлением. Вдоль разломов наблюдаются обособленные массивы изверженных пород, размещенные на глубине от 1—1,5 до 3—5 км. Возраст разломов, по аналогии с разломами Волыни, сопровождающимися излияниями базальтов, определяется как домеловой; оживлением подвижек относится к палеоген-неогеновому времени.

3. На фоне общего монотонного погружения фундамента наблюдается дополнительное уступообразное погружение отдельных его блоков, представляющих собою протяженные полосы, вытянутые в северо-западном направлении.

4. Вдоль юго-западных частей блоков установлено существование валообразных поднятий в палеозойских отложениях. Амплитуда поднятий составляет от 100 до 300 м, а иногда и более. Присводовые части юго-западных склонов поднятий осложнены сбросовыми нарушениями.

5. Намечено существование разрывов фундамента, имеющих направление перпендикулярное карпатскому.

СТРОЕНИЕ ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

Прежде всего несколько слов о границах этой зоны. Вопрос о юго-западной и северо-восточной границах Внешней зоны прогиба является одним из важных вопросов тектоники этого района.

Несмотря на огромный объем проведенных здесь геологических и геофизических исследований, характер и местоположение сочленения Внешней зоны прогиба как с Русской платформой, так и с Внутренней зоной прогиба остаются в какой-то мере дискуссионными. Кроме того, существуют взгляды, отрицающие даже возможность отнесения Внешней и Внутренней зон к одной тектонической единице — Предкарпатскому передовому прогибу. Так, М. Н. Пухтинский в одном из своих отчетов о результатах крелиусного бурения в Буковинской части Советских Карпат пишет: «... Внешняя и Внутренняя зоны не имеют сходства ни в стратиграфическом, ни в тектоническом отношении. Кроме того, эти зоны разделены в высшей степени резкой тектони-

ческой границей. На основании этого объединение указанных зон в одну геолого-тектоническую область ничем не оправдано». Однако это мнение не получило признания, и понятие Предкарпатского прогиба как одной тектонической области, состоящей из Внешней и Внутренней зон, укрепилось и остается общепринятым.

В самых общих чертах Внешняя зона определяется как область, расположенная между краем Русской платформы и Внутренней зоной Предкарпатского прогиба и характеризующаяся спокойной тектоникой, наличием крайне пологих куполовидных поднятий малой амплитуды, разбитых рядом нарушений типа сбросов на блоки больших или меньших размеров.

Обширными геофизическими и геологическими исследованиями, производившимися в течение последних нескольких лет в зоне Предкарпатского прогиба, обнаружен ряд газоносных структур, все больше приближающихся к северо-восточному его краю, т. е. к области контакта прогиба с Русской платформой. Среди структур имеется такая, как Малогорожанская, фундамент которой представляет собой одну из глыб в полосе сочленения прогиба с платформой. Болоховское, Кадобненское и некоторые другие брахиантиклинальные поднятия непосредственно примыкают к поднятой зоне фундамента края платформы. Вдоль края платформы установлены поднятия в палеозойских отложениях, а в районе Раздола выявлено крупное месторождение серы. Эти открытия, естественно, повысили интерес к полосе сочленения платформы с Предкарпатским прогибом, что привело к еще более широкому развертыванию на этой площади геофизических работ. Поэтому для характеристики зоны сочленения имеется сравнительно богатый материал.

Учитывая то, что вопрос о северо-восточной и юго-западной границах Внешней зоны Предкарпатского прогиба является в некоторой степени спорным, остановимся на нем более подробно.

Сочленение внешней зоны прогиба с платформой, каким оно представляется по данным всех методов геофизических исследований, было рассмотрено в предыдущей главе. Допуская неизбежные в этом случае повторения, необходимо снова вернуться к этой теме, чтобы задачу установления правильной границы между этими зонами разрешить до конца. Мы полагаем, что проведение контакта по данным поверхностной геологической съемки, т. е. по границе распространения отложений верхнего миоцена, при современной освещенности этого региона геофизическими исследованиями и бурением, следует считать несколько устаревшим, и такое положение контакта приниматься во внимание не может.

Северо-восточная граница Внешней зоны прогиба, т. е. ее контакт с платформой, безусловно связывается с крупным разломом фундамента, разломом, имеющим форму ступенчатой системы сбросов с общей амплитудой порядка 1,0—1,5 км и даже более.

Этот разлом, как известно, на отрезке от Николаева до Сторожинца, т. е. на большей части своего простирания, отражен всеми методами геофизических исследований: магнитометрическими — общим снижением вертикальной составляющей геомагнитного поля, гравиметрическими — полосой сближенных изоаномал, отражающей резкое убывание силы тяжести, связанное с резким погружением палеозойского (и докембрийского) фундамента в сторону Предкарпатского прогиба, электрометрическими — падением величины кажущегося удельного электрического сопротивления и, наконец, сейсмометрическими — зоной потери отражений и потери корреляции отражающих площадок, а также смещением отражающих горизонтов большой амплитуды.

На основании показаний всех этих методов видно, что линия разлома проходит в 5—6 км северо-восточнее Яворова, на таком же расстоянии к юго-

западу от Городка, Николаева и Раздола, в 3 км северо-восточнее Калуша, в 2 км южнее Лысца. Далее наблюдается как бы раздвоение линии контакта платформы с внешней зоной прогиба. После крупной поперечной зоны нарушения, фиксируемой данными электро-, грави- и сейсморазведки в районе Отыни, намечается две зоны резкого погружения более плотных и высокоомных пород. Одна из них, продолжая прежнее направление, проходит в 4 км северо-восточнее Печенежина, Ковалевки и Косова на Куты, Выжницу и далее в юго-восточном направлении уходит за пределы рассматриваемой территории. Вторая полоса, имея почти то же направление простирания, проходит северо-восточнее первой: в 5 км северо-восточнее Отыни, в 6 км северо-восточнее Коломыи, далее после заливообразного изгиба, глубоко вдающегося в область платформы, она проходит в 5—7 км юго-западнее Заболотова и Сторожинца и, несколько отклоняясь к востоку, уходит на территорию Румынии.

В связи с таким раздвоением линии контакта возникает вопрос: которую же линию нарушения следует считать контактом Внешней зоны прогиба с Русской платформой — Отынско-Старожинецкую или же Печенежинско-Кутскую? Иначе говоря, куда отнести участок, заключенный между указанными линиями нарушения — к платформе или к прогибу?

Поскольку Внешняя зона прогиба развилась на платформенном основании и поэтому является как бы платформенной частью Предкарпатского прогиба, начавшей формироваться в угерское время (нижний тортон), то полосу, расположенную между указанными двумя линиями, следует отнести к прогибу. Такое решение вопроса подсказывается и геофизическими данными, по которым здесь вырисовывается область сравнительно глубокого погружения более плотных и высокоомных пород палеозойско-мезозойского основания платформы, перекрытых более легкими низкоомными отложениями кайнозоя. Оно подтверждается и данными крелиусного и глубокого бурения: ряд скважин в районе Слободки Лесной (ныне Лесной Слободки), Коломыи и Косова вскрыли отложения платформенного мела на глубинах порядка 1100—1200 м. Скважина в Косове вскрыла палеозойские отложения, по-видимому девонские, на глубине 1480 м. Выше по разрезу все скважины вскрывают отложения нижнего и верхнего тортона и нижнего сармата. Таким образом, мощность надмеловых отложений на этом участке прогиба хотя и меньше, чем в районе Угерско (ныне Яблуновка) — Дашава, тем не менее она превышает 1 км, т. е. довольно значительна, и Коломыйская полоса по мощности молодых отложений и характеру разреза приближается к внешней зоне прогиба. Правда, в районе поднятий Слободки Лесной и Коломыи их мощность резко сокращается (в Слободке Лесной до 467—575 м), однако это явление носит локальный характер и не меняет сущности приведенных выше доказательств.

Таким образом, вопрос о северо-восточной границе Внешней зоны прогиба решается более или менее определенно и для юго-восточной части Внешней зоны Предкарпатского прогиба. Ее следует проводить северо-восточнее Отыни и Коломыи и к югу от Сторожинца вдоль полосы сближенных изоаномал силы тяжести.

Юго-западная граница Внешней зоны Предкарпатского прогиба (линия ее контакта с Внутренней его зоной) геофизическими методами разведки прослеживается далеко не так определенно как северо-восточная. Это обусловливается тем, что хотя оба контакта тектонические и оба они являются зонами крупных нарушений, тип их различен. С Русской платформой Внешняя зона прогиба сочленяется по ступенчатой системе сближенных сбросов, возможно, осложняющих крупную флексуру, тогда как контакт с Внутренней зоной, хотя и проходит также по крупному тектоническому нарушению, однако в отличие от сочленения Внешней зоны прогиба с платформой имеет более слож-

ный, надвиговый характер. В связи с этим нет возможности провести на дневной поверхности линию, которая являлась бы проекцией контакта этих двух зон. Здесь может быть намечена некоторая, довольно широкая полоса, отражающая сочленение Внешней и Внутренней зон прогиба на различных глубинах. Такая полоса намечается по данным гравитационных и сейсмических наблюдений. Эти данные позволяют предполагать наличие крупных разрывов типа сбросов большой амплитуды, наклоненных под Внутреннюю зону прогиба. Результаты гравитационных исследований четко фиксируют крутое погружение в юго-западном направлении более плотных пород палеозойско-мезозойской толщи, залегающей в основании миоценовых отложений Внешней зоны прогиба. Это погружение прослеживается по характеру гравитационного поля навсем протяжении Советских Карпат в виде полосы резкого снижения значений силы тяжести.

Простираясь с северо-запада на юго-восток, эта полоса проходит от Добромиля на Дрогобыч, Голобутов, южнее Стрыя на Рожнятов, Дзвиняч, Делятин. Между Космачем и Ковалевкой зона сближенных изоаномал становится расплывчатой и в связи с недостаточной густотой сети пунктов наблюдений в этом районе далее на юго-восток не прослеживается. Ее продолжение может быть предположительно намечено южнее Кут и Выжницы. Северо-восточный край этой полосы совпадает по своему местоположению с проекцией линии перехода от горизонтальных или крайне полого наклоненных отражающих площадок и горизонтов, фиксируемых сейсморазведкой отраженных волн во Внешней зоне прогиба, к крутопадающим площадкам, обращенным в сторону Карпат.

По геологическим данным разрез отложений Внешней зоны прогиба представлен мощной слабодислоцированной толщей верхнемиоценовых отложений, залегающих на верхнемеловых и юрских отложениях платформенного типа, подстилаемых палеозойскими отложениями. Внутренняя часть прогиба характеризуется развитием мощных толщ нижнемиоценовых отложений, залегающих, вероятно, на флишевом основании и смятых в сложные, местами опрокинутые на северо-восток, складки, надвинутые на полого залегающие породы угерской и галицкой серий верхнего миоцена. Поэтому сочленение двух зон прогиба в верхней части разреза располагается значительно северо-восточнее, чем в нижней его части. Так, на профиле, проходящем через Стрый, зона сочленения (контакт стебникских отложений с тортоном) находится в районе Угерско, а на глубине 2 км контакт смещен в район опорной скважины Стрый-1. Если же мы перейдем к глубинам 3—4 км, то по гравиметрическим и сейсмическим данным контакт между внутренней и внешней зонами прогиба будет проектироваться на дневную поверхность в 5—6 км к юго-западу от Стрыйской опорной скважины. Таким образом, мы приходим к представлению об «этажности» полосы сочленения Внешней зоны прогиба. В верхней части разреза контакт проходит примерно через Медыничи (ныне Меденица), Дашаву, Калуш, Богородчаны, Ковалевку. Если же рассматривать глубинную структуру этой территории, то контакт между двумя зонами Предкарпатского прогиба, на основании геофизических данных, следует проводить в северо-восточной половине или в центральной части полосы сближенных изоаномал силы тяжести, т. е. в 10—15 км к юго-западу от линии Медыничи — Ковалевка. Схема перекрытия внешней зоны прогиба его внутренней зоной показана на профилях, представленных на рис. 21, 22, 23.

Внешняя зона Предкарпатского прогиба представляет собой узкую полосу, протягивающуюся с северо-запада на юго-восток. Она имеет ширину 25—30 км в районе Дрогобыч — Николаев, 12—15 км в районе Богородчан и снова расширяется в районе Слободки Лесной и Коломыи до 25 км.

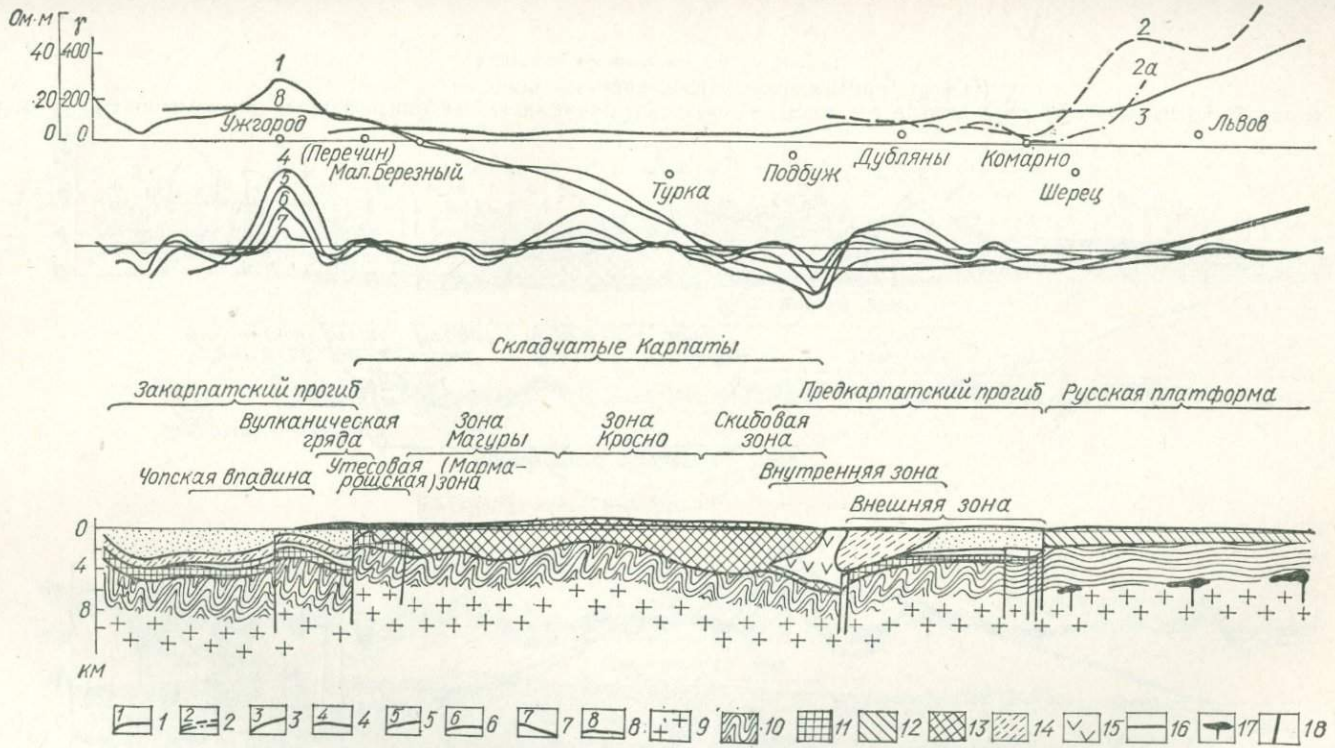


Рис. 21. Схематический геологический разрез по линии Ужгород — Львов (составил С. И. Субботин по данным геофизических исследований, 1954 г.).

1 — докембрий ($\sigma = 2{,}65 - 2{,}80$ г/см³); *2* — палеозой ($\sigma = 2{,}65 - 2{,}70$ г/см³); *3* — мезозой Закарпатского и Предкарпатского прогибов ($\sigma = 2{,}60 - 2{,}70$ г/см³); *4* — мел вые отложения платформы ($\sigma = 2{,}20 - 2{,}30$ г/см³); *5* — флиш складчатых Карпат ($\sigma = 2{,}50$ г/см³); *6* — нижнемиоценовые отложения Предкарпатского и Закарпатского прогибов ($\sigma = 2{,}10 - 2{,}45$ г/см³); *7* — воротыщенские отложения ($\sigma = 2{,}20 - 2{,}35$ г/см³); *8* — верхнемиоценовые отложения Предкарпатского и Закарпатского прогибов ($\sigma = 2{,}10 - 2{,}30$ г/см³); *9* — изверженные породы ($\sigma = 2{,}50 - 2{,}80$ г/см³); *10* — нарушения (сбросы).

Графики: 1 — Δg в редукции Буге ($\sigma_0 = 2{,}4$, формула Гельмерта 1901—1909 гг.); *2* — кривая ρ_K (*а* — при $AB = 6000$ м, *б* — кривая при $AB = 1500$ м); *3* — вертикальная составляющая геомагнитного поля; *4* — локальные аномалии Δg, радиус осреднения $R = 22$ км; *5* — локальные аномалии Δg, $R = 14$ км; *6* — локальные аномалии Δg, $R = 8$ км; *7* — локальные аномалии Δg, $R = 4$ км; *8* — региональная аномалия, полученная после удаления локальной аномалии $R = 22$ км.

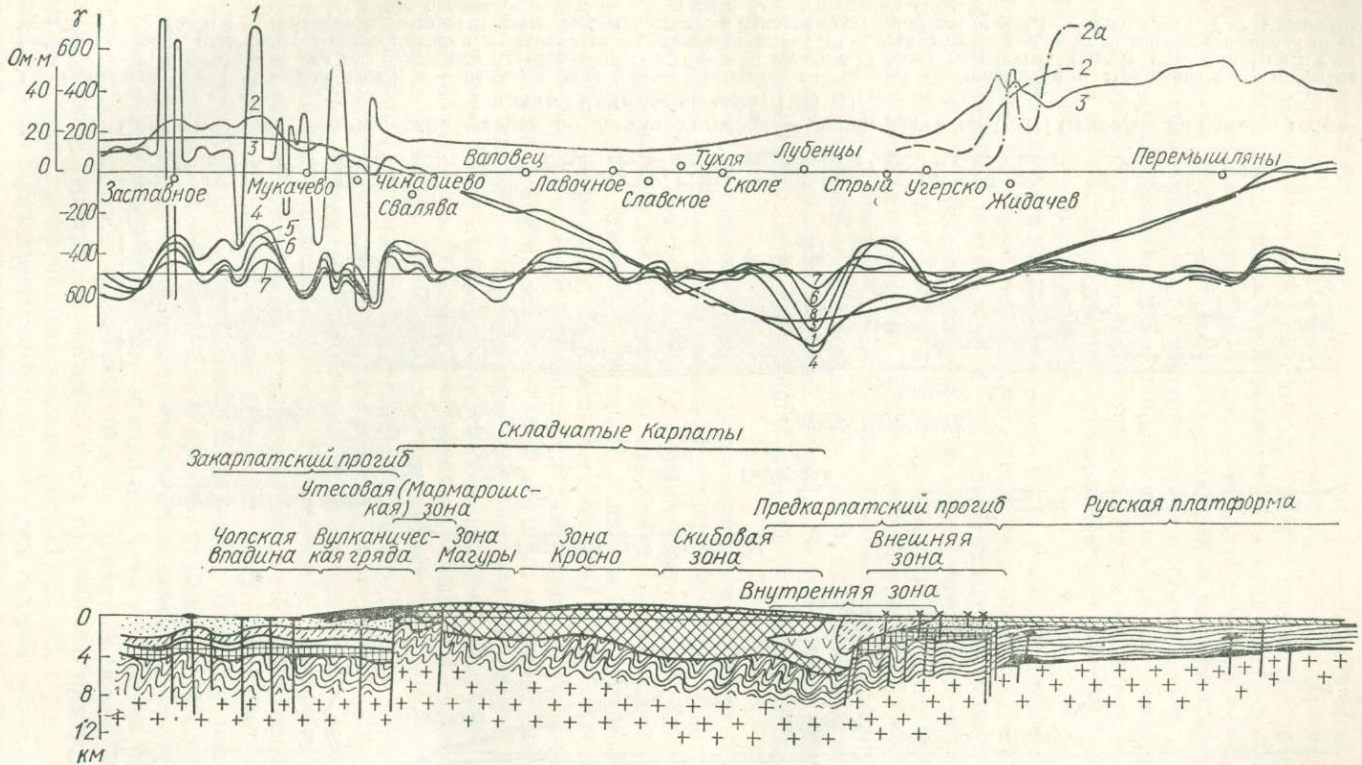


Рис. 22. Схематический геологический разрез по линии Мукачево — Стрый — Перемышляны (составил С. И. Субботин по данным геофизических исследований, 1954 г.).

Условные обозначения см. на рис. 21.

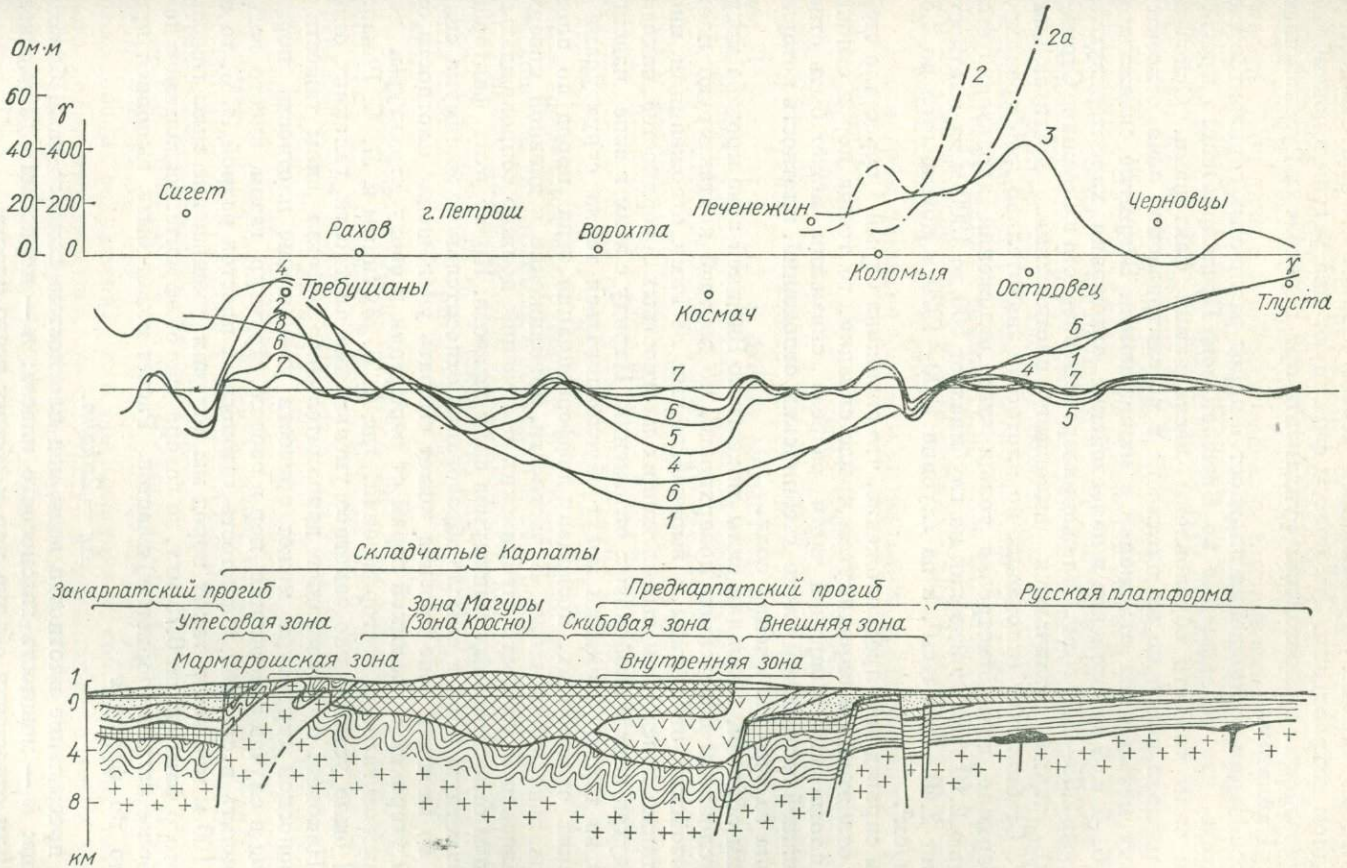


Рис. 23. Схематический геологический разрез по линии Рахов — Коломыя — Чернелица (составил С. И. Субботин по данным геофизических исследований, 1954 г.).

Условные обозначения см. рис. 21.

Гравитационное поле территории Внешней зоны прогиба представляется как область, расположенная между двумя четко выраженными полосами сближенных изоаномал, отражающими резкое уменьшение силы тяжести в юго-западном направлении. Эти полосы фиксируют два уступа в докембрийском, палеозойском и мезозойском фундаменте при переходе от Русской платформы к Карпатам.

На основании соотношения плотностей пород различных горизонтов следует считать, что наблюдаемые во Внешней зоне Предкарпатского прогиба аномалии силы тяжести обусловлены несколькими факторами. Основная граница раздела пород по их плотности в рассматриваемой зоне относится к контакту мезозойских отложений с миоценовыми. Вскрытые скважинами Угерско-6, -7 и -9 мезозойские и палеозойские отложения характеризуются плотностями 2,65—2,70 г/см³. Отложения юрского возраста в скважине Стрый-1 (опорной) также отличаются высокими плотностями, достигающими 2,7 г/см³. Стебникские отложения по плотности значительно дифференцированы. Верхняя пятисотметровая толща этих отложений характеризуется плотностью 2,10 г/см³, тогда как на глубинах от 500 до 1300 м их плотность составляет 2,40—2,45 г/см³, а на глубине 1300—1920 м повышается до 2,50 и 2,55 г/см³.

Если справедливо предположение, что скважина Стрый-1 пересекла стебникские отложения в опрокинутом крыле складки, то толща пород с пониженной плотностью в верхней части разреза скважины может быть отнесена к нижней соленосной пачке стебникских отложений, плотность которых уменьшена за счет включений соли.

Таким образом, аномалии силы тяжести во Внешней зоне прогиба могут быть обусловлены поведением поверхности, по которой контактируют плотные мезозойские отложения с вышележащими легкими отложениями миоцена, а также поведением вышележащих плотностных поверхностей, находящихся внутри верхнемиоценовых отложений. Наряду с этим в зоне надвига стебника на тортон аномалии могут обусловливаться также структурами в стебникских отложениях, поскольку дифференциация этих пород по плотности довольно значительна. В частности, приближение к дневной поверхности соленосной разности стебникских отложений должно сопровождаться появлением относительных минимумов силы тяжести. Кроме этих факторов, иногда заметную роль в смысле образования относительного минимума силы тяжести во внешней зоне прогиба может сыграть уменьшение плотности отложений угерской и галицкой серий от периферии к своду структуры, как на Дашавском газовом месторождении, где А. В. Мухиным и Л. С. Романовым [57] было установлено заметное уменьшение плотности галицких отложений. Наконец, к образованию дополнительного дефекта силы тяжести в зоне газоносной структуры может привести уменьшение плотности пористых пород в случае заполнения пор в сводах структур газом вместо воды. Если принять в среднем пористость газоносных пластов равной 20%, то на каждые 100 м мощности таких пород мы получим уменьшение силы тяжести за счет этого фактора на 0,75 мгл, не говоря уже об эффекте, создаваемом поднятием более легких (пористых) пластов. Расчет может быть выполнен приближенно по формуле

$$\Delta g = 2\pi k \sigma h n,$$

где σ — превышение плотности воды над плотностью сжатого газа, близкое к единице; h — мощность газоносного пласта; n — пористость газоносного пласта, или отношение объема пор к объему всего пласта.

Во Внешней зоне прогиба небольшие по амплитуде локальные относительные аномалии силы тяжести как положительные, так и отрицательные

могут быть вызваны поднятием гипсоангидритового горизонта, газовыми залежами большой мощности, пологими поднятиями кровли мезозойского и палеозойского фундамента и др. В зависимости от взаимного расположения этих возмущающих факторов и соотношения знаков и амплитуд обусловленных ими аномалий могут возникать различные по интенсивности и по знаку аномалии уже в результате их суммарного действия. Установить каково сочетание этих факторов, а тем более выделить влияние интересующих нас газоносных структур, невозможно. Отсюда следует, что во Внешней зоне прогиба гравиметрия не может быть использована для выявления и изучения пологих поднятий, имеющих малую амплитуду.

Но наряду с такими поднятиями здесь существуют поднятия большой амплитуды, такие как Грабовское, Слободки Лесной и Коломыйское, которые достаточно хорошо фиксируются в виде интенсивных локальных максимумов силы тяжести. Кроме того, результаты гравиметрических исследований являются ценным материалом, позволяющим составить общее представление о строении рассматриваемого региона. Они фиксируют границы Внешней зоны прогиба, а также отражают спокойное залегание осадочных толщ в части прогиба, расположенной к северо-западу от Грабовки и усложненные их формы в юго-восточной части зоны.

Рассмотрим детально элементы аномального гравитационного поля данной территории.

Вдоль средней части зоны протягивается полоса относительного максимума силы тяжести. Осевая зона этого максимума от Косова на юго-востоке проходит в район Надворной, далее южнее Богородчан на Грабовку, севернее Долины на Стрый. В районе Медыничей она раздваивается: одна линия идет в район Рудки — Комарно, далее на Яворов, Любашев и выходит северовосточнее Келецко-Сандомирского кряжа; другая линия отворачивает несколько к западу и заканчивается в районе Самбора.

Мы полагаем, что зона первого максимума отражает влияние антиклиналеподобного поднятия кровли палеозойского фундамента. Возможно, что в некоторых местах этот максимум обусловлен не поднятием кровли, являющейся эрозионной поверхностью, а влиянием антиклинория в палеозойских отложениях, уплотненных в этой зоне за счет большей степени метаморфизма. Возможность интерпретации этого максимума как отражения поднятия палеозойского фундамента и, в частности, как отражения антиклинального элемента палеозойской (герцинской) складчатости, основывается на следующих данных.

1. На профиле Оров — Раздол (рис. 25), составленном по данным сейсмических исследований, в зоне относительного гравитационного максимума кровля палеозоя немного приподнята. Кроме того, на глубинах 3—4 км имеется несколько отражающих площадок с увеличенными по сравнению с верхней толщей углами наклона, причем наблюдаются площадки, наклоненные на юго-запад и северо-восток и образующие, таким образом, антиклинальный перегиб. Подобное явление наблюдается и на других сейсмических профилях, параллельных упомянутому профилю.

2. Зона относительного максимума, хотя и с перерывами и ундуляциями, протягивается на огромное расстояние от Косова до Келецко-Сандомирских палеозойских сооружений, т. е. она представляет собою элемент гравитационного поля, отражающий, по-видимому, региональный элемент тектоники.

3. На северо-западе полоса максимума связывается с одним из антиклинальных или, скорее, антиклинориальных элементов герцинских сооружений Келецко-Сандомирского кряжа, являясь его непосредственным продолжением на юго-восток.

4. Вероятность существования гряды палеозойских складчатых сооружений, возможно краевых складок, в фундаменте Внешней зоны прогиба подкрепляется еще данными скважины ТЭСП-4, вскрывшей на глубине 1305 м кварцитовидные песчаники. С. Кужняр [35] считает, что наличие этих метаморфических пород, относящихся, по его мнению, к палеозойскому возрасту, служит доказательством того, что район был захвачен герцинским горообразованием, и этим объясняется продолжение Добруджи в Предкарпатье.

Основываясь на гравитационных данных, можно предполагать, что это древнее палеозойское поднятие, которое в последующие эпохи подверглось

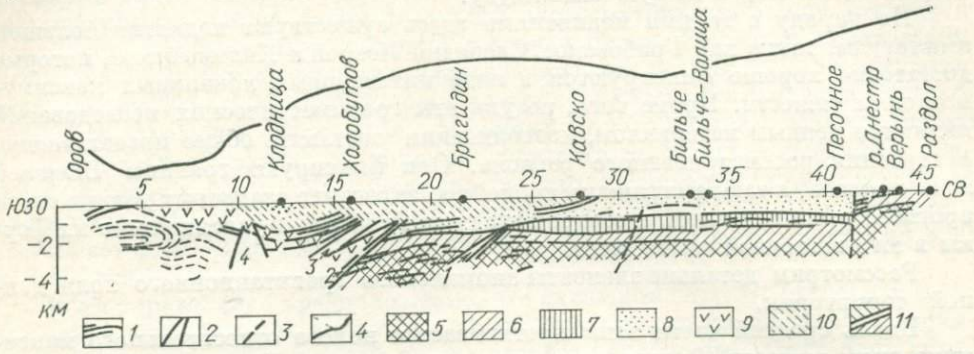


Рис. 25. Схематический геологический разрез по линии Оров — Раздол, составленный по сейсмическим данным (по В. Б. Соллогубу с дополнениями С. И. Субботина, 1951 г.).

1 — отражающие поверхности; *2* — зоны отсутствия отражений; *3* — сбросы; *4* — кривая силы тяжести в редукции Буге (плотность промежуточного слоя равна 2,40 г/см³); *5* — палеозой; *6* — мел; *7* — тортон (Угерская серия); *8* — верхний тортон; *9* — воротыщенские (соленосные) отложения; *10* — стебникские отложения; *11* — надвиг стебникских отложений на верхнетортонские.

значительному размыву, благодаря чему в настоящее время оно представляет собой не сплошную складку или антиклинорий, а гряду в значительной степени разрозненных и обособленных приподнятых останцов.

В то же время есть основания полагать, что рассматриваемый максимум силы тяжести вызывается не только поднятием палеозойских отложений. Он, очевидно, связан также с юрскими и палеоген-неогеновыми отложениями. Поскольку на профиле, проходящем через Стрый (рис. 22) имеется мощная толща очень плотных юрских отложений, плотность которых превышает плотность палеозойских пород, то их влияние не могло не суммироваться с влиянием палеозойских пород. Кроме того, в той же скважине Стрый-1 вскрыта мощная толща стебникских отложений, плотность которых выше, чем плотность примыкающих к ним с юго-запада воротыщенских отложений и с северо-востока — галицких толщ. Толща стебникских отложений также обусловливает возникновение положительной аномалии.

Максимум силы тяжести Медыничи — Самбор вероятнее всего отражает влияние поднятия палеозойско-мезозойского основания, которое образовалось в результате переработки и перестройки фундамента движениями, формировавшими Карпаты.

Помимо максимума, являющегося региональным элементом гравитационного поля Внешней зоны прогиба, на площади этой зоны имеется большое число локальных относительных максимумов и минимумов силы тяжести разной, но сравнительно небольшой интенсивности. Они распределены неравномерно. Максимумы и минимумы, слабо выраженные и не поддающиеся геологической расшифровке в связи с наложением влияния нескольких возмущающих факторов, сосредоточены главным образом к северо-западу от района

Надворная — Отыня, на участке, представляющем своего рода «гравитационную террасу».

В юго-восточной части наряду с аномалиями слабой интенсивности гравиметрическими работами установлены локальные аномалии значительной амплитуды. Эти аномалии в виде четких максимумов силы тяжести отражают поднятие Грабовское в основной зоне внешнего прогиба и поднятия Слободки Лесной и Коломыи в коломыйской, более сложно построенной его части. Поднятия имеют большую амплитуду и резкие очертания в бортовых частях, вероятно, осложненных крупными нарушениями. Соответствие максимумов силы тяжести поднятиям подтверждается данными сейсмических и буровых работ на Грабовской структуре и на структурах Слободки Лесной и Коломыйской.

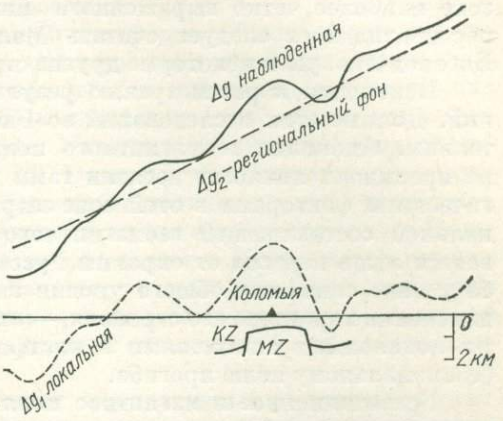


Рис. 26. Сопоставление результатов интерпретации гравиметрических данных с данными глубокого бурения.

Относительный максимум силы тяжести в зоне Коломыйского поднятия после удаления регионального фона имеет амплитуду в 8 мгл. На основании изучения плотности пород можно принять в среднем, что суммарная избыточная плотность подмеловых отложений по сравнению с плотностью мела и надмеловой толщи составит около +0,3 г/см³. При этом приближенно можно считать, что изменению силы тяжести на каждый миллигал соответствует изменение глубины кровли более плотных пород на 80 м. Исходя из этих данных, поднятия Коломыйское и Слободки Лесной должны иметь амплитуду порядка 600—700 м (рис. 26), что подтверждается и данными бурения. Действительно, скважины, заложенные на поднятии Слободки Лесной, вскрыли кровлю меловых отложений на глубинах соответственно 575 и 467 м, тогда как скважина 10, расположенная в прогибе, отделяющем поднятие Слободки Лесной от платформы, встретила меловые отложения на глубине более 1200 м.

Такое соответствие результатов интерпретации гравиметрических данных данным глубокого бурения указывает на точность определения регионального гравитационного фона и, как следствие, на правильность истолкования геологической сущности региональных и локальных аномалий силы тяжести на всей территории Предкарпатского прогиба. Данные гравиметрических исследований позволяют еще высказать некоторые суждения о перспективности в отношении газоносности тех поднятий, которые выявлены сейсмическими исследованиями.

Насыщение породы газом уменьшает ее плотность и приводит к некоторому, хотя и небольшому, но заметному уменьшению силы тяжести. Если суммарный этаж газоносности будет порядка 200 м, то это приведет к уменьшению силы тяжести в своде структуры по сравнению с периферией на 1,5 мгл.

Кроме того, подмеченная работами 1946 г. на примере Дашавской газоносной структуры закономерность уменьшения плотности пород галицкой серии от периферии структуры к ее своду также создает дополнительное уменьшение силы тяжести в свободной части поднятия. Можно предполагать, что подобная закономерность имеет место и для пород уторской свиты.

Все это свидетельствует о том, что среди выявленных сейсмическим методом поднятий более перспективными в смысле их газоносности будут те, которые располагаются в зонах относительно меньших значений силы тяжести. Их перспективность увеличивается как за счет увеличения мощности пород угерской серии (подъем их кровли и прогиб подошвы), так и за счет уменьшения плотности, т. е. увеличения мощности и коэффициента пористости газовых коллекторов. Это положение подтверждается тем, что наиболее крупные месторождения газа — Бильче-Волицкое и Угерское — расположены в зоне наиболее четко выраженного минимума силы тяжести. В этом плане перспективными следует считать Малогорожанскую, Баличи-Зареченскую, Богородчанскую и некоторые другие структуры.

Переходим к рассмотрению результатов магнитометрических исследований. Данные этих исследований во Внешней зоне прогиба крайне невыразительны. Аномалии геомагнитного поля имеются, но амплитуда их обычно не превышает немногие десятки гамм и связывать их с какими-либо геологическими факторами в этой зоне затруднительно. На карте аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля относительно четко вырисовывается лишь переход от окраины Русской платформы к Внешней зоне прогиба в виде снижения общего уровня аномального поля и, главным образом, изменения характера его строения — от сложного, изобилующего интенсивными локальными аномалиями в платформенной части, к спокойному, почти безаномальному полю прогиба.

Гравитационное и магнитное поля позволяют наметить также ряд поперечных нарушений фундамента, но поскольку эти нарушения — явление общее для всего Предкарпатского прогиба и, вероятно, для всего Карпатского региона, то их мы рассмотрим дальше.

Внешняя зона прогиба к настоящему времени почти полностью покрыта электроразведочными работами методом вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ). Данные ВЭЗ, как показано в ряде отчетов по этим работам, позволили установить наличие структурных поднятий горизонта высокого сопротивления. По результатам многочисленных работ А. В. Мухиным составлена обобщающая карта изогипс опорного электрического горизонта высокого сопротивления. Этот горизонт почти на всей площади Внешней зоны Предкарпатского прогиба по глубине его залегания соответствует примерно гипсоангидритовому горизонту. Поднятия установлены в следующих местах: к северу от Добромиля, северо-восточнее Ходновиц, северо-восточнее Мостиска, к югу и юго-востоку от Вишни, в районе Садовой Вишни, Рудки — Комарно, к востоку от Бильче, в районе Угерско, Дашавы, севернее Болохова, у Кадобны, близ Грабовки, южнее Богородчан, у Парища и в ряде других мест. Некоторые из этих поднятий опорного электрического горизонта, такие, например, как Рудки — Комарненское, подтверждены данными сейсморазведки. Поднятия горизонта высокого сопротивления оказались совпадающими по местоположению с существующими структурами, отличаясь от них лишь по конфигурации. Некоторые поднятия, например Болоховское, оказались смещенными относительно структур гипсоангидритового горизонта, выявленных сейсморазведкой и подтвержденных бурением. Величина смещения составляет 3—4 км, а иногда и более. Вместе с тем оказалось, что ряд поднятий горизонта высокого сопротивления не соответствует каким-либо структурным формам. Отметим, что амплитуда большинства поднятий невелика, а сопротивление проводящего надангидритового слоя в связи с непостоянством литологического состава, фациальной изменчивостью и наличием надвига стебникских отложений на тортон изменяется в горизонтальном направлении в довольно значительных пределах. Этим и объясняется то обстоятельство,

что одни поднятия горизонта высокого сопротивления оказываются смещенными относительно реальных структур, а другие вообще не соответствуют каким-либо структурным формам.

Поднятия большой амплитуды фиксируются электроразведкой очень четко. Особенно четкие данные получены в юго-восточной части рассматриваемой зоны по оконтуриванию Коломыйского и Слободско-Леснянского останцов и Отынского структурного выступа. Помимо большой амплитуды поднятий это обусловлено, очевидно, наличием резких тектонических границ, вероятно, имеющих форму крупных сбросов.

При изучении зоны сочленения Русской платформы с Внешней зоной Предкарпатского прогиба методом электропрофилирования край платформы фиксируется в виде резкого увеличения кажущихся удельных электрических сопротивлений при переходе от прогиба к платформе (от 6—10 ом · м в прогибе до 40 ом · м и более на платформе). Характер увеличения сопротивлений показан на профилях (рис. 21, 22, 23). Начало резкого увеличения сопротивлений при разносах $AB = 6000$ м фиксирует наличие резкого (возможно, многоступенчатого) уступа, сначала одного, проходящего от границы с Польшей на северо-западе до района Отыни на юго-востоке. Далее, после резкого смещения к востоку, линия уступа раздваивается и трассирует борт платформы уже в виде двух уступов. Эта линия всюду совпадает примерно с серединой полосы сближенных изоаномал силы тяжести, отражающей ту же геологическую картину.

Для выявления и детального изучения перспективных в отношении газоносности структур во Внешней зоне Предкарпатского прогиба был применен сейсмический метод отраженных волн. Сейсмические работы проводились здесь многочисленными партиями Украинского геофизического треста Министерства нефтяной промышленности СССР.

Среди других структурно-тектонических единиц Карпатского региона Внешняя зона прогиба — наиболее благоприятная область для успешного использования сейсмического метода для поисково-разведочных работ. Здесь существуют благоприятные сейсмогеологические условия, связанные с наличием хорошо выраженного опорного отражающего гипсоангидритового горизонта, от которого получены характерные, предельно четкие отражения на сейсмограммах. Кроме этого горизонта, во многих местах прослеживается несколько менее четкий, но также характерный отражающий горизонт, залегающий на большей глубине, чем первый, и относящийся к кровле меловых или юрских отложений, подстилающих угерскую серию миоцена. В отдельных местах прогиба фиксируется третий отражающий горизонт, относящийся к кровле палеозойских отложений.

В результате сейсмических работ установлено наличие крайне пологого сводового поднятия угерских отложений, фиксируемого по гипсоангидритовому горизонту. Поднятие протягивается параллельно краю платформы вдоль средней и северо-восточной части Внешней зоны прогиба. Отмечается общее погружение опорного отражающего гипсоангидритового горизонта вдоль свода поднятия с юго-востока на северо-запад. На фоне общего поднятия установлен ряд локальных поднятий гипсоангидритового горизонта, являющихся газоносными или перспективными в отношении газоносности структурами. Все структуры в той или иной степени вытянуты в северо-западном направлении.

С северо-запада на юго-восток установлены и изучены сейсмическими работами и подтвержденные бурением следующие структуры.

I — Садововишнянская структура. Абсолютная отметка гипсоангидритового горизонта в своде этой структуры составляет около —2000 м.

II и IIа — Рудкинская структура со сводом на отметках —1000, —1200 м.

III — Малогорожанская структура. Ее свод находится на отметках —400, —300 м. Структура имеет в плане треугольную форму, причем с западной и северной сторон она ограничена крупными сбросами.

IV — Бильче-Волицкая структура. Это наиболее крупное по площади поднятие, ограниченное с востока и, вероятно с запада, зонами нарушений. Отметка гипсоангидритового горизонта в своде составляет —800, —700 м.

V — Угерская структура имеет в плане сильно удлиненную форму. Отметка свода —650, —700 м.

VI — Баличи-Зареченская структура. Свод ее имеет отметку —750, —800 м.

VII — Болоховская структура. Благодаря срезанию нарушением с северо-восточной стороны это поднятие имеет форму как бы «полукупола» с отметкой гипсоангидритового горизонта в своде, равной —700 м.

VIII — Болохов-Кадобненская структура. В отличие от других структур, она выражена более четко, характеризуется наличием более крутых крыльев. Отметка свода составляет —800 м.

IX — Берлогинская структура. Отметка свода —800 м.

X — Калушская структура. Следует оговориться, что это поднятие мы определяем в значительной степени условно. Оно находится несколько юго-восточнее Калуша и представляется в виде юго-восточной периклинали некоторого поднятия, окрывающегося к северо-западу. Сводовая часть его не оконтурена. Отметка южной зоны свода достигает —800 м.

XI — Грабовская структура. Отметка свода —800 м.

XII — Богородчанская структура. С запада поднятие ограничено нарушением (сбросом). Отметка гипсоангидритового горизонта в своде поднятия составляет —800 м.

XIII — Парищенская структура. С северо-востока и востока поднятие ограничивается зоной нарушения. Отметка свода составляет —1150 м. Это поднятие, примыкая к борту платформы, образует «полукупол».

XIV — Структура Слободки Лесной. Это поднятие выявлено данными гравиметрии и электроразведки как поднятие более плотных и высокоомных пород. Вследствие увеличения регионального фона к северо-востоку, в этом же направлении оказался смещенным относительный максимум силы тяжести по отношению к поднятию отражающего гипсоангидритового горизонта, установленного в дальнейшем данными сейсмических работ. Аналогичная причина привела к смещению в том же направлении относительного максимума кажущихся сопротивлений, выявленного по данным электропрофилирования. Отметка свода гипсоангидритового горизонта достигает на этой структуре —100 м.

XV — Коломыйская структура по своему строению напоминает структуру Слободки Лесной. Она также была выявлена по данным гравиметрии и электроразведки. Максимум силы тяжести и максимум кажущихся удельных электрических сопротивлений вследствие наличия регионального фона смещены к северо-востоку от поднятия отражающего сейсмического горизонта. Отметки свода поднятия (по гипсоангидритовому горизонту) составляют (—100) — (—200) м.

Отметим, что Коломыйское поднятие и поднятие Слободки Лесной, хотя и являются структурами антиклинального вида, но в значительной степени могут рассматриваться, как «останцы» палеозойско-мезозойского основания платформы, ограниченные со всех сторон сбросами, а в некоторых частях,

как полагает В. Н. Утробин, отрицательными формами древнего эрозионного рельефа. Не отрицая такой возможности, мы полагаем, что в основном это сводовые части пологих антиклинальных складок, крылья которых опущены по сбросовым нарушениям.

XVI — Косовская структура фиксируется в виде узкой антиклинальной складки, лишь слегка осложняющей общее моноклинальное погружение слоев к Карпатам. Гипсоангидритовый горизонт залегает в осевой части складки на отметке —600 м.

XVII — Отынский выступ. Эта структура установлена данными гравиметрии и электроразведки. Отынский выступ представляет собой часть платформы, образующую как бы длинную юго-восточную периклиналь некоторого поднятия, размещенную между внешней зоной Предкарпатского прогиба и узким ложбинообразным прогибом, фиксируемым у Отыни и к северо-западу от нее данными электро-, грави- и особенно сейсморазведки отраженными волнами. Отметка гипсоангидритового горизонта составляет, по-видимому, около —100 м. Эта структура, несомненно, относится к платформе, однако мы сочли возможным говорить о ней здесь при описании структур прогиба потому, что непосредственным ее продолжением являются поднятия Слободки Лесной и Коломыйское, которые тяготеют к прогибу.

Одной из характерных черт тектоники Внешней зоны Предкарпатского прогиба является ее блоковое строение. Все перечисленные структуры и пространства между ними и вокруг них, как это установлено данными сейсморазведки по отраженным волнам и подтверждено в ряде мест глубоким бурением, разбито огромным количеством крупных и мелких нарушений типа сбросов или взбросов различной амплитуды. Часто сбросы группируются в сложные системы, располагаются кулисообразно, имеют меняющуюся вдоль их простирания амплитуду, то затухая, то развиваясь, изменяют направление простирания, пересекаются друг с другом и т. д. Все это создает сложную структуру, напоминающую раздробленную пластину. Поэтому выявленные и разведанные сейсмическими исследованиями структуры часто представляют собой один или несколько приподнятых блоков, причем амплитуда поднятия составляет обычно всего лишь несколько десятков метров, только иногда достигая одной-двух сотен метров. Исключением являются Коломыйская структура и поднятие Слободки Лесной, амплитуды которых, по-видимому, превышают 600—700 м.

Вдоль борта Русской платформы, фиксирующегося по данным сейсмических исследований в виде зоны потери отражений и резкого смещения отражающих площадок, простирается так называемый предплатформенный прогиб, являющийся северо-восточным крылом валообразного сводового поднятия.

Сбросовые нарушения Внешней зоны Предкарпатского прогиба в основном имеют направление, согласное с простиранием прогиба, т. е. с юго-востока на северо-запад. В северо-западной части полосы простирание сбросовых нарушений переходит в меридиональное. Таким образом, следуя в основном карпатским направлениям, в северной части прогиба зоны нарушения приобретают направление герцинского краевого прогиба (Львовско-Брестской впадины).

Юго-западный край Внешней зоны прогиба или его контакт с Внутренней зоной по сейсмическим данным отмечается как переход от полого, почти горизонтально залегающих отражающих площадок, к площадкам, круто падающим в сторону Карпат. Этот переход на участке между Дрогобычем и Делятиным совпадает с северо-восточной кромкой полосы сближенных изоаномал силы тяжести.

Резюмируя все сказанное относительно геофизического изучения Внешней зоны Предкарпатского прогиба, мы можем сделать следующие выводы.

1. Внешняя зона Предкарпатского краевого прогиба, развившаяся на платформенном основании в угерское и верхнемиоценовое время, представляет собою почти горизонтальную ступень, размещенную между бортом Русской платформы на северо-востоке и крутым погружением палеозойского фундамента в сторону Карпат на юго-западе.

2. Средняя и северо-восточная полосы ступени образуют пологий антиклиналеподобный свод, фиксируемый по гипсоангидритовому отражающему горизонту и осложненный большим количеством локальных поднятий, представляющих собой газоносные структуры.

3. Внешняя зона Предкарпатского прогиба изобилует нарушениями в форме сбросов и их систем, преимущественно карпатского простирания, переходящего на северо-западном продолжении зоны в меридиональное.

4. Палеозойский фундамент Внешней зоны прогиба, по-видимому, образует гряду поднятий, являющуюся результатом размыва герцинского антиклинория, вероятно, связывающего Добруджинские сооружения с сооружениями Келецко-Сандомирского кряжа.

5. Юго-восточная часть Внешней зоны прогиба, начиная от района Отыня — Надворная, состоит из двух частей, разделенных уступообразным погружением фундамента: приподнятой — Коломыйской и более опущенной — Косовской.

СТРОЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ ЗОНЫ ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

Северо-восточной границей Внутренней зоны прогиба является описанная выше юго-западная граница Внешней его зоны, представляющаяся в виде крупной зоны нарушений. По мере приближения к складчатым Карпатам геологическая обстановка усложняется и определять точное местоположение и характер контактов тектонических зон становится все труднее. Поэтому обозначение сочленения внутренней зоны прогиба со складчатой областью Карпат, т. е. определение его юго-западной границы на глубине, при современной изученности может быть сделано только предположительно. На дневной поверхности эта граница, как известно, определяется линией выхода надвига флишевых отложений Скибовой зоны Карпат на миоцен Предгорья. Геологические данные свидетельствуют о большой амплитуде надвига, достигающей 10—15 км, а иногда и более.

Основным материалом, освещающим строение Внутренней зоны прогиба и ее юго-западной части, являются данные гравитационных исследований. Поэтому мы напомним соотношение плотностного параметра пород, участвующих в строении Внутренней зоны прогиба и складчатых Карпат. Плотность пород палеозойского фундамента составляет 2,65 г/см^3, мезозойских образований платформы и внешней (платформенной) части прогиба — 2,65, миоценовых (воротыщенских) отложений — 2,20—2,30; отложений карпатского флиша — в среднем 2,50 г/см^3.

При общем анализе характера гравитационного поля мы видели, что на область Внутренней зоны прогиба приходится центральная полоса регионального минимума силы тяжести. Эта полоса осложнена узким линейно-протяженным локальным минимумом, ось которого совпадает с фронтальной линией Скибовых Карпат на большом протяжении от Добромиля до района Биткова. Далее к юго-востоку ось минимума уходит в полосу Скибовых Карпат, а на участке с. Жабье (ныне Верховина) — гора Лосова захватывает краевую часть зоны Магуры и, вероятно, скрытую под нею зону Кросно.

На основании соотношения плотностей пород легко прийти к выводу,

что протяженный линейный минимум, локальный по отношению к общему минимуму силы тяжести, вызывается дефектом масс за счет сравнительно более легких соленосных отложений воротыщенской серии. И то обстоятельство, что ось минимума на участке от Хирова до Биткова примерно совпадает с краем надвинутых более тяжелых флишевых пород, а далее на юго-восток все более уходит в Скибовую зону Карпат, свидетельствует о далеком распространении под Скибовыми Карпатами более легких соленосных отложений миоцена Предкарпатского прогиба.

Сравнение строения аномального гравитационного поля с данными геологии позволяет прийти к выводу о значительной амплитуде надвига и о ее увеличении по мере продвижения на юго-восток. Сделаем попытку хотя бы ориентировочно определить амплитуду надвига Скибовой зоны Карпат на Внутреннюю зону Предкарпатского прогиба. Исходя из соотношения плотностей пород палеозойского и мезозойского основания, миоценовых отложений прогиба и флишевых пород Карпат, следует считать, что локальный минимум силы тяжести, ось которого, по-видимому, совпадает с осью регионального минимума, обусловлен влиянием прогиба в палеозойском и мезозойском фундаменте, выполненного более легкими миоценовыми отложениями. Поэтому можно считать в первом приближении, что ось прогиба, т. е. его наиболее глубокая зона, трассируется осью минимума силы тяжести, а еще более вероятно, что она проходит несколько юго-западнее последней.

Далее, вдоль Скибовой зоны Карпат простирается полоса относительного максимума силы тяжести, начинающегося у Борислава. Ось этой полосы проходит в 3—4 км северо-восточнее Сколе, через Зеленую (юго-западнее Пасечной) и в 6—7 км юго-западнее Ворохты. Мы склонны интерпретировать эту полосу максимума как отражение поднятия палеозойского фундамента.

Если поделить расстояние между осями минимума и максимума на равные части, то полученную таким путем линию и можно условно принять в качестве границы, отделяющей Предкарпатский краевой прогиб, т. е. Внутреннюю его зону, от приподнятой части палеозойского основания Скибовой зоны Карпат. Если же учесть то обстоятельство, что за счет влияния надвинутых более тяжелых флишевых отложений осевая зона минимума смещена в северо-восточном направлении по отношению к оси прогиба, то эту границу прогиба следует отодвинуть еще дальше на юго-запад.

Исходя из изложенных соображений, можно ориентировочно считать, что амплитуда надвига на миоценовые образования Предкарпатья составляет в полосе между Стрыем и Битковом не менее 8—10 км, а в районе Битков — Делятин — не менее 10—12 км. Далее на юго-восток амплитуда надвига резко возрастает и на участке Косов — Куты, по-видимому, превышает 30 км, увеличиваясь в районе Краснопутны, т. е. вблизи румынской границы, до 35—40 км. Таким образом, гравитационные данные позволяют предположить, что вся Скибовая зона Карпат в юго-восточной части территории и Покутские Карпаты являются элементом целиком надвинутым на миоценовые отложения Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Более того, возможно, что юго-западное крыло прогиба простирается под зоной Кросно и, частично, даже под перекрывающей ее зоной Магуры.

В юго-восточной части зоны минимума, расположенной юго-восточнее линии Ворохта — Жабье, наблюдается интенсивный рост силы тяжести в юго-западном направлении, который свидетельствует о наличии определенной границы прогиба. Поэтому указанная для этой части территории амплитуда надвига 35—40 км является средней или даже максимальной. Что же касается района Битков — Борислав, где рост силы тяжести в юго-западном направлении менее интенсивен и где гравитационные данные не позволяют

наметить юго-западную границу прогиба с достаточной определенностью, указанную для этой территории величину амплитуды надвига 8—10 км следует считать минимальной. Возможно даже, что все юго-западное крыло минимума вплоть до оси Сколевского относительного максимума отражает в этой зоне юго-западное крыло прогиба, и тогда амплитуда надвига достигает в районе Битков — Борислав 16—18 км.

Местоположение границы Внутренней зоны Предкарпатского прогиба со Складчатыми Карпатами показано на профилях (рис. 21, 22, 23). Граница проходит значительно юго-западнее линии выхода на дневную поверхность надвига Скибовых Карпат на миоценовые образования Предкарпатья. Эту границу следует рассматривать как приблизительное положение проекции на дневную поверхность глубинной зоны контакта двух указанных тектонических элементов.

К северо-западу от стрыйского профиля картина гравитационного поля в значительной степени осложнена. Здесь видны два главных направления простирания основных аномальных зон: одно — карпатское, следующее за простиранием тектонических элементов Скибовой зоны Карпат и Предкарпатского прогиба, и второе — Келецко-Сандомирский кряж — Добруджа, просвечивающее через первое и образующее основной, более крупный план аномального гравитационного поля. Главным элементом основного (назовем его условно «палеозойским») фона гравитационного поля служит полоса относительного максимума. На северо-западе участка эта полоса начинается в юго-западной части Келецко-Сандомирского складчатого сооружения. Имея юго-восточное простирание, полоса максимума продолжается далее с той же, примерно, интенсивностью к юго-востоку от Надвислянского сброса, по которому породы докембрийского и палеозойского фундамента опущены под покров меловых отложений. Сохранение интенсивности аномалии при переходе через поперечный сброс свидетельствует, по-видимому, о двух обстоятельствах:

во-первых, о том, что амплитуда Надвислянского сброса невелика; во всяком случае можно считать, что невелика амплитуда смещения эрозионной поверхности палеозойских отложений, находящейся, вероятно, на разных стратиграфических уровнях по одну и другую сторону сброса (ниже, в несброшенной части, и выше, в сброшенной);

во-вторых, о том, что вертикальная мощность толщи сильно метаморфизованных, уплотненных палеозойских отложений в сброшенной части несколько больше, чем в несброшенной, что может быть связано с различным уровнем эрозионного среза.

Так или иначе, не подлежит сомнению, что палеозойские (герцинские, каледонские?) складчатые сооружения, опустившись под плащ меловых отложений, продолжаются далеко на юго-восток, возможно, до сооружений Добруджи. Осевая зона этой, по-видимому, сильно размытой гряды, проходит в юго-восточном направлении между Пшеворском и Ярославом, через Перемышль и Самбор, а западнее Дрогобыча и Борислава уходит под Скибовую зону Карпат. Отсюда, проходя несколько севернее Сколе, она простирается в район Зеленой и можно предположить, что между Ворохтой и Ясиной достигает горы Поп Иван. Здесь гравиметрических наблюдений крайне недостаточно, чтобы проследить простирание зоны к юго-востоку от горы Поп Иван. Вероятно, это и есть та самая гряда приподнятого палеозойского основания в Скибовой зоне Карпат, существование которой предполагал Р. Зубер [40].

Полоса относительного максимума силы тяжести, ось которого проходит в почти широтном направлении от района Самбора на Медыничи, видимо, отражает влияние приподнятого палеозойско-мезозойского фундамента, подвергшегося значительной перестройке в результате переработки его молодыми

альпийскими движениями, формировавшими Карпаты. Интересно отметить, что общий план альпийской тектоники Карпатских сооружений отличен от плана тектоники палеозойского основания. На отдельных участках, например, на участке Дрогобыч — Делятин, карпатские простирания совпадают с герцинскими. На других эти направления пересекаются под значительными углами, доходящими до 20—30°. Создается впечатление, что в местах таких пересечений переработке альпийскими движениями в большей мере подвергались синклинальные, вернее синклинориальные зоны герцинских сооружений. Разделяющие их антиклинориальные области, по-видимому, сложены более консолидированными, более устойчивыми по отношению к внешним воздействиям породами, в связи с чем они оказались менее переработанными молодыми движениями. Вместе с тем, конечно, подвергались переработке и эти антиклинориальные области, в результате чего они претерпели в ряде мест разрывы, например в районе Перемышля, южнее Пшеворска и в других местах. Для более полного выявления соотношения палеозойских и альпийских элементов структуры прогиба напомним еще о существовании полосы приподнятого палеозойского основания отображенной, как уже указывалось в предыдущей главе, относительным максимумом силы тяжести, тянущимся из северо-восточной части Келецко-Сандомирского кряжа через Любашев, Яворов, Стрый, Угерско и Грабовку в район Печенижина. Эта гряда палеозойского основания тянется вдоль юго-западной части внешней зоны Предкарпатского прогиба.

Таким образом, на основании рассмотрения аномалий силы тяжести мы приходим к выводу, что Внутренняя зона Предкарпатского прогиба в общем размещается между антиклинориальными зонами палеозойских складчатых сооружений, отображенных полосами относительных максимумов силы тяжести. Только на участке к северо-западу от Дрогобыча в связи с поворотом Карпатской дуги к западу эта закономерность нарушается.

Можно предположить, что глубокий минимум силы тяжести на участке Дрогобыч — Долина — Битков — Космач и далее на юго-восток образовался за счет значительного дефекта масс, связанного с межгорным (внутренним) прогибом герцинской геосинклинальной области с дополнительным прогибанием ее при образовании Предкарпатского краевого прогиба, а также в связи с наличием более легких соленосных воротыщенских отложений значительной мощности.

На всем протяжении прогиба от Дрогобыча до Космача и далее в район Жабьего (ныне с. Верховина) и горы Лосовы прослеживается глубокое опускание земной коры, обусловившее большую глубину залегания кровли докембрийского и палеозойского фундамента.

Следует отметить, что на участках Битков — Космач и особенно Космач — Жабье — гора Лосова, несмотря на то, что Внутренняя зона прогиба полностью перекрыта надвинутыми более тяжелыми, чем воротыщенские, отложениями карпатского флиша, интенсивность минимума остается такой же, как и на участке Болехов — Битков, где более тяжелые флишевые отложения перекрывают только юго-западное крыло Внутренней зоны прогиба. Это свидетельствует о том, что наибольшей амплитуды прогиб достигает, по-видимому, в юго-восточной части рассматриваемой территории на участке Космач — гора Лосова.

На основании анализа рассмотренных соотношений аномалий гравитационного поля и имеющихся геологических данных следует, что понятие Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, если его брать в общем виде, является несколько неопределенным. На дневной поверхности границами этой тектонической зоны служит на северо-востоке линия надвига стебникских отложе-

ний на образования верхнего тортона Внешней зоны прогиба, на юго-западе — линия надвига флишевых отложений Карпат на миоценовые Предгорий. Однако, если мы попытаемся определить границы Внутренней зоны прогиба на глубине, то по мере углубления обе границы, как северо-восточная, так и юго-западная, будут смещаться в юго-западном направлении. Это смещение на некоторой выбранной глубине будет тем большим, чем дальше мы будем продвигаться вдоль прогиба в юго-восточном направлении. Такое соотношение тектонических элементов Карпатской зоны мы и отразили на профилях (рис. 21, 22, 23) в виде перекрытия одних зон другими.

Определив границы Внутренней зоны прогиба и ее место в общей структуре региона, перейдем к рассмотрению характера строения зоны. Более или менее полно ее территория покрыта гравиметрическими съемками, в связи с чем именно гравитационные данные доставляют больше всего сведений о глубинном строении всей Внутренней зоны.

Гравитационное поле Внутренней зоны Предкарпатского прогиба представляется в форме осевой зоны огромного регионального минимума, на фоне которого имеется дополнительный, столь же протяженный, более глубокий минимум силы тяжести, разделенный в осевой части на несколько удлиненных овальных минимумов. Эти минимумы в свою очередь осложнены локальными аномалиями высших порядков.

На основании размещения полосы минимума между двумя полосами относительных максимумов, увязывающихся по их простиранию с максимумами, отражающими влияние двух антиклинориальных зон: Келецко-Сандомирского кряжа и Средневисленского гребня, мы приходим к выводу, что Внутренняя зона Предкарпатского прогиба развилась в области внутреннего межгорного или передового прогиба герцинской складчатой области. Северо-западная часть Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, т. е. ее часть между Бориславом и Добромилем, вероятно, также развилась на межгорном прогибе, но уже на другом, а резкое обособление этой части внутренней зоны Предкарпатского прогиба вызвано, очевидно, тем обстоятельством, что западнее Борислава она пересекается с протягивающимся сюда продолжением юго-западной антиклинориальной области Келецко-Сандомирского кряжа. С этим пересечением герцинских и альпийских сооружений, по-видимому, следует связывать некоторое отклонение к востоку северо-западного окончания полосы минимума на участке Улично — Дрогобыч.

Разделение осевой части минимума на несколько удлиненных овальных частей, вероятно, связано с существованием поперечных приподнятых зон палеозойского фундамента, т. е. с ундуляцией оси прогиба. Такие приподнятости фундамента в осевой части Внутренней зоны прогиба по гравитационным данным кроме района Борислава можно наметить в районе Небылова, южнее Делятина, на участке Путила — Жабье и к югу от горы Лосовы. В промежутках между этими поднятиями фундамента весьма вероятно увеличение мощности соленосных отложений воротыщенской серии.

В целом, отражая глубинную структуру зоны, по гравитационным данным вырисовывается асимметрия крыльев прогиба: более крутое северо-восточное крыло (на карте полоса сближенных изоаномал) и более пологое юго-западное.

Что касается локальных аномалий силы тяжести, которые были выявлены небольшими по объему вариометрическими работами в районе Дзвиняча (К. М. Марыняк, 1940 г.), то анализ результатов этих исследований и сопоставление их с данными бурения явно указывают на полное соответствие узкой полосы относительного локального минимума силы тяжести столь же узкой антиклинальной складке, в своде которой близко к дневной поверхности подходят более легкие соленосные воротыщенские отложения (рис. 27 и 28).

Хотя объем детальных вариометрических работ крайне мал, но результаты этих исследований настолько убедительны, что не оставляют места для сомнений в эффективности вариометрического метода исследований во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба. В связи с этим мы настоятельно рекомендуем использовать детальные вариометрические, совместно с гравиметро-

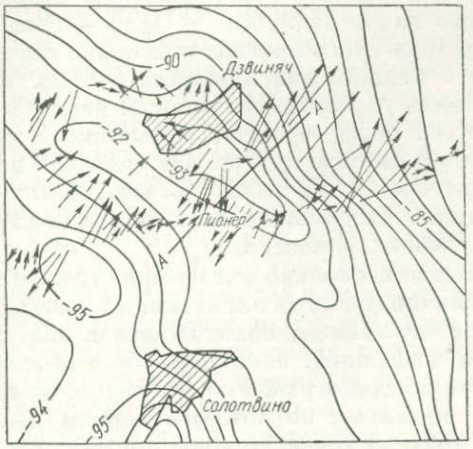


Рис. 27. Результаты вариометрических работ в районе Дзвиняча.

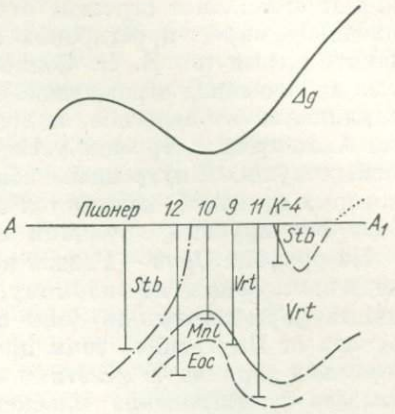


Рис. 28. Сопоставление вариометрических наблюдений с данными бурения:

1 — стебникские; *2* — воротыщенские; *3* — минилитовые; *4* — эоценовые отложения.

выми, работы при изучении строения Внутренней зоны прогиба, во всяком случае той ее части, где имеются благоприятные условия рельефа местности.

Среди методов, которые доставляют нам довольно надежный материал для суждения об общем характере строения Внутренней зоны прогиба и о деталях этого строения, являются сейсмические методы отраженных (МОВ) и преломленных (КМПВ) волн. За последние 7—8 лет сейсмическими исследованиями покрыта довольно значительная площадь Внутренней зоны прогиба, однако в связи с крайней сложностью сейсмогеологических условий эти работы по существу не вышли еще из стадии опытных. Дело в том, что здесь нет опорных отражающих горизонтов, подобных тем, какие имеются во внешней зоне. Кроме того, в связи со сложной тектоникой далеко не всегда удается получать отражения вообще, не говоря уже об отражениях коррелирующихся. Это обстоятельство привело к необходимости прибегнуть к «статистическому» методу в сейсморазведке, заключающемуся в накоплении большого материала и рассмотрении его в суммарном виде. Такой метод позволяет определять в общем виде характер залегания отложений по положению преобладающего большинства отражающих площадок, находящихся на различных глубинах и не поддающихся корреляции. Отражающие площадки при современном уровне развития сейсмического метода в зоне глубин от нуля до 1 км, как правило, вообще не могут быть выявлены. Максимальное количество выявленных площадок размещается обычно на глубинах от 1 до 3—4 км. На еще больших глубинах отмечаются разрозненные площадки.

Однако, несмотря на крайне неблагоприятные сейсмогеологические условия, все же удается получить весьма ценные данные, позволяющие в какой-то мере расшифровать сложную картину глубинной тектоники Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Прежде всего следует отметить, что сейсмическими исследованиями освещена в какой-то мере та часть Внутренней зоны

прогиба, которая расположена между зоной крутого погружения или сброса, находящегося юго-западнее Стрыйской опорной скважины и фронтальной линией надвига береговой скибы Карпат на миоценовые отложения прогиба. В этой довольно узкой полосе, имеющей ширину порядка 10—12 км, в северо-восточной ее части на глубинах от 1 до 3 км установлено ясно выраженное синклинальное строение стебникских и, вероятно, воротыщенских отложений. Синклинальное строение отчетливо видно на профиле Оров — Раздол, проходящем вкрест простиранию Предкарпатского прогиба несколько северо-западнее Стрыя (по В. Б. Соллогубу с нашими дополнениями, — рис. 25). Далее на юго-запад отражающие площадки указывают на наличие некоторого антиклинального перегиба, находящегося перед фронтом Карпатского надвига. Аналогичное строение установлено и на ряде других сейсмических профилей, секущих Внутреннюю зону прогиба, с той только разницей, что на некоторых профилях намечается не один, а несколько антиклинальных перегибов, фиксируемых группами отражающих площадок.

На профиле Оров — Раздол намечается несколько зон потери отражений, свидетельствующих, по-видимому, о наличии сложных пликативных и дизъюнктивных форм тектоники. Зоны потери отражений, находящиеся в области перехода от Внутренней зоны прогиба к внешней, наклонены на юго-запад под углами порядка 45°. С этими зонами потери отражений, очевидно, можно связывать существование плоскостей надвигов, по которым породы Внутренней зоны надвинуты на отложения тортона Внешней зоны прогиба. Можно предположить, что аналогичное явление возможно и в фундаменте Внешней зоны прогиба.

Мы рассмотрели профиль, составленный В. Б. Соллогубом по результатам работ 1948—1950 гг. В последующие годы аналогичная картина строения была установлена и на других профилях. Результаты последующих работ приведены в сводном отчете Б. Л. Гуревича и Е. Н. Столяровой, которыми были использованы и данные В. Б. Соллогуба. В результате обобщения большого материала сейсмических работ во Внутренней зоне прогиба Б. Л. Гуревичу и Е. Н. Столяровой удалось наметить несколько волн антиклинальных и синклинальных глубинных складок. К северо-западу от Борислава установлено наличие антиклинальной складки, названной авторами Дерижицкой. Она протягивается перед линией надвига Карпат на Предгорье на протяжении 7—8 км. Эта первая от Карпат антиклинальная складка, вероятно, является продолжением Модрычско-Уличнянской антиклинальной складки, находящейся в таком же соотношении с Карпатским надвигом. Юго-восточная часть Модрычско-Уличнянской складки хорошо видна на рассмотренном профиле В. Б. Соллогуба в районе с. Улично.

На участке Болехов — Долина прослежена антиклинальная Болеховско-Долинская складка протяженностью 15 км. Эта складка была установлена еще в 1947 г. геологическими исследованиями. Сейсмическими исследованиями удалось решить вопрос о размерах складки по простиранию, об углах падения крыльев на разных глубинах, а главное — о характере складки. Выяснено сейсморазведкой, а затем подтверждено бурением, что складка является нормальной с почти симметричными крыльями, так что существовавшее предположение о подвернутом северо-восточном ее крыле отпадает.

К северо-востоку от Болеховско-Долинской складки, после синклинального прогиба, намечена Тростянецкая антиклинальная складка. Ее свод находится на расстоянии 5 км к северо-востоку от свода Болеховско-Долинской складки. Наконец, в этом же районе наметилась короткая антиклинальная складка, названная Турийской. Длина ее около 2 км. Ось складки вытянута в том же северо-западном направлении, свод ее отстоит от свода Тростянец-

кой складки на 5,5 км к северо-востоку. Перечисленные три антиклинальные складки разделяются синклинальными прогибами. После примерно десятикилометрового перерыва на юго-восточном простирании Болеховско-Долинской складки также прослежена глубинная антиклинальная складка, простирающаяся с перерывом до района Небылова.

Наряду с этим сейсмические исследования позволили выявить во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба существование на разных глубинах отражающих площадок с различными углами наклона. Установлено, что в ряде мест на меньших глубинах площадки наклонены под бóльшими углами, а на бóльших глубинах наблюдается уменьшение углов, свидетельствующее о выполаживании слоев с глубиной. Это обстоятельство послужило веским основанием для вывода, сделанного Б. Л. Гуревичем и Е. Н. Столяровой о наличии дисгармоничной складчатости и явлениях диапиризма.

Таким образом, при всей сложности сейсмогеологических условий во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба, при отсутствии опорных отражающих горизонтов и частой потере отражений все же, накапливая статистический материал, можно получить ценные сведения о глубинной тектонике этого перспективного в отношении нефтегазоносности региона.

На основании обобщения большого материала сейсмических исследований, проведенных методом отраженных волн, получены следующие результаты:

1) трассирована линия северо-восточного борта Внутренней зоны Предкарпатского прогиба;

2) получено представление о характере глубинного строения прогиба;

3) установлено наличие двух-трех волн складок к северо-востоку от фронтальной линии Бориславского надвига;

4) установлено наличие дисгармоничной складчатости и элементов диапиризма;

5) подтверждено наличие юго-западного крыла глубинной складки в поднадвиге флишевых отложений Бориславской и Краевой чешуй.

Последующие сейсмические исследования во Внутренней зоне прогиба подтвердили эти построения и дали возможность наметить дополнительные черты структуры прогиба в отдельных местах. Так, сейсмические работы, проведенные в 1953 г. в районе Небылова, позволили получить следующие данные о тектонике этого участка Внутренней зоны. В самых общих чертах освещено поднадвиговое поднятие Сливки, намечены его северо-восточное крыло и предположительно юго-западное крыло под надвигом скиб. Поэтому следует считать установленным нормальный антиклинальный характер этой глубинной структуры. Несколько северо-восточнее на глубине 2,5 км намечается поднадвиговое поднятие Майдана, а в северо-восточной части участка освещено сочленение Внутренней зоны прогиба с Внешней зоной, представляющееся в форме резкого погружения слоев на юго-запад. Опытные работы методом КМПВ результатов пока не дали в связи с крайней сложностью сейсмогеологических условий.

Сейсмогеологические условия в районе Дрогобыча, где в 1953 г. также проводились опытные сейсмические работы, оказались, пожалуй, еще более сложными. Здесь были применены различные модификации метода отраженных и преломленных волн, в частности метод продольно-поперечного профилирования, однако положительных результатов это не дало. И. З. Гонтовой и Е. Н. Столярова на основании анализа полученных материалов приходят к выводу, что задача радикального улучшения результатов сейсмических исследований во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба состоит в переходе на другую, более высокочастотную аппаратуру. Они, в частности, считают, что в методическом отношении сейсморазведочные работы должны иметь

преимущественно опытный характер до тех пор, пока не будут найдены аппаратурные и методические возможности, резко повышающие разведочную эффективность этих исследований. Опытными работами 1953 г. установлено, что во Внешней зоне метод КМПВ вполне применим и дает хорошие результаты; в полосе сочленения Внешней зоны с Внутренней условия усложняются и получение результатов затруднено. Что же касается Внутренней зоны, то здесь при пробном применении КМПВ эффективных результатов получить не удалось.

В 1954 г. в районе Дрогобыч — Трускавец — Борислав продолжались широкие экспериментальные работы методом сейсмозондирований, проведение которых начато в 1953 г. В результате этих работ получены результаты, позволяющие рассчитывать на получение более существенных, чем ранее, данных о глубинном строении этого участка Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. В частности, поведение отражающих площадок на глубинах от 1,5 до 5—6 км в общем согласуется с представлениями о глубинном строении этого участка прогиба, по гравиметрическим данным. Главным достижением опытных работ, проведенных методом сейсмозондирований, следует считать то, что в результате их намечены обоснованные пути дальнейших исследований этой тектонической зоны. Одним из таких путей является проведение массовых сейсмозондирований.

Все изложенное свидетельствует о том, что применение сейсмических исследований в условиях Внутренней зоны Предкарпатского прогиба сопряжено с огромными трудностями и далеко не часто приводит к положительным результатам. Тем не менее установилось пока еще ничем не аргументированное мнение, что сейсмический метод является как будто бы единственным геофизическим методом, имеющим в этой области право на свое развитие. Между тем по опыту работ, проведенных в 1940—1941 гг. в районе Дзвиняча К. М. Мариняком, известно, какие прекрасные результаты могут быть получены методом вариометрической съемки при выявлении и оконтуривании складок, в строении которых принимают участие соленосные отложения.

Поэтому мы считаем совершенно неправильным то обстоятельство, что разведка Внутренней зоны Предкарпатского прогиба ведется только сейсмическим методом, а другие методы геофизических исследований игнорируются. На вопросе о целесообразности применения гравиметрического метода в условиях Внутренней зоны прогиба мы уже останавливались. Здесь же только отметим, что гравиметрический метод (гравиметр и вариометр) может быть с успехом применен для изучения как глубинного строения, так и особенно верхней части разреза Предкарпатского прогиба в пределах глубин первых 1—1,5 км, т. е. той зоны, которая почти не поддается изучению сейсмическим методом. Это имело бы как самостоятельное разведочное значение, так и вспомогательное, ибо позволило бы корректировать направление сейсмических исследований путем выбора наиболее благоприятных и во всяком случае однообразных условий для производства сейсмических работ.

Применение электроразведки методом постоянного тока во Внутренней зоне не дало существенных результатов. Электроразведочные работы, проведенные в районе Стебника и Дзвиняча в 1950 г. Ф. Д. Заболотным и З. Н. Курсаковой, позволили прийти к следующим выводам.

1. Вследствие крайне сложных геоэлектрических условий в зоне развития стебникских и соленосных воротыщенских отложений, а также в полосе развития карпатского флиша метод сопротивлений не дает материалов для количественных структурных построений. Здесь возможна только качественная характеристика участков исследований.

2. На картах сопротивлений, построенных по данным ВЭЗ и профилирования, отмечается четкое разделение участков на две зоны: зону с низкими ка-

жущимися электрическими сопротивлениями, соответствующую развитию стебникских отложений, и зону более высоких сопротивлений, соответствующую распространению соленосных воротыщенских отложений и пород карпатского флиша. Изменение сопротивлений на разносах $AB = 1000$ м происходит при переходе от первой зоны ко второй с 4—8 ом · м до 26—30 ом · м. Таким образом, данные электроразведочных работ только раскрывают линию контакта стебникских и воротыщенских отложений, что при современном состоянии изучения этой территории едва ли может представить интерес.

В области развития стебникских отложений выявлены два максимума сопротивлений: один в районе Дрогобыча и второй на участке Конюхов — Улично — Стебник — Завадов. На Дзвинячском участке установлено наличие также двух максимумов: один в районе Лопянка — Спас — Дуба и второй—в районе Майдан—Кривец. Эти максимумы, по-видимому, соответствуют поднятиям Рыпне и Майдана. Намечается также ряд других максимумов сопротивлений, которые соответствуют, видимо, складкам Старуни, Дзвиняча и Небылова. Кроме этого, выявлен ряд локальных максимумов, возможно, связанных со скоплениями кристаллической соли. Такие максимумы на Долинско-Дзвинячском участке более вытянуты в направлении с юго-востока на северо-запад, чем на Дрогобычском.

Следует отметить, что обнаруженные максимумы носят расплывчатый характер и их соответствие геологически известным поднятиям нельзя считать определенным. Поэтому результаты электроразведки как будто нельзя считать существенными. Однако мы полагаем, что нельзя ограничиться только этими работами, чтобы на их основании исключить метод электроразведки из комплекса геофизических исследований Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Очевидно, здесь нужны еще опытные работы по опробованию различных модификаций электроразведки как на постоянном, так и на переменном токе.

Что касается магнитометрических исследований во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба, то, учитывая практическую немагнитность осадочных отложений, участвующих в строении зоны, мы не видим оснований ожидать положительных результатов в смысле поисков и разведки структур. Об этом явно свидетельствуют результаты проведенных работ. Однако при решении вопросов региональной тектоники данные магнитометрии могут дать некоторые сведения о наличии крупных зон нарушений в кристаллическом фундаменте и о его внутренней структуре. В частности, при детальном рассмотрении характера распределения аномального геомагнитного поля Предкарпатского прогиба, его Внутренней и Внешней зон видно, что, хотя аномалии здесь крайне малоинтенсивны (значение вертикальной составляющей колеблется всего лишь в пределах нескольких десятков гамм), однако поле в целом характеризуется определенными закономерностями. Прослеживая характер поля по простиранию прогиба, можно отметить, что изоаномалы вертикальной составляющей на одних участках имеют в общем карпатское направление простирания, тогда как на других оно сменяется секущим, т. е. изоаномалы вкрест простиранию тектонических элементов.

Исходя из общих положений, установленных для соотношения форм аномалий геомагнитного поля с формами вызывающих их тектонических элементов, мы допускаем, что:

общее основное простирание аномалий геомагнитного поля в области Предкарпатского краевого прогиба и прилежащей части Русской платформы совпадает с простиранием названных геоструктурных единиц, что несомненно свидетельствует об отражении в магнитном поле простирания этих основных геологических объектов;

поперечные усложнения геомагнитного поля не могут не отражать соответствующих поперечных нарушений в строении докембрийского фундамента. По-видимому, аномалии геомагнитного поля отражают, главным образом, довольно крупные глубинные поперечные разломы фундамента, сопровождаемые интрузивными телами, магнитные свойства которых отличны от магнитных свойств пород фундамента. Однако не исключена возможность, что поперечные усложнения геомагнитного поля обусловлены наличием расколов или их систем, которыми фундамент разбит на блоки, с некоторыми вертикальными перемещениями одного блока относительно другого без сопровождения интрузиями;

предполагаемые по магнитным данным разломы фундамента в Предкарпатском прогибе прослеживаются по усложнениям геомагнитного поля и в краевой части Русской платформы.

О СТРОЕНИИ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ КАРПАТ

Складчатая область Карпат в геофизическом отношении является наименее изученной по сравнению с соседними областями. В то же время изучение глубинной структуры горной складчатой области с ее резко выраженными тектоническими формами помогло бы наилучшим образом выяснить причины и последовательность тектонических движений. Весьма возможно, что расшифровка тектонического строения этого региона, с одной стороны, расширила бы промышленные перспективы тех смежных зон, которые уже сейчас служат минеральной базой народного хозяйства западных областей Украины, а с другой, — послужила бы средством к открытию новых источников сырья в недрах самих Карпат.

Следует оговориться, что широкому применению геофизических методов здесь мешают, прежде всего, сложные условия поверхностного рельефа. Например, невозможность полного и правильного учета влияния рельефа делает нецелесообразным применение детальных гравитационных съемок, хотя перспектива получить локальные аномалии с помощью вариометра или гравиметра повышенной точности и представляется чрезвычайно заманчивой. Другим обстоятельством, ограничивающим возможности применения геофизических методов, является сложность геологического строения, которой отличаются Складчатые Карпаты с их крутыми опрокинутыми и надвинутыми складками, осложненными многочисленными нарушениями. Известно, что трудность интерпретации и ее многозначность возрастают прямо пропорционально многослойности структуры и числу инверсий физических параметров пород, а здесь мы сталкиваемся именно с таким явлением. Слабая изученность Сладчатых Карпат геофизическими методами приводит к тому, что большинство заключений о глубинном строении их носит гипотетический характер.

История геофизического изучения складчатой области Карпат такова: через всю область Карпат были проложены три поперечных профиля гравиметрических наблюдений: Ужгород — Самбор, Мукачево — Стрый и Солотвина — Рахов — Коломыя. На первых двух профилях произведены измерения вертикальной составляющей геомагнитного поля. Кроме того, в южной части территории произведены гравиметровые наблюдения вдоль нескольких профилей по долинам рек. Профили, проложенные от Закарпатского прогиба до главного водораздела, дают некоторое представление о гравитационном поле территории между раховским и мукачевским профилями. На участке Ворохта — Жабье — Дихтенец имеется очень редкая сеть гравиметровых наблюдений.

Правда, в Складчатой зоне Карпат проводились и продолжают вестись небольшие комплексные детальные геофизические работы по поискам и разведке месторождений цветных металлов. В состав комплекса входят электроразведка различными методами и магнитометрия. Эти работы ведутся с 1951 г. в районе Кобылецкой Поляны, в районе с. Оленево (севернее Свалявы) и на других участках зоны Магуры (Внутренняя антиклинальная зона). Однако эти исследования являются сверхдетальными и охватывают крайне незначительные по площади участки, измеряемые единицами квадратных километров, и поэтому их результаты в плане региональных построений не представляют интереса и нами не рассматриваются. Кроме этих работ, площадной гравиметровой съемкой охвачена узкая полоса северо-восточной части Скибовой зоны Карпат.

Ни сплошной гравиметровой или магнитной съемки, ни сколько-нибудь густой сети рекогносцировочных наблюдений этими методами в складчатых Карпатах, по существу, не производилось. Не было проведено здесь также значительных объемов электроразведочных работ и не проводились сейсмические исследования, если не считать нескольких профилей отраженных и преломленных волн, проложенных в районе Небылова в 1953 г., позволивших лишь выяснить возможность успешного использования сейсмических исследований в Скибовой зоне Карпат. Следовательно, основным геофизическим материалом, в какой-то мере освещающим тектонику этой области, являются данные гравиметрической съемки и отчасти магнитометрической.

Каковы же основные элементы гравитационного и геомагнитного полей в Складчатой области Карпат? Прежде всего, мы видим, что геомагнитное поле, насколько об этом дают представление наблюдения на ужгородском и мукачевском профилях, крайне спокойно, безаномально. Поэтому магнитные данные не дают оснований для каких-либо построений. Они позволяют только высказать некоторые предположения, сводящиеся к следующему: 1) докембрийский фундамент территории погружен на большие глубины; 2) докембрийский фундамент имеет однородный минеральный и петрографический состав; 3) отсутствуют крупные тела изверженных пород основного и ультраосновного состава, во всяком случае их нет на сравнительно небольших глубинах.

Интенсивность гравитационного поля Складчатой области Карпат изменяется в значительных пределах. Поле образует линейные аномалии, общий план которых совпадает с планом основных северо-западных простираний всей тектонической зоны. Этому же направлению подчинены и отдельные элементы аномального поля. Среди них выделяются относительные максимумы и минимумы силы тяжести, каждый из которых является как бы локальным, если рассматривать его в профиле, имеющем направление вкрест простиранию Карпат. Однако, протягиваясь на значительные расстояния по простиранию зоны, эти элементы поля приобретают характер региональных аномалий, когда мы переходим к рассмотрению всей зоны в целом. Аномалии силы тяжести являются относительными, проявляющимися на фоне юго-западного крыла общего широкого регионального минимума.

Прежде чем перейти к рассмотрению и интерпретации аномалий напомним некоторые данные о соотношении плотностей горных пород этого района. Плотность палеозойских отложений, вероятно, составляет 2,65—2,70 г/см^3. Такие значения получены для палеозоя платформы и Внешней зоны прогиба, и их мы вправе распространить на Внутреннюю зону Предкарпатского прогиба и на Складчатую область Карпат. Флишевые отложения Карпат характеризуются изменчивой плотностью, но среднее ее значение составляет 2,50 г/см^3. Отсюда избыточная плотность палеозойских отложений по сравнению с плотностью флиша Карпат составит (+0,15) — (+0,20) г/см^3.

В северо-западной половине Складчатых Карпат выделяются три максимума и три минимума, а в юго-восточной — два максимума и два минимума. Рассмотрим эти аномалии (отметим, что максимумы, расположенные вдоль Утесовой зоны, мы рассмотрим в следующей главе совместно с аномалиями Закарпатского прогиба). Достаточно четкий относительный максимум прослеживается в Скибовой зоне Карпат, начиная от Бориславa, севернее Сколе, через Зеленую, между Ворохтой и Ясиней. Далее этот максимум, вероятно, продолжается в район горы Поп Иван и далее в юго-восточном направлении.

В предыдущей главе мы уже указывали, что этот относительный максимум в его северо-западном продолжении увязывается с максимумом, соответствующим складчатым сооружениям Келецко-Сандомирского кряжа — с одним из его антиклинориальных элементов. Это вместе с данными о соотношении плотностей пород палеозойского фундамента и флишевых толщ позволяет прийти к ранее изложенному выводу, что такого рода аномалии силы тяжести отражают в основном характерные черты рельефа палеозойского фундамента, так как только на контакте палеозоя с вышележащей толщей имеется наиболее резкая плотностная граница. Поэтому мы полагаем, что указанный относительный максимум отражает влияние протяженного валообразного поднятия, возможно, представляющего собой гряду поднятий, или ундулирующую антиклинальную складку, или антиклинорий. Это поднятие, по-видимому, и ограничивает с юго-запада Внутреннюю зону Предкарпатского прогиба.

Данные о физических свойствах пород свидетельствуют о довольно значительной дифференциации пород по их плотности внутри флишевой зоны Карпат. В частности, известно, что наибольшей пониженной плотностью характеризуются толща верхнего эоцена (попельские слои) и особенно породы менилитовой серии нижнего и среднего олигоцена. Плотность этой толщи составляет в среднем 2,25—2,30 г/см^3, т. е. на 0,2—0,25 г/см^3 ниже общей средней плотности всей толщи флишевых отложений. Верхнемеловые породы (ямненские и иноцерамовые слои) отличаются повышенными плотностями, в среднем порядка 2,60 г/см^3.

Учитывая это обстоятельство, мы должны ожидать наличия в Скибовой зоне Карпат относительно положительных аномалий силы тяжести в местах развития на поверхности верхнемеловых отложений и, наоборот, относительно отрицательных аномалий — в зонах развития менилитовых сланцев и отложений верхнего эоцена. Однако сопоставление имеющихся данных гравитационных наблюдений с геологической картой свидетельствует об отсутствии такой связи между аномалиями силы тяжести и геологической структурой небольших глубин. И это следует считать вполне закономерным. Дело в том, что Скибовая зона Карпат представляет собой крайне сложную структуру, где слои различного возраста и литологического состава, а следовательно и различной плотности, смяты в крутопоставленные, опрокинутые, разорванные и надвинутые одни на другие складки. Благодаря этому в любом месте разреза такой толщи наблюдается сложная картина переслаивания пластов различной плотности и на поверхности мы наблюдаем лишь суммарное действие этого очень сложного размещения масс.

Если бы не крайняя сложность рельефа местности, то можно было бы рассчитывать обнаружить локальные аномалии с помощью вариометра или гравиметра повышенной точности. Но невозможность полного и правильного учета влияния рельефа делает нецелесообразным применение детальных гравиметрических исследований.

В данных же условиях, когда съемка производилась лишь по отдельным профилям с пунктами наблюдений через 2—3 км и с точностью измерений

порядка 1 мгл, благодаря крайне сложной структуре, мы фиксируем интегральный эффект, обусловленный суммарной разностью плотностей на контакте палеозойского фундамента и вышележащей толщи мелового и палеогенового флиша Карпат. Поэтому региональные аномалии силы тяжести, несомненно, рисуют общую схему строения палеозойского фундамента Флишевых Карпат и не отражают внутренней структуры флишевых толщ, несмотря на значительную дифференциацию пород внутри самой этой толщи.

Определим хотя бы сугубо ориентировочно амплитуду поднятия, которое отражено в гравитационном поле в виде относительного максимума. Локальные относительные аномалии при достаточно больших радиусах осреднения имеют амплитуду на профиле Ужгород — Львов в районе Подбужа (рис. 21) порядка 3 мгл, на профиле Мукачево — Стрый — Перемышляны — около 4 мгл (рис. 22) и на профиле Рахов — Коломыя — Чернелица (рис. 23) к югу от Ворохты — порядка 4—5 мгл. При избыточной плотности —0,2 г/см^3, пользуясь упрощенными расчетами по формуле для плоскопараллельного горизонтального слоя, мы получим амплитуду поднятия на этих профилях соответственно 360, 480 и 540 м. Эти величины следует рассматривать как нижний предел амплитуды поднятий. Если перейти к расчету для антиклинальных форм поднятия, то амплитуды ориентировочно могут быть приняты соответственно 400, 550 и 600 м, а, возможно, и больше. Заниматься более подробными и более строгими расчетами нецелесообразно, так как в данных условиях мы лишены возможности определить с достаточной точностью величину локальной аномалии, обусловленной поднятием.

Перейдем к рассмотрению других элементов структуры фундамента, отражающихся в виде аномалий силы тяжести.

В северо-западной части территории намечается относительный максимум, проходящий через Турку и Славское. Продолжение его на юго-восток из-за отсутствия в том районе гравиметрических съемок проследить невозможно. Неясным остается вопрос о наличии этой полосы относительного максимума на Раховском профиле, где некоторый намек на существование максимума, с которым мог бы быть увязан рассматриваемый максимум, имеется в районе Свидовца. Однако связывать максимумы, находящиеся на расстоянии более 90 км, значило бы допускать большую натяжку. Так или иначе, относительный максимум Турка — Славское, основываясь на предыдущих рассуждениях о соотношении плотностей, мы интерпретируем как отражение антиклинального поднятия палеозойского фундамента. Амплитуда поднятия может быть определена только сугубо приблизительно. В районе Славского относительная локальная аномалия при разных радиусах осреднения составляет примерно 2—2,5 мгл (см. разрез по профилю Мукачево — Стрый — Перемышляны, рис. 22). При избыточной плотности —0,2 г/см^3 это соответствует амплитуде поднятия порядка 250 м, если пользоваться для расчета упрощенным методом по формуле $\Delta g = 2\pi k\sigma h$. При переходе от плоскопараллельного бесконечного слоя к антиклинальной форме поднятия, его амплитуда получится несколько больше, до 300 м. В районе Турки амплитуда поднятия, по-видимому, не более 150 м.

Далее к юго-западу наблюдается следующая полоса относительного максимума, также объясняемого нами как влияние поднятия палеозойского фундамента. Она проходит через район Либохоры на Майдан, Усть-Чорную и северо-восточнее Рахова. В районе Майдана максимум прерывается; здесь наблюдается некоторое усложнение гравитационного поля, но характер его неясен из-за недостаточного количества наблюдений.

На профиле Ужгород — Львов (рис. 21), южнее Турки, локальная аномалия достигает нескольких миллигал, в связи с чем амплитуда поднятия

может быть определена в 500—700 м. Ширина поднятия достигает 15 км. Аналогичную картину мы видим и на профиле Мукачево — Стрый — Перемышляны (рис. 22) в районе между Воловцом и Лавочным. На профиле Рахов — Коломыя — Чернелица (рис. 23) картина усложняется близостью крупного поднятия в районе с. Требушан (ныне с. Деловое). В связи с этим определить сколько-нибудь уверенно величину локальной аномалии на максимуме, расположенном севернее Рахова, невозможно. Можно полагать ориентировочно, что аномалия имеет величину около 2—3 мгл, что соответствует относительной амплитуде поднятия порядка 300—400 м. Ширина зоны поднятия составляет здесь 8—10 км.

Следующий максимум силы тяжести протягивается через районы Перечина, Свалявы, Драгова, Требушан. Связь этого максимума с поднятием палеозойского фундамента не может вызывать сомнений, так как юго-восточная часть полосы совпадает с северо-западным окончанием Мармарошского массива, где палеозойские и даже докембрийские породы выходят на дневную поверхность.

Амплитуда локальной аномалии на профиле Рахов — Коломыя при большом радиусе осреднения, соизмеримом с поперечными размерами поднятого массива (радиусы осреднения 14 и 22 км), составляет 11—16 мгл. Отсюда амплитуда поднятия в районе Требушан ориентировочно может оцениваться в 1300—1900 м. На профиле Мукачево — Стрый в районе Свалявы амплитуда поднятия, возможно, достигает 800—1000 м, а на профиле Ужгород — Львов в районе Перечина уменьшается до 400—500 м.

Полоса максимума протягивается через район Перечина, Сваляву, Драгово, Требушаны и является крайним юго-западным антиклинальным элементом палеозойского фундамента складчатой области Карпат. Подробно эти максимумы мы рассмотрим в следующей главе.

Перечисленные антиклинальные зоны фундамента разделены синклинальными или синклинориальными прогибами, отражаемыми в гравитационном поле относительными минимумами. Осевые зоны минимумов проходят через Тухлю, севернее Ясини и далее южнее Турки на Волосянку, через Малый Березный, южнее Воловца и Волового на район Рахова.

Таким образом, аномалии силы тяжести позволяют составить хотя бы ориентировочное представление о глубинном строении складчатой области Карпат, об общем характере структуры их палеозойского складчатого основания. Конечно, данные об амплитуде поднятий носят, как мы уже указывали, сугубо ориентировочный характер. Не исключена возможность, что приведенные значения амплитуд поднятий окажутся не заниженными, как это следует из предыдущих расчетов, а, наоборот, завышенными. Это вполне возможно, так как максимумы, отражающие влияние антиклинориальных зон, частично могут быть обусловлены увеличением плотности палеозойских пород в этих зонах за счет их большего метаморфизма по сравнению с зонами синклинориальными. Однако и при наличии этого фактора общая картина структуры фундамента останется такой же, какой она представляется в свете изложенных выше положений.

Ранее было показано, что ряд относительных максимумов силы тяжести увязывается с максимумами, явно обусловленными влиянием палеозойских складчатых сооружений Келецко-Сандомирского кряжа. По аналогии с этим можно допустить, что северо-западное продолжение некоторых максимумов связано с палеозойскими сооружениями Краковского и Богемского массивов. Однако полное отсутствие наблюдений к северо-западу от границы нашей территории позволяет только высказать такое предположение.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЗАКАРПАТСКОМ ПРОГИБЕ, МАРМАРОШСКОЙ И УТЕСОВОЙ ЗОНАХ

Характер аномалий гравитационного и геомагнитного полей этой территории своеобразен. В то время, как аномалиям Карпат, Предкарпатья и даже краевой части платформы присуща строгая линейность, подчиненная общему карпатскому простиранию, здесь превалирующим элементом аномального поля является наличие мозаики — крупной для гравитационного и мелкой для геомагнитного полей, а элементы линейности сохраняются (и то в осложненном виде) преимущественно в Мармарошской и Утесовой зонах.

Мозаичная структура аномального поля здесь очень сложная, в связи с чем расчленение такой территории на части, соответствующие дробному тектоническому делению, крайне затруднительно. Поэтому мы рассматриваем все Закарпатье в целом, прибегая к делению его на тектонические зоны лишь по мере возможности.

Поступая так, мы, однако, не вступаем в противоречие с геологическими данными, так как с точки зрения глубинного строения и зона Выгорлат-Гутинской гряды, и Чопская, и Солотвинская впадины являются частями одного целого — Закарпатского краевого прогиба. Существенные различия имеются между Закарпатским прогибом и Мармарошской и Утесовой зонами, но на территории последних двух объем геофизических исследований невелик, что помешало выделить рассмотрение этих зон в самостоятельную главу.

Основным материалом геофизических исследований Закарпатья являются данные гравитационной съемки, охватывающей почти всю территорию за исключением некоторых площадей Выгорлат-Гутинской гряды и Утесовой зоны, отличающихся сложным гористым рельефом. Часть территории, главным образом Чопская впадина и некоторые участки Вулканической гряды, покрыта магнитометрической съемкой. Равнинные участки Чопской и Солотвинской впадин исследованы вертикальными электрозондированиями. Наконец, детальные магнитометрические и электрометрические работы разными модификациями проводились на небольших участках Выгорлат-Гутинской гряды (Вышковский массив), Чопской впадины (Береговские и Косино-Запсонские холмы и Великолучская зона), а также в Мармарошской, Утесовой и Магурской зонах (Кобылецкая Поляна, Оленево и т. д.). В 1953 г. в восточной части Чопской впадины начато производство сейсмических работ методом отраженных волн и, частично, в виде опытных работ — методом КМПВ.

Перейдем к конкретному рассмотрению материалов исследований и их геологическому истолкованию.

Анализ характера распределения аномалий силы тяжести позволяет установить существование ряда относительных максимумов и минимумов нескольких направлений. Среди них главным и превалирующим является направление северо-запад — юго-восток, т. е. карпатское или близкое к нему. Наряду с ним существуют направления, поперечные к карпатским, и направления, косо секущие систему первых двух.

Зоны максимумов и минимумов различаются как по интенсивности аномалий, так и по четкости их фиксации. Причем различия, порою довольно значительные, наблюдаются не только при переходе от одной зоны или полосы к другой, но и по простиранию одной и той же зоны.

Наиболее четко выражена полоса максимума, протягивающаяся вдоль северо-восточного края вулканического пояса Карпат. Полоса этого максимума проходит через район Перечина, Свалявы, Долгого, немного южнее Драгова, севернее Новоселицы и Петрова и далее в том же направлении.

Особого внимания заслуживает намечающееся разделение этой полосы на два параллельных гравиметрических «хребта». Расстояние между осевыми зонами сохраняется на всем протяжении примерно одинаковым, порядка 5—7 км.

На участке Новоселица — Кобылецкая Поляна наблюдается значительное поперечное усложнение гравитационного поля этой зоны, в результате которого простирание указанных полос максимумов прерывается, а затем намечается заметное смещение к северо-востоку их юго-восточного продолжения.

Каковы же геологические причины, которые могли привести к возникновению описанного распределения гравитационного поля? Прежде, чем ответить на этот вопрос, напомним соотношение плотностей, слагающих этот район. Наиболее высокими значениями плотностей отличаются здесь метаморфические палеозойские и докембрийские породы Раховского массива. Среди более молодых осадочных образований наиболее плотными являются юрские известняковые породы. Как те, так и другие отложения характеризуются плотностью порядка 2,6—2,7 г/см^3. Меловые и палеогеновые отложения флишевых Карпат менее плотны. Их плотность может быть принята в среднем равной 2,5 г/см^3. Палеоген-неогеновые, главным образом миоценовые, отложения Закарпатских впадин, располагающихся к юго-западу от рассматриваемой зоны, обладают еще более низкими плотностями порядка 2,4—2,0 г/см^3. Правда, следует иметь в виду, что палеогеновые отложения, вскрытые Даниловской опорной скважиной на глубине около 2 км, отличаются очень высокой плотностью, достигающей 2,6—2,7 г/см^3, однако вышележащие толщи разреза этой скважины представлены отложениями миоцена с плотностью от 2,15 в верхней части до 2,45 г/см^3 в нижней.

Исходя из такого соотношения плотностей, а также из тектонического строения этой части Карпатского региона, мы вправе полагать, что рассматриваемые сближенные полосы максимумов силы тяжести отражают антиклинальное поднятие палеозойского и частично мезозойского (триас, юра) фундамента, состоящее из двух сближенных параллельных друг другу антиклинальных складок, или хребтов, оси которых по простиранию значительно ундулируют. В юго-восточной части, в районе Требушан, такая трактовка находит свое обоснование и подтверждение в наличии на дневной поверхности Мармарошского и Раховского палеозойских массивов. В остальной части, к северо-западу от Новоселицы на Долгое, Перечин и далее, зона максимума в общем следует простиранию полосы, в которой в отдельных местах появляются утесы, представленные юрскими известняками, обладающими высокой плотностью (2,65 г/см^3). Полоса рассматриваемых максимумов в общем совпадает с Утесовой зоной, выделенной О. С. Вяловым в его схеме тектонического подразделения в самостоятельную тектоническую подзону [10, 11].

Сопоставляя гравиметрические данные со схемой тектоники, предложенной А. А. Богдановым, видим соответствие осевой зоны максимума силы тяжести зоне крупного тектонического нарушения, вдоль которого А. А. Богдановым на его тектонической карте показана группа центров вулканической деятельности, развивавшейся в среднемиоценовое время. Полоса рассматриваемых нами максимумов силы тяжести приходится на юго-западную зону установленного работами М. В. Муратова [23, 24, 25, 26], В. И. Славина [29, 30] и А. А. Богданова [7, 8] главного Карпатского антиклинория, в ядре которого залегают глубоко метаморфизованные породы палеозоя, а местами и докембрия, представленные кристаллическими сланцами, кварцитами, гнейсами, мраморизованными известняками и т. п. К этому следует добавить, что среди пород встречаются значительные эффузивные и интрузивные массивы средних и основных пород, например диабазов, диабазовых порфиритов, габбро-диабазов и габбро-лабрадоритов. Массивы этих пород часто достигают

солидных размеров, занимая площадь в несколько квадратных километров при мощности в 250—300 м. Такие породы встречены и к западу от Раховского массива, в частности в верховьях рек Малой и Большой Уголек, а также в верхнем течении потока Малый Берлебаш [16].

Все это свидетельствует о том, что Раховский массив сложен плотными сильно метаморфизованными породами палеозойского и частично, по-видимому, докембрийского возраста, среди которых известны разновозрастные эффузивные и интрузивные породы основного ряда. Благодаря повышенной плотности этих интрузивных и эффузивных тел, общая средняя плотность пород, образующих Раховский (и Мармарошский) массив, и без этого высокая, оказывается еще более высокой. Это обстоятельство укрепляет нас в мнении, что палеозойские отложения Раховского массива, залегая на сравнительно небольших глубинах, образуют антиклиналеподобную структуру, простирающуюся в северо-западном направлении на Долгое, Сваляву, Перечин и далее. Свод складки разделен на две более или менее обособленные параллельные друг другу гряды, вершины которых отстоят друг от друга на 5 — 7 км. В гравитационном отношении более четко выражена юго-западная гряда, в связи с чем можно предполагать, что она занимает по отношению к северо-восточной несколько более приподнятое положение.

Мы уже указывали, что юго-западная полоса максимума силы тяжести по местоположению совпадает с линией, вдоль которой А. А. Богдановым намечен ряд центров вулканических извержений и где им проводится линия крупного тектонического нарушения, по которой контактирует Карпатская складчатая область с Закарпатскими миоценовыми впадинами. Полоса максимума располагается вдоль северо-восточного края Выгорлат-Гутинского вулканического пояса, где, учитывая наличие системы центров извержения лав, следует ожидать увеличенную мощность изверженных пород, обладающих, как известно, более высокой по отношению к осадочным породам плотностью.

Таким образом, имеющиеся геофизические и геологические данные позволяют рассмотренные полосы максимума силы тяжести с полной уверенностью связывать с наиболее приподнятой зоной палеозойских и мезозойских (триас — юра) отложений. Юго-западная гряда, вероятно, разорвана крупным нарушением в форме сброса, проходящего вдоль ее оси или несколько к юго-западу от нее. Юго-западное крыло гряды (антиклинали) сильно опущено и накопившаяся мощная толща миоценовых отложений в последующем перекрыта мощной же толщей эффузивных пород. В зоне разлома можно ожидать скопления значительных масс изверженных пород, однако с такой же степенью вероятности этого может и не быть, так как максимум силы тяжести быть может целиком связан с поднятием палеозойских пород.

Несколько обособленным является юго-восточный участок полосы максимума. После перерыва между Новоселицей и Кобылецкой Поляной полоса эта проходит в юго-восточном направлении через Требушаны, где она выражена в форме овального в значительной мере локализованного максимума силы тяжести, и севернее Фелше Вишо уходит за пределы района работ. В то же время одна из зон в смещенном после перерыва положении прослеживается, но уже совсем нечетко, на незначительном расстоянии между с. Дубовое и районом Кобылецкой Поляны. Далее на юго-восток она вуалируется северо-восточным крылом Требушанского максимума. И, несмотря на то, что Раховский массив от района Требушан распространяется далеко на северо-восток и, более того, в районе Кобылецкой Поляны он в виде клина выдвинут в северо-западном направлении, сила тяжести к северо-востоку резко уменьшается.

Итак, с одной стороны, мы видим, что аномалии силы тяжести свидетельствуют о наличии наиболее приподнятой зоны палеозойского и докембрийского фундамента по линии Новоселица — Требушаны, а с другой,— геологические данные свидетельствуют о развитии плотных пород Раховского массива севернее Кобылецкой Поляны, т. е. на расстоянии 10—12 км к северо-востоку от оси Требушанского максимума.

Если считать, что Раховский массив является ядром нормального антиклинория, то максимум силы тяжести должен был бы располагаться значительно севернее, чем это наблюдается в действительности. Отсюда мы приходим к весьма важному принципиальному выводу, что, очевидно, Раховский массив палеозойских и докембрийских (?) пород является элементом, в значительной мере надвинутым в северо-восточном направлении на меловые и палеогеновые отложения карпатского флиша. Амплитуду надвига определить по имеющимся материалам крайне трудно, однако, учитывая наличие полосы довольно резкого убывания силы тяжести почти в непосредственной близости от оси максимума, амплитуду надвига по линии Требушаны — Рахов и восточнее Требушан можно сугубо ориентировочно оценить примерно в 4—6 км. Иное объяснение несоответствия гравиметрических и геологических данных едва ли возможно.

Предположение о наличии довольно крупного надвига, по-видимому, не противоречит и геологическим данным. Указания на наличие надвигов в Раховском массиве мы находим, например, в работе А. А. Максимова, который указывает, что «на участке между р. Косьвой и р. Соймул кристаллические породы надвинуты на юрские отложения и меловые конгломераты и в ряде пунктов срезают часть этих пород» и что вообще «в ряде случаев устанавливается надвиг кристаллических пород на мезозойские отложения» [21]. Амплитуду надвигов А. А. Максимов определяет в отдельных местах до 100 м, однако геофизические данные указывают на значительно большие размеры перемещения масс, во всяком случае, равные нескольким километрам.

Еще две особенности, характеризующие рассматриваемую полосу относительных максимумов силы тяжести, представляют интерес в смысле геологического истолкования этих аномалий. Вдоль простирания полосы отмечаются волнообразные изменения силы тяжести. Особенно значительной амплитуды они достигают в юго-восточной части полосы. Это, видимо, свидетельствует об ундуляции оси антиклиналеподобного поднятия более тяжелых палеозойских отложений. Приподнятые участки оси складки намечаются в районе Перечина, затем близ Долгого, в районе Требушан и далее за пределами территории СССР, к югу от Русской Поляны. Эти поднятия разделены прогибами, особенно четко фиксируемыми в районе Новоселицы и юго-восточнее Требушан. Создается впечатление, что антиклинальное поднятие осложнено брахиантиклинальными складками.

Другая характерная черта рассматриваемой зоны максимумов заключается в том, что по мере продвижения с северо-запада на юго-восток уровень аномалий значительно снижается и в пределах одной протяженной аномальной зоны на расстоянии 150 км сила тяжести уменьшается на 19 мгл. Отсюда следует, что более плотные палеозойские и докембрийские породы как будто должны погружаться в юго-восточном направлении. Однако это явно противоречит геологическим данным, ибо в действительности породы палеозоя и докембрия не погружаются, а воздымаются в этом направлении.

Такое несоответствие гравиметрических данных геологическим, как мы увидим ниже, только кажущееся и объясняется следующим образом. К северо-востоку от рассматриваемой зоны находится глубокий региональный минимум силы тяжести, ось которого располагается в Предкарпатском проги-

бе, а крыло распространяется далеко на юго-запад и захватывает территорию Перечинско-Требушанского максимума. Оси регионального минимума и Перечинско-Требушанского максимума не параллельны, а сближаются по мере продвижения с северо-запада на юго-восток. Если расстояние между ними на профиле Перечин — Самбор равняется 90 км, то на профиле Рахов — Печенежин оно не превышает 60 км.

Вследствие сближения осей зона Перечинско-Требушанского максимума, который мы рассматриваем как частную аномалию, накладывающуюся на общий фон регионального минимума, постепенно перемещается в область более глубокой части минимума. Структура минимума на огромном его протяжении от района Хирова на северо-западе до района с. Жабьего на юго-востоке остается однообразной: значения силы тяжести и в осевой зоне минимума, и в краевых его частях при переходе от одного профиля к другому, почти не изменяются на всем протяжении минимума. В то же время мы видим, что уровень значений силы тяжести в полосе Перечинско-Требушанского максимума при продвижении с северо-запада на юго-восток, т. е. по мере приближения к оси регионального минимума, снижается. Это снижение целиком вызвано тем, что полоса Перечинско-Требушанского максимума, приближаясь к осевой зоне минимума, вступает в область все более низких значений силы тяжести. Влияние минимума настолько велико, что даже поднятие более тяжелых палеозойских и докембрийских пород не может компенсировать общего уменьшения силы тяжести.

Влияние регионального минимума, несомненно, отражается на среднем уровне силы тяжести и Солотвинской (Верхнетиссенской) впадины и ее юго-восточного продолжения, где величины аномалий значительно меньше, чем на остальной территории Закарпатья.

Все это хорошо иллюстрируется схемой, представленной на рис. 29, где показаны по четырем профилям кривые наблюденной силы тяжести и кривые регионального фона. По кривым мы видим, что при переходе от Перечина к Требушанам региональная аномалия силы тяжести в полосе относительного максимума понижается в меньшей степени. Но после удаления регионального фона мы устанавливаем, что отметка относительного максимума в районе Перечина, наоборот, ниже, чем в Требушанах. Такое распределение аномалий уже удовлетворительно увязывается с представлениями о тектонике этого участка, свидетельствуя о погружении палеозойских отложений Раховского массива в северо-западном направлении.

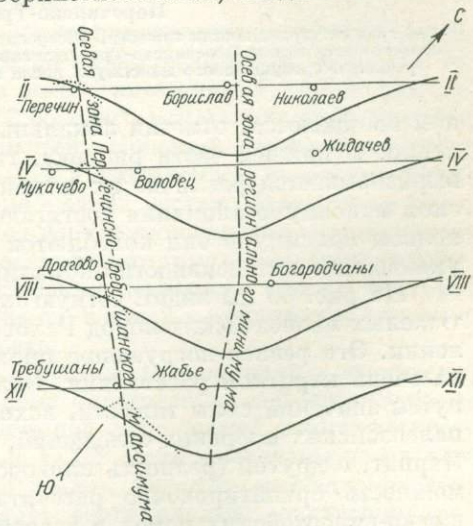


Рис. 29. Сопоставление по профилям наблюденных кривых силы тяжести и кривых регионального фона.

Взаимоотношение наблюденных аномалий силы тяжести и регионального фона в зоне Перечинско-Требушанской полосы максимума иллюстрируется рис. 30. Здесь дана кривая, характеризующая общий фон силы тяжести в виде регионального минимума, который, как известно, охватывает весь Карпатский регион. На этом рисунке мы приводим среднюю кривую, полученную графическим осреднением пучка наблюденных кривых силы тяжести

на пятнадцати профилях, пересекающих зону регионального минимума на всем ее протяжении. Кроме того, на рис. 30 даны наблюденные кривые силы тяжести на некоторых из этих профилей в зоне Перечинско-Требушанского максимума. В левом нижнем углу рисунка показаны локальные аномалии по этим профилям, полученные как разности наблюденных кривых и кривой регионального фона.

При рассмотрении рисунка мы убеждаемся, что хотя величины аномалий в своде Перечинско-Требушанского максимума от Перечина к Требуша-

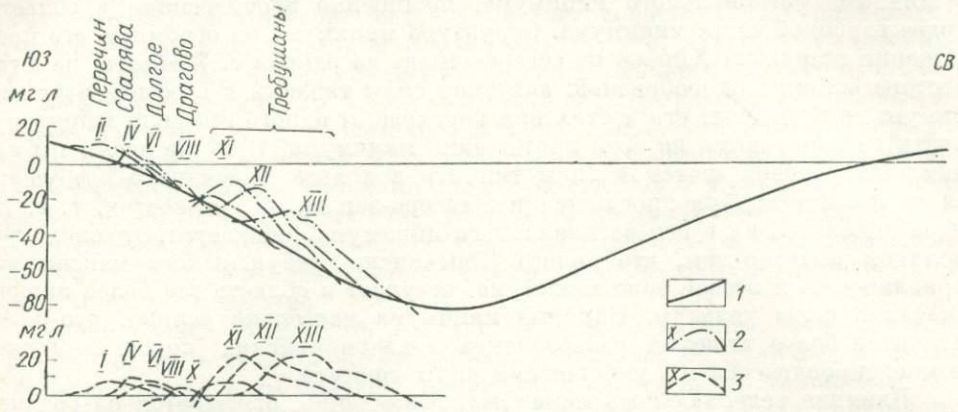


Рис. 30. Графики наблюденных аномалий силы тяжести и регионального фона в зоне Перечинско-Требушанской полосы.

1 — средняя кривая силы тяжести, построенная по сглаженным кривым; *2* — наблюденные кривые силы тяжести в зоне Перечинско-Требушанского максимума; *3* — кривые силы тяжести в зоне Перечинско-Требушанского максимума после снятия регионального фона (локальные аномалии).

нам понижаются, отметки локальных аномалий повышаются в этом направлении. В нижней части рисунка, где показаны локальные аномалии, четко вырисовывается различие их интенсивности: в то время, как на Требушанском максимуме аномалии достигают (+23) (+25) мгл, в остальных частях полосы максимума они колеблются в пределах от +4 до +10 мгл. Среднее уменьшение интенсивности аномалий составляет 18—20 мгл.

На рис. 30 мы видим четкую картину, отражающую резкое погружение тяжелых палеозойских пород Раховского массива в северо-западном направлении. Это резкое погружение происходит между профилями XI и X, т. е. на очень коротком расстоянии. Более того, по разности полученных таким путем значений силы тяжести, исходя из данных о соотношении плотностей палеозойских и юрских отложений, с одной стороны, и палеогенового флиша Карпат, с другой (разность плотностей порядка 0,15 г/см^3), мы имеем возможность ориентировочно рассчитать разность глубин залегания кровли юрско-палеозойских пород в разных точках свода поднятия. На основании этого получаем, что кровля юрских и палеозойских отложений в районе Перечина, Свалявы, Долгого, Драгово, Дубового залегает на 1,3—1,6 км ниже, чем в районе Требушан. Нужно иметь в виду, однако, что эти величины дают представление только о порядке глубин и отнюдь не могут быть приняты как точные данные.

Все, что было сказано по поводу интерпретации относительных максимумов силы тяжести, т. е. об установлении и удалении регионального аномального фона и получения в результате этого изменения уровня силы тяжести в полосе максимумов, еще раз указывает на эффективность такого метода анализа гравитационного поля, который основан главным образом на

выявлении и прослеживании тех или иных закономерностей его распределения.

Кроме гравиметрических, в районе Перечинско-Требушанского максимума силы тяжести другие региональные геофизические исследования не проводились. Те сверхдетальные магнитометрические и электрометрические работы различных модификаций, которые проводились на небольших площадях в течение 1951—1953 гг. в районе Кобылецкой Поляны, представляют определенный интерес для рудной разведки конкретных участков, но не имеют значения в плане региональных исследований.

Перейдем к следующему протяженному элементу аномального гравитационного поля Закарпатья. Вдоль южной границы Закарпатской области протягивается полоса относительного максимума силы тяжести, которая в своей западной части проходит в направлении северо-запад — юго-восток, а в восточной, постепенно выполаживаясь, приближается к широтному. Ось максимума проходит через Чоп, Запсонь, Берегово, Виноградов, южнее Вышково и Тячева. После перерыва к востоку от Тячева ее можно проследить в юго-восточном направлении южнее Сигета и далее. Для удобства обозначения будем называть эту полосу максимума Чоп-Вышковской. На этой полосе выделяется ряд в той или иной мере обособленных интенсивных локальных максимумов силы тяжести, имеющих в плане форму крупных овалов, сильно вытянутых по ее простиранию.

Прежде, чем перейти к геологическим прогнозам, увязывающимся с картиной этого аномального поля, необходимо остановиться на вопросе обоснования этих прогнозов для данной местности.

Раньше (1946—1948 гг.), когда, кроме гравиметрических данных, никаких других не существовало, а о плотностях пород было известно только то, что верхнемиоценовая осадочная толща имеет плотности 1,7—1,9 г/см^3, а массивные изверженные породы — 2,4—2,65 г/см^3, максимумы силы тяжести такие, как Береговский, Косино-Запсонский, Чопский, Великолучский и некоторые другие, нами интерпретировались в основном как отражение влияния массивов изверженных пород, которые в одних местах находятся на дневной поверхности, а в других залегают под верхнемиоценовыми отложениями [31]. Это находило свое обоснование в том, что некоторые максимумы, например Береговский, частично Косино-Запсонский, максимум между Ужгородом и Средним, расположены непосредственно в зонах массивов изверженных пород, выходящих на дневную поверхность.

Но положение с интерпретацией гравитационных аномалий в значительной мере изменилось, когда в 1951 г. в зоне Береговского и Косино-Запсонского максимумов силы тяжести геофизической экспедицией Укргеофиztреста Министерства геологии и охраны недр СССР были проведены детальные геофизические исследования комплексом грави-, магнито- и электроразведки. В числе их, в частности, производились вертикальные электрозондирования в районе Косино-Запсонского максимума. Этими работами было установлено, что под маломощной толщей песчано-галечниковых отложений залегает относительно высокоомная толща туфов, что и было потом подтверждено бурением. Мощность их была определена в 150 м. Под этой толщей выявлена очень мощная толща низкоомных отложений, удельное сопротивление которых достигает 2,7 ом · м. Таким образом, на значительной площади, где по гравитационным данным предполагалось существование довольно значительных масс тяжелых (массивных) изверженных пород, их не оказалось.

В связи с этим, при попытке увязать данные электроразведки и гравиметрии мы натолкнулись на значительные затруднения, выразившиеся в том, что влиянием туфогенной толщи можно объяснить только частично ту

гравитационную аномалию, которую ранее мы связывали целиком с влиянием изверженных пород.

Для устранения несоответствия результатов, полученных по данным двух методов, нами тогда было выдвинуто предположение, что зоны максимумов силы тяжести отображают не только и, пожалуй, не столько влияние массивов изверженных пород, сколько поднятия нижележащих более древних и более плотных отложений, которые имеют форму антиклинальных, скорее брахиантиклинальных складок.

С целью проверки такого предположения нами было предложено включить в план работ геофизической экспедиции проведение глубоких электрозондирований по профилю Запсонь — Великие Лучки и далее на север, что и было выполнено в 1952—1953 гг. Данные этих исследований позволили установить существование высокоомного горизонта на глубинах порядка 1200—1500 м, подстилающего указанный низкоомный горизонт. Отсутствие точных данных о сопротивлении проводящего слоя мешало, конечно, сделать уверенные построения, тем не менее эти данные указали на наличие некоторого подъема опорного горизонта высокого сопротивления при подходе с севера к Косино-Запсонскому максимуму силы тяжести. Таким образом, было получено первое, хотя еще недостаточное, подтверждение тому, что максимумы силы тяжести связаны с поднятиями каких-то более плотных пород.

Второе, уже более веское подтверждение этого предположения было получено в результате глубоких вертикальных электрозондирований, которые были выполнены экспедицией Западноукраинской геофизической конторы в 1953 г. в зоне Великолучского максимума силы тяжести и его окрестностей. Этими работами установлено поднятие опорного электрического горизонта высокого сопротивления на участке Ключарка — Великие Лучки, совпадающее с восточной частью Великолучского максимума силы тяжести. Ими же выявлено поднятие, расположенное к юго-востоку от с. Великая Добронь и совпадающее с западной частью названного максимума. Амплитуда первого поднятия — порядка 300—400 м (от —1500 до —1050 м), второго — около 200—300 м (гипсометрические отметки от —1500 до —1150 м).

К этому следует добавить, что детальными гравиметрическими работами 1953 г. уточнены конфигурация и детали строения Великолучского максимума. В результате этих работ выяснилось, что максимум делится на две вершины — восточную и западную, которые в первом приближении соответствуют поднятиям опорного электрического горизонта.

Таким образом, в качественном отношении гравиметрические и электрометрические данные в общем совпадают. Однако надо иметь в виду, что увеличение значения силы тяжести частично обусловлено также и влиянием изверженных пород, главным образом массивных (андезитов, липаритов), обладающих плотностями 2,65—2,50 г/см^3.

Более того, работами геофизической экспедиции Укргеофиздреста в 1953 г. выявлены локальные максимумы силы тяжести небольшой интенсивности к юго-востоку от Великолучского максимума, которые, как показали данные электроразведки и контрольного бурения, в значительной мере обусловлены изверженными породами. В частности, одна из таких аномалий, расположенная к югу от с. Жнятина, целиком вызвана массивом андезитов, вскрытых бурением на глубине 131 м. Отсюда следует, что прежняя наша схема интерпретации, на основании которой максимумы силы тяжести связывались с изверженными породами, не потеряла своего значения, но в свете новых данных приобрела частный характер.

Сделаем попытку хотя бы ориентировочно оценить амплитуды поднятий в различных частях рассматриваемой полосы максимума. Для этой цели

будем исходить из известных данных о распределении плотности осадочных толщ, исключив пока из рассмотрения влияние изверженных пород. Плотность верхних горизонтов осадочной толщи (паннон, сармат) составляет в среднем 2,0—2,1 г/см³. Плотность основания миоценовых отложений, будь то палеогеновые образования (Даниловская скважина) или отложения юры и триаса (Дебреценская скважина), составляет 2,6—2,7 г/см³. Отсюда следует, что независимо от количества слоев при переходе от верхов миоцена к палеогену или мезозою, а также независимо от соотношения их плотностей, избыточная плотность пород основания по отношению к породам верхних горизонтов в случае согласности их залегания будет равна примерно +0,6 г/см³. Пользуясь упрощенными определениями по формуле

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

находим, что в нашем случае изменение силы тяжести на 1 мгл соответствует изменению глубины границы плотностного раздела на 40 м. Если принять приближенно амплитуду полосы максимума относительно некоторого окружающего фона в следующем виде: район Чопа 5—7 мгл, у Запсони 7—8 мгл, у Берегово 10—12 мгл, западнее Вышкова до 10 мгл, то амплитуды поднятий в этих пунктах составят: у Чопа порядка 200—300, в районе Запсони порядка 300, у Берегово до 400—500, у Вышкова до 400 м. Амплитуда антиклинального поднятия в промежутках между указанными вершинами составляет, по-видимому, 100—150 м. Но аномалии силы тяжести частично обусловливаются более плотными, чем вмещающие их, массивными изверженными породами. Поэтому амплитуды поднятий, вычисленные с учетом влияния изверженных пород, будут несколько меньшими. На наличие здесь изверженных пород указывает и картина распределения аномального геомагнитного поля.

Наряду с гравиметрическими и электрометрическими исследованиями в некоторых местах Чоп-Вышковской полосы максимумов силы тяжести были произведены и магнитные съемки, в результате которых выявлен ряд небольших по площади и сугубо локальных аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля. В большинстве случаев они приурочены к осевым зонам относительных максимумов силы тяжести и размещены в не совсем обычном порядке. Так, в одних местах мы видим единичные положительные, либо отрицательные аномалии, а в других — отрицательные, сопровождающиеся одной-двумя менее интенсивными и меньшими по площади положительными аномалиями. Площадь единичных аномалий обычно составляет от долей до нескольких квадратных километров, а интенсивность достигает 100—500γ. Спаренные отрицательные и положительные магнитные аномалии обладают значительно большей интенсивностью и различаются между собой по величине занимаемой площади. Так, в районе Запсони отрицательная аномалия достигает 2800γ, сопровождающие ее две положительные имеют интенсивность до 800γ, и площадь каждой из последних в несколько раз меньше площади, занимаемой отрицательной аномалией.

Все эти магнитные аномалии, несомненно, связаны с изверженными породами. Это подтверждается скважинами, пробуренными в зонах магнитных аномалий в районе Запсони, Жнятина и Чикушгоронды, вскрывшими под толщей осадочных отложений изверженные породы (липариты у Запсони в области отрицательной аномалии и андезиты в Жнятине в зоне положительной аномалии, наконец, липариты, а затем андезиты на отрицательной аномалии в районе Чикушгоронды). Кроме того, опыт изучения магнитных свойств изверженных пород показывает, что заметными магнитными свойствами в Закарпатье обладают лишь эти породы (андезиты, липариты и др.), а осадочная толща практически немагнитна.

На основании всех приведенных данных мы приходим к следующим выводам относительно геологического истолкования Чопско-Вышковской зоны максимумов силы тяжести.

1. Эта зона представляет собою, по-видимому, антиклинальное поднятие довольно значительной амплитуды, ось которого, совпадая с осью максимума, проходит через Чоп, Берегово, Виноградов, южнее Вышково, Тячева и Сигета и в юго-восточном направлении уходит в пределы территории Румынии.

2. Ось поднятия (складки) заметно ундулирует, на что указывает осложнение зоны рядом поднятий типа брахиантиклинальных складок, среди которых наиболее крупными являются Береговская и складка к западу от Вышково. В районе Виноградова и к западу от него в результате крупного нарушения наметилось смещение восточного продолжения оси поднятия к северу.

3. Зона поднятия в ряде мест осложнена крупными нарушениями, разрывами, по которым происходило внедрение и излияние на поверхность магматических пород. Такие породы мы имеем в Береговском массиве, в Косино-Запсонских холмах, в районе Вышково. С ними связаны локальные аномалии геомагнитного поля. Но поскольку последние приурочены к максимумам силы тяжести, то, вероятно, что наиболее высоко поднятые участки Чоп-Вышковской антиклинальной зоны носят горстовый характер. Это увязывается с геологическими данными, на основании которых намечена зона нарушения в виде сбросов с резко приподнятым южным крылом, проходящая в северной части Береговского поднятия. Эта зона нарушения прослеживается электроразведкой далее на запад и северо-запад вдоль северо-восточного склона Береговско-Косино-Запсонского максимума силы тяжести.

Следует полагать, что зоны магнитных аномалий трассируют крупные нарушения кристаллического фундамента и осадочной толщи. Как будет показано далее, нарушения, имеющие линейный характер, в различных направлениях рассекают фундамент закарпатских впадин, особенно Чоп-Мукачевскую впадину, благодаря чему ее фундамент представляется в виде раздробленной пластины.

Чоп-Вышковская зона аномальных гравитационного и геомагнитного полей представляется перспективной в отношении ряда полезных ископаемых. Вдоль нарушений размещаются эффузивные и интрузивные породы, которые контролируют гидротермальные месторождения цветных и редких металлов. Достаточно указать на наличие промышленных месторождений сульфидов в Береговском массиве, в районе Косино-Запсонских холмов и, наконец, месторождений галенита, сфалерита и киновари, связанных с интрузивными телами, главным образом, с зонами их нарушений и контактами с осадочной толщей в зоне Вышковского поднятия.

Мы полагаем, что в структурном отношении вся эта зона является перспективной и в отношении нефтегазоносности. Глубокого бурения здесь еще не проводилось, однако, если учесть нефте- и газопроявления в Доробратове [27, 37, 38], нефтепроявления в Даниловской опорной скважине, а также, если принять во внимание, что территориально и в структурном отношении закарпатские впадины занимают промежуточное положение между нефтяными месторождениями северной части Трансильванского бассейна (долина р. Изы) и месторождениями, расположенными к северу от горных массивов Матра и Бюкк, то перспективность рассматриваемой зоны поднятий и закарпатских впадин становится бесспорной. Учитывая наличие мощных толщ сравнительно легких и низкоомных (т. е. пористых) отложений, легко допустить существование здесь коллекторов для образования скоплений газа и нефти.

Перейдем к рассмотрению зоны Мукачево — Чоп. Эта зона представляет собой группу из трех довольно обособленных максимумов силы тяжести,

располагающихся цепочкой широтного простирания, причем каждый из максимумов вытянут в той или иной мере в том же направлении. Два максимума из этой цепочки размещены в пределах Закарпатской области: Великолучский, сильно вытянутый в широтном направлении, и Чопский, имеющий в плане изометрическую форму и входящий также в состав рассмотренной ранее Чоп-Вышковской зоны максимумов. Далее к западу расположен следующий, третий, максимум широтной зоны, но он входит в пределы рассматриваемой области только своей восточной краевой частью. Как Великолучский, так и Чопский максимумы разведаны и другими методами геофизики.

Касаясь вопросов интерпретации максимумов силы тяжести Чоп-Вышковской полосы, мы уже упоминали о том, что в зоне Великолучского максимума электроразведочными работами с помощью глубоких вертикальных электрозондирований в 1953 г. выявлено два поднятия кровли горизонта высокого сопротивления. Детальными гравиметрическими работами также установлено деление Великолучского максимума на две части — восточную и западную, на которых, главным образом на их склонах, обнаружены небольшие по площади и интенсивности аномалии геомагнитного поля.

Здесь, как и в ряде мест ранее рассмотренной полосы, наблюдается в общем совпадение аномалий различных физических полей. На основании этого и исходя из соотношения физических параметров пород, участвующих в строении закарпатских впадин, мы рассматриваем эту зону максимумов, как антиклиналеподобное широтное поднятие, разделяющееся на более или менее обособленные брахиантиклинальные поднятия слоев. Наличие магнитных аномалий, а также ряда мелких усложнений гравитационного поля свидетельствуют о существовании нарушений и внедрений по ним магматических пород. Последнее является совершенно бесспорным, так как скважина, пробуренная в с. Жнятине в зоне гравитационного максимума и сопровождающей его аномалии геомагнитного поля, вскрыла на глубине 131 м андезиты, перекрытые толщей осадочных отложений. Кроме того, изверженные породы (андезиты, дациты и их туфы) широко развиты на западном продолжении широтной полосы максимумов силы тяжести.

Наличие самого поднятия наряду с данными электроразведочных работ подтверждается еще тем, что на западном продолжении, примерно на оси зоны гравитационного максимума, на территории Чехословакии имеются выходы на дневную поверхность пород верхнего и даже среднего карбона (Геологическая карта Л. Лоци [36]).

Определим амплитуду поднятий. Поскольку глубоких скважин здесь нет, мы не имеем надежных данных о физических параметрах горных пород. Поэтому амплитуду поднятий можно определить только ориентировочно. Результаты электрозондирований показывают, что между Ключаркой и Великими Лучками амплитуда поднятия по южному борту составляет 300—350 м. Амплитуда максимума силы тяжести в этой зоне равна 10 мгл. Если исходить из соотношений плотностей, то 10 мгл соответствует изменению глубины залегания слоев в 400 м. Если еще учесть, что амплитуда несколько преувеличена, так как часть гравитационной аномалии несомненно вызвана изверженными породами, то полученное совпадение данных гравиметрии и электроразведки можно считать вполне удовлетворительным, что служит одним из доказательств существования поднятия. Поскольку подобные поднятия перспективны в отношении выявления месторождений полезных ископаемых, результаты геофизических исследований в районе Великолучского максимума, несомненно, будут иметь важное практическое значение.

Чопский максимум силы тяжести нужно, очевидно, рассматривать как аналог Великолучского, т. е. он также отражает поднятие более плотных по-

род, а локальная магнитная аномалия, расположенная в центре гравитационного максимума, является следствием действия изверженных пород, связанных с разломами фундамента.

О западном максимуме силы тяжести важно было упомянуть для того, чтобы показать строго выдержанное широтное простирание гравитационных аномалий, но детально он рассматриваться не будет, так как лежит уже за пределами нашей территории.

В северо-западной части Закарпатья, начинаясь южнее Ужгорода, простирается на северо-запад линейно вытянутая зона максимума силы тяжести. Эта аномалия, по-видимому, не связана с действием изверженных пород, ибо она размещается вне области Выгорлат-Гутинского вулканического пояса. Далее на северо-запад гравитационные наблюдения не проводились, однако, если ось максимума продолжить в северо-западном направлении, то это продолжение довольно точно совпадает с зоной выходов на дневную поверхность отложений нижней юры и верхнего триаса, находящихся несколько южнее г. Гомонны в Чехословакии [36]. Это обстоятельство еще раз подтверждает правильность той интерпретации, которую мы подбираем для аномалий силы тяжести Закарпатья и которая сводится к тому, что здесь максимумы силы тяжести связаны с поднятиями более плотных пород палеозойско-мезозойского фундамента.

Наряду с описанными продольными по отношению к Карпатам и кососекущими их зонами максимумов силы тяжести, сопровождаемыми аномалиями геомагнитного поля и трактуемыми нами как отображение поднятий типа антиклинальных и брахиантиклинальных складок, наблюдаются и поперечные зоны относительных максимумов, выявляемые путем специального анализа гравитационного поля. Такие поперечные зоны максимумов мы, исходя из тех же предпосылок и обоснований, что и раньше, склонны интерпретировать тоже как отражение антиклинальных поднятий в миоценовых и нижележащих отложениях и лишь в отдельных местах зон нарушений как отражение влияния изверженных пород.

На рассматриваемой территории наметились три поперечных зоны максимумов силы тяжести. Близкое к этому направление имеет и небольшая по протяженности зона, расположенная близ селения Тарпа на территории Венгрии.

Первая зона, начинаясь юго-восточнее Берегово, проходит юго-восточнее Береговского массива изверженных пород, через район с. Шаланки, западнее Иршавы и далее в северо-восточном направлении.

Вторая зона, начинаясь у с. Микула (Румыния), простирается сначала в северном направлении, затем поворачивает на северо-восток и, пройдя восточнее Виноградова, направляется в район с. Долгого, где и заканчивается в 2—3 км восточнее от него. Между Виноградовым и Долгим ось максимума проходит через три центра вулканических излияний, показанных на тектонической карте А. А. Богданова [7].

Третья зона начинается восточнее Тячева, проходит в 2 км восточнее Новоселицы и заканчивается, не дойдя до с. Дубового.

Гравитационное поле в этих зонах сильно усложнено, поэтому амплитуды аномалий определить довольно трудно. Все же ориентировочные величины амплитуд этих аномалий в отдельных местах можно найти.

Однако возникает вопрос — существуют ли вообще эти поднятия и какова вероятность их существования? Этот вопрос является отчасти дискуссионным и, прежде всего, потому, что в подтверждение существования поперечных поднятий уже нельзя привести того подкрепляющего доказательства, которое служит логическим обоснованием для поднятий продольных. В то

время, как продольные относительные максимумы увязываются с общим простиранием карпатской складчатости и легко могут быть интерпретированы как отражение этой складчатости, то для поперечных максимумов этой аргументации не существует. В данном случае, кроме довольно ясно выраженной аналогии между продольными и поперечными максимумами, единственным подтверждением могут послужить, только некоторые геологические данные, если не непосредственно, то хотя бы косвенно подтверждающие возможность существования поперечных поднятий. С этой целью мы рассмотрим результаты структурно-картировочного бурения и геологической съемки, проведенных в 1953 г. в районе так называемой Залужской антиклинали.

Этими и предшествовавшими им работами установлено наличие Залужской и Иршавской антиклинальных складок в верхнесарматских и паннонских отложениях. Простирание складок с северо-запада на юго-восток. Широкие своды каждой складки тянутся на 15—17 км. Но для нас сейчас наиболее существенным является то обстоятельство, что от северо-западной периклинали Залужской складки отходит такая же протяженная складка Макарьевская, имеющая меридиональное простирание, т. е. направление, близкое к поперечному. Хотя эта складка отражена в гравитационном поле крайне слабо и ее влияние можно обнаружить лишь при детальном изучении поля по небольшим изгибам изоаномал, тем не менее для нас важным является сам факт существования антиклинальных поднятий некарпатского направления.

В качестве дополнительных данных, подтверждающих обоснованность нашего положения, что в основном максимумы силы тяжести связаны с поднятиями более плотных пород мезозоя (и палеогена, там, где он присутствует в разрезе), служат результаты гравиметрических и сейсмических исследований в центральной зоне Венгерской низменности, проведенных Венгерским Геофизическим институтом им. Р. Этвеша. В 1948 г. на основании этих работ, а также в результате изучения плотности пород по ряду скважин нами было показано, что максимумы силы тяжести центральной и северо-восточной зон Венгерской низменности связаны в основном с поднятиями мезозойских, точнее триасовых, и палеозойских отложений. Это положение было подтверждено бурением на поднятии в районе с. Буди к юго-востоку от Будапешта, где скважина «Буди-I» на глубине 220 м вскрыла под паннонскими отложениями известняки триаса, а на глубине около 350 м вошла в гранитную интрузию. Предположение, что вскрытые граниты являются интрузивным телом, проникшим в толщу мезозойских отложений, полностью подтвердилось данными скважины «Буди-II», заложенной на северо-западном крыле гравитационного максимума. Эта скважина вскрыла кровлю триасовых отложений на глубине около 600 м, а на глубине, несколько превышающей 1000 м, вошла, по-видимому, в отложения карбона, не встретив нигде гранитов.

Таким образом, в центральной зоне Венгерской низменности несомненно устанавливается тесная связь максимумов силы тяжести с наличием поднятий мезозойского фундамента. Все это убедительно иллюстрируется профилем Будапешт — Арал, составленным по данным геофизических исследований. Эти данные вполне могут быть распространены и на наше Закарпатье, поскольку оно является северо-западной частью Венгерской низменности и его геологическое строение имеет много общего с нею. Однако, следует иметь в виду, что сопоставление данных о плотностях пород указывает на то, что плотности всех пород Закарпатской области соответственно выше, чем для пород центральной части Венгерской низменности, однако соотношение плотностей различных возрастных толщ сохраняется. Причину этого установить крайне трудно. Можно предполагать, что это вызвано как фациальными особенностями, так и тем, что породы Закарпатья более уплотнены, благодаря

большей интенсивности тектонических процессов вообще и магматических в особенности.

Все сказанное показывает, что соответствие максимумов силы тяжести положительным и минимумов отрицательным структурам в осадочных, а, возможно, и в кристаллических породах фундамента, к тому же без существенных смещений и искажений, видимо, является общей закономерностью для всей Венгерской низменности и окаймляющих ее внутренних прогибов Карпатской дуги, в том числе и для Чоп-Мукачевской впадины.

Что касается магнитной съемки, то ею, к сожалению, покрыта далеко не вся территория Закарпатья, в связи с чем трудно установить общие закономерности в распределении геомагнитного поля и тем более с достаточной полнотой обосновать принципы геологического истолкования магнитных аномалий. Тем не менее, в тех местах, где такие наблюдения проводились, устанавливается определенная закономерность распределения аномалий геомагнитного поля и аномалий силы тяжести. В частности, в тех местах, где изверженные породы залегают под покровом верхнемиоценовых отложений, отражающие их влияние магнитные аномалии, как правило, сопровождаются максимумами силы тяжести, имеющими линейный характер. В некоторых случаях мелкие локальные аномалии обоих полей группируются в линейные системы, например, аномалии между Берегово и Мукачево. Все это несомненно свидетельствует о наличии разломов, осложняющих приподнятые зоны осадочной толщи и в свою очередь осложненных интрузивными и эффузивными телами различных размеров, глубины залегания, состава и т. д. По-видимому, и поперечные зоны аномалий силы тяжести (максимумы), как и продольные, сопровождаются аномалиями геомагнитного поля, но поскольку в этих зонах производились только маршрутные съемки, а в третьей зоне магнитных наблюдений не проводилось вовсе, четкой картины соотношения аномалий обоих физических полей установить не представляется возможным. Однако наличие нескольких магнитных аномалий в первой зоне, а также совпадение второй зоны с группой центров вулканической деятельности убеждает нас в существовании разломов, осложняющих и области поперечных поднятий.

Широкое, почти повсеместное осложнение зон поднятий нарушениями с внедрением по ним магматических пород заставляет предполагать, что процессы образования антиклинальных и брахиантиклинальных складок и других поднятий развивались в основном одновременно с вулканической деятельностью, т. е. в сармате и панноне [45].

Аналогичные соотношения наблюдаются в Солотвинской (Верхнетиссенской) впадине, где на основании геологических исследований устанавливается, что образование складок и осложняющих их сбросов происходило одновременно с отдельными пароксизмами вулканической деятельности. Надо полагать, что эти процессы охватывали не только Солотвинскую, но и Чоп-Мукачевскую впадину. В установлении взаимосвязи складкообразования и вулканической деятельности для территории Солотвинской впадины мы видим одно из подтверждений справедливости вывода, полученного на основании анализа данных геофизических исследований о наличии такой же связи и в зоне Чоп-Мукачевской впадины. Под эту общую закономерность подходят и зоны гравитационных максимумов, расположенные в районе Тарпы на Венгерской территории и к востоку от с. Ливада на территории Румынии.

Рассмотрим еще несколько аномалий силы тяжести и геомагнитного поля. Как гравитационные, так и магнитные локальные аномалии группируются в два линейных ряда — один меридионального, другой — широтного простирания. К меридиональному ряду относятся аномалии Чикушгорондин-

ская, расположенная к югу от с. Гать, и Дерценская, находящаяся севернее с. Гать. На южном продолжении линии Дерцен — Чикушгоронд находится меридиональная группа локальных, главным образом отрицательных, аномалий геомагнитного поля, сопровождающих западную часть Береговского максимума силы тяжести и, в частности, район горы Золотистой. Отдельные отрицательные аномалии горы Золотистой превышают 1000 γ. На северном продолжении этой линии намечается усложнение восточной части Великолучского гравитационного максимума (за недостаточностью проведенных здесь гравиметрических наблюдений аномалии не оконтурены), а также установлено существование интенсивных отрицательных и более слабых положительных аномалий геомагнитного поля.

Скважина, пробуренная на Чикушгорондинской аномалии, на глубине 64 м вошла в липариты и, пройдя по ним 10 м, вскрыла андезиты. Электроразведочные данные, полученные в результате проведения вертикальных электрозондирований, фиксируют наличие линзообразного тела повышенного сопротивления, кровля которого залегает на глубине 100 м.

Все изложенное позволяет сделать вывод, что группа локальных гравитационных и магнитных аномалий, вытянутая в цепочку меридионального простирания, несомненно, связана с разломом, вдоль которого в толщу осадочных пород проникли эффузивные и интрузивные породы (андезиты и липариты). Мы полагаем, что максимумы силы тяжести связаны здесь с телами изверженных пород, обладающих более высокими, чем вмещающие их осадочные отложения, плотностями. Расчеты показывают, что, например, на Чикушгорондинской аномалии максимум полностью объясняется влиянием изверженных пород. Однако данные электрозондирований на ряде аномалий указывают (правда, неуверенно) на существование локальных поднятий горизонта высокого сопротивления, залегающего на значительных глубинах, свыше 1 км. Возможно, что в этих зонах осадочная толща приподнята интрузивным телом, застывшим на значительной глубине.

Другие аномалии рассматриваемого участка, как мы уже указывали, расположены цепочкой широтного простирания. В эту группу входят локальные максимумы силы тяжести, сопровождаемые аномалиями геомагнитного поля: Дерценская, в которой широтная зона пересекается с меридиональной, и расположенные к западу от нее на расстоянии 3 — 4 км одна от другой Жнятинская и еще две аналогичные аномалии. К востоку от Дерценской аномалии детальных геофизических работ не проводилось. Однако, на продолжении линии Жнятин — Дерцен наблюдается небольшая по длине зона относительного максимума силы тяжести интенсивностью в 1—2 мгл, также широтного простирания, находящаяся южнее с. Залужа. Ранее отмечалось, что здесь максимум силы тяжести совпадает с поднятием, установленным структурно-картировочным бурением.

Представляется весьма вероятным, что описанная широтная зона аномалий фиксирует разлом, осложняющий антиклинальное поднятие пород и осложненный в свою очередь в отдельных частях внедрением магматических пород различного состава, ибо среди локальных аномалий геомагнитного поля встречаются как положительные, так и отрицательные.

Таким образом, рассмотренные линейные ряды аномалий трассируют два взаимно перпендикулярных нарушения в форме разломов, по которым однако не отмечается смещения слоев. Здесь можно говорить только о некоторой приподнятости осадочной толщи в отдельных местах, где происходило движение магмы, приподнявшей, по-видимому, верхние слои осадочных отложений. В некоторых из этих аномальных зон возможно наличие как интрузивных пород, так и эффузивных тел на разных глубинах.

Не менее интересный материал представляют собой и зоны относительных минимумов силы тяжести. Как и максимумы, зоны минимумов имеют различные направления простираний, среди которых имеются карпатские простирания, поперечные к ним и кососекущие.

Зоны минимумов по их внешнему виду можно разделить на две группы. К первой из них отнесем спокойно простирающиеся линейные минимумы, являющиеся интермаксимальными областями, а ко второй — линейные минимумы, перемежающиеся с максимумами, но осложненные в осевой своей области наличием четких дополнительных локальных минимумов. Это различие настолько существенно, что позволяет по-разному подходить к интерпретации этих аномалий.

При интерпретации зон максимумов силы тяжести мы полагаем, что минимумы отражают влияние прогибов осадочной толщи, разделяющих области поднятий. Некоторым подтверждением этому могут служить результаты вертикальных электрических зондирований, проведенных в 1953 г. между Косино-Запсонским и Великолучским участками и указывающих на прогиб кровли пород высокого электрического сопротивления.

Наиболее четко выраженная и протяженная зона минимума силы тяжести, видимо, отражает осевую, наиболее глубокую часть прогиба в мезозойском и, возможно, палеозойском основании закарпатских впадин, т. е. зона отражает накопление наиболее мощных толщ сравнительно более легких миоценовых отложений.

К юго-востоку от Чинадиева и восточнее Иршавы, видимо, размещаются наиболее глубокие части впадины, имеющие чашеобразную форму. Исходя из соотношения плотностей пород, амплитуда этих дополнительных прогибов на фоне общего погружения может быть определена в 300—400 м. Здесь нельзя полностью игнорировать возможность влияния изверженных пород, так как большая часть зоны минимумов располагается в пределах Вулканических Карпат, в связи с чем при различии состава изверженных пород могут возникнуть те или иные аномалии. Вместе с тем анализ аномалий показывает, что они в условиях Закарпатья в малой степени и только в деталях связаны с изверженными породами. Основной же план гравитационных аномалий, несомненно, отражает действие глубоких горизонтов осадочной толщи. В частности, достаточно указать хотя бы на то обстоятельство, что основные элементы аномального гравитационного поля не обнаруживают сколько-нибудь заметной связи с очертаниями контура вулканического пояса Карпат. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что толща изверженных пород почти целиком залегает выше уровня моря, и в результате примененного здесь способа введения поправки за влияние промежуточных масс по фактической, к тому же переменной, плотности, влияние этой толщи оказывается полностью снятым.

В тех местах, где изверженные породы залегают ниже уровня моря или где они находятся хотя и выше нулевой отметки, но скрыты под некоторой толщей осадочных пород и поэтому не были учтены при введении поправки Буге, там они будут создавать аномалии силы тяжести.

Что касается аномалий геомагнитного поля, то здесь картина иная. Изверженные породы в Закарпатье, как правило, магнитны, осадочные немагнитны. Поэтому, независимо от высотной отметки, они будут обусловливать аномалии, интенсивность и частота изменений которых будет зависеть от степени магнитности и ее соотношения для различных изверженных пород, глубины их залегания и происхождения.

На карте отчетливо видно, что область распространения изверженных пород Выгорлат-Гутинского вулканического пояса представлена многочис-

ленными магнитными аномалиями. К сожалению, этот пояс далеко не весь освещен магнитной съемкой, но заснятая часть вся характеризуется сложным геомагнитным полем. Что касается других тектонических зон и особенно равнинной части впадин, то здесь аномалии геомагнитного поля появляются эпизодически и, как мы видели, с несомненностью фиксируют наличие изверженных пород, связанных с разломами фундамента и осадочной толщи.

Вернемся к рассмотрению минимумов силы тяжести. Нами довольно подробно рассмотрен вопрос о существовании зон максимумов и о причинах их возникновения. Поскольку первый вид минимумов мы рассматриваем как зоны, разделяющие максимумы и отражающие влияние прогибов между поднятиями, то вполне естественно, что прогибы имеют согласное с поднятиями направление простирания, т. е. что наряду с продольными наблюдаются и поперечные к карпатским и кососекущие их направления минимумов. Все это относится в равной мере как к описанным минимумам силы тяжести, так и к зонам минимумов, к рассмотрению которых мы переходим.

Как уже указывалось выше, существенное их отличие от минимумов первого типа заключается в значительном усложнении их осевых зон дополнительными резко выраженными локальными минимумами значительной интенсивности. Восточнее с. Терново начинается зона минимума, которая проходит несколько севернее с. Теребли на Шандорово, Данилово, Бороняву. Если рассматривать эту зону, как осевую в отношении общей широкой полосы относительно минимума силы тяжести, то основываясь на данных опорной скважины «Данилово-1», в которой на глубине 1920 м вскрыты очень плотные отложения палеогена (алевролиты с прослоями аргиллитов и известняков пестроцветной и лозовской свит), обладающие плотностью 2,7 г/см^3, то мы должны интерпретировать минимум в целом, как отражение прогиба палеогенового и мезозойского основания, на котором залегает толща более легких миоценовых пород (отложения бурдигала и гельвета с плотностью 2,15—2,45 г/см^3). Такое толкование представляется нам вполне правдоподобным. Таким образом, в смысле геологического истолкования описываемый минимум силы тяжести в целом не отличается от ранее рассмотренных зон минимумов.

Что касается интенсивных минимумов силы тяжести, осложняющих приосевую зону общего минимума, то они, несомненно, связаны с наличием солевых тел в форме штоков. Штоки соли известны в районе с. Теребли, Шандорово и в других местах. Соль в разрезе Даниловской скважины является наименее плотной породой среди других отложений. Ее скопления, особенно вблизи дневной поверхности, и вызывают появление резко выраженных относительных минимумов силы тяжести. Восточная часть минимума осложнена дополнительными глубокими локальными минимумами, несомненно связанными с влиянием масс соли, залегающей в форме штоков. В средней части минимума, между Боронявой и Хустом, осевая его зона хотя и осложнена дополнительными локальными минимумами силы тяжести, но последние крайне невыразительны и представляются в виде пологих чашеобразных депрессий малой интенсивности. Их можно связывать или с подобными же чашеобразными прогибами кровли палеогеновых пород, или с глубоко залегающими линзообразными скоплениями соли. Однозначного геологического толкования этим аномалиям дать пока что невозможно, ибо здесь отсутствуют какие-либо опорные данные. Что касается западной части минимума, расположенной западнее Хуста, то ее интерпретация еще более затруднительна, поскольку здесь не было детальных гравиметрических работ, а сравнительно редкая гравиметровая сеть не позволяет уяснить деталей гравитационного поля.

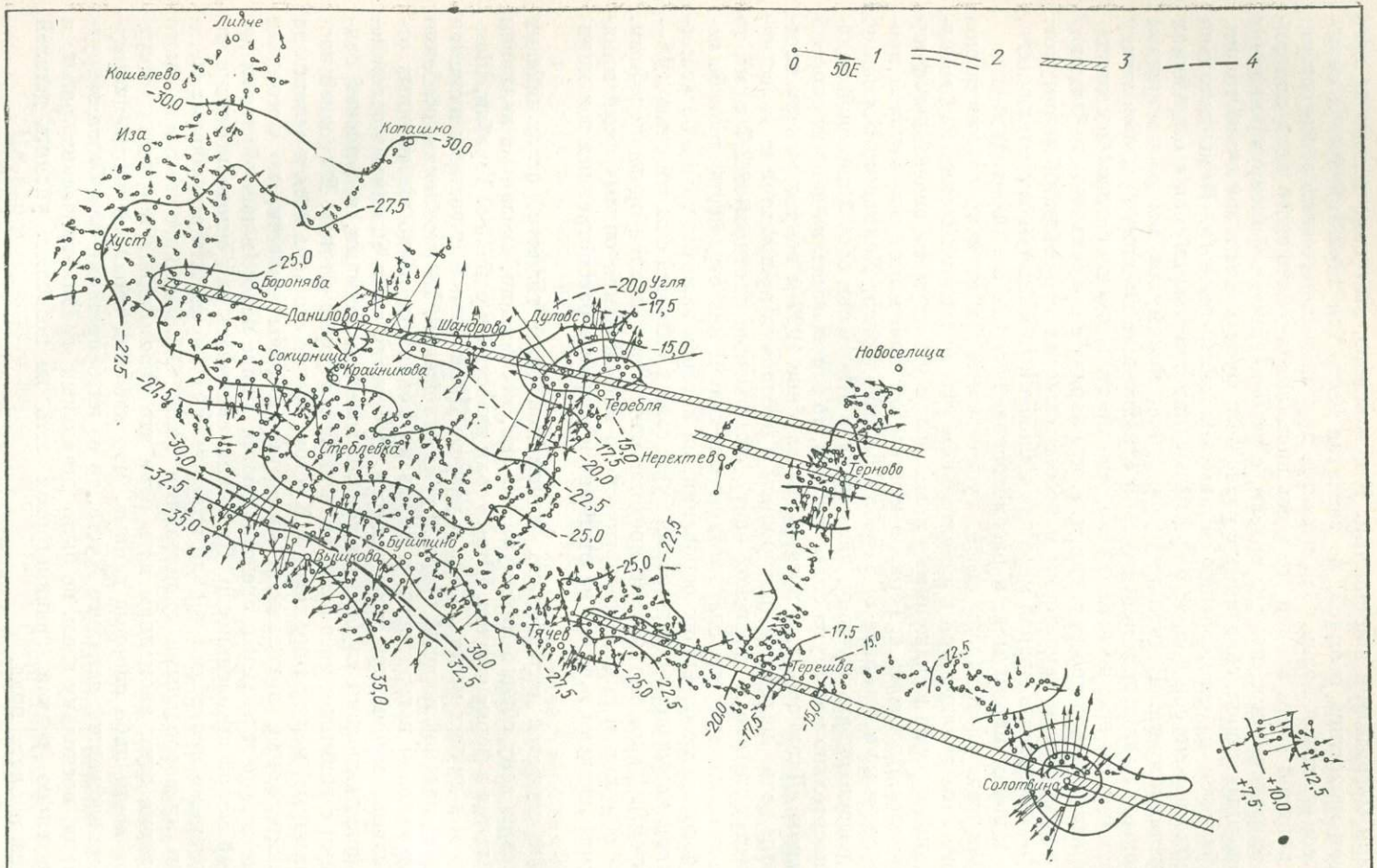


Рис. 31. Карта градиентов и изоаномал силы тяжести района Хуст — Солотвина по данным вариометрической съемки Венгерского Геофизического Института 1939 г. (составил С. И. Субботин, 1947 г.).

1 — градиенты силы тяжести; *2* — изоаномалы силы тяжести в отн. ед.; *3* — осевые зоны минимумов силы тяжести (зоны солевых структур); *4* — северная граница Вышковского массива, намечаемая по максимальным градиентам силы тяжести.

Анализ результатов вариометрических наблюдений на участке с. Теребля — Хуст позволяет наметить относительные минимумы небольшой интенсивности и мягких очертаний как в плане, так и в разрезе. Их мы склонны связывать с возможным наличием соляных куполов, представленных скоплениями сравнительно небольших масс соли в форме более или менее правильных линз, залегающих на бо́льших, чем штоки, глубинах.

Мы полагаем, что куполовидные поднятия надсолевых толщ могут явиться перспективными в отношении поисков нефти и горючих газов. Такие поднятия можно предполагать по гравитационным данным в следующих местах, отмеченных на рис. 31: между Боронявой и Хустом, западнее Сокирницы, к юго-востоку от Сокирницы, восточнее Стеблевки и западнее Большого Урмезова. Такое же поднятие можно предполагать и в районе Тячево (восточнее его). Последнее, очевидно, является крайним западным элементом в цепи поднятий, вернее солевых структур Солотвинской зоны, и среди только что перечисленных предполагаемых поднятий выражено в гравитационном поле наиболее четко.

Хорошо выраженным элементом Солотвинской зоны является глубокий локальный минимум близ с. Солотвины, совпадающий по местоположению и конфигурации в плане с Солотвинским штоком соли. Такое соответствие еще раз доказывает, что локальные минимумы силы тяжести вызываются наличием скоплений каменной соли, плотность которой заметно ниже плотности вмещающих ее пород.

Известно, что в центральной части Солотвинской впадины по геологическим данным установлено наличие некоторой антиклинальной зоны, «складки которой осложнены явлениями диапиризма; они разорваны по оси с относительным поднятием северных крыльев, перебиты поперечными сбросами и прорваны в ядрах штоками соли» [27]. Однако имеющиеся складки не проявляются в гравитационном поле. Отсюда следует сделать вывод, что амплитуда их невелика, а массы соли настолько значительны, что с большим избытком компенсируют те относительные максимумы силы тяжести, которые могли быть созданы поднятиями более тяжелых пород в осевых зонах складок.

Сопоставление гравиметрических данных с результатами электроразведочных работ методом вертикальных зондирований показывает, что зоны локальных минимумов силы тяжести совпадают с контурами солевых тел, намеченных по данным электроразведки. Ось прогиба кровли горизонта высокого сопротивления, имеющая отметку —1800 м, проходит в 300—500 м южнее оси минимума силы тяжести Теребля — Данилово, что вполне закономерно, так как ось минимума смещена за счет значительного влияния дефекта масс соли по отношению к другим породам.

В районе Солотвинского штока намечается совпадение поднятия горизонта высокого сопротивления с центральной частью минимума силы тяжести. Здесь горизонтом высокого сопротивления является, видимо, соль. На некотором удалении от штока подъем горизонта высокого сопротивления соответствует увеличению силы тяжести в северо-западном и юго-западном направлениях.

Минимум силы тяжести у Тячева, который мы связываем с возможным наличием соляного купола, совпадает в общих чертах с поднятием горизонта высокого сопротивления, залегающего здесь на отметке —1000 м, что подтверждает предположение о существовании поднятия. По-видимому, здесь горизонтом высокого сопротивления является массив соли.

И. Б. Плешаков [27] благоприятными в отношении нефтеносности считает ряд складок: Даниловско-Тереблинскую, Нанковскую, Сокирницкую, Липчинскую, Кривскую и Солотвинскую. Перспективность их, кроме газо- и

нефтепроявлений самой Солотвинской или Мармарошской впадины, этот исследователь видит еще и в том, что в 50 км к юго-востоку от Солотвинского штока в долине р. Изы в Румынии эксплуатируются нефтяные месторождения, на которых были случаи фонтанирования нефтяных скважин.

Можно полагать, что возможность существования соляных тел в форме главным образом пологих куполов не исключается и для западной части Закарпатья, т. е. для Чоп-Мукачевской впадины.

Рассмотрим еще одну особенность гравитационного поля Солотвинской депрессии. Между Тячевым и Солотвиной наблюдается полоса сближения изоаномал силы тяжести, проходящая от участка Дубово — Новоселица в юго-западном направлении. За пределами исследуемой области она поворачивает на юго-восток и далее следует в почти восточном направлении.

Исходя из соотношения плотностей пород, принимающих участие в строении рассматриваемого района, эту гравитационную ступень можно связывать с наличием крупной зоны нарушений в форме системы сбросов, по которым фундамент юго-восточной части опущен по отношению к северо-западной. Можно предполагать, что общая амплитуда смещения кровли фундамента различна в разных частях зоны. Исходя из величины избыточной плотности, равной 0,6 г/см^3, т. е. каждым 40 м смещения соответствует изменение силы тяжести в 1 мгл, амплитуду смещения можно ориентировочно оценить для района Новоселицы в 150 м, с постепенным увеличением до 400—500 м в южной части полосы близ южной рамки карты.

Поскольку по обе стороны от нарушения на поверхности развиты одновозрастные отложения верхнего миоцена, следует полагать, что возраст этого нарушения не моложе нижнемиоценового. Однако, поскольку вскрытые Даниловской скважиной палеогеновые отложения характеризуются высокой плотностью, то гравитационная ступень, вероятно, связана с влиянием уступа именно в этих породах. Отсюда ясно, что возраст нарушения не древнее, чем постпалеогеновый. Такое толкование подкрепляется тем, что в южной части полосы, в отличие от северной, по разные стороны от нее на дневной поверхности развиты разновозрастные породы. К западу от полосы на поверхность выведены отложения эоцена, тогда как к востоку от нее распространены породы нижнего миоцена, что с несомненностью свидетельствует о приподнятости западного блока фундамента по отношению к восточному.

Подведем итоги рузультатам геологического истолкования данных геофизических исследований различными методами в Закарпатье.

Изложенное показывает, что основными материалами, более или менее полно освещающими почти всю территорию Закарпатья, служат данные гравиметрических исследований, главным образом гравиметровых и вариометрических. Другим методом, исследованиями которого охвачены довольно обширные площади, но далеко не все Закарпатье, является магнитометрия, данные которой позволяют вскрыть ряд особенностей строения некоторых участков рассматриваемого региона. Часть сведений о глубинном строении отдельных небольших участков получена по данным электроразведочных работ. Кроме того, в 1953 г. начато производство сейсморазведочных работ, интерпретация материалов которых пока еще затруднительна. Все же от некоторых довольно определенных результатах этих работ можно говорить уже и теперь. Вдоль профиля, начинающегося у с. Береги (к северо-востоку от г. Берегово) и проходящего в северо-восточном направлении на Доробратово (восточнее Залужа), намечаются два условных сейсмических горизонта. Один из них — верхний, размещающийся на глубинах до 1000 м, указывает на общий очень плавный подъем слоев в северо-восточном направлении, в сторону Залужской складки, обрисовывая, таким образом, ее юго-западное крыло. Се-

веро-восточное крыло складки сейсмическими данными не зафиксировано, так как по условиям рельефа местности профиль доведен только до Доробратова.

Второй условный горизонт, залегающий на больших глубинах, прослеживается более четко, чем первый. В отличие от первого, по второму горизонту наблюдается в том же северо-восточном направлении не поднятие, а, наоборот, погружение слоев, чем устанавливается несогласное залегание вышележащих горизонтов, по-видимому, нижнесарматских, с нижележащими досарматскими. В районе известной по геологическим данным Залужской структуры второй условный горизонт залегает на глубинах порядка 1800—1900 м и никакого поднятия на этих глубинах не фиксирует. В юго-западном направлении он воздымается и в районе Нового Села образует сводообразное поднятие, вершина которого имеет отметку —1100 м, т. е. глубину порядка 1200 м. Рядом параллельных и секущих профилей это поднятие оконтурено с трех сторон и осталось незамкнутым только с юго-востока, где оно открывается в сторону поднятия электроразведочного горизонта высокого сопротивления, расположенного южнее Шаланки.

Рассматриваемый сейсмический профиль средней своей частью расположен в зоне Макарьевского поднятия, установленного на основании геологических исследований в верхних горизонтах. Однако, ни сейсмические данные, ни данные электрозондирований этой структуры не отражают. Поскольку геофизическими исследованиями в данном случае освещается строение глубоких горизонтов, то отсюда следует сделать вывод о наличии значительных несогласий в залегании вышележащих пород с подстилающими.

На этом мы заканчиваем детальный разбор результатов геофизических исследований Закарпатья и переходим к изложению некоторых обобщающих выводов. Анализ и сопоставление всех этих исследований, а также использование результатов глубокого бурения и других геологических работ в качестве отправных данных позволяют представить геологическое строение Закарпатья, в соответствии с распределением аномальных физических полей, в следующем виде.

В отношении глубинного строения закарпатские впадины (включая и вулканический пояс), сложенные на поверхности молодыми четвертичными и палеоген-неогеновыми образованиями и эффузивными породами, представляют собой сложную структуру. Гравиметрические и магнитометрические данные, подтверждаемые в отдельных местах результатами электрометрических и сейсмических исследований, позволяют наметить несколько линейно протяженных зон антиклиналеподобных поднятий палеогенового и мезозойского фундамента впадин. Эти зоны благодаря ундуляции осей представлены системами брахиантиклинальных складок. Многие из них осложнены, в основном в осевых своих частях, нарушениями, по которым в наиболее ослабленных местах происходило внедрение и излияние магматических пород. Такие зоны поднятий имеют в основном карпатское направление простирания, но имеются как поперечные, так и кососекущие направления. Нарушения, осложненные телами интрузивных и эффузивных пород, установлены в результате анализа данных геофизических исследований и вне зон поднятий.

Таким образом, палеогеновый и мезозойский фундамент Закарпатских впадин представляется в виде пластины, разбитой разрывами в разных направлениях. Отдельные блоки фундамента имеют в большинстве случаев форму многоугольников. В промежутках между приподнятыми зонами фиксируются опущенные участки фундамента в виде минимумов силы тяжести.

Системы локальных минимумов силы тяжести, отличающихся большой интенсивностью и четкостью, отражают наличие солевых структур, ослож-

няющих в форме штоков сводовые части антиклинальных складок. Последние не фиксируются ни гравиметрическими, ни электрометрическими данными, но осложняющие их штоки соли отображаются с предельной четкостью в форме локальных минимумов силы тяжести, а также в виде резкого локального поднятия опорного горизонта высокого электрического сопротивления.

В некоторых местах наблюдаются малоинтенсивные минимумы силы тяжести, которые мы склонны интерпретировать как отражение соляных куполов, размещенных на сравнительно больших глубинах.

Анализ аномалий силы тяжести в восточной части Закарпатья наталкивает на мысль о наличии крупного и, по-видимому, довольно пологого надвига, по которому северная часть Раховского кристаллического массива надвинута на отложения карпатского флиша. Амплитуда надвига ориентировочно определяется в 4—6 км.

Зоны разломов, сопровождаемых изверженными породами, являются перспективными в отношении руд цветных и редких металлов.

Намеченные по гравиметрическим и частично по электрометрическим данным зоны поднятий в свете имеющихся данных о признаках нефти и горючих газов являются перспективными в отношении нефтегазоносности.

СХЕМА ГЛУБИННОЙ ТЕКТОНИКИ КАРПАТСКОГО РЕГИОНА

Построение схемы глубинной тектоники советской части Карпатского региона стало возможным в результате анализа материала обширных комплексных геофизических исследований, проведенных на этой территории в течение последних двадцати пяти лет. Полученные представления о тектонике региона мы приводим в виде трех профилей, пересекающих всю рассматриваемую область вкрест простиранию тектонических зон (рис. 21, 22, 23) и в виде схемы глубинной тектоники (рис. 32).

Геологические разрезы

Профили Ужгород — Львов, Мукачево — Стрый — Перемышляны и Рахов — Коломыя — Чернелица, по которым произведены тектонические построения, размещены на рассматриваемой территории неравномерно: два из них находятся вблизи от центральной ее части, третий пересекает территорию на юго-востоке, недалеко от границы с Румынией. Такое размещение профилей продиктовано тем, что в средней полосе территории, т. е. в Складчатых Карпатах, геофизические данные имеются только по этим двум профилям, поэтому только по ним возможно построение разрезов без перерывов.

На наших разрезах показаны следующие данные. Прежде всего приведены кривые силы тяжести в редукции Буге и кривые локальных аномалий силы тяжести, построенные по упрощенному, но в данном случае единственно возможному способу осреднения значений силы тяжести по профилям, т. е. исходя из предположения о цилиндрической форме залегания аномальных масс с горизонтальными образующими при бесконечном простирании. Радиусы осреднения были выбраны равными 22, 14, 8 и 4 км. Эти локальные аномалии отражают в основном влияние аномальных масс, размещенных в толще от поверхности Земли до глубины соответственно 15, 9, 5 и 2,5 км [14, 32]. Среди кривых силы тяжести показана также кривая региональной аномалии, построенная по разности ординат наблюденной кривой и кривой локальной аномалии при радиусе осреднения, равном 22 км. Кривая региональной аномалии представляет собою влияние аномальных масс, связанных

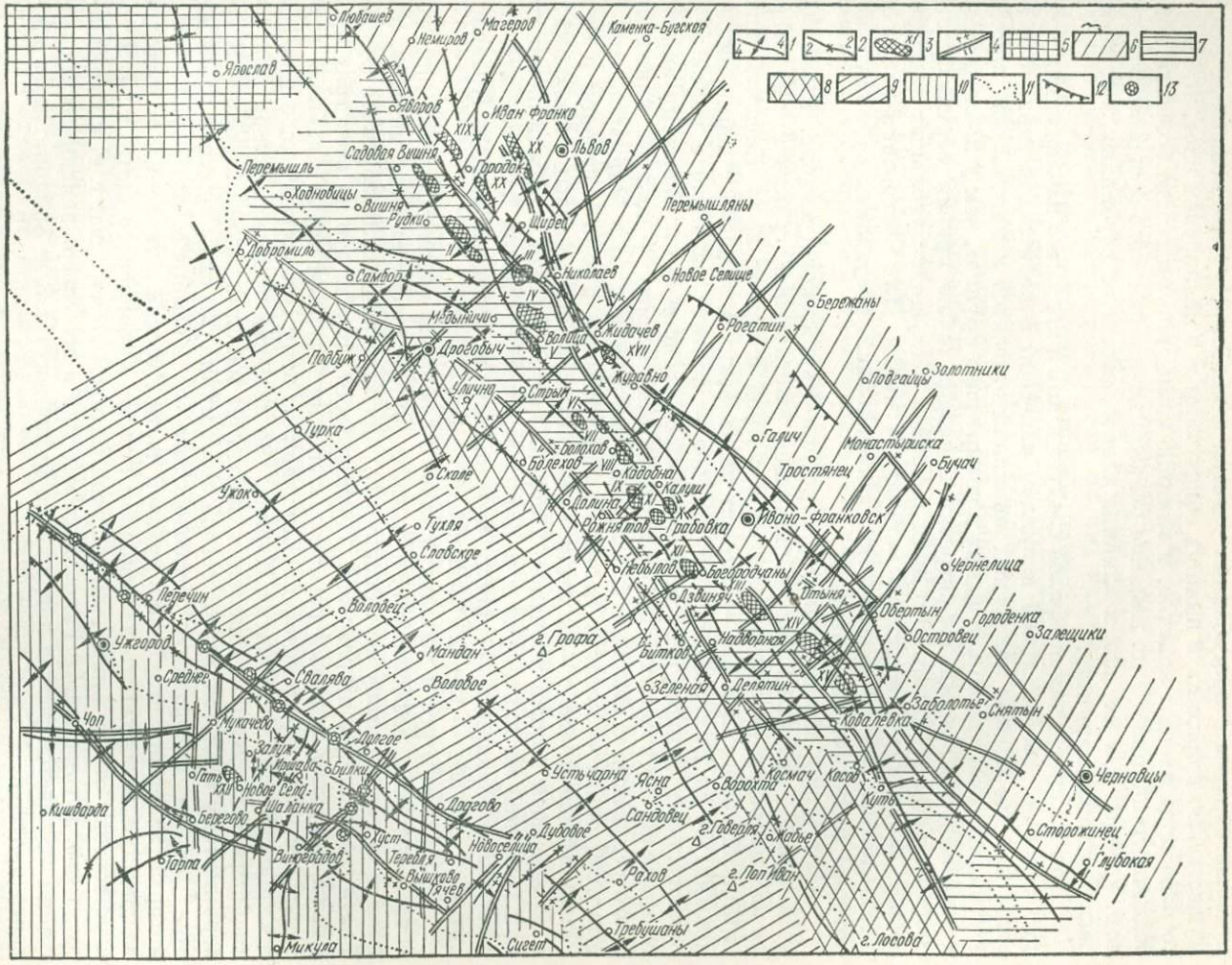


Рис. 32. Схема глубинной тектоники советской части Карпатского региона.

По геофизическим данным: 1 — оси поднятий; *2* — оси прогибов; *3* — локальные поднятия; *4* — зоны нарушений (сбросы, системы сбросов, флексуры и т. п.); *5* — область неглубокого залегания погребенной части Келецко-Сандомирского палеозойского сооружения; *6* — Русская платформа; *7* — Внешняя зона Предкарпатского прогиба; *8* — Внутренняя зона Предкарпатского прогиба; *9* — складчатая область Карпат; *10* — Закарпатский прогиб.

По геологическим данным: 11 — границы тектонических зон (по А. А. Богданову с дополнениями); *12* — флексуры (по А. Е. Михайлову и Д. П. Найдину); *13* — центры вулканических излияний (по А. А. Богданову).

главным образом с прогибанием участка земной коры и размещенных преимущественно в средних и нижних зонах коры и в подкоровом слое. В какой-то мере сюда входит, конечно, и влияние изменения мощности более легкого осадочного покрова, т. е. влияние рельефа докембрийского фундамента в целом, которое так же, как и влияние аномальных масс глубинных зон, носит региональный характер.

При рассмотрении профилей следует иметь в виду, что наблюденная кривая и кривая региональной аномалии нанесены относительно верхней оси, тогда как все кривые локальных аномалий относятся к нижней оси, причем вертикальный масштаб последних в четыре раза крупнее, чем у наблюденной и региональной кривых. На разрезах показаны также кривая вертикальной составляющей геомагнитного поля и кривая кажущихся удельных электрических сопротивлений для $AB = 6000$ м и 1500 м. Для построения разрезов использованы данные сейсмических исследований, результаты бурения и некоторые геологические данные.

Рассмотрим общий характер строения Карпатского региона. Ранее мы установили, что основной действующей плотностной границей является: 1) на платформе — контакт палеозоя с юрой и мелом; 2) во Внешней зоне Предкарпатского прогиба — контакт мезозойских отложений с верхнемиоценовыми; 3) во Внутренней зоне прогиба — контакт палеозоя с меловым и палеогеновым флишем и последнего с воротыщенскими отложениями нижнего миоцена; 4) в Складчатой (Флишевой) зоне Карпат — контакт палеозойского основания с меловым и палеогеновым флишем; 5) в Мармарошской и Утесовой зонах — контакт палеозоя или палеозоя и юры с флишем и 6) в Закарпатском прогибе — контакт мезозойских и палеогеновых отложений с вышележащей толщей миоценовых пород. Таким образом, главный плотностной границей на платформе и в Карпатах служит кровля палеозойских отложений, в Закарпатье—кровля мезозойских и палеогеновых, в Предкарпатском прогибе — кровля мезозойских образований.

Исходя из этого и используя главным образом гравитационные данные, а там, где была возможность, и данные других геофизических методов, мы наметили общую схему соотношения глубин залегания палеозойского фундамента, показанную на разрезах. Прежде всего, видим, что на всех трех профилях рисуется широкий региональный прогиб земной коры. Наиболее глубокая его часть приходится на Внутреннюю зону Предкарпатского прогиба и Скибовую зону Складчатых Карпат, где мезо-кайнозойская толща, залегающая на палеозойском основании, достигает максимальной мощности. К северо-востоку и юго-западу от осевой зоны минимума силы тяжести наблюдается подъем поверхности палеозойского и докембрийского фундамента, который залегает неглубоко в краевой части Русской платформы и выходит на дневную поверхность на западном склоне Украинского щита, т. е. к северо-востоку от оси минимума, и в зоне Раховского массива, т. е. к юго-западу от нее. Юго-западнее Раховского массива и его северо-западного продолжения отмечается резкое погружение фундамента в зоне Закарпатского краевого прогиба.

На наших профилях вырисовывается общий протяженный прогиб в докембрийско-палеозойском фундаменте, разделенный Раховско-Перечинским поднятием на две неравные части: бóльшую — Карпатско-Предкарпатскую и меньшую — Закарпатскую.

Существенными элементами строения докембрийско-палеозойского фундамента нашего региона являются протяженные поднятия, которые мы намечаем по геофизическим, главным образом гравитационным, данным. Наиболее четко прослеживающимся на всем его протяжении является Перечинско-Тре-

бушанское поднятие, в юго-восточной части которого палеозойские и докембрийские породы в виде Раховского массива выходят на дневную поверхность.

Кроме этого поднятия, отличающегося от других поднятий Карпатского региона наибольшей амплитудой, намечен еще ряд относительных поднятий палеозойского фундамента. Одно из них находится в глубинных частях Внешней зоны Предкарпатского прогиба, второе — в Скибовой зоне Карпат, третье — в зонах Кросно и Магуры. Эти поднятия мы связываем с антиклинориальными зонами палеозойских (герцинских) складчатых сооружений, которые, вероятно, протягиваются под Карпатами и являются связующим звеном между палеозойскими сооружениями Добруджи, с одной стороны, и Келецко-Сандомирским, Краковским и Богемским массивами — с другой.

Такое предположение основывается на том, что некоторые относительные максимумы Карпатской зоны по простиранию непосредственно увязываются с максимумами антиклинальных зон Келецко-Сандомирского кряжа. В области Келецко-Сандомирского кряжа максимумы обусловлены как поднятием эрозионной поверхности палеозойских сооружений, так и увеличением плотности пород палеозоя в антиклинориальных зонах за счет их большего метаморфизма. На этом основании следует считать, что относительные максимумы силы тяжести Карпатской зоны также являются отражением влияния не только, а в некоторых местах и не столько поднятий эрозионной поверхности палеозоя, сколько влияния уплотненных антиклинориальных зон. В частности, относительный максимум силы тяжести, расположенный вдоль юго-западной полосы Внешней зоны Предкарпатского прогиба, мы склонны связывать с наличием антиклинориальной зоны в палеозойских отложениях, а не с поднятием их эрозионной поверхности.

Обращаясь к количественным расчетам, мы вынуждены констатировать, что благодаря наложению влияния нескольких факторов, возмущающих гравитационное поле Карпатского региона, невозможно судить об абсолютных глубинах залегания кровли палеозойских отложений, т. е. границы раздела пород по плотности. Опираясь же на величину разности плотностей палеозой — мезо-кайнозойских отложений, составляющую в Складчатых Карпатах около 0,2 г/см^3, и исходя из амплитуды локальных аномалий, мы могли только ориентировочно определить амплитуду поднятий. Для этой цели мы пользовались кривой локальных аномалий при радиусе осреднения, равном 22 км. Так как интенсивность аномалий достигает нескольких миллигал, то при указанной разности плотностей амплитуда поднятий, рассчитанная по формуле для плоскопараллельного горизонтального слоя, составит 500—800 м. Поскольку поднятия представляются в виде протяженных гряд, поперечные горизонтальные размеры которых намного больше глубины залегания их сводов, то некоторое уменьшение амплитуды за счет использования формул для плоскопараллельного слоя будет невелико. Вместе с тем возможно, что указанные величины амплитуд окажутся даже преувеличенными, так как часть аномалии может быть обусловлена уплотнением пород за счет дополнительной их метаморфизации в антиклинориальных зонах.

Ряд протяженных и локальных поднятий палеозойско-мезозойского фундамента вырисовывается в Закарпатском прогибе. Здесь разность плотностей на контакте мезозой — миоцен достигает 0,3—0,4 г/см^3, при которой каждый миллигал соответствует изменению глубины на 60—80 м. Отсюда следует, что амплитуда поднятий здесь будет относительно меньше. Но, учитывая значительную интенсивность аномалий, мы убеждаемся, что поднятия в Закарпатье достигают довольно большой амплитуды. Например, гравиметрически наиболее четко выраженное поднятие близ Ужгорода имеет амплитуду порядка 800—1000 м.

Как в Предкарпатской, так и в Закарпатской частях разрезов геофизические данные указывают на существование крупных дизъюнктивных нарушений, фиксирующихся в той или иной мере всеми методами геофизики. Наиболее четко прослеживается разрыв, представляющий собою край Русской платформы. Его мы рисуем в виде ступенчатой системы сбросов, к юго-западу от которой резко увеличивается мощность легких и низкоомных отложений верхнего миоцена. Другой зоной крупного разрыва, несомненно, является переход на больших глубинах (порядка 3—5 км) от Внешней зоны Предкарпатского прогиба к Внутренней его зоне. На этих глубинах это отражается в виде резкого перехода от тяжелых палеозойских и юрских отложений Внешней зоны, к более легким породам воротыщенской серии во Внутренней зоне прогиба. В пределах Внешней зоны прогиба большое количество нарушений выявлено данными сейсмических работ. Несколько более подробно о них сказано в разделе о строении Внешней зоны. Здесь мы обратим внимание лишь на разрез Рахов — Коломыя — Чернелица. На нем хорошо видно Коломыйское поднятие или, вернее, останец платформенного основания прогиба, отделенный от платформы довольно узким грабенообразным прогибом. Как было показано ранее, эту площадь, т. е. останец и отделяющий его прогиб, мы относим к Внешней зоне Предкарпатского прогиба. Она как область, имеющая черты и прогиба, и платформы, относится к промежуточной зоне между этими тектоническими единицами. Если считать Внешней зоной прогиба только ту его часть, ктоторая находится к юго-западу от коломыйского останца, и сопоставить все три разреза, то мы увидим четкую картину постепенного, но значительного сужения Внешней зоны Предкарпатского прогиба при продвижении с северо-запада на юго-восток. Аналогичную картину уменьшения ширины в том же направлении мы видим и в отношении складчатой области Карпат.

Что касается тектонических разрывов, то в складчатой зоне мы отметили на наших разрезах только один разрыв, который отделяет Мармарошскую и Утесовую зоны от остальной части территории. По геологическим данным тектонические контакты известны на границах Скибовой зоны с зоной Кросно, Кросно с зоной Магуры, а также внутри этих зон, но мы их не показываем, поскольку они не зафиксированы геофизическими методами. Укажем только, что на профиле Мукачево — Перемышляны наблюдается уступообразное убывание силы тяжести в северо-восточном направлении в районе с. Лавочное и между селами Славское и Тухля, т. е. по одну и по другую сторону от контакта зон Кросно и Скибовой. В этих пунктах можно предполагать ступенеобразное (с разрывами) погружение фундамента в северо-восточном направлении.

Тектонический контакт в форме сброса большой амплитуды отмечается по гравитационным данным при переходе от Складчатых Карпат, точнее от их Утесовой зоны, к Закарпатскому прогибу.

Данные магнитометрических работ помогают установить наличие интрузивных и эффузивных пород на различных глубинах. В краевой части Русской платформы эти данные указывают на существование магматических пород на глубинах в 1,0 — 1,5 и в основном 3—5 км и более. В Закарпатской части разрезов (профиль Мукачево — Стрый, рис. 22) сугубо локальные, интенсивные и резко выраженные аномалии геомагнитного поля позволили наметить ряд эффузивных и интрузивных тел, размещенных на небольших глубинах и даже на поверхности. Эти построения уже нашли свое подтверждение в ряде скважин, пробуренных в последнее время.

Последнее, на чем мы остановимся при описании разрезов — это вопрос о границах тектонических зон. Приняв номенклатуру по схеме тектоническо-

го подразделения, предложенной О. С. Вяловым, мы в области Скибовой зоны Карпат, во Внутренней и Внешней зонах Предкарпатского прогиба и в краевой зоне Русской платформы ввели представления об этажности размещения границ между указанными зонами. Так, контакт Внешней зоны прогиба с Внутренней на дневной поверхности нанесен нами по геологическим данным. Благодаря своему надвиговому характеру этот контакт по мере углубления смещается в юго-западном направлении, и на глубинах 3—5 км геофизические данные отмечают его в 15—17 км юго-западнее границы, отмеченной на поверхности. Отсюда совершенно ясно, что полосу, лежащую между выходом поверхности надвига на дневную поверхность и ее положением на больших глубинах, мы должны относить то к Внешней, то к Внутренней зоне Предкарпатского прогиба, в зависимости от того, какую глубину мы рассматриваем. Поэтому, стремясь как можно полнее отразить взаимоотношение тектонических зон, мы на разрезах показали это в виде перекрытия одних зон другими.

Совершенно ясно, что при вертикальном тектоническом контакте ширина области перекрытия зон будет равна нулю, а при надвиговом характере разрыва по мере выполаживания поверхности надвига она будет увеличиваться.

Еще одно явление заслуживает внимания при рассмотрении границ. Мы имеем в виду вопрос о надвиге Скибовых Карпат на миоценовые отложения предгорий. На разрезах Ужгород — Львов и Мукачево — Перемышляны, особенно на втором, в осевой зоне регионального минимума силы тяжести наблюдается довольно узкий и глубокий локальный минимум. Произведенные нами теоретические расчеты приводят к представлению о локализации отрицательных избыточных масс в сравнительно узкой, но довольно глубокой зоне, схематически уподобленной круговому цилиндру с горизонтальной осью. Учитывая асимметрию кривой локальных аномалий, мы должны круговое сечение несколько вытянуть в юго-западном направлении, хотя и незначительно. На профиле Рахов — Коломыя локальная аномалия в осевой части реогионального минимума становится почти вдвое менее интенсивной, а ширина ее намного увеличивается. Кроме того, на коломыйском профиле ось локального и регионального минимумов оказывается смещенной к юго-западу от фронтальной линии Скибовых Карпат, с которой она почти совпадала на первых двух профилях. Это явление мы рассматриваем как отражение значительного увеличения амплитуды надвигания Скибовых Карпат на Внутреннюю зону Предкарпатского прогиба. Если на первых двух профилях амплитуда надвига определяется в 12—15 км, то на профиле Рахов — Коломыя она достигает 25 км, а возможно, даже 40 км.

Карта тектоники. Разрывные дислокации

Анализ обобщенных данных геофизических работ, проведенных на территории Карпатской геосинклинальной зоны и прилегающих к ней площадях, показывает, что в тектонике этого региона огромная роль принадлежит дизъюнктивным нарушениям.

Известно, что ценным качеством геофизических методов разведки является их способность отражать нарушения самых разнообразных форм: единичные вертикальные и наклонные сбросы, их ступенчатые системы, флексуры, не осложненные и осложненные разрывами, сбросо-сдвиги, горсты, грабены и многие другие. Величина амплитуды относительного перемещения слоев в зонах нарушений, которая сказывается на результатах геофизических наблюдений, может изменяться в широких пределах — от тысяч и сотен до немногих десятков метров.

Особенно хорошо черты глубинного строения отражаются по гравиметрическим данным, в чем нас убеждает картина гравитационного аномального поля изучаемой области. Краткая характеристика этого поля сводится к следующему.

Гравитационное поле на рассматриваемой площади имеет четко обозначенное простирание, совпадающее с общим простиранием Карпатской складчатой зоны и сопровождающих ее Предкарпатского и Закарпатского прогибов. В целом изоаномалы силы тяжести, протягиваясь с юго-востока на северо-запад, образуют протяженный региональный минимум. На этом фоне в первую очередь выделяются продольные (т. е. совпадающие с общим простиранием поля) зоны в виде сближенных изоаномал, отражающие те или иные продольные нарушения земной коры.

Тщательным анализом гравитационного поля всей территории, а особенно отдельных продольных зон сгущенных изоаномал, обнаруживается значительное количество поперечных усложнений поля. Они выражаются в виде различных отступлений от тех плавных форм, которые присущи линейным региональным аномалиям. Это либо замкнутые максимумы, либо флексурообразные или заливообразные изгибы изолиний. Такие усложнения несомненно связаны с нарушениями, имеющими уже более или менее разно ориентированные направления, в большинстве случаев поперечные.

Геомагнитное поле не имеет таких четко выраженных линейных форм и поэтому в нем трудно и даже, пожалуй, невозможно выделить элементы усложнения. Казалось бы, что геомагнитное поле, в таком случае, мало что может добавить к тому, что показывает поле гравитационное. Однако то обстоятельство, что некоторые магнитные аномалии совпадают по своему местоположению с усложнениями поля силы тяжести, оказывается отнюдь не случайным. Во многих местах оно подкрепляет выводы, полученные на основании материалов гравиметрических.

Заметные усложнения, имеющие поперечное к Карпатам направление, наблюдаются и в распределении искусственного электрического поля. Они также выражены в виде сложных зигзагообразных или заливообразных изгибов изоом и тоже часто совпадают с зонами поперечных нарушений гравитационного поля.

В предыдущих главах мы уделяли большое внимание тектоническим нарушениям, стремясь без больших потерь использовать те указания, какие дает современная геофизика. В итоге отмечены и в удовлетворительной степени обоснованы явно выраженные нарушения типа сбросов, системы сбросов, флексур и т. п., которые именовались нами как продольные, т. е. укладывающиеся в систему карпатского простирания или простирания герцинид Келецко-Сандомирского кряжа — Добруджи. Менее детально рассматривались нарушения поперечные, но так как значение и тех и других чрезвычайно велико, в первую очередь для разведки полезных ископаемых, нашей задачей явилось их совместное изучение с целью установления их связи с геологическими фактами.

В результате на основании анализа данных геофизических наблюдений, нами построена схема тектоники, которая обобщает все важнейшие нарушения, какие удалось наметить на территории юго-западной краевой части Русской платформы, Предкарпатского прогиба, Карпатской складчатой области и Закарпатья. Она дает представление о том, вероятно, блоковом строении фундамента, какое является неминуемым следствием существования взаимопересекающихся разрывов.

При описании нарушений мы будем придерживаться порядковой нумерации, принятой на схеме тектоники. Отметим, что линии на схеме изображают только осевые зоны иногда довольно широких полос сложных нарушений.

Перемышлянско-Монастыриская зона. Эта зона намечена по цепи локальных аномалий геомагнитного поля. Здесь предполагается существование разлома в докембрийском фундаменте, сопровождаемого в особо ослабленных участках фундамента телами интрузивных или древнеэффузивных пород, возможно, типа базальтов. Учитывая, что общее падение кровли докембрийского фундамента направлено в сторону Карпат, а также близость Рогатинской и Шумлянской флексур, считаем, что юго-западный блок фундамента несколько опущен вдоль разлома.

Зона Городенка — Черновцы. Разлом намечается по группе мелких локальных аномалий геомагнитного поля. Определить относительное перемещение блоков не представляется возможным.

Львовская зона. Намечается неуверенно по незначительному сближению изоаномал силы тяжести. Вероятно, опущен юго-западный блок.

Жидачевско-Черновицкая зона разлома. Начинаясь между Львовом и Городком, зона проходит через Жидачев и Островец на Черновцы. Намечена по цепи локальных магнитных аномалий. Существование нарушения типа сброса с относительно опущенным юго-западным крылом подтверждается рядом флексур, расположенных вдоль нарушения, начиная почти от г. Иван Франко (Янов) до района Ивано-Франковска.

С Жидачевско-Черновицким разломом иногда связывают борт Русской платформы, однако мы полагаем, что это неверно. С указанным разломом, очевидно, связаны небольшие опускания юго-западного блока фундамента платформы, но они крайне незначительны и не дают оснований для отнесения этого блока к прогибу.

Яворовско-Калушский разлом. На участке Яворов — Николаев и юго-западнее разлом фиксируется данными электроразведки и сейсморазведки. В отдельных частях прослеживается по данным грави- и электроразведки, а на участке Николаев — Ковалевка фиксируется также и данными сейсмических исследований.

В районе Отыни зона раздваивается. Одна ветвь после перерыва поперечными зонами нарушений, продолжая прежнее направление, идет на Куты и далее, а вторая, сместившись к северо-востоку, следует почти параллельно первой и к югу от Сторожинца уходит за пределы района.

Рассматриваемый разлом можно представить в форме одного или, скорее всего, нескольких сбросов, образующих ступенчатую систему. Вероятно, что в ряде мест эти разрывы осложняют флексурообразный перегиб слоев. Однако такое сочетание структур может наблюдаться в основном в верхних горизонтах осадочной толщи. Нижняя толща осадочных пород и тем более докембрийский фундамент, вероятно, разорваны типичными сбросовыми нарушениями. Суммарная амплитуда перемещения по разлому составляет не менее 600—800 м в районе Калуша и от 1 до 2 км в северо-западной части на участке Калуш — Яворов. Существование крупного разлома подтверждено бурением. Этот разлом, несомненно, и является контактом краевой части Русской платформы с Внешней зоной Предкарпатского прогиба. В юго-восточной части границу платформы с прогибом, нам кажется, следует проводить по второй ветви, т. е. северо-восточнее Отыни и Коломыи. Однако надо иметь в виду, что полоса между нарушениями относится нами к прогибу в значительной степени условно, так как она имеет много общих черт как с прогибом, так и с платформой.

Южнее Заболотова от второй ветви отходит третья. Ее мы намечаем только по гравитационным данным, лишь в слабой форме отражающим ступень небольшой амплитуды.

Дрогобычско-Делятинская зона. Эта зона фиксируется в форме довольно широкого гравитационного уступа, отражающего подобный уступ в докембрийско-палеозойском фундаменте. Это, несомненно, полоса перехода от Внешней зоны Предкарпатского прогиба к его Внутренней зоне. По сейсмическим данным в ряде мест отмечается переход от почти горизонтальных слоев Внешней зоны прогиба к крутопадающим слоям этой зоны. Наиболее вероятно, что здесь мы имеем дело с крупной флексурой, разорванной системой наклонных сбросов, падающих в сторону Карпат.

Перечинско-Драговский разлом (Закарпатье). На участке Долгое — Перечин и далее на северо-запад разлом намечен по геологическим данным и трассируется группой центров вулканических излияний. К юго-востоку от Долгого он может быть условно намечен вдоль линии резкого поворота изоаномал силы тяжести.

Хустская зона фиксируется в форме полосы сближенных изоаномал силы тяжести, или гравитационной ступени, и проходит из района Нового Села на Хуст, Тячев. Северный блок фундамента вдоль Хустской зоны нарушения относительно опущен. Подтверждением существования этой зоны разлома, имеющей, возможно, форму флексуры или системы сбросов, может служить то обстоятельство, что на участке Новое Село — Хуст она ограничивает с юга известную Иршавскую впадину, а на участке Хуст — Вышково — Тячев является юго-западным бортом Солотвинской (Верхнетиссенской) впадины.

Чопско-Береговская зона. Ее мы намечаем по группе локальных аномалий геомагнитного поля, часть которых сопровождает эффузивные породы Косино-Запсонских и Береговских холмов. Наличие здесь эффузивных пород само по себе доказывает существование разлома. На участке Запсонь — Берегово и далее к востоку с ним связывается гравитационная ступень, отображенная в виде полосы сближенных изоаномал.

На этом характеристика зон нарушений, к которым относятся нарушения карпатских и герцинских (т. е. северо-западных) простираний, заканчивается.

Обратимся теперь к описанию нарушений, поперечных к этим направлениям, также придерживаясь нумерации, показанной на схеме тектоники.

Поперечные нарушения

При рассмотрении и геологическом истолковании основных элементов аномального гравитационного поля, основываясь на известных соотношениях плотностей пород различного возраста, мы пришли к выводу, что за исключением общего регионального минимума и сопровождающих его региональных максимумов, аномалии гравитационного поля тесно связаны с поведением докембрийского, палеозойского или мезозойского, а в некоторых местах даже палеогенового фундамента. На основании тех же соотношений плотностей пород, учитывая различие в магнитной восприимчивости разных по петрографическому составу пород эффузивно-интрузивного комплекса, мы полагаем, что намеченные зоны продольных и поперечных усложнений гравитационного поля также связаны с поведением докембрийского, палеозойского и мезозойского фундамента и отражают влияние продольных и поперечных нарушений фундамента.

Характер этих нарушений в разных местах различный. В общем случае всюду существует увеличение плотности с глубиной, а следовательно, и с воз-

растом. При таком соотношении вопрос о характере нарушения решается в каждом случае однозначно. Однако в ряде мест в связи тектоническими нарушениями, например надвигами, возникают плотностные инверсии. Так, надвинутые флишевые отложения передовых скиб имеют более высокие плотности, чем поднадвиговые соленосные отложения воротыщенской серии. Такие соотношения (надвиги) мы наблюдаем только в продольных по отношению к Карпатам нарушениях.

Для поперечных нарушений более важную роль будут играть плотностные инверсии уже литологического характера. Мы имеем в виду те случаи, когда песчано-глинистые отложения, отличающиеся обычно меньшей плотностью, но относящиеся к более древнему возрасту, перекрываются молодыми, более плотными известняками и сланцами.

Мы часто из-за недостатка сведений не знаем соотношения плотностей на сравнительно небольших глубинах. Поэтому однозначно или сколько-нибудь достоверно вопрос о характере нарушения решен быть не может. Но наличие поперечных усложнений гравитационного поля свидетельствует о существовании в данном месте какого-то поперечного нарушения кристаллического фундамента (а, возможно, и осадочной толщи).

Исходя из характера усложнений гравитационного и геомагнитного полей и геоэлектрических условий, мы можем предполагать, что поперечные нарушения носят характер глубинных единичных или групповых расколов фундамента с относительным вертикальным перемещением одного блока относительно другого. Амплитуда перемещения, как вертикального, так и горизонтального, может быть различной. Возможно существование нарушений в виде горстов, грабенов, флексур, а также антиклиналей и синклиналей, осложненных сбросовыми нарушениями. Все эти нарушения разрывного характера могут в отдельных местах сопровождаться интрузивными или эффузивными породами разной плотности и магнитной восприимчивости.

Прежде, чем перейти к рассмотрению отдельных усложнений гравитационного и геомагнитного полей на всей территории региона, остановимся на анализе поперечных усложнений силы тяжести в Предкарпатском прогибе. С этой целью проследим изменение силы тяжести по профилям Розвадов — Калуш (вблизи края платформы), Медыничи — Стрый (и далее на юго-восток) и Дрогобыч — Рожнятов (вдоль оси внутренней зоны прогиба). На всех этих направлениях намечаются уступообразные изменения силы тяжести с амплитудой порядка 2—3 мгл, а иногда и более. На приведенном участке Предкарпатского прогиба намечается пять таких уступов: 1) Розвалов — Дрогобыч; 2) Угерско — Улично; 3) Баличи — Болехов; 4) Болехов — Долина и 5) Калуш — Рожнятов. На основании приведенных данных, учитывая наличие определенной закономерности в размещении уступообразных изменений силы тяжести, можно предполагать, что эти поперечные к общему простиранию аномалий усложнения поля силы тяжести являются отражением каких-то поперечных нарушений фундамента Предкарпатского краевого прогиба. Природу и характер нарушений пока что установить невозможно. Однако важным является уже сам факт существования усложнений гравитационного поля, указывающий, вероятно, на блоковый характер структуры основания Предкарпатского прогиба.

На основании анализа гравитационного и геомагнитного полей всей территории Карпатского региона, а также результатов электрометрических и сейсмических наблюдений нами намечены следующие зоны поперечных нарушений (перечисление ведется на схеме тектоники, рис. 32). Напомним, что эти нарушения, как и продольные, могут носить самый разнообразный

характер, от единичных флексур и сбросов до ступенчатых систем сбросов, образующих горсты, грабены и т. п.

Дрогобычско-Бугская зона. Здесь наблюдается целый ряд нарушений. Осевая область регионального минимума западнее Дрогобыча резко расчленена относительным максимумом интенсивностью 10—18 мгл и северо-западное продолжение минимума отклонено к западу от прежнего направления простирания. В районе Дрогобыч — Малая Горожанка (южнее Щерца) наблюдается ступенеобразное уменьшение силы тяжести в юго-восточном направлении на 4—5 мгл. Северо-восточное продолжение этой полосы приходится на Щерецкую магнитную аномалию, контур которой ориентирован вдоль намеченной зоны поперечного нарушения. На участке к северо-востоку от Щерецкой магнитной аномалии зона прослеживается очень слабо в форме флексуровидных изгибов изоаномал силы тяжести. Существование этой зоны косвенно подтверждается в некоторой степени усложненным строением приплатформенной части внешней зоны Предкарпатского прогиба, где в районе Малогорожанской структуры имеются нарушения в форме сбросов различных направлений. Кроме того, геологические данные свидетельствуют о наличии ряда поперечных нарушений в виде сбросо-сдвигов в краевой части Скибовых Карпат [39 и др.], по-видимому, являющихся проявлением глубинного регионального Дрогобычско-Бусского разлома.

Стрыйско-Перемышлянское нарушение. В районе Стрый — Дашава резкий флексурообразный изгиб изоаномал указывает на уменьшение силы тяжести во Внешней и Внутренней зонах Предкарпатского прогиба в юго-западном направлении на 5—7 мгл. В платформенной части территории на продолжении отмеченной полосы размещаются Жидачевская и Перемышлянская аномалии геомагнитного поля. Последняя вытянута вдоль полосы предполагаемого нарушения. Данные гравиметрии позволяют предполагать наличие сложной системы нарушений, по которой опущен юго-восточный блок фундамента.

Существование намеченной зоны нарушений поперечного к карпатским простираниям направления подтверждается наличием сбросов, выявленных геологическими исследованиями между Жидачевом и Перемышлянами, к западу и юго-западу от с. Новое Селище. Один из сбросов протягивается вдоль линии Жидачев — Перемышляны и прослежен на расстоянии 20 км (начинается в 5 км севернее Жидачева и заканчивается в 5 км севернее Нового Селища). Второй сброс имеет почти такое же простирание, прослежен на протяжении 7 км к северу от Ходорова. На обоих этих сбросах опущенной является юго-восточная часть, приподнятой — северо-западная. Все это подтверждает не только существование зоны поперечного нарушения, а и предположение о его характере, т. е. о ступенчатом опускании фундамента в юго-восточном направлении.

Долинско-Рогатинское нарушение. Между Долиной и Болеховом отмечается ступенеобразное уменьшение силы тяжести в юго-восточном направлении на величину порядка 3—4 мгл. Некоторые усложнения гравитационного поля на северо-восточном продолжении этой зоны наблюдаются и на платформе вплоть до Сборова. Здесь, вероятно, находит свое отражение влияние уступа в фундаменте со сброшенным юго-восточным блоком. Наличие нарушения подтверждается в районе Долины данными сейсмических исследований: прослеженные сейсмическими работами глубинные антиклинальные и синклинальные складки на участке Болехов — Долина доведены как раз до этого нарушения. Проследить их юго-восточное простирание не удалось вследствие резкого ухудшения сейсмогеологических условий и почти полного отсутствия отражений в этой зоне. В платфор-

менной части наряду с гравитационными данными существование нарушения подтверждается локальной магнитной аномалией в районе Стратина, ориентированной вдоль предполагаемого нарушения.

Рожнятовское нарушение. Расположено юго-восточнее Рожнятова. Выражено в форме ступенеобразного уменьшения силы тяжести в северо-западном направлении. Можно предполагать наличие сброса, по которому северо-западный блок фундамента несколько опущен. Ею ограничивается с северо-запада приподнятая часть Бориславско-Покутской подзоны во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба и Грабовское поднятие во Внешней зоне его. Возможно, что зона нарушения продолжается на платформу. Такое предположение основывается на том, что на ее северо-восточном продолжении лежит центр Войниловской аномалии геомагнитного поля, отражающей влияние изверженных пород.

Дзвинячская зона нарушений. В районе Дзвиняча отмечается значительное нарушение плавного линейного хода изоаномал силы тяжести. В частности, здесь наблюдается как бы разрыв и смещение полосы сближенных изоаномал, отражающей продольную зону нарушений. По характеру гравитационного поля можно предположить наличие сбросо-сдвига, по которому юго-восточный блок фундамента опущен и сдвинут к северо-востоку. По-видимому, это нарушение в какой-то мере ограничивает с юго-востока приподнятую часть Бориславско-Покутской подзоны во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба.

Надворнянско-Монастырское нарушение. В этой полосе наблюдается усложнение гравитационного поля, выраженное флексурообразными изгибами изоаномал, отражающими в одних местах увеличение, в других — уменьшение силы тяжести при переходе с одной стороны линии нарушения на другую. Намеченная полоса проходит через центры Тлумачской и Монастырискоой локальных аномалий геомагнитного поля. Западнее Отыни она фиксируется и электроразведочными данными. В этом месте нарушение ограничивает с юго-востока Отынский структурный выступ, отражая его в форме уступа, и указывает на наличие резко опущенного юго-восточного блока фундамента. Что касается средней и северо-восточной частей зоны нарушения, то там судить о направлении относительного смещения блоков нет сколько-нибудь веских оснований. Все же существование нарушения мы считаем весьма вероятным и в этой части территории и полагаем, что Тлумачская и Монастырискоая магнитные аномалии связаны с магматическими породами, проникающими в верхние зоны докембрийского фундамента и в осадочную толщу в местах пересечения поперечного Тлумачско-Монастырискоого разлома с продольными разломами Перемышлянско-Монастырискоим и Жидачевско-Черновицким, т. е. в зонах наибольшего дробления и ослабления пород фундамента. В районе Надворной, по геологическим данным, находится сбросо-сдвиг, по которому юго-восточный блок сдвинут относительно северо-западного в северо-восточном направлении. Возможно, что этот сбросо-сдвиг в какой-то мере отражает существование протяженного Надворнянско-Монастырискоого разлома, намечающегося по геофизическим данным.

Нарушение Отыня — Бучач. Это нарушение мы намечаем по усложнениям изоаномал гравитационного поля. Возможность существования разлома фундамента в этой зоне подкрепляется еще тем обстоятельством, что северо-восточнее Отыни в полосе усложнения изоаномал силы тяжести находится одна из вершин Тлумачской магнитной аномалии. Восточнее Отыни вдоль этого нарушения относительно опущен юго-восточный блок фундамента.

Делятинская зона. Южнее Делятина нарушение отражено в виде увеличения силы тяжести в юго-восточном направлении. Более четко выраженное увеличение силы тяжести в том же направлении отмечается в средней и северо-восточной части. Вдоль этого нарушения относительно приподнят юго-восточный блок фундамента. Оно ограничивает с северо-запада поднятие Слободки Лесной, где смещение блоков установлено, кроме гравиметрических, еще и электрометрическими и сейсмическими наблюдениями. Делятинское нарушение является одним из нарушений, наиболее определенно фиксирующихся геофизическими данными.

Северо-восточнее Слободки Лесной полоса сближенных изоаномал силы тяжести, отражающая влияние борта Русской платформы, резко нарушена флексурообразными изгибами изоаномал. Мы полагаем, что здесь также имеется поперечное нарушение в виде сброса или сбросо-сдвига, по которому относительно приподнят северо-западный блок. В сочетании с северным участком Делятинского нарушения здесь вырисовывается небольшой горст или, возможно, антиклинальная складка.

Коломыйское нарушение. В районе Коломыйской структуры нарушение в виде крупного сброса намечено по данным грави- и электроразведки, а в последние годы и сейсморазведкой отраженных волн. К северо-востоку от Коломыйской структуры оно может быть продолжено по флексурообразным искривлениям изоаномал, указывающим на ступенеобразное увеличение силы тяжести в юго-восточном направлении. Аналогичным образом это нарушение отображено и в южной его части, в районе Космача. На всем протяжении фиксируется относительно поднятый юго-восточный блок фундамента. В районе Космача существование нарушения указанного типа подтверждается геологическими данными: нарушение ограничивает с северо-запада приподнятый блок Покутских Карпат.

Мы уже отмечали, что линиями на нашей тектонической схеме показаны только осевые зоны нарушений. На самом деле, они, несомненно, представляют собой целые полосы, во многих случаях довольно широкие, внутри которых возможно существование многочисленных сбросов, сдвигов, флексур и т. п., имеющих различные направления и значительно отклоняющихся от основного простирания зоны. В частности, намеченный по геологическим данным севернее Космача сброс широтного простирания, по-видимому, и является одним из дериватов основной Коломыйской зоны нарушений.

Южно-Коломыйское нарушение. В районе Заболотов — Городенка наблюдается заливообразный изгиб изоаномал силы тяжести, совпадающий с подобным же изгибом линий резкого изменения кажущихся электрических сопротивлений. Не подлежит сомнению, что и гравитационные и электрометрические данные отражают существование заливообразного углубления в более плотных и более высокоомных породах палеозойского возраста, перекрытых более легкими и низкоомными породами мела и миоцена. Некоторые авторы называют эту структуру каньонообразным прогибом. Возможно, что здесь мы имеем древнюю речную долину, возникшую на месте разлома, возраст которого, видимо, доверхнемеловой, поскольку заливообразное углубление относится к палеозойским отложениям, перекрываемым верхнемеловыми. Поскольку на платформе известны юрские отложения, выполняющие углубления в палеозойском основании, можно предполагать, что возникновение долины относится к доюрскому времени, к которому должен быть отнесен и момент возникновения разлома.

Выжницкое нарушение. Между Выжницей и Кутами полоса сближенных изоаномал силы тяжести, отделяющая коломыйскую часть от основной полосы Внешней зоны Предкарпатского прогиба, осложнена в

плане флексуровидными изгибами изоаномал силы тяжести. На протяжении этой полосы в юго-западном направлении, примерно, на расстоянии 15 км от Выжницы, на геологических картах показано крупное тектоническое нарушение типа сбросо-сдвига значительной амплитуды. Мы считаем это подтверждением или косвенным обоснованием существования намечаемого поперечного нарушения. Еще дальше на юго-запад наблюдается небольшой относительный максимум, осложняющий осевую зону регионального минимума силы тяжести. Это обстоятельство также может служить некоторым дополнительным аргументом правильности намеченного нарушения, однако недостаток пунктов наблюдений не позволяет считать эти данные совершенно достоверными и поэтому мы ограничиваем распространение нарушения юго-западной границей Покутской зоны.

Кобылецкополянская зона. Требушанский максимум имеет резкие очертания не только с северо-востока и юго-запада, но и с северо-запада. Здесь наблюдается интенсивное убывание силы тяжести в северо-западном направлении, что, исходя из известных соотношений плотностей палеозойских пород Мармарошского массива и примыкающих к нему флишевых отложений Карпат, можно истолковать только как отражение резкого и значительного погружения более тяжелых мармарошских пород, в частности пород Раховского массива, в северо-западном направлении. Здесь, западнее Кобылецкой Поляны, мы и намечаем крупное нарушение в виде сброса или системы сбросов большой амплитуды. Существование зоны крупных разломов известно в этой полосе по геологическим данным. Так, Л. Г. Ткачук [33], приводя краткую характеристику тектоники Раховского массива, отмечает резкое ступенеобразное погружение в северо-западном направлении палеозойских кристаллических пород, слагающих этот сложно построенный антиклинорий.

Дубово-Грушевская зона. Зона отмечена четко выраженной полосой сближенных изоаномал, рисующей гравитационный уступ с амплитудой от 6 мгл на северном конце полосы до 12—14 мгл в южной ее части. Резкое уменьшение силы тяжести происходит в юго-восточном направлении. Начавшись у Дубового, зона проходит в юго-западном направлении через с. Грушево и далее в близком к меридиональному направлении уходит за пределы карты. Она пересекает почти под прямым углом общее направление, которому подчинены основные формы гравитационного поля Карпат и Закарпатья. Дубово-Грушевская зона разрывает и Драговско-Требушанский максимум, и Тереблинскую, и Тячевско-Солотвинскую зоны минимумов. В нее упирается Чоп-Вышковская полоса относительного максимума силы тяжести. Дубово-Грушевскую полосу резкого уменьшения силы тяжести мы связываем с наличием ступенчатой системы сбросов, по которым опущен юго-восточный блок фундамента.

Существование такого рода нарушения подтверждается тем, что южнее линии Вышково — Тячев, к западу от зоны нарушения, на дневную поверхность выведены породы эоцена, тогда как далее на восток на поверхности развиты отложения нижнего миоцена. Однако к северу от линии Вышково — Тячев — Солотвина, и по одну, и по другую сторону от нарушения, на поверхности развиты одновозрастные породы (нижнего миоцена), так что видимого подтверждения существования зоны поперечных нарушений здесь нет. Это вместе с тем не может служить доказательством отсутствия нарушения, а лишь свидетельствует о его донижнемиоценовом возрасте.

Рассматриваемая зона нарушения, возможно, аналогична подобному нарушению в Предкарпатском прогибе в районе Надворная — Отыня — Тлумач. Можно предполагать, что обе эти зоны являются частями одного целого,

т. е. одной зоны разломов, имеющей региональный характер и рассекающей всю Карпатскую дугу, примыкающие к ней передовые прогибы и даже часть Русской платформы. Опущенным всюду является юго-восточный блок фундамента.

Вместе с Кобылецкополянской зоной северная половина Дубово-Грушевской зоны образует нечто вроде обширного грабена, в который как бы упирается своим северо-западным краем Раховский массив.

По характеру гравитационного поля можно наметить, хотя и недостаточно уверенно, еще одну зону поперечного нарушения — Новоселицкую. Северным концом она близко подходит к Дубово-Грушевской зоне, а в южной части отделяет резко выраженный локальный минимум силы тяжести от восточного окончания Вышковского максимума. Таким образом, в северной половине зоны сила тяжести несколько увеличивается в юго-восточном направлении, а в южной ее части наблюдается значительное увеличение значений силы тяжести к северо-западу. Поэтому мы воздержимся от определения направления относительного перемещения блоков фундамента.

Нетрудно заметить, что зоны поперечных нарушений, осложняющие тектоническое строение краевых скиб Карпат, Предкарпатского краевого прогиба и прилегающей части Русской платформы, образуют некую полосу северо-восточного простирания, в пределах которой докембрийский фундамент и покоящаяся на нем осадочная толща подверглись значительному нарушению и дроблению при различных направлениях относительного перемещения отдельных блоков. В закарпатской части территории устанавливается аналогичная полоса, или группа, поперечных нарушений. Эти полосы, или сложные системы поперечных нарушений, мы склонны считать частями одной общей тектонической зоны нарушений, рассекающей всю дугу Восточных Карпат, ее краевые прогибы и захватывающей прилегающую зону Русской платформы.

Хотя внутри полосы по линиям или зонам нарушений оказываются приподнятыми то северо-западные, то юго-восточные блоки фундамента, однако в целом по этой полосе надо считать приподнятым юго-восточный блок. Это находит свое подтверждение в известных геологических данных как в Закарпатье, где к юго-востоку от полосы поперечных нарушений находится Раховский массив, так и в Предкарпатье в виде поднятой зоны Покутских Карпат, а также и на платформе, где выход под меловые отложения последовательно все более древних пород палеозоя свидетельствует о воздымании фундамента с запада на восток. Наконец, можно указать на то обстоятельство, что рассматриваемая полоса разломов, вернее ее юго-восточная часть совпадает в общем с линией В. Тейссейра Ковалевка — Смыковцы, являющейся северо-западной границей Подольского горста.

Виноградовская зона. Эту зону мы намечаем по полосе относительного максимума силы тяжести. Начинаясь восточнее Долгого, она протягивается в юго-западном направлении на Виноградов и несколько далее. Возможно, здесь существует горстообразное поперечное поднятие. Наличие разломов фундамента не вызывает сомнений, поскольку в этой полосе установлено несколько центров магматических излияний. Зона разлома, очевидно, и явилась причиной резкого, в плане флексурообразного изгиба Выгорлат-Гутинской вулканической гряды, который мы наблюдаем в районе г. Хуста.

Иршавско-Шаланкская зона. В отношении характера гравитационного поля эта зона аналогична предыдущей, но выражена менее интенсивным относительным максимумом. Здесь также можно предпола-

гать приподнятость фундамента, возможно, сопровождаемую разрывами. Обоснованием этому служит система локальных магнитных аномалий, расположенных вдоль нарушения и связанных, несомненно, с магматическими породами. Это положение подкрепляется также наличием Иршавско-Шаланкского заливообразного в плане выступа изверженных пород, выдвинутого на юг от основной полосы эффузивных пород Выгорлат-Гутинской гряды.

Мукачевско-Свалявская зона. В районе Мукачево — Свалява наблюдается уменьшение силы тяжести в юго-восточном направлении на 4—5 мгл. Следует однако отметить, что изменение силы тяжести не имеет линейного характера, в связи с чем трудно судить о характере этой зоны нарушения. Здесь наблюдается множество локальных магнитных аномалий, свидетельствующих о наличии локализованных участков различных магматических пород, а следовательно, и о существовании разломов, по которым происходило извержение магмы.

Береговско-Гутская зона относится к кососекущим нарушениям и имеет меридиональное простирание. Начавшись западнее Мукачева, зона протягивается через селение Гать и далее вдоль западного склона Большой Береговской горы. Ее мы намечаем по наличию цепочки локальных магнитных аномалий, как положительных, так и отрицательных. Во многих случаях встречаются здесь и сопряженные попарно отрицательные с положительными аномалии. По площади эти аномалии невелики, до нескольких квадратных километров каждая. Магнитные аномалии, как правило, сопровождаются столь же локальными аномалиями гравитационного поля. Все это с несомненностью свидетельствует о том, что аномалии связаны с магматическими породами, проникшими по ослабленным участкам разлома, который мы и намечаем по цепи аномалий. Укажем, что на одной из этих магнитных аномалий, расположенной в районе Чикушгоронды и сопровождающейся аномалией гравитационного поля (юго-восточнее селения Гать), была пробурена скважина, вскрывшая на глубине 64 м изверженные породы. В районе Берегова магнитные аномалии Береговско-Гатской зоны также связаны с магматическими породами. Все это убедительно доказывает существование разлома, намеченного по геофизическим данным.

Мукачевский разлом. Это нарушение мы выделяем, как и предыдущее, главным образом по цепи небольших по площади аномалий геомагнитного поля. Оно расположено восточнее Мукачево и простирается в меридиональном направлении. Почти на всем протяжении разлом проходит вдоль молодых изверженных пород, выделяющихся на общем фоне Выгорлат-Гутинского хребта. По геологическим данным известно, что непосредственно к северу от р. Латорицы на геологической схеме выделена пороса гиперстеновых андезитов. Эти породы залегают преимущественно в виде характерных вулканических куполов, которые вытягиваются в меридиональном направлении от внутреннего края гряды вплоть до главного вулканического хребта. Несомненно, что экструзия этих куполов связана с каким-то меридиональным разломом, расположенным косо по отношению к разломам северо-западного простирания, контролирующим общее строение вулканической гряды.

Такое соответствие геологических и геофизических данных не только подтверждает существование намеченного по магнитным аномалиям Мукачевского разлома, а и свидетельствует о правильности геологической интерпретации геофизических данных в отношении других зон нарушений.

Великодобронъский разлом. Его мы намечаем, как и многие другие разломы этой области, по характеру геомагнитного поля, т. е. по ряду локальных магнитных аномалий, как положительных, так и отрицательных. Аномалии магнитного поля группируются вдоль северного

борта довольно обширного локального максимума силы тяжести, известного под названием Великолучского максимума. Западное продолжение разлома может быть намечено через центр Чопского гравитационного максимума, сопровождаемого локальной магнитной аномалией. Далее разлом уходит на территорию Чехословакии, где имеется максимум силы тяжести и где на поверхности развиты изверженные породы. В Закарпатье всюду с известными телами изверженных пород, размещенными среди осадочных толщ, связаны группы локальных магнитных и гравитационных аномалий. Поэтому мы можем совершенно уверенно говорить о существовании изверженных пород в местах аномалий. Линейное размещение локальных аномалий, несомненно, свидетельствует о наличии разлома в докембрийском фундаменте, в более ослабленных зонах которого и происходило внедрение и изменение магмы.

Великодобронъский разлом, как сказано выше, намечается по группе локальных магнитных аномалий, приуроченных к северному борту Великолучского максимума силы тяжести. На южном борту этого максимума также обнаружены локальные магнитные аномалии, которые, несомненно, связаны с изверженными породами и которые, по-видимому, трассируют еще один разлом фундамента. Этот разлом носит локальный характер и, вероятно, является нарушением, относящимся только к Великолучскому поднятию.

Мы предполагаем, что наиболее вероятным будет следующее строение Великолучского участка. Великолучский максимум силы тяжести отображает влияние горстообразного поднятия докембрийского фундамента и осадочной толщи. Гравитационный эффект вызван здесь поднятием более плотных пород палеогена или низов миоцена. С разломами, обрамляющими это поднятие, связано внедрение магматических пород в верхние слои миоценовых образований, залегающих иногда на небольших глубинах, определяемых несколькими десятками или немногими сотнями метров.

Мы рассмотрели только наиболее крупные, четко выраженные зоны или системы нарушений. Кроме них, в ряде мест наблюдаются менее значительные продольные, поперечные и кососекущие усложнения гравитационного и геомагнитного полей, свидетельствующие о существовании менее значительных нарушений. Нами было показано, что аномалии гравитационного и геомагнитного полей, а также данные электроразведки и сейсморазведки четко фиксируют крупные тектонические нарушения типа сбросов, их ступенчатых систем, надвигов, антиклинальных поднятий, синклинальных прогибов и т. п. Мы видели, что зоны крупных разломов карпатского простирания фиксируются особенно четко в форме полос сближенных изоаномал, т. е. в виде резкого изменения силы тяжести на сравнительно коротком расстоянии, а также цепочек локальных аномалий геомагнитного поля. Они фиксируются и зонами резкого изменения удельного электрического сопротивления, и зонами нарушения непрерывности сейсмических отражающих горизонтов, или зонами потери отражений и корреляции отражающих площадок.

Если продольные разломы сопоставить с поперечными и кососекущими нарушениями фундамента, то мы увидим картину сложного блокового строения докембрийского и палеозойско-мезозойского фундамента изучаемой территории. Общая схема размещения крупных разрывов и перемещения по ним блоков фундамента, как она рисуется по данным геофизических исследований, показана на рис. 32. На схеме даны только наиболее крупные, наиболее четко выраженные по геофизическим данным, разломы. На ней не показаны многочисленные сбросы сравнительно небольшой амплитуды, выявленные детальными сейсмическими исследованиями во Внешней зоне Предкарпатского прогиба и на платформе. Плюсами и минусами показаны соответственно относительно поднятые или опущенные участки фундамента.

Дублирование плюсов и минусов применено для обозначения более крупных нарушений с большей амплитудой перемещения блоков. Следует иметь в виду, что линии на схеме — это лишь условные обозначения нарушений, каждая из которых указывает только местоположение середины зоны нарушения.

Продольные разломы северо-восточной половины рассматриваемой территории несомненно служили зонами, по которым отдельные блоки фундамента платформы, имеющие в плане форму протяженных полос, опускались в сторону осевой части Карпатской геосинклинали и образовали ступенчатую структуру фундамента северо-восточного крыла геосинклинальной области, захватывающего значительный участок Русской платформы. Некоторые из этих разломов фундамента, возможно, совсем не сопровождались относительными перемещениями блоков или же сопровождались смещениями малой амплитуды. К таким разломам следует отнести Перемышлянско-Монастырискийи Жидачевско-Черновицкий. Другие разломы сопровождаются значительным относительным перемещением блоков с амплитудой от нескольких сотен метров до $1 \div 2$ км. К таким относятся Яворовско-Калушский разлом, проходящий приблизительно через Яворов южнее Николаева на Калуш и являющийся контактом Русской платформы с Внешней зоной Предкарпатского прогиба. Далее к юго-западу находится зона крупнейших разломов, по которой контактирует Внешняя зона прогиба с Внутренней. В отличие от всех предыдущих разломов, где нет никаких признаков надвиговых явлений, последний сопровождается надвиганием более древних толщ на более молодые с большой амплитудой горизонтального перемещения, измеряемой (по геофизическим данным), например, на Стрыйском профиле шестнадцатью километрами.

Во флишевой области Карпат по геологическим данным установлены многочисленные продольные, а также поперечные разломы, однако крайне малое количество материалов геофизических исследований в этой тектонической зоне не позволяет их фиксировать.

В Закарпатье геофизическими методами четко выделяется региональный разлом на границе флишевой области Карпат с Закарпатским прогибом, а также еще два довольно четко выраженных, по-видимому, крупных разлома в районе Шаланки — Хуста и южнее Косино-Запсонских холмов и Береговского массива.

Мы указывали, что системы продольных и поперечных разломов создают сложную картину блокового строения фундамента рассматриваемой территории. Сопоставление ее с данными геолого-тектонической карты позволяет прийти к выводу, что в ряде мест по поперечным разрывам, вероятно, происходили наряду с вертикальными также и горизонтальные перемещения блоков сложно дислоцированных толщ флиша Карпат и молассовых образований Предкарпатского прогиба. В частности, следует считать бесспорным, что значительной амплитуды горизонтальные перемещения в северо-восточном направлении происходили вдоль Дубовско-Грушевского и Кобылецкополянского разломов в Закарпатье и по их продолжению — Отынско-Ковалевской группе нарушений в Предкарпатье.

В этой, юго-восточной, части территории Советских Карпат известно значительно более далекое надвигание на северо-восток всех тектонических элементов, особенно зоны Магуры, которая от Ворохты и далее к юго-востоку полностью перекрывает зону Кросно, возможно, захватывая часть Скибовой зоны.

Гравиметрические данные позволяют предполагать, что зона Магуры перекрывает в районе Жабье — гора Лосова даже часть Внутренней зоны Предкарпатского прогиба.

Таким образом, полоса поперечных разломов участка Грушево — Кобылецкая Поляна в Закарпатье, района Делятина и участка Ковалевки —

Отыни — Бучача в Предкарпатье явилась, вероятно, своеобразной границей, к юго-востоку от которой происходило наиболее интенсивное надвигание толщ в северо-восточном направлении. В связи с этим к юго-востоку от указанной полосы резко возрастает амплитуда горизонтального перемещения всех тектонических элементов, в том числе Скибовой зоны и области Покутских Карпат. Общая амплитуда перемещения этих элементов достигает здесь, как указывалось ранее, по-видимому, нескольких десятков километров (до 40 км), тогда как к северо-западу от нее амплитуда перемещения, вероятно, не превышает 20 км.

Совместное рассмотрение картины размещения продольных и поперечных разломов приводит к мысли, что места пересечения разломов, являясь наиболее ослабленными зонами, служили путями проникновения магматических расплавов. Мы полагаем, что возникновение очагов расплавления также является следствием образования зон пониженного давления в местах пересечения разломов и, как результат этого,— уменьшение теплоемкости, повышение температуры, расплавление пород и последующее внедрение лавы в вышележащие слои. Возможность расплавления становится еще более вероятной в связи с тем, что в зонах понижения давления снижается температура плавления пород.

Размещение аномалий геомагнитного поля на юго-западной окраине Русской платформы не сплошными полосами, а только в определенных пунктах, группирующихся вдоль линейных направлений, свидетельствует именно о наличии интрузивных и эффузивных тел только в местах пересечения продольных разломов с поперечными. Отсюда напрашивается вывод, что разломы этой части рассматриваемой территории возникали в условиях общего сжатия фундамента, вследствие чего здесь вообще не было условий для возникновения расплавов, и только наличие в том или ином месте поперечного нарушения приводило к резкому ослаблению давления и к расплавлению некоторого объема подкорового субстрата или же вещества нижних слоев земной коры.

Резюмируя все сказанное о существовании системы продольных и поперечных нарушений фундамента, можно сделать следующие выводы.

1. Фундамент в районе Советских Карпат и прилегающих территорий разбит системой продольных нарушений или разломов в общем карпатского простирания, раскинувшихся на многие сотни километров и имеющих региональный характер. Амплитуда относительного перемещения блоков фундамента по этим разломам изменяется в очень широких пределах — от десятков до многих сотен метров и даже до 1—2 км. По некоторым из этих разломов наблюдаются надвиговые явления иногда значительной амплитуды, достигающей нескольких десятков километров.

2. Фундамент указанной территории разбит также системой нарушений, поперечных к общему простиранию Карпат или кососекущих. В складчатой области Карпат и в Закарпатье по этим нарушениям происходили относительные перемещения блоков не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Особенно значительное движение в северо-восточном направлении наблюдается в юго-восточной части Советских Карпат, где перемещение юго-восточного блока по отношению к северо-западному вдоль полосы разломов Грушево — Ковалевка, по-видимому, достигает 20 км, а возможно и более. Большая амплитуда надвига привела к сложной картине многоэтажного строения в юго-восточной части рассматриваемой территории.

3. Образование расколов фундамента в северо-восточной части Карпат, Предкарпатском прогибе и краевой части Русской платформы происходило в условиях сжатия. Поэтому достаточно ослабленные зоны возникали только

в местах пересечения продольных разломов фундамента с поперечными. Эти зоны и послужили областями возникновения расплавов и внедрения магматических пород в верхние части кристаллического фундамента и в толщу осадочных пород.

4. Иную картину мы наблюдаем в Закарпатье. Здесь, вероятно, зона разломов, по которой контактирует флишевая область Карпат с Закарпатским прогибом, образовалась в условиях растяжения или, во всяком случае, при отсутствии значительного сжатия или сдавливания. Этим мы склонны объяснить наличие протяженной сплошной гряды изверженных пород миоценового возраста, ибо при отсутствии сжатия возникали благоприятные условия для расплавления и внедрения магмы вдоль всей зоны разломов, следствием чего и явилось образование сплошной гряды изверженных пород.

5. Существование намеченных по данным геофизических исследований разломов фундамента (как продольных, так и поперечных), подтверждается в ряде мест геологическими данными (контакт Внутренней зоны Предкарпатского прогиба с его Внешней зоной, Внешней зоны с платформой и др.).

Это обстоятельство служит достаточно веским обоснованием того, что и другие, намеченные по данным геофизики разломы также существуют и, несомненно, будут подтверждены дальнейшими исследованиями.

Схема глубинной тектоники

Построение схемы тектоники всегда является важным моментом в изучении того или иного региона. Такая схема, представляющая собой синтез сведений об элементах геологического строения региона, помогая разобраться в сложной картине его структуры, особенно глубинной, вместе с тем служит отправным материалом для обоснования прогноза поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Поэтому мы придаем большое значение предлагаемой схеме глубинной тектоники советской части Карпатского региона, составленной по данным геофизических исследований и намечающей систему определенных закономерностей в размещении структурных форм во всех тектонических зонах Карпатского региона, а также в определении самих этих зон и границ между ними.

На схеме, представленной на рис. 32, показаны главным образом те элементы тектоники, наличие которых оказалось возможным обосновать по материалам геофизических исследований. При рассмотрении схемы следует, однако, иметь в виду, что не все они одинаково обоснованы: одни из них (такие, например, как зона крупного нарушения на контакте платформы с Предкарпатским прогибом или поднятия Слободки Лесной и Коломыи и т. д.) установлены по данным двух, а иногда даже трех методов; другие элементы (например, зоны поднятий в Складчатых Карпатах и в других местах), а также многие зоны нарушений, намечены по данным только гравиметрических работ, а некоторые из них даже по слабо выраженным аномалиям. Это обстоятельство отмечалось нами при детальном рассмотрении строения каждой тектонической зоны, поэтому здесь этих вопросов мы будем касаться только попутно.

На карту нанесены следующие элементы тектоники: 1) относительные поднятия и прогибы фундамента; 2) локальные поднятия, установленные главным образом сейсмическими работами; 3) зоны дизъюнктивных (возможно, крутых пликативных) дислокаций. Там, где было возможно, относительное перемещение блоков показано плюсом и минусом, дублирование знаков применено для нарушений с большей амплитудой. Кроме того, на карте показана область неглубокого залегания палеозойских отложений юго-восточ-

ного продолжения Келецко-Сандомирских складчатых сооружений. Для ориентировки показаны также некоторые геологические данные: границы тектонических зон, флексуры и центры вулканических излияний.

Элементы глубинной тектоники, выявленные геофизическими исследованиями и во многом уже подтвержденные глубоким бурением, представляются в следующем виде.

Общее тектоническое подразделение

Область Русской платформы (рис. 32) отделяется от соседней тектонической единицы — Внешней зоны Предкарпатского прогиба — зоной нарушения, представляющей собой ступенчатую систему сбросов большой суммарной амплитуды. Это нарушение проходит юго-западнее границы платформы, намечаемой по геологическим данным. В юго-восточной части зоны сочленения платформы с прогибом нами выделена Коломыйская зона, которую мы больше склонны отнести к Внешней зоне прогиба, но поскольку она имеет много общего и с платформой, будем рассматривать ее как область, переходную от платформы к прогибу.

Далее к юго-западу выделяется Внешняя зона Предкарпатского прогиба. Ее юго-западная граница, т. е. контакт с Внутренней зоной прогиба, как и с платформой, определяется совершенно уверенно. На карту нанесено положение этого контакта на глубинах более 3 км. Таким образом, полоса между этим контактом и линией выхода на дневную поверхность надвига стебникских отложений на отложения верхнего тортона и является полосой перекрытия Внешней зоны прогиба его Внутренней зоной. На участке Калуш — Богородчаны на поверхности Внешняя зона прогиба оказывается почти полностью перекрытой надвинутой толщей Внутренней зоны.

К юго-западу от контакта Дрогобыч — Дзвиняч — Делятин расположена глубинная часть Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Ее северо-восточная граница определяется совершенно уверенно по указанному нарушению. Юго-западная граница может быть намечена лишь условно. Поэтому ее положение строго не фиксируется. Зато ось прогиба намечена по гравитационным данным совершенно уверенно.

Сопоставляя эти построения с данными геологии, мы видим, что Внутренняя зона прогиба оказывается перекрытой надвинутыми массами Скибовой зоны Карпат. Причем, на участке от Добромиля почти до Небылова она перекрыта, примерно, наполовину ее ширины, что составляет 10—12 км. К юго-востоку от района Небылова амплитуда надвига увеличивается и уже в районе Надворной и Делятина глубинная часть Внутренней зоны оказывается перекрытой полностью. Далее на юго-восток амплитуда надвига возрастает еще более и Скибовая зона перекрывает значительную часть Внешней зоны прогиба. Здесь в районе Кут и дальше на юго-восток амплитуда надвига, возможно, достигает 40 км.

Складчатая область Карпат по данным геофизических исследований не может быть подразделена на составные части, из-за недостаточного количества геофизических материалов. Ее мы выделяем как целое, ограничивая с северо-востока условным контактом с Внутренней зоной прогиба, а на юго-западе — четкой границей перехода к Закарпатскому прогибу, намечаемой по резкому срезанию линейного гравитационного поля Складчатых Карпат и переходу его к полю сложному, линейно-мозаичному.

Этой линией, представляющей собою крупное тектоническое нарушение, ограничивается с северо-востока Закарпатский краевой прогиб. Юго-западная граница его, т. е. контакт с Венгерской низменностью, геофизическими

данными не фиксируется. Поднятия и разрывы, проходящие по линии Чоп — Берегово — Виноградов — Вышково едва ли можно рассматривать как зону перехода от прогиба к Венгерской впадине, так как подобные структурные элементы встречаются и далее к юго-западу.

Кроме перечисленных тектонических зон, непосредственно относящихся к Карпатскому региону, по геофизическим, главным образом гравиметрическим, данным можно выделить (причем совершенно уверенно) область неглубокого залегания палеозойских Келецко-Сандомирских складчатых сооружений (герницид), перекрытых сравнительно маломощным чехлом меловых пород. Эта область расположена в северо-западной части района и является непосредственным продолжением на юго-восток Келецко-Сандомирских складок. Несколько южнее линии Любашев — Ярослав намечается довольно крутое погружение этих сооружений в юго-восточном направлении под миоценовые отложения Предкарпатского прогиба и под карпатский флиш.

В таком виде, на основании геофизических данных, представляется картина тектонического деления нашего региона. Добавим еще некоторые соображения о структуре докембрийского фундамента территории. Результаты магнитометрических работ позволяют сделать предположение, что докембрийский фундамент исследуемой территории по характеру его внутренней структуры разделяется, по крайней мере, на две различные зоны. Одна из них охватывает юго-западную часть Русской платформы и ограничена с юго-запада и запада Предкарпатским и Предкелецко-Сандомирским передовыми прогибами. Она характеризуется сложной внутренней структурой докембрийского фундамента с многочисленными интрузивными и эффузивными телами кислых, основных и ультраосновных пород с повышенной магнитностью. За счет влияния этих пород геомагнитное поле имеет сложный мозаичный характер с множеством крупных (по площади) и интенсивных аномалий.

Остальная часть территории, за исключением Закарпатья, представлена безаномальным геомагнитным полем, что, вероятно, свидетельствует о более однородном составе докембрийского фундамента, об отсутствии в нем крупных тел сильно магнитных основных и ультраосновных пород.

Закарпатье представляет собой зону, обособленную в отношении геомагнитного поля. Здесь аномалии, подобные аномалиям платформенной зоны, отсутствуют. Это позволяет отнести Закарпатье ко всей остальной безаномальной области, т. е. предположить более однородный состав докембрийского фундамента. Но Закарпатская часть территории изобилует множеством небольших по площади и довольно интенсивных аномалий магнитного поля, связанных с многочисленными сравнительно небольшими телами разнообразных интрузий и эффузий. Четкая картина деления территории по характеру геомагнитного поля, а следовательно, по структуре докембрийского фундамента и характеру залегания экструзивных пород, видна на профиле Мукачево — Стрый — Перемышляны (рис. 22). Здесь мы наблюдаем поле крупных по площади и интенсивных аномалий с повышенным средним уровнем вертикальной составляющей на платформе, безаномальное поле при пониженном общем уровне в Предкарпатском прогибе и складчатой зоне Карпат, и, наконец, поле с мелкими и резкими аномалиями, отражающими поверхностное и неглубокое залегание малых интрузивных и эффузивных тел в закарпатской части территории.

О деталях строения региона

Общей характерной чертой всей изучаемой территории является наличие протяженных поднятий и прогибов кристаллического фундамента и осадочной толщи, проявляющихся в виде относительных максимумов и минимумов

силы тяжести. Как было показано в предыдущих главах, многие из этих элементов в той или иной мере подтверждены данными исследований другими геофизическими методами и последующими буровыми работами. Это обстоятельство повышает степень уверенности в существовании если не всех, то большинства намеченных таким образом поднятий. Столь же общим, как показано выше, является существование многочисленных разрывных дислокаций, рассекающих и докембрийский фундамент, и осадочную толщу региона в продольном, поперечном и диагональном к карпатской складчатости направлениях и придающих всему региону характер блокового строения. Правда, мы не смогли показать нарушений в складчатой области Карпат, что обусловлено ограниченностью там материалов геофизических наблюдений, но существующие геологические данные несомненно указывают на наличие продольных и поперечных, а также диагональных разрывов и в этой части региона.

Основные элементы деталей строения территории представляются в следующем виде.

В краевой зоне Русской платформы наиболее распространенными структурными формами являются пологие поднятия в палеозойских и юрских отложениях, располагающиеся в основном вдоль юго-западных краевых частей блоков, отделяемых продольными разрывами. Одно из таких валообразных поднятий тянется параллельно контакту платформы с Внешней зоной Предкарпатского прогиба в непосредственной близости к нему. Оно представляется в виде пологой антиклинальной складки с ундулирующей осью, благодаря чему возникают узкие, сильно вытянутые брахиантиклинальные поднятия. О таком строении свидетельствуют сейсмические данные, указывающие на существование Отынского структурного выступа (к югу от г. Станислава, ныне Ивано-Франковска), Жидачевского поднятия (к юго-востоку от этого пункта), а также Городокского и Поддубенского поднятий, расположенных в районе Городка (рис. 32) и фиксируемых по отражающим горизонтам в юрских и палеозойских отложениях. Эта полоса поднятий к юго-востоку от Отыни, продолжая свое прежнее направление, протягивается вдоль юго-западного края Коломыйской зоны, являющейся промежуточной между платформой и прогибом. Здесь поднятие подтверждено структурами Слободки Лесной и Коломыи, а также Джуровской. Другая протяженная антиклинальная полоса подтверждается выявленным сейсмическими работами Львовским поднятием, отмеченным по отражающим горизонтам в юре и палеозое.

Все эти поднятия, если учесть наличие признаков нефтеносности в палеозойских отложениях на платформе, при наличии пород-коллекторов, можно рассматривать как перспективные в отношении поисков нефтеносных структур.

Во Внешней зоне Предкарпатского прогиба геофизические данные указывают на существование антиклиналеподобных поднятий палеозойского фундамента, или, вернее, антиклинориальных уплотненных зон в палеозойских отложениях, фиксируемых в виде относительных максимумов силы тяжести. Сейсмическими работами вдоль северо-восточной части Внешней зоны прогиба выявлен ряд поднятий по гипсоангидритовому горизонту, являющемуся опорным отражающим горизонтом, а в некоторых местах — по меловым или юрским отложениям. Эти поднятия перспективны в смысле газоносности и с многими из них уже сейчас связаны крупнейшие месторождения горючего газа (Бильче-Волица, Угерско и др.). Отметим, что в этой зоне многие поднятия были предварительно выявлены электроразведочными работами методом вертикальных электро-

зондирований. Однако, благодаря некоторому непостоянству электрических параметров разреза и сложности геоэлектрических условий в зоне надвига стебника на тортон Внешней зоны, поднятия опорного электрического горизонта были смещены относительно истинного положения структур, установленного по сейсмическим данным и бурению. Смещение наблюдается в разных направлениях на расстояние в 3—4 км, а иногда и более. Некоторые из поднятий, установленных электроразведкой совсем не подтвердились.

Во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба гравиметрические данные свидетельствуют о наличии глубокого прогиба более плотных палеозойско-мезозойских пород, выполненного толщей сравнительно легких воротыщенских отложений. Сейсмическими работами удалось наметить существование нескольких антиклинальных и синклинальных глубинных складок северо-западного простирания. Сюда относятся антиклинали Дерижицкая, Болехово-Долинская, Струтынская, Тростянецкая и некоторые другие. Сейсмическими работами установлено существование северо-восточного крыла Долинской глубинной складки, что уже подтверждено бурением. Следует отметить, что этим устранено существовавшее до сих пор ошибочное представление о подвернутом северо-восточном крыле этой складки.

Детальными гравиметрическими исследованиями во внутренней зоне прогиба (в районе Дзвиняча) с исключительной четкостью прослеживается Дзвинячская антиклинальная складка. Это указывает на эффективность детальных вариометрических исследований в этой зоне.

В складчатой области Карпат нам удалось наметить несколько антиклинориальных, приподнятых полос палеозойского фундамента. Одна из них тянется под Скибовой зоной Карпат, две другие — в зонах Кросно и Магуры и последняя — вдоль Мармарошской и Утесовой зон. В отношении Скибовой зон Карпат, зон Кросно и Магуры за недостатком геофизических данных нельзя высказать каких-либо соображений о деталях их строения. Что касается зон Мармарошской и Утесовой, то здесь, как было показано ранее, путем снятия регионального фона силы тяжести можно приблизительно определить соотношение глубин залегания сводов поднятий палеозойско-мезозойских отложений, которые с дневной поверхности в районе Требушан резко погружаются по поперечной зоне нарушений на глубины порядка 1,5 км на участке Новоселица — Долгое — Перечин.

В Закарпатском прогибе, кроме ряда нарушений различных направлений, о которых речь шла выше, геофизическими работами зафиксировано несколько протяженных полос и обособленных поднятий. Основными из них являются Чоп-Вышковская полоса, на которой обособляются поднятия брахиантиклинального, возможно, горстообразного вида: Чопское, Косино-Запсонское, Береговское и Вышковское. Факт существования этих поднятий, за исключением Чопского, подтверждается геологическими данными. Опираясь на результаты гравитационных и геомагнитных исследований и пользуясь аналогиями, мы делаем вывод, что наличие Чопского поднятия также не подлежит сомнению. Об этом свидетельствует и максимум силы тяжести, и наличие на его вершине аномалий геомагнитного поля, и местоположение максимума на северо-западном продолжении Чоп-Вышковской зоны. Также не вызывает сомнения существование Ужгородского, Великодобронского и других поднятий мезозойского (и палеогенового) фундамента Закарпатского прогиба. В частности, наличие Великодобронской полосы поднятий, намеченной по результатам гравитационных исследований, подтверждается данными электрозондирований, которые фиксируют поднятия опорного горизонта высокого сопротивления в районе

Великой Доброни и Великих Лучек (между Чопом и Мукачево). Его существование тем более вероятно, что на западном конце этой полосы, на территории Чехословакии, известны выходы на дневную поверхность мезозойских и даже палеозойских пород. В районе Нового Села сейсмическими работами выявлено поднятие условного сейсмического горизонта, залегающего на глубинах более 1 км.

Все эти поднятия безусловно представляются перспективными в отношении поисков месторождений полезных ископаемых. Одни из них, именно те, которые нарушены многочисленными сбросами и осложнены телами интрузивных и эффузивных пород, вероятно перспективны в отношении месторождений цветных и редких металлов (такие месторождения уже установлены в Береговском и Вышковском массивах). Другие поднятия, с которыми не связаны изверженные породы, могут оказаться перспективными в смысле нефтегазоносности. И это тем более вероятно, что в Советском Закарпатье и на смежных с ним территориях Румынии и Чехословакии известны многочисленные нефте- и газопроявления, а в некоторых местах даже нефтяные месторождения (бассейн р. Изы и др.).

Но в отношении нефтегазоносности представляют интерес не только те поднятия, которые отражены геофизическими данными в виде максимумов силы тяжести. Не менее, а возможно, более перспективными могут оказаться в этом смысле складки, приуроченные иногда к осевым зонам глубинных прогибов, осложненные соляными куполами и штоками и отражающиеся в связи с этим в форме относительных минимумов силы тяжести. Такие зоны намечены на схеме тектоники в районе Солотвины, на участках Теребля — Хуст, Теребля — Билки и некоторых других. В ряде мест Солотвинской и Чопской впадин по слабо выраженным минимумам силы тяжести можно предполагать наличие пологих куполовидных поднятий, связанных с линзообразным залеганием соли, однако их мы не показали на нашей тектонической схеме, так как однозначно истолковывать эти минимумы как отражение подобного рода структур пока нет еще достаточных оснований.

О строении погребенной части Келецко-Сандомирских палеозойских сооружений, намеченной в северо-западной части района можно сказать только то, что она состоит из двух антиклинориальных зон, разделенных синклинальным прогибом. Намечаемые антиклинориальные зоны хорошо увязываются с известными антиклинориями открытой части Келецко-Сандомирского сооружения: с собственно Келецко-Сандомирским кряжем (юго-западная часть) и со Средневисленским гребнем Н. С. Шатского (северо-восточная часть).

В юго-восточном направлении указанные антиклинориальные зоны продолжаются, как было показано в предыдущих главах, через весь район работ, отражаясь в виде полос относительных максимумов силы тяжести. Северо-восточная полоса, увязывающаяся со Средневисленским гребнем, проходит через Стрый, Грабовку и заканчивается западнее Ковалевки. Дальнейшее юго-восточное ее простирание проследить крайне трудно в связи с усложнением гравитационного поля, а также из-за недостатка количества наблюдений. Юго-западная полоса, связанная на северо-западе с собственно Келецко-Сандомирским кряжем, продолжается на юго-восток в виде максимума, проходящего через Перемышль, Борислав, в район Сколе, на Зеленую, между Ворохтой и Ясиней. В своей работе В. В. Глушко и Я. М. Сандлер, подводя итоги бурения опорных скважин, высказывают мысль, что полоса относительного максимума силы тяжести, проходящая вдоль Внешней зоны Предкарпатского прогиба (через Стрый), отражает влияние гряды каледонских складчатых сооружений, увязанных со Средневисленским гребнем, а зона

относительного максимума, берущая начало от Келецко-Сандомирского кряжа и проходящая через Перемышль, Борислав, под Скибовой зоной Карпат и на юге под зоной Кросно и Магуры, является отражением влияния герцинских сооружений, связывающих Келецко-Сандомирский кряж и Добруджу. Разделяющий эти максимумы минимум они связывают с Предкелецко-Сандомирским юрским прогибом. Такую трактовку аномалий можно принять, хотя для ее обоснования (мы имеем в виду разделение полос, представленных относительными максимумами силы тяжести на каледониды и герциниды) пока еще мало данных. При этом следует еще иметь в виду, что Рава-Русская опорная скважина находится вне полосы максимума силы тяжести, соединяющей относительно положительные аномалии района Стрыя с максимумом района Билгорай — Пулавы (Средневисленский гребень).

Заканчивая на этом описание схемы глубинной тектоники, укажем, что геофизические данные в разных частях Карпатского региона отражают структурные элементы в толще докембрийских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород, возникшие в результате тектонических движений в течение многих геологических периодов. При различных направлениях простираний разновозрастных сооружений наблюдается пересечение аномалий физических полей. Такое пересечение наиболее ярко проявляется в северо-западной части Предкарпатского прогиба, где сквозь аномалии гравитационного поля, отражающие структуру Карпат и их передового прогиба как бы «просвечивают» аномалии силы тяжести, обусловленные аномальными массами складчатых сооружений герцинского и каледонского орогенеза, вероятно, связывающих сооружения Добруджи и Келецко-Сандомирского кряжа.

После того, как было закончено составление настоящей работы, в Западноукраинской геофизической конторе (Г. М. Курсон) были обработаны и интерпретированы материалы электроразведочных работ методом ВЭЗ, проведенных в 1954 г. в Закарпатье на территории Чопской впадины. Работы производились с помощью электроразведочной станции, причем максимальные разносы AB достигали 30 и даже 40 км.

В результате этих работ выявлен ряд поднятий опорного электрического горизонта высокого сопротивления. Поднятия установлены в районах Ужгорода и Чопа, вдоль линии Косино — Берегово — Шаланк, в зоне Великая Добронь — Мукачево, близ Нового Села, и менее значительные поднятия в других местах. К юго-западу от линии Косино — Берегово намечается зона крупного разлома с большой амплитудой смещения кровли горизонта высокого сопротивления, возможно достигающей 2000 м.

Сеть зондирований была редкой, одно зондирование приходится в среднем на 25 км^2. Поэтому, естественно, что построенная по этим данным схема изогипс кровли горизонта высокого сопротивления дает представление лишь об основных, наиболее крупных элементах структуры Чопской впадины. Но, несмотря на то, что в настоящее время в связи с отсутствием глубоких скважин в Чопской депрессии нет возможности однозначно определить стратиграфическую принадлежность горизонта высокого сопротивления, тем не менее данные глубоких электрозондирований представляют собою определенную ценность.

Интересно отметить, что данные электрозондирований 1954 г. полностью подтверждают все элементы тектоники, намеченные нами в основном по данным гравиметрических и магнитометрических исследований. Такими элементами являются Ужгородское поднятие, поднятия в районе Чопа, на участке Великая Добронь — Мукачево, полоса поднятий Косино — Берегово — Шаланк и т. д. Намеченному по резкому убыванию силы тяжести погружению пород фундамента (мезозой, палеоген) юго-западнее линии Коси-

но — Берегово соответствует резкое погружение в том же направлении кровли опорного горизонта высокого сопротивления. Заслуживает внимания также и то обстоятельство, что амплитуды поднятий горизонта высокого сопротивления имеют тот же порядок, что и амплитуды поднятий, рассчитанные по изменению силы тяжести.

Хорошее совпадение результатов интерпретации ВЭЗ 1954 г. с нашими данными увеличивает степень соответствия действительной картине строения глубинной зоны Чопской впадины как тех, так и других построений. Намеченные по геофизическим данным поднятия, учитывая нефте- и газопроявления в районе Залужа и Макарьева, представляются перспективными в отношении поисков нефти и горючих газов. Эти поднятия должны быть подвергнуты детальным геофизическим исследованиям методами электроразведки и сейсморазведки с целью подготовки их к глубокому разведочному бурению.

В только что вышедшей в свет статье С. В. Евсеева [13], где освещается состояние изученности сейсмичности западной части Украинской ССР, затронут очень важный и актуальный вопрос о сейсмотектонике Карпатского региона. С. В. Евсеев делает попытку обнаружить связь некоторых систем эпицентров землетрясений с тектоническими линиями. В частности, им намечается приуроченность эпицентров с линией Тейссейра Бердо — Нароль, с зоной надвига Скибовых Карпат на миоценовые отложения Предкарпатского прогиба, с вулканическим Выгорлат-Гутинским поясом. Связь очагов землетрясений с тектоническими явлениями в настоящее время установлена вполне достоверно и не может вызывать сомнений. Намечаемая С. В. Евсеевым связь эпицентров с определенными тектоническими линиями также не вызывает сомнений. О. С. Вялов [10], рассматривая карту С. В. Евсеева, высказал мысль о связи закарпатских землетрясений с крупными разломами неогенового времени, находящимися в зоне Выгорлат-Гутинского вулканического пояса. С тектоническими линиями он связывает и другие центры землетрясений.

Таким образом, Карпаты и, в частности, их зона, входящая в состав Советского Союза, является сейсмически активной областью. Поэтому изучение сейсмичности представляется в высшей степени существенным моментом, имеющим огромное значение в проблеме познания тектоники Карпатского региона вообще и новейших движений в частности. К сожалению, из большого числа землетрясений, происходящих на территории советской части Карпатского региона, зарегистрированы и показаны на карте только единичные эпицентры, по которым невозможны сколько-нибудь обоснованные тектонические построения или суждения. Следует еще иметь в виду, что и эти эпицентры определены с большой погрешностью, измеряемой десятками километров, и мы полностью разделяем мнение С. В. Евсеева, что существующая сеть сейсмостанций и их оснащение далеко недостаточны. Более того, нам кажется, что для решения задач сейсмотектоники совершенно необходима организация такой сети сейсмостанций, рассчитанных на регистрацию близких слабых землетрясений, которая обеспечивала бы уверенную запись каждого такого землетрясения не менее чем четырьмя-пятью станциями и позволила бы определить положение очага и эпицентра с необходимой точностью. Только при таких условиях может быть изучена современная тектоническая жизнь этого интересного региона, что в немалой степени содействовало бы более глубокому и всестороннему изучению его структурных особенностей и содействовало бы выявлению новых месторождений полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреев Б. А.* Об условиях применимости формул двухмерной задачи при интерпретации магнитных и гравитационных аномалий.— Тр. ВНИИ разведоч. геофизики, 1950, вып. 3.
2. *Архангельский А. Д.* Геологические результаты общих магнитометрических и гравиметрических работ в СССР.— Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. М., 1939, т. 1.
3. *Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федынский В. В., Люстих Е. Н.* Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 4.
4. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники.— М. : Гостехиздат, 1954.
5. *Белоусов В. В.* Гравитация и тектогенез.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1941, № 2.
6. *Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Г.* Справочник для геологов по физическим константам.— М. : Изд-во иностр. лит., 1949.
7. *Богданов А. А.* Новые данные о геологическом строении Предкарпатья, Карпат и Закарпатья.— Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, 1950, 25.
8. *Богданов А. А.* Основные черты тектоники Восточных Карпат.— Сов. геол., 1949, № 40.
9. *Быховер Н. А., Вологдин А. Г., Матвеев А. К.* Геология и полезные ископаемые западных областей УССР.— М. : Л., 1941.
10. *Вялов О. С.* Общее структурное подразделение западных областей УССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
11. *Вялов О. С.* Проблема промышленной нефтеносности и газоносности западных областей УССР.— Киев : Изд-во АН УССР, 1954.— Т. 2. Ч. 1—2.
12. *Горшков Г. П.* Новейшие тектонические движения и геофизика. Землеведение, 1950, **10**, вып. 3.
13. *Евсеев С. В.* До питання про сейсмічність Української РСР.— Геол. журн. АН УРСР, 1954, **14**, вып. 14.
14. *Евсеев С. В.* Локальные аномалии силы тяжести и их применение в геологии.— В кн.: Геофизический сборник № 1. Тр. Ин-та геол. полезных ископаемых АН УССР. Киев, 1953.
15. *Кропоткин Н. Н.* Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952, № 1.
16. *Кудрин Л. Н., Калюжный В. А.* О габбровых породах Раховского массива.— Докл. АН СССР. Новая серия, 1954, 94, № 6.
17. *Лапкин И. Ю., Черпак С. И., Чирвинская М. В.* Тектоническая схема восточной части Украинской ССР.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, 1952, 27, вып. 2.
18. *Люстих Е. Н.* Гравиметрический метод изучения причин колебательных движений земной коры и некоторые результаты его применения.— Изв. АН УССР. Сер. геол. 1948, № 6
19. *Магницкий В. А.* О возможном характере деформаций в глубоких слоях земной коры и подкоровом слое.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Новая серия. Отд. геол. 1948, 23, вып. 2.
20. *Магницкий В. А.* Основы физики Земли.— М. : Госгеолиздат, 1953.
21. *Максимов А. А.* Основные черты строения районов Тиссы и Прута.— Тр. МГРИ, Моск. геол.-развед. ин-та, 1950, 25.
22. *Михайлов А. Е., Найдин Д. П.* Флексуры юго-западной окраины Русской платформы.— Тр. Моск. геол.-развед. ин-та. 1950, 25.
23. *Муратов М. В.* Геологическая структура и основные этапы развития Восточных Карпат.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геологии, 1947, № 2.
24. *Муратов М. В.* Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области Юга СССР.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946, № 1.
25. *Муратов М. В.*, Тектоника и основные этапы развития восточных Карпат.— Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Новая серия, 1/2. Отдел геол. 1947, 22, вып. 2.
26. *Суратов М. В.* Тектоника СССР. Т. 2. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран.— М. : Изд-во АН СССР, 1949.
27. *Плешаков И. Б.* Геологическое строение и нефтеносность Мармарошского бассейна миоценовых соленосных отложений Закарпатской обл. УССР.— В кн.: Науч. геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Киев : Изд-во АН УССР, 1949.
28. *Северенский Е. Ф., Кирнос Д. П.* Элементы сейсмологии и сейсмометрии.— М., Л., 1949.
29. *Славин В. И.* Геологическое строение Карпатского передового прогиба.— Материалы по геологии и гидрогеологии, 1947, № 4.
30. *Славин В. И.* К вопросу о стратиграфии и тектонике Карпатского передового прогиба.— Сов. геология, 1947, № 23.

31. *Субботин С. И.* Геологическая интерпретация данных геофизических исследований в западных областях УССР.— В кн.: Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам Укр. ССР, 1947 г. Киев, 1949.
32. *Тихонов А. Н., Буланже Ю. Д.* Об осреднении гравиметрических полей. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1945, 9, № 3.
33. *Ткачук Л. Г.* Петрография Раховского кристаллического массива.— Науч. зап. Львов. политехн. ин-та. Вып. 11. Сб. нефт. фак., 1949, № 3.
34. *Трусова Н. Ф.* Основные черты строения миоценовых вулканических образований Закарпатья.— Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, 1950, 25.
35. *Kuźniar Cz,* Comptes rendus des rechercher geojlogiques effectuee en 1935 dans les anvirons les Kalusz et de Stebnik.— Panstw. Inst. Geol. Pol. Nauk, 1936, N 45.
36. *Kuźniar Cz.* Sprawozdania z badan, wykonanych w r. 1934 w okolicy Kalusza.— Warszawa : Panstw. Inst. Geol., Posiedz. Nauk., 1935.
37. *Löczy L.* Magyar Birodalom es a szomszedos orszagok ta taros terüle teinek Fölatani terkape. Mertek I : 900 000.— Budapest, 1922.
38. *Löczy L.* Gisement Petrolifere productif dans la Region du Bord, nord — onest de la Grand Plaine Hongreise (Alfeld) et son.— In: Int. geol. II me congr. mondial du petrole. Paris, 1937, vol. I.
39. *Löczy L.* Beitrage zur Olgeologie des innerkarpatischen Beckensystems.— Petroleum, 1939, N 27.
40. *Orkisz H.* Wzgledne zdjecie magnetyczne pionowej skladowej na Wschodnim Przedgorzu Karpat od Bustrzycy Nadwornianskiej posan.— Lwow, 1937.
41. Tolwinski K. Karpaty Wschodnie : Mapa geologiczna, I : 200 000. 1939.
42. *Zuber R.* Neue Karpathenstudien.— In: Jahrb. d. k. k. geologischen Reich sanstalt 1902.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ УКРАИНЫ

(по геофизическим исследованиям) *

Изучение строения глубинных зон земной коры, а также верхней части мантии Земли приобретает в последнее время все большее значение, поскольку закономерности строения приповерхностных горизонтов земной коры связаны со структурой глубоких ее частей и с происходящими в мантии процессами.

Основным методом исследования больших глубин в настоящее время является метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), дающий наиболее полную и точную информацию о структуре и физических свойствах вещества земной коры и верхней мантии Земли. По данным ГСЗ можно обнаруживать и изучать зоны глубинных разломов, к которым, как правило, приурочены месторождения полезных ископаемых.

В последние годы Институт геофизики АН УССР и геофизические тресты республики провели исследования методом ГСЗ вдоль нескольких профилей, пересекающих все основные геологические регионы Украины — от древнего Украинского щита до молодых горных сооружений Карпат и Крыма [1, 2, 4—7]. На основании полученных материалов составлены схемы рельефа поверхности Мохоровичича (поверхности М) (рисунок) и разрезы земной коры вдоль основных профилей.

Анализ схемы и разрезов показывает прежде всего, что все крупные геоструктуры Украины находят отражение в строении поверхности М. Это иллюстрирует неразрывную генетическую и причинную связь между приповерхностными и глубинными геологическими структурами.

Глубины до поверхности М изменяются от 20 до 57 км. Минимальные значения отмечены в западной части Черного моря и в северной части Паннонского срединного массива, максимальные — под Карпатами. На юге Русской платформы, где мощность земной коры изменяется от 34 до 52 км, наибольшие глубины до поверхности М наблюдаются также под положительными структурами: Украинским щитом и Воронежским кристаллическим массивом. Минимальная толщина коры установлена под Днепровско-Донецким авлакогеном — 35—40 км; это на 7—12 км меньше, чем под Украинским щитом и Воронежским кристаллическим массивом. В пределах щита наибольшие глубины до подошвы земной коры (50—52 км) наблюдаются в его краевой северо-восточной части вблизи Днепровского грабена. Зона максимальных глубин до поверхности М вытянута вдоль него. Здесь образуются наибольшие утолщения на участках субмеридиональных глубинных разломов. Щит несомненно прошел те стадии геологической эволюции, которые сейчас характерны для более молодых складчатых сооружений.

---

* С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, М. В. Чирвинская, Н. Т. Турчаненко, И. А. Гаркаленко.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М., 1968, с. 15—21; а также в Report 23th Session/Int. Geol. Congr. Proc. Sectin 5. Geol. Results Appl. Geophys. Prague, 1968, p. 121—128.

Поверхность М воздымается не только к северу от Украинского щита, но и к югу, западу и востоку от него. Подъем в этих направлениях меньше, чем к северу, глубина уменьшается к западу и востоку до 40—45 км, к югу, к Причерноморско-Кубанской впадине,— до 37—40 км. Под Украинским щитом, как и под Воронежским кристаллическим массивом, земная кора обра-

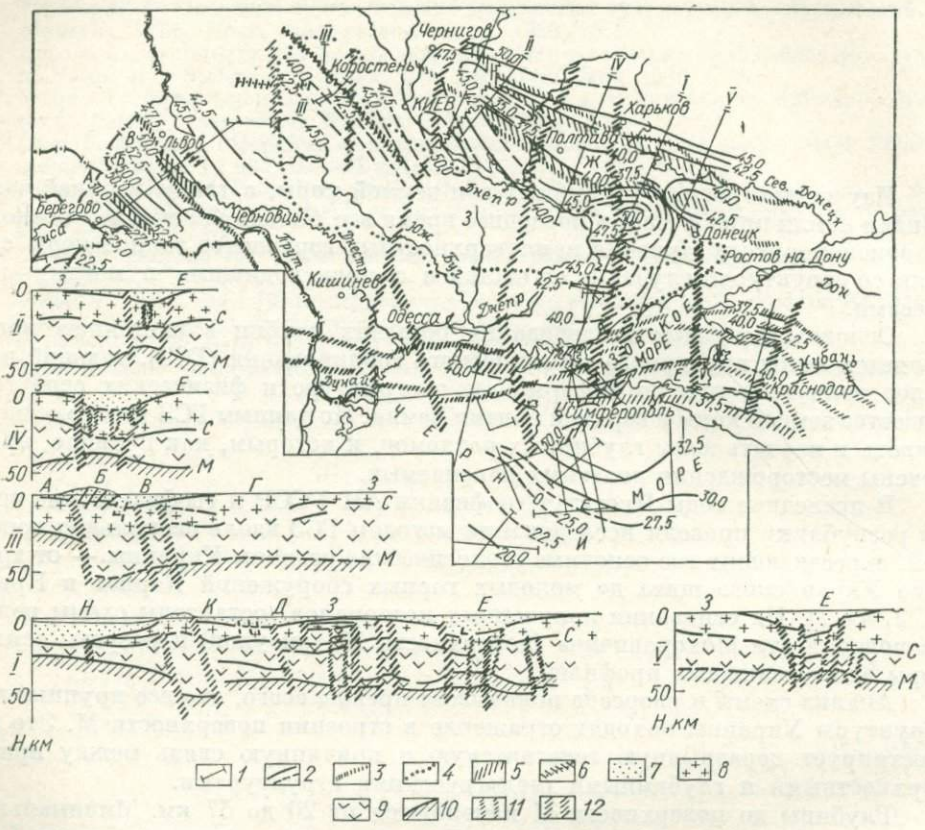


Схема рельефа поверхности Мохоровичича.

1— сейсмические профили; *2* — изогипсы поверхности (в км); *3* — границы тектонических структур; *4* — граница Украинского щита; *5* — зоны глубинных разломов, разделяющие крупные блоки земной коры; *6* — зоны глубинных разломов в отдельных блоках; *7* — осадочный чехол; *8* — «гранитный» слой; *9* — «базальтовый» слой; *10* — поверхность М (на разрезах); *11* — разломы в отдельных блоках; *12* — зоны глубинных разломов (*А* — Закарпатский прогиб, *Б* — Карпаты, *В* — Предкарпатский передовой прогиб, *Г* — Днестровский перикратон, *Д* — Причерноморский перикратон, *Д* — Причерноморско-Крымский прогиб, *Е* — Индоло-Кубанский прогиб, *Ж* — Днепровско-Донецкий авлакоген, *З* — Украинский щит, *И* — Черноморская впадина, *К* — Горный Крым).

Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 2:1.

зует широкий и пологий корень. Это свидетельствует о том, что выступающие книзу утолщения земной коры образуются не только под орографически резко выраженными быстро поднимающимися горными сооружениями типа Карпат и Кавказа, но и под длительно и медленно поднимающимися и вследствие этого орографически слабо выраженными тектоническими поднятиями типа Украинского щита. Под такими поднятиями корни значительно шире, чем под растущими горными системами, в то же время по амплитуде они сопоставимы с корнями таких горных сооружений, как Крым и др. Описанное явление свидетельствует о существовании определенной взаимосвязи между глубиной поверхности М и «тектоническим рельефом», при которой орографи-

чески не выраженым или слабо выраженным тектоническим поднятиям соответствуют утолщения земной коры.

К югу от Украинского щита, к Причерноморско-Кубанской впадине, мощность земной коры уменьшается до 40 км, затем под поднятиями Скифской платформы вновь увеличивается до 40—43 км. Под Карпатами и Горным Крымом четко вырисовываются корни, ограниченные глубинными разломами. Толщина земной коры под Горным Крымом достигает 50 км, под Карпатами — 55—57 км. Карпатский корень асимметричен: к западу от него поверхность М находится на глубинах 25—30 км, к востоку — на глубинах 42—45 км. Юго-западный ограничивающий разлом имеет амплитуду около 20 км, северо-восточный — около 5 км. Карпатский корень шире горного сооружения Карпат и захватывает область Предкарпатского прогиба. Менее выразителен корень под Донбассом. Его существование пока не может быть объяснено однозначно. Наиболее вероятно, что это остатки древних корней герцинского горного сооружения, аналогичные корням под Уральским хребтом. Возможно, однако, что они представляют собой зачаточное утолщение земной коры на фоне ее общего утонения под Днепровско-Донецким авлакогеном.

Поверхность «базальтового» слоя (граница Конрада) под Днепровско-Донецким авлакогеном и Донбассом образует прогиб, повторяющий рельеф фундамента. Глубина его залегания — около 20 км, на профиле Царичанка — Богодухов — 25—28 км. Под Украинским щитом «базальтовый» слой располагается на глубине 17—20 км, однако на ряде участков (Белозерский, Коростенский) он приближается к дневной поверхности (глубина 5—8 км). Воздымание границы Конрада наблюдается также под Крымскими горами. На западном склоне Украинского щита поверхность «базальтового» слоя погружается к Карпатам, глубина залегания увеличивается от 19 до 22 км. К западу от Карпат, на Паннонском срединном массиве, граница Конрада установлена на глубинах 15—18 км при общей мощности коры 20—25 км. На таких же глубинах «базальтовый» слой располагается и в западной части Черноморской впадины. Как и на Паннонском срединном массиве, толщина земной коры здесь — около 20 км, однако «гранитный» слой отсутствует. Нет его и в более восточных районах глубоководной котловины Черного моря, где «базальтовый» слой располагается на глубинах 10—15 км.

Глубины до фундамента, т. е. до «гранитного» слоя, изменяются в широких пределах. Максимальные значения отмечены в Донбассе (17—18 км), Черном море (10—16 км), юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины (10—12 км), Индоло-Кубанском прогибе (12—15 км) и Предкарпатском прогибе (10—12 км), минимальные — на Украинском щите, где на обширной площади «гранитный» слой выходит на поверхность. На некоторых участках щита на небольших глубинах внутри «гранитного» слоя обнаружены полого залегающие сейсмические границы. Существование таких границ противоречит преимущественно вертикально-слоистому строению приповерхностных частей фундамента и ставит перед исследователями важные проблемы для понимания внутренней структуры докембрия. Можно предполагать, что указанные пологие границы либо обусловлены послойным дифференцированным перемещением материала земной коры в горизонтальном направлении, либо, что менее вероятно, отражают положение фронтов метаморфизма.

Между слоями земной коры и разделяющими их поверхностями устанавливаются определенные количественные соотношения. Так, амплитуды размаха рельефа поверхностей твердой оболочки Земли, фундамента и М относятся друг к другу как 1 : 2 : 4. Между мощностями «гранитного» и

осадочного слоев намечается обратная взаимосвязь. Устанавливается существование корреляционной зависимости между глубиной залегания фундамента и мощностью земной коры. В центральных и восточных районах Украины, в Западном Предкавказье и в Черн м море погружение фундамента повсеместно сопровождается подъемом поверхности М, т. е. уменьшением мощности земной коры. На западном склоне Украинского щита в отличие от указанных районов погружению фундамента соответствует погружение поверхности М, т. е. наблюдается увеличение мощности земной коры. Корреляционная зависимость между глубинами до фундамента (h) и до подошвы земной коры (H) в аналитическом виде может быть выражена формулой $H = \pm ah + b$.

Геологические структуры Украины образуют в целом единый закономерный эволюционный ряд. Может быть намечена следующая последовательность структур в этом эволюционном ряду: Украинский щит и Воронежский кристаллический массив (стабилизированные участки докембрийской консолидации) — Днепровско-Донецкий авлакоген (зачаточный геосинклинальный трог в теле докембрийской платформы) — Донецкое складчатое сооружение (юго-восточная часть Днепровско-Донецкого авлакогена, испытавшая складчатость и поднятие и представляющая собой геосинклиналь развития) — Горный Крым (геосинклиналь киммерийского возраста, вовлеченная в альпийский орогенез) — Карпаты и Кавказ (типичные альпийские геосинклинали). В этом ряду каждая последующая структура отражает все более высокую ступень развития геосинклинали. Анализируя и сопоставляя строение земной коры в пределах указанных структур, можно проследить ее эволюцию от момента зарождения геосинклинали до замыкания с образованием орогенного поднятия.

Как показывают данные по Днепровско-Донецкому авлакогену, вследствие фазовых преобразований вещества на границе коры с мантией или в результате тангенциального растяжения происходит значительное уменьшение толщины земной коры в центральной полосе авлакогена под глубоким линейно вытянутым грабенообразным прогибом, ограниченным с обеих сторон глубинными разломами. Под Донецким складчатым сооружением, испытавшим слабую складчатость и поднятие, не приведшими, однако, к возникновению орогена, образуется «корень», который в последующем в процессе фазового перехода базальта в эклогит на границе М (особенно в центральной части прогиба) постепенно уменьшается и в осевой части прогиба появляется выступ поверхности М вверх. Это хорошо видно на разрезе ГСЗ Ногайск — Ровеньки, где выступ вниз от поверхности М под Донбассом осложнен в центральной части накладывающимся на него сравнительно небольшим подъемом.

Данные геофизических исследований убедительно свидетельствуют о том, что земная кора территории Украины дифференцирована по вертикали на отдельные слои, а в горизонтальном направлении — на глыбы или блоки. Границы между слоями, исследуемыми методом ГСЗ, залегают обычно почти горизонтально, образуя пологоволнистые формы. Эта спокойная волнистость нарушается в зонах вертикальных или крутонаклоненных глубинных разломов, разделяющих земную кору на блоки и обусловливающих тем самым дискретный характер ее структуры в горизонтальном направлении. Сочетание пологих границ и крутонаклоненных разломов создает сложную картину блоково-слоистой или глыбово-волновой структуры земной коры.

Геологические и особенно физические материалы последних лет все более убеждают в том, что не только крупнейшие глыбы земной коры, разделенные глубинными разломами — швами, но и отдельные блоки в пределах круп-

ных структур характеризуются индивидуальными отличиями, находящими выражение в физических свойствах (скорость упругих волн, плотность и др.), особенностях внутренней структуры, истории геологического развития, геотектоническом режиме и т. д. Это относится не только к «живущим» структурам геосинклиналей, но и к такому «мертвому» региону, как Украинский щит, где дифференциация на отдельные блоки четко проявляется по геологическим данным, характеру физических полей и особенностям глубинного строения. Разломы группируются в две разновозрастные системы — ортогональную и диагональную, соответствующие определенным древним геотектоническим этапам развития щита. Большинство этих разломов «залеченные», и выделение их возможно лишь по геофизическим данным. Сейсмические исследования в зонах глубинных разломов показывают, что они зародились в верхней мантии, прорывали земную кору или затухали в различных слоях коры. По этим разломам происходил подъем материала мантии в верхние этажи земной коры. Древние разломы Украинского щита продолжаются далеко за его контурами в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена, Скифской платформы и альпийской геосинклинальной области (Карпаты — Крым — Кавказ), где они неоднократно подновлялись в последующие послепротерозойские этапы развития, оказывали определенное влияние на геотектоническую зональность, распределение фаций, складчатость, проявление магматизма и т. д.

Имеются неоспоримые доказательства неоднократных перестроек тектонического плана Украины, при которых ведущая роль переходила от одной системы глубинных разломов к другой. Такие перестройки происходили в докембрии, рифее, палеозое и позднее. Структуры нового тектонического плана при возникновении в той или иной степени определялись уже существовавшей в земной коре сеткой разломов. При этом, подчиняясь общему генеральному простиранию, структуры нового плана вписывались в мозаику блоков земной коры, наследуя местами направления разломов других («не своих») направлений (например, в припятской части Днепровско-Донецкого авлакогена северо-западная система разломов переходит в субширотную и др.).

Данные ГСЗ показывают, что многие глубинные разломы не вертикальные, а наклоненные. Так, разломы, ограничивающие Днепровский грабен, падают навстречу друг другу к центральным частям грабена. Субширотные глубинные разломы южных краевых частей Русской платформы и прилегающих к ней с юга областей падают в северном направлении под платформу. Такое согласованное падение глубинных разломов, наблюдаемое на большой территории, позволяет предполагать наличие здесь некоторого горизонтального смещения верхней части земной коры юга Украины в южном направлении.

Разрывные нарушения Украины могут быть объединены в три основных класса [11]: 1) разломы глубинного заложения (подкоровые), возникающие в верхней мантии на глубинах свыше 60 км; 2) разломы глубокого заложения (коровые), возникающие внутри земной коры в промежутке глубин 10—60 км; 3) разломы мелкого заложения, возникающие внутри осадочного чехла (внутричехольные), а также на поверхности щита.

Разломы глубинного заложения могут быть подразделены на два типа: древние, возникавшие и развивавшиеся в архее и раннем протерозое, и молодые, время заложения и формирования которых относится к позднему протерозою, палеозою, мезозою и кайнозою.

Разломы глубокого заложения рассекают тектонические единицы на блоки, определяющие некоторые различия в их общей структуре. Например, такие разломы делят на блоки фундамент и осадочный чехол Днепровско-

Донецкого и Причерноморско-Кубанского авлакогенов, а также Индоло-Кубанского и Предкарпатского краевых прогибов. В пределах Украинского щита одни разломы этого класса создают дополнительную сеть разрывов внутри древних блоков, другие, более молодые, выходящие за пределы блоков и пересекающие древние глубинные разломы, часто располагаются параллельно смежным со щитом прогибам.

Разломы мелкого заложения возникают в результате различных проявлений диапиризма и складчатых движений в осадочном чехле.

С глубинными разломами связаны месторождения полезных ископаемых. В Днепровско-Донецком авлакогене к их зонам приурочены известные газоносные и нефтеносные структуры: Шебелинская, Михайловская и др. В Предкарпатском прогибе к глубинным разломам приурочены газовые месторождения (Внешняя зона прогиба), нефтяные (Внутренняя зона) и месторождения серы (зона сочленения прогиба с Русской платформой). Еще более очевидная связь наблюдается на Украинском щите, где в зонах глубинных разломов установлены месторождения железных руд (Кривой Рог, Белозерка) и многих других полезных ископаемых. Подобная приуроченность может быть использована при прогнозах и дальнейших поисках месторождений; в частности, ее следует учитывать при планировании детальных геолого-геофизических исследований.

Изучение геофизическими методами всего комплекса разнообразных геологических структур Украины, исследование их пространственных и временных взаимоотношений, а также закономерностей формирования имеет исключительно важное значение для разведки полезных ископаемых, выяснения причин тектонических движений и разработки общей теории тектогенеза [9].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Демиденко Ю. Б., Манюта М. Г., Лысенко В. А., Спихина Л. М.* Результаты сейсмических исследований глубинного строения земной коры в пределах Восточной Украины.— Геофиз. сб. АН УССР, 1963, № 5 /7/.
2. *Семененко Н. П., Субботин С. И., Соллогуб В. Б. и др.* Строение глубинных зон земной коры Украинского кристаллического щита.— Сов. геология, 1964, № 11.
3. *Соллогуб В. Б.* О структуре земной коры Юго-Восточной Европы.— Геофиз. сб. АН УССР, 1967, № 2.
4. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* О строении земной коры в районе Горного Крыма.— Докл. АН УССР, 1966, № 9.
5. *Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В., Хилинский Л. А.* Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Воронежский массив.— Пробл. физики Земли, 1966, № 15.
6. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т. и др.* Глубинное строение земной коры Белозерского железорудного района по данным сейсмических исследований.— Геофиз. сб. АН УССР, 1966, № 18.
7. *Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины.— Докл. АН СССР, 1963, 153, № 2.
8. *Субботин С. И., Гуревич Б. Л., Кужелов Г. К. и др.* Глубинное строение территории Украинской СССР по данным геофизических исследований.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики : Докл. МГК, XXII сессия. Доклады сов. геологов, М., 1965.
9. *Субботин С. И.* О причинах и механизме образования платформенных и геосинклинальных прогибов земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформация горных пород. МГК, XXI сессия, Доклады сов. геологов, М., 1960.
10. *Чекунов А. В.* Днепровско-Донецкая впадина как результат тангенциального растяжения земной коры.— Геол. журн., 1966, 26, вып. 4.
11. *Чирвинская М. В.* О классификации разрывных нарушений территории Украинской ССР (по геофизическим данным).— В кн.: Проблемы физики Земли.— Киев : Изд-во АН УССР, 1966. (Геофиз. сб. АН УССР; 1966; Вып. 15).

РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ МОХОРОВИЧИЧА КАРПАТО-БАЛКАНСКОГО РЕГИОНА И СМЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ *

На территории юго-восточной Европы в последние годы проведено большое количество исследований методом глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), результаты которых позволяют осветить основные черты строения ее земной коры [12].

Исследования проводились по профилям, пересекающим основные геоструктуры Карпато-Балканского региона. В настоящее время закончены полевые работы по I Международному профилю (Черное море — Воронежский массив) и на северном участке II международного профиля (Днепровско-Донецкая впадина). По III Международному профилю (Динариды — Украинский щит) в пределах Украины исследования не закончены только на небольшом участке в горных Карпатах. В пределах Венгрии исследования проведены в северо-восточной части профиля, а на территории Югославии выполнено непрерывное профилирование на участке Цавтат — Лозница длиной около 230 км. Кроме того, в Югославии вблизи этого профиля проведены исследования на параллельном профиле, который проходит от о-ва Пелегружа через о-ва Сушац, Корчула, Хвар и Брач (Адриатическое море) и заканчивается у Славонского Брода.

На IV профиле в пределах Венгрии исследования полностью закончены. На VI профиле, расположенном в Чехословакии, полевые работы еще не завершены, и о строении земной коры здесь можно судить только по предварительным данным.

На VIII Международном профиле (Украинский щит) исследования проведены только в его юго-восточной части. Кроме того, на Украине выполнен большой объем исследований методом ГСЗ в пределах Днепровско-Донецкой впадины, пройдено небольшое количество профилей и произведены отдельные зондирования в пределах Украинского щита.

Перечисленные профили отрабатывались в основном по методике непрерывного профилирования с получением полных корреляционно увязанных систем годографов для волн, вызванных основными границами земной коры и ее подошвой [3, 5, 11].

При исследованиях зарегистрированы волны различного типа, которые могут быть подразделены на четыре группы: а) волны, связанные с горизонтами в осадочной толще; б) волны, характеризующие поверхность фундамента и границы внутри «гранитного» слоя; в) волны, связанные с «базальтовым» слоем; г) волны, связанные с поверхностью или зоной перехода от земной коры к верхней мантии.

При выделении сейсмических границ обнаружен ряд разломов, проходящих через всю толщу земной коры или значительную ее часть, которые служат границами основных геологических структур территории или

* С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, Д. Просен, Т. Драгашевич, Э. Митух, К. Пожгай.— Сов. геология, 1968, № 2, с. 5—14; а также— Can. J. Earth Sci., 1968, 5, № 4, pt. 2, p. 1027—1035.

отдельных крупных блоков в их пределах [6, 9]. На сейсмограммах разломы опознаются по разрывам годографа со смещением во времени, по аномальному затуханию волн, общему изменению волновой картины, появлению дифрагированных волн и локальных нерегулярных волн с высокими или даже отрицательными кажущимися скоростями.

По данным ГСЗ нами построена схема рельефа поверхности, которая дает представление о мощности земной коры и о главных глубинных разломах.

Поверхность М по сейсмической записи проявляется на различных участках по-разному. Как правило, четкие закритические отражения от нее регистрируются на расстоянии 70÷150 км от пункта взрыва. На некоторых участках закритические отражения представляют собой двух-трехфазовое колебание, коррелирующееся на протяжении десятков километров. Есть районы, где закритические отражения регистрируются на сейсмограммах в виде групп колебаний, что затрудняет или делает невозможной фазовую корреляцию. В таких местах может быть осуществлена только групповая корреляция.

В глубоководной части акватории Черного моря от поверхности М регистрируются только головные волны. В Одесском заливе, где толщина водного слоя 200 м, фиксируются четкие закритические отражения. В Адриатическом море, в районе о-вов Пелагружа, Корчула, Брач, четко регистрируются головные волны с $V_г = 8{,}1$ км/с. В зонах глубинных разломов поверхность М не находит выражения в сейсмической записи, что, по-видимому, связано с ее нарушенностью или «расплывчатостью», вызванной постепенным переходом от коры к мантии. Наблюдаются также участки, где отмечена зона мощностью 5÷6 км с повышенными значениями скорости, свойственными поверхности М. Эта зона является, по всей вероятности, переходной от коры к мантии. И, наконец, установлены сейсмические границы, залегающие ниже поверхности М. Они дают представление о строении верхней части мантии.

Таким образом, переход от коры к мантии характеризуется многообразием форм: от зеркальных сейсмических поверхностей с резким перепадом акустических жесткостей до плавных, местами многокилометровых переходных зон.

Особенности физического состояния поверхности М и точность построения сейсмических разрезов позволили провести на схеме линии равных значений толщины земной коры с интервалом 2,5 км.

На схеме (рис. 1) видно, что мощность коры изменяется в довольно широких пределах — от 20 до 55 км. Максимальная ее толщина наблюдается под горными сооружениями Крыма (50 км), Карпат (55 км) и Динарид (50—52 км), где под ним отчетливо вырисовываются «корни». Под Донбассом «корни» проявляются менее четко. На некоторых участках Украинского щита мощность земной коры составляет также порядка 50 км. Эти участки приурочены к меридиональным глубинным разломам, которые в свою очередь в приповерхностной зоне земной коры связаны со структурами типа криворожских и орехово-павлоградских синклинориев протерозойского возраста.

Минимальные глубины до поверхности М отмечены в Черноморской впадине и на Паннонском срединном массиве, где мощность земной коры составляет всего 20—25 км. Несмотря на одинаковую мощность всей коры и ее «базальтового» слоя, эти регионы имеют резко различный характер строения. Если в Черноморской впадине нет «гранитного» слоя и отмечается аномальная мощность осадков (до 15 км), то на Паннонском срединном массиве имеется «гранитный» слой толщиной 15—16 км, а мощность осадочного слоя не превышает 5—6 км.

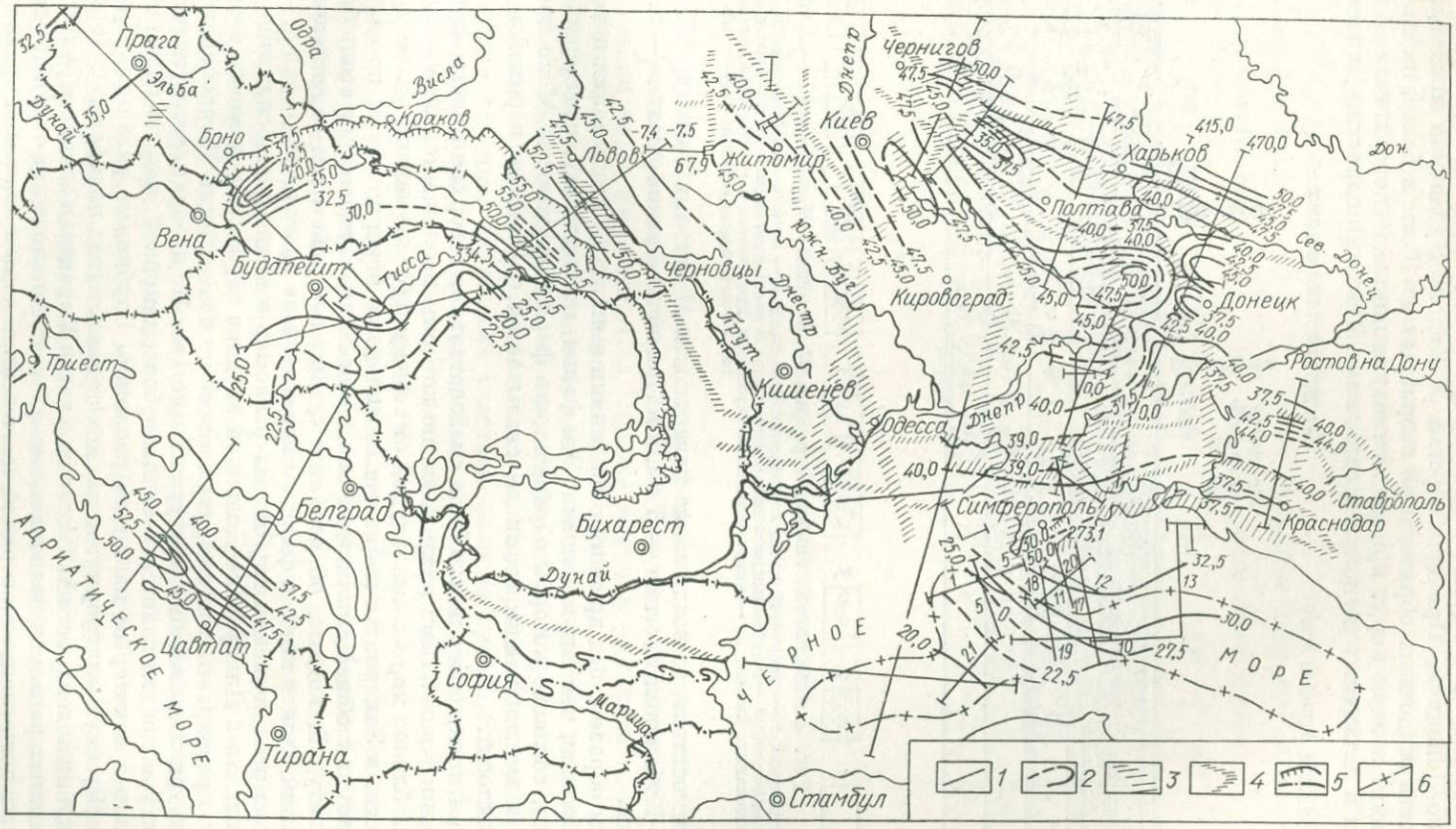


Рис. 1. Схема поверхности Мохоровичича.

1 — профили ГСЗ; *2* — изогипсы поверхности Мохоровичича; *3* — глубинные разломы; *4* — разломы; *5* — контуры горных сооружений Карпат, Крыма и др.; *6* — контур выклинивания «гранитного» слоя в Черном море.

Отметим еще одну характерную черту поведения поверхности М. Под Днепровско-Донецкой, Причерноморской и Индоло-Кубанской впадинами, где мощность осадочных образований возрастает до 10 км и более, наблюдается утонение земной коры, причем амплитуда подъема поверхности М под впадинами в различных регионах неодинакова. Так, в Днепровско-Донецкой

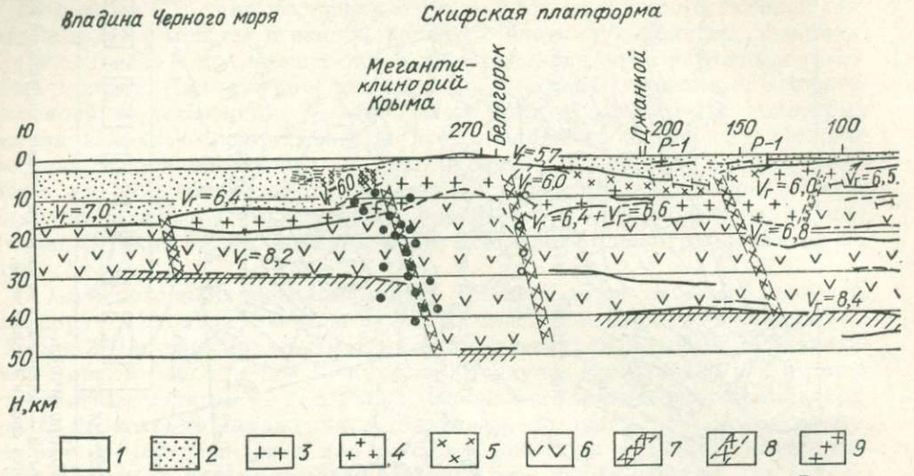


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез по профилю Черное море — Воронежский массив (по В. Б. Соллогуб, Н. И. Павленковой и А. В. Чекунову).

1 — водный слой; *2* — осадочный слой; *3* — «гранитный» слой; *4* — метаморфические породы белозерской серии в «гранитном» слое; *5* — метаморфические породы палеозойско-триасового возраста; *6* — «базальтовый» слой; *7* — глубинные разломы, разделяющие основные регионы; *8* — глубинные разломы, разделяющие отдельные блоки земной коры; *9* — то же, выделенные менее уверенно; *10* — разломы внутри отдельных блоков; *11* — нарушения по поверхности фундамента и в осадочной толще; *12* — сейсмические границы; *13* — поверхность М; *14* — поверхность Конрада; *15* — буровые скважины; *16* — очаги землетрясений; *17* — точки дифракции; $V_г$ — граничные скорости (в км/с).

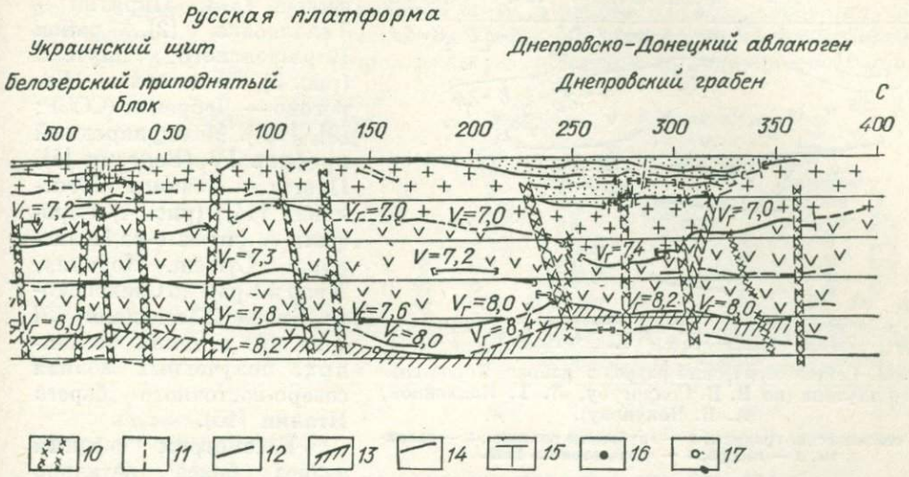
впадине относительное воздымание поверхности М местами достигает 10 км, в Индоло-Кубанском прогибе — 5 км, а в Причерноморской впадине — всего лишь 2 км.

Таким образом, под древними впадинами амплитуда воздымания поверхности М больше, чем под молодыми. Эти факты, по-видимому, подтверждают концепцию, согласно которой обращенность форм поверхности Мохо по отношению к вышележащим границам связывается с фазовым переходом базальт ⇆ эклогит.

Земная кора, поверхность М, а следовательно, и верхняя часть мантии разбиты многочисленными разломами, по которым наблюдается перемещение отдельных блоков коры с амплитудой от сотен метров до многих километров. В частности, в Закарпатье наблюдается смещение поверхности М по целому ряду разломов с общей амплитудой смещения 20 км. Смещение со столь большой амплитудой, видимо, объясняется суммарным действием вертикальных перемещений блоков коры и фазовым переходом на границе М.

Анализ расположения глубинных разломов в плане дает основание сделать вывод, что в Днепровско-Донецкой впадине глубинные разломы северо-западного простирания, ограничивающие ее по поверхности М, расположены как бы внутри современного контура авлакогена. По поверхности фундамента эта структура представляется несколько более широкой, чем по границе М, что связано с некоторым наклоном разломов. Глубинные разломы, ограничивающие Русскую платформу, также имеют наклон (под платформу). Поведение изоглубин поверхности М в восточной части Украины и закономерное падение глубинных разломов позволяет высказать предположение о наличии здесь горизонтального смещения верхней части земной коры в южном направлении.

Рассмотрим два основных профиля ГСЗ, характеризующих строение земной коры Карпато-Балканского региона и сочленение его с Черным и Адриатическим морями. Исследования на первом профиле (Черное море — Воронежский массив) полностью закончены. На разрезе (рис. 2) видны значительные различия в строении земной коры отдельных структур [7]. Сущест-



венно изменяются мощность и соотношение слагающих ее слоев. Особенно четко отражено различие в строении коры впадины Черного моря и континентальной коры Украины. Под Черным морем кора значительно тоньше (20—30 км), чем в области континента (40—50 км).

Толщина осадочного слоя изменяется вдоль профиля от десятков метров на Украинском щите до 14—16 км в Черноморской впадине. «Гранитный» слой меняет свою мощность от 14÷18 км на Украинском щите до нуля в Черноморской впадине. На многих участках слоя на сравнительно небольших глубинах (2—5 км) обнаружены полого залегающие сейсмические границы. Минимальная мощность «базальтового» слоя наблюдается под Черноморской (5—12 км) и Днепровско-Донецкой (12—14 км) впадинами, максимальная — в Горном Крыму (40 км) и на некоторых участках Украинского щита (35—40 км). На профиле отмечается множество глубинных разломов, которые, как правило, имеют падение на север.

Глубинные разломы, разделяющие основные геологические регионы, расположены южнее и севернее Крымских горных сооружений, где они ограничивают альпийскую складчастую область, в зоне перехода от Скифской платформы к Русской, а также в Днепровско-Донецком авлакогене. Основным разломом, отделяющим кору особого типа глубоководной впадины Черного моря от континентальной коры, является Южно-Крымский, в зоне которого расположены многочисленные очаги землетрясений. Южнее описываемого разлома в зоне выклинивания «гранитного» слоя наблюдается еще один, менее четко выраженный, разлом. Участок коры между этими разломами относится к промежуточному типу: здесь в южном направлении происходит резкое утонение «гранитного» слоя вплоть до полного выклинивания.

Полевые исследования по III Международному профилю еще не завершены. Однако имеющиеся данные уже позволили построить схематический разрез по линии Адриатическое море — Сегал — Дебрецен — Берегово — Долина — Коростень — Путивль. Этот сводный разрез базируется на результатах следующих профилей ГСЗ: Пирятин — Талалаевка [2], район Коростенского плутона (рис. 3), Шепетовка — Берегово — Дебрецен (СССР; [9], [10]). Международный профиль IV (Венгрия [1], Цавтат — Лозница (Югославия [14]) (рис. 4) и профиль А (через о-ва Пелагружа, Сушещ, Корчула, Хвар и Брач до Славонского Брода (Югославия; [5] (рис. 5), а также на данных, полученных вблизи северо-восточного берега Италии [15].

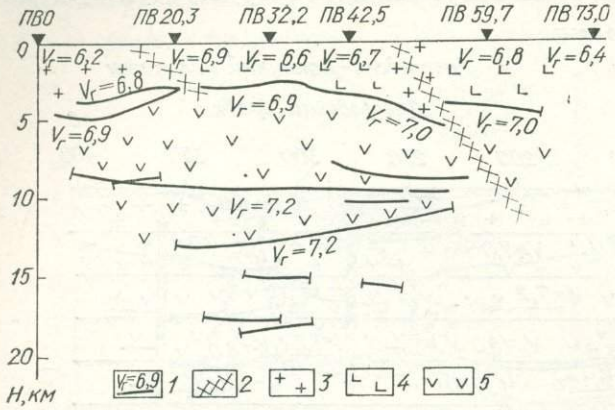


Рис. 3. Сейсмологический разрез в районе Коростеньского плутона (по В. Б. Соллогубу, Л. Т. Калюжной, А. В. Чекунову).

1 — сейсмические границы; *2* — глубинные разломы; *3* — граниты; *4* — габбро; *5* — «базальтовый» слой.

Рассмотрим сводный разрез более детально (рис. 6). Профиль начинается на южном склоне Воронежского массива, пересекает Днепровско-Донецкую впадину, северо-западную часть Украинского щита, юго-западную окраину Русской платформы, Предкарпатский передовой прогиб, складчатые Карпаты, Закарпатскую впадину, Паннонский срединный массив, Динариды и заканчивается у северо-восточного берега Италии, где в 1966 г. проведены ГСЗ итальянскими геофизиками.

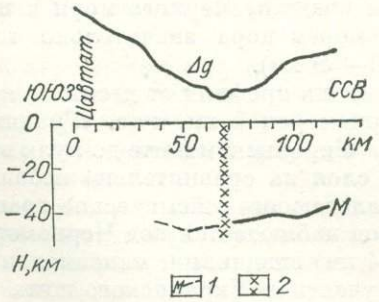


Рис. 4. Сейсмический разрез Цавтат — Лозница (по Д. Просену и Т. Драгашевичу):

1 — поверхность М; *2* — глубинный разлом.

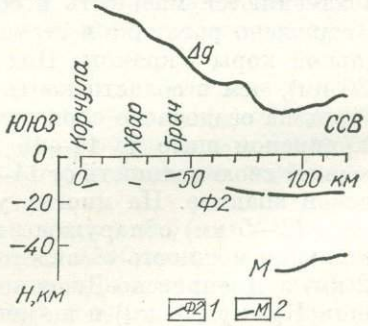


Рис. 5. Сейсмический разрез Корчула — Брач (по Д. Просену, т. Драгашевичу).

1 — поверхность фундамента, или Конрада; *2* — поверхность М.

Поверхность докембрийского фундамента вдоль профиля залегает на разных глубинах. Минимальные отметки получены на Воронежском массиве и Украинском щите. Во впадинах фундамент опущен на значительные глубины: в Днепровско-Донецкой впадине более 10 км, в Предкарпатском передовом прогибе — возможно, до 18 км, в Закарпатской впадине на 4—6 км (мезозойский-палеозойский фундамент), в Динаридах — до 17 км. Интересно

отметить, что во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба мощность осадочного слоя соизмерима с шириной самой зоны. Таким образом, Внутренняя зона прогиба представляет собой узкий и глубокий ров.

Поверхность «базальтового» слоя в Днепровско-Донецкой впадине залегает в среднем на глубинах около 20 км и повторяет конфигурацию поверхности фундамента. На Украинском щите, в районе Коростеньского плутона, поверхность с граничной скоростью 7 км/с обнаружена на очень небольшой глубине (3—6 км). Это второй участок на щите, где поверхность Конрада

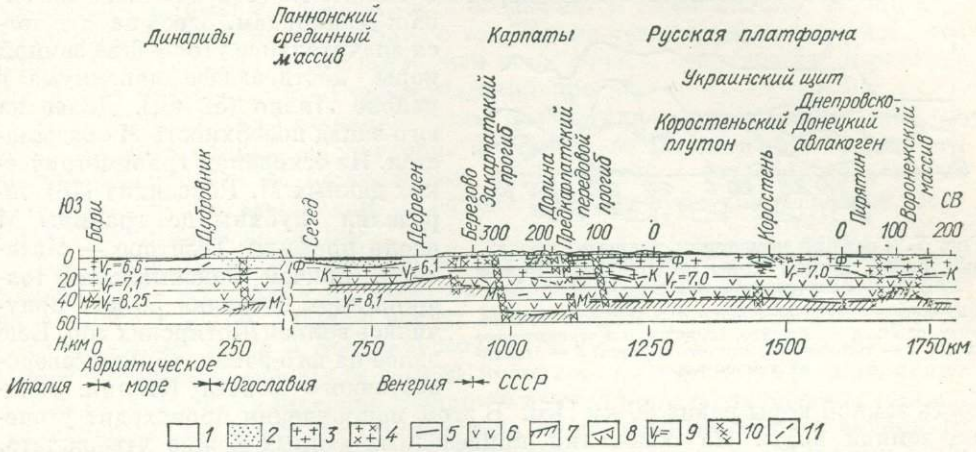


Рис. 6. Сводный разрез земной коры по профилю Адриатическое море — Воронежский массив.

1 — водный слой; *2* — осадочный слой; *3* — «гранитный» слой, *4* — породы палеозойского фундамента в Карпатах; *5* — поверхность фундамента; *6* — «базальтовый» слой; *7* — поверхность М; *8* — поверхность К; *9* — граничные скорости (в км/с); *10* — глубинные разломы, разделяющие основные регионы; *11* — нарушения по поверхности фундамента и в осадочной толще.

(поверхность К) выявлена на столь высокой отметке. Эти участки (Коростеньский плутон, Белозерский район) являются аномальными и характеризуют новый тип коры.

Далее на юго-запад, в Предкарпатском прогибе, поверхность К залегает на глубине 18—20 км. В складчатых Карпатах она воздымается, а на юго-западном склоне Карпат еще не прослежена. Однако уже на основании этих данных можно говорить о наличии антиклинального перегиба поверхности К. Здесь, как и под Горным Крымом, имеются «антикорни» по поверхности К.

В Паннонском срединном массиве поверхность «базальтового» слоя залегает на глубинах 15—16 км.

Поверхность М в осевой части Днепровско-Донецкой впадины образует антиклинальный перегиб. На северо-западе Украинского щита мощность земной коры равна в среднем 40—45 км и поверхность М плавно погружается в юго-западном направлении. На Русской платформе мощность коры постепенно увеличивается от центральных частей к окраине с 40—42 до 47—48 км.

В зоне сочленения Русской платформы с Предкарпатским прогибом поверхность М резко погружается по сбросу с амплитудой 5 км. К юго-западу от разлома мощность коры увеличивается до 50—52 км во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба и до 55—57 км — в Горных Карпатах. Вдоль северной части Выгорлат-Гутинской вулканической гряды в юго-западном направлении поверхность М резко воздымается. Амплитуда подъема превышает 20 км и мощность земной коры резко уменьшается — от 57 до 30 км. Столь большая амплитуда смещения поверхности М, по-видимому, обусловлена

относительно вертикальными подвижками блоков коры и фазовой природой поверхности М. На территории Венгрии (южнее государственной границы с СССР) совместными советско-венгерскими исследованиями обнаружен еще один четко выраженный глубинный разлом с амплитудой порядка 6 км. Он отделяет Закарпатский прогиб от Паннонского срединного массива. Далее на юго-запад, на территории Венгрии, поверхность М залегает сравнительно спокойно на глубине 20—22 км [1].

Можно предположить наличие глубинного разлома по поверхности М и в вышележащих горизонтах в зоне перехода Паннонского срединного массива к Динаридам. Здесь наблюдается значительное утолщение земной коры, достигающее максимума в районе Ливно (52 км). Далее на юго-запад поверхность М воздымается. На основании гравиметрических данных М. Роксандич [16] определил глубины до границы М вдоль профиля Тезиторе — Моталица, причем максимальная толщина коры (порядка 50 км) получилась вблизи Шотярских гор. Еще далее на юго-запад, вблизи северо-восточного берега Италии, мощность земной коры равна 40 км [15]. В этом направлении происходит утонение земной коры. На основании приведенных данных можно утверждать, что существуют четко выраженные «корни» Динарид.

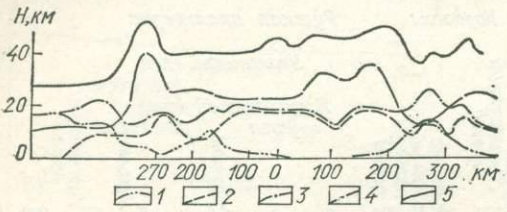


Рис. 7. Графики изменения толщины отдельных слоев земной коры по профилю Черное море — Воронежский массив.

1 — толщина осадочного слоя; *2* — толщина «гранитного» слоя; *3* — толщина осадочного и «гранитного» слоев; *4* — толщина «базальтового» слоя; *5* — толщина земной коры.

Остановимся на некоторых особенностях строения земной коры рассматриваемого региона. Мощность коры Паннонского срединного массива (20—25 км) соизмерима с мощностью коры западной части глубоководной впадины Черного моря [4]. Толщина «базальтового» слоя в этих двух регионах также примерно одинакова. В строении же верхних слоев наблюдается принципиальное различие. Если в Черном море отсутствует «гранитный» слой и отмечается аномально большая толща осадочных образований (14—16 км), то в Паннонском массиве выявлена большая толщина «гранитного» слоя (12—15 км) и сравнительно небольшой слой осадков.

Нами уже указывалось [8], что между мощностью «гранитного» и осадочного слоев существует обратная зависимость: чем больше мощность одного, тем меньше мощность другого и наоборот. Суммарная же мощность их в большинстве районов развития континентальной коры является величиной постоянной и, следовательно, преобразования, происходящие в этих слоях, практически не влияют на изменение мощности всей земной коры. Это положение подтверждает гипотезу о том, что «гранитный» слой является производным от осадочного.

Наблюдается прямая зависимость изменения мощности земной коры в целом от изменения мощности «базальтового» слоя: чем больше толщина «базальтового» слоя, тем толще земная кора, и наоборот (рис. 7). Таким образом, в изменении мощности земной коры главную роль играет «базальтовый» слой, с которым связаны основные процессы преобразования вещества, а осадочный и «гранитный» — второстепенную [8].

В связи с этим выдвигается предположение, что кора Черноморской глубоководной впадины в докембрийское время представляла собой высоко приподнятый блок, на котором тогда не откладывались осадки, а следовательно, не было материала для последующего образования «гранитного» слоя. В то

же время Паннонский срединный массив представляет собой блок обычной континентальной коры, где докембрийский осадочный покров преобразован в «гранитный» слой. С. И. Субботин считает более вероятным другой вариант. По его мнению, земная кора впадины Черного моря является участком обычной континентальной коры, переработанной магматическим расплавом в процессе формирования впадины (подробнее см. [13]).

В результате наших исследований установлено несимметричное строение «корней» под Карпатами. Если в Закарпатье поверхность М претерпевает разрыв по глубинному разлому с амплитудой примерно 20 км, то на северо-восток от Карпат эта поверхность воздымается более плавно, и амплитуда нарушения здесь не превышает 5 км. Кроме того, следует заметить, что «корни» Карпат значительно шире, чем сами горные сооружения, и распространяются почти на весь Предкарпатский прогиб.

В Динаридах (юго-западная часть рассматриваемого профиля) наблюдается примерно такая же картина. Начиная от Паннонского срединного массива поверхность М, по-видимому, погружается, о чем свидетельствуют разломы небольшой амплитуды. В районе Динарид происходит резкое утолщение земной коры до 50 км.

В сторону Адриатического моря и далее к Италии она воздымается всего лишь на 10 км. Таким образом, наблюдается полная симметрия в строении земной коры относительно центра Паннонского срединного массива: как в юго-западном, так и в северо-восточном направлениях происходит значительное увеличение мощности земной коры соответственно под Динаридами и Карпатами. Резкие изменения мощности земной коры обусловлены, видимо, вертикальным перемещением Паннонского блока, который отделен глубинными разломами от Карпат и Динарид. С вертикальными перемещениями Паннонского блока, в свою очередь, очевидно, связаны горизонтальные перемещения масс в северо-восточном направлении в Карпатах и в юго-западном — в Динаридах. Они проявились в Карпатах и Динаридах в виде надвигов, шарьяжей и других структурных форм.

Итак, приходим к таким выводам.

1. Земная кора Карпато-Балканского региона образует слоистую структуру, строение которой, кроме основных поверхностей разделов — Конрада и Мохоровичича, во многих районах характеризуется промежуточными сейсмическими границами.

2. Основные сейсмические границы, как правило, залегают несогласно. Доказано существование «корней» под горными сооружениями Крыма, Карпат и Динарид. В этих зонах намечается существование также «антикорней» по поверхности Конрада. В Днепровско-Донецкой впадине наблюдается несогласное залегание основных границ земной коры, рельеф поверхности М здесь обращенный по отношению к вышележащим сейсмическим границам.

3. Изменение мощности земной коры и отдельных ее слоев, несогласное залегание поверхности Мохоровичича по отношению к вышележащим границам, наличие глубинных разломов обусловлено процессами, протекающими в верхней мантии Земли и на ее границе с земной корой. Эти процессы приводят к возникновению вертикальных и производных от них горизонтальных движений коры и проявляются в виде различных структурных форм. В частности, этими процессами обусловлено появление в Карпатах и Динаридах сбросов, надвигов, шарьяжей и других структурных форм. Возможно, частично ими же объясняется уменьшение мощности «базальтового» слоя во впадинах и в Паннонском массиве. Обращенность форм поверхности М по отношению к вышележащим границам, вероятно, связана с фазовым переходом базальт $\rightleftarrows$ эклогит на границе М.

4. В приповерхностной части консолидированной коры и отдельных блоках докембрийских щитов и массивов наблюдаются крутозалегающие толщи горных пород, а также близкие к горизонтальным сейсмические границы.

5. Мощность земной коры изменяется в широких пределах — от 20 до 55 км. Одинаковые значения мощности присущи и генетически однородным, и различным в этом отношении провинциям, т. е. мощность земной коры не является характерным признаком тех или иных геоструктур (платформа, щит, геосинклиналь).

6. Мощности отдельных слоев земной коры также изменяются в широких пределах: осадочный чехол от 0 до 15—17 км, «гранитный» слой от 0 до 15—18 км, «базальтовый» — от 5—10 до 35—40 км. На основании анализа мощностей осадочного и «гранитного» слоев создается впечатление, что эти слои генетически связаны между собой и что «гранитный» слой формируется за счет осадочного.

7. Отмечается многообразие форм перехода от земной коры к мантии: «от зеркальных» сейсмических поверхностей с резким перепадом акустических жесткостей до постепенных зон перехода.

8. Земная кора разбита многочисленными глубинными разломами, возникающими в верхней мантии Земли. Разломы, обусловливая блоковое строение земной коры, играют существенную роль в формировании геологических структур.

9. Для впадин Черного и Адриатического морей характерны интенсивные положительные аномалии силы тяжести, а следовательно, и зоны уплотненного подкорового вещества. Аналогичная картина наблюдается в прогибах платформенного типа. В этих случаях утонение земной коры происходит за счет уменьшения мощности «базальтового» слоя (Днепровско-Донецкая впадина, Паннонский срединный массив и др.).

10. В северной части Черного моря кора континентального типа по глубинным разломам контактирует с корой особого типа Черноморской глубоководной впадины, вероятно, являющейся результатом переработки нижней части обычной континентальной коры инъецированием и проплавлением ее ультраосно́вной магмой. Возможно, что участок коры, где отсутствует гранитный слой, являлся приподнятым блоком. Первый, главный, разлом расположен вблизи южного берега Крыма, второй — южнее, в зоне выклинивания «гранитного» слоя. Участок коры между этими разломами носит промежуточный характер.

11. В Адриатическом море на продолжении III Международного профиля, вероятно, существует «гранитный» слой небольшой мощности. В глубоководной части моря его, по-видимому, нет. Юго-западнее Динарид, на акватории Адриатического моря, выявлен глубинный разлом, разрывающий всю толщу земной коры. Общая картина здесь аналогична черноморской.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гальфи Я., Штеггена Л.* Строение земной коры в Венгрии.— Геол. журн. АН УССР, 1963, № 5.
2. *Демиденко Ю. Б., Манюта М. Г., Лысенко В. А., Спихина Л. М.* Результаты сейсмических исследований глубинного строения земной коры в пределах Восточной Украины.— Сб. Ин-та геофизики АН УССР, 1963, № 5 (7).
3. *Митух Э., Рожгай К.* О развитии и результатах работ по глубинному сейсмическому зондированию в Венгрии.— В кн.: I Междунар. симпоз. по ГСЗ. Брно, 1965.
4. *Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М., Миронова В. И.* Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в центральной части Черноморской впадины.— В кн.: Вопросы методики ГСЗ.— М. : Наука, 1965.

5. *Просен Д., Драгашевич Т.* Глубинные сейсмические зондирования в Югославии. — В кн.: Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы.— М. : Наука, 1967.
6. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И., Калюжная Л. Т.* Некоторые особенности волновой картины в зонах разлома земной коры на территории УССР.— Геофиз. сб. АН УССР, 1965, № 1 (12).
7. *Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В., Хилинский Л. А.* Глубинное строение земной коры Украины вдоль меридионального профиля Черное море — Воронежский массив.— Геофиз. сб. АН УССР, 1966, № 18.
8. *Соллогуб В. Б.* О структуре земной коры Юго-Восточной Европы.— Геофиз. сб. АН УССР, 1967, № 19.
9. *Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В.* Критерии выделения разломов земной коры по данным ГСЗ.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы.— М. : Наука, 1967.
10. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Ливанова Л. П.* Строение земной коры Советских Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГСЗ.— Сов. геология, 1967, № 6.
11. *Соллогуб В. Б., Митух Э., Чекунов А. В., Пожгай К.* Об опытных советско-венгерских работах по ГСЗ в районе Дебрецен — Берегово.— Докл. АН УССР, 1967, № 6.
12. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Процессы в верхней мантии Земли.— Киев. : Наук. думка, 1964.
13. *Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Славин В. И., Чекунов А. В.* Об изучении строения глубинных зон земной коры в Карпато-Балканском регионе.— В кн.: Материалы VI съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации.— К. : Наук. думка, 1965.
14. *Prosen D., Dragasivic T.* Seismishe Tiefensondierungen zur Erforschung der Erdkruste in der SER Iugoslawien.— In: Sonderland, Referate aus dem I int. Sympos. uber Seismische Tiefensondierungen, 1960.
15. *Finetti I., Bellemo S., Visintine G.* de Preliminary investigation on the Earth's crust in the south Adriatic Sea. — Boll. geofis. 1966, 8, N 29.
16. *Roksandic M.* Dubinske i povrainske strukture u Spoljasnjim Dinaridima i Jadranskom moru.— Vesnik Zavoda za geoloske i geofizica, Beograd, Ser. G, 1966, K6.

ИЗУЧЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ УКРАИНЫ МЕТОДАМИ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ *

В последние годы исследователи недр, особенно работающие по проблеме нефтегазоносности, все чаще сталкиваются с необходимостью изучения более глубоких горизонтов земной коры. По существу, вся история нефтедобывающей промышленности связана с непрерывным переходом на изучение все бóльших и бóльших глубин. Необходимо подчеркнуть, что с увеличением глубины наблюдается и увеличение запасов этих важнейших видов минерального сырья.

Вместе с этим, по мере развития геологических и геофизических исследований, выясняется все более тесная зависимость происхождения и закономерностей размещения структур и месторождений полезных ископаемых в земной коре от процессов и явлений в верхней мантии Земли. Верхняя мантия — это источник вещества земной коры и энергии движения, формирующих структурный облик коры на всех ее горизонтах от подошвы до приповерхностных слоев.

Отсюда видно, насколько важно изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии Земли. Только изучив глубинные процессы и глубинные структурные формы в региональном плане, мы можем подойти к познанию закономерностей строения и размещения структурных форм в средних и верхних горизонтах земной коры, закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. И только широкое использование региональных геофизических, в частности сейсмических, методов исследований позволит подойти к решению одной из актуальнейших проблем — проблемы нефтегазоносности той или иной территории.

В пределах Украины выделяются три нефтегазоносные области: Восточно-Украинская, Западно-Украинская и Южно-Украинская [4].

Восточно-Украинская нефтегазоносная провинция приурочена к Днепровско-Донецкому авлакогену, представляющему собой узкий протяженный грабен, выполненный отложениями палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Общая мощность осадков достигает 10—12 км.

Западно-Украинская провинция — Львовский перикратон и палеозойский прогиб, Предкарпатский краевой прогиб, складчатые Карпаты и Закарпатские впадины имеют очень сложное и разнообразное геологическое строение. Здесь мощность осадочного чехла изменяется от 2—3 до 10—14 км, причем на платформе чехол представлен палеозойскими и мезозойскими отложениями, в прогибах и впадинах — в основном кайнозойскими.

Южно-Украинская область включает Причерноморско-Кубанский авлакоген, где мощность мезо-кайнозойского комплекса изменяется от 2—3 до

* С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, Е. К. Лоссовский, А. В. Чекунов, М. В. Чирвинская, И. А. Гаркаленко, Н. Т. Турчаненко.— В кн.: Новое в разведочной геофизике и ее методах. ОНТИ ВИЭМС. М., 1968, с. 6—27; а так же — In: Proc. 7 th World Petrol. Congr. Barking, 1967, vol. 2, p. 685-696. Discuss. p. 777—780.

10 км, и западную часть Индоло-Кубанского краевого прогиба, выполненного мощной (свыше 10 км) толщей кайнозойских отложений.

Многочисленными геофизическими работами и данными бурения доказано, что все перечисленные провинции имеют ярко выраженное блоковое строение. В изучении геологического строения нефтегазоносных провинций играют большую роль сейсмические методы исследований. С помощью метода отраженных волн успешно изучается строение осадочного чехла, оконтуриваются локальные структуры, трассируются разрывные нарушения, выясняется соотношение различных структурных планов и др.

Корреляционный метод преломленных волн (КМПВ) освещает поведение фундамента перечисленных мегаструктур, представленного докембрием или метаморфизованными палеозойскими образованиями. В меньшей степени метод КМПВ дает сведения о преломляющих горизонтах в осадочном чехле. Кроме того, результаты методов КМПВ и ГСЗ позволяют судить об особенностях строения земной коры вплоть до поверхности М и о характере проявления глубинных разломов.

При применении метода отраженных волн мы сталкиваемся с многочисленными трудностями, к которым в первую очередь относятся: а) наличие многократных волн; б) отсутствие реальных отражений в зонах тектонических нарушений; в) плохое качество отражений в сложно построенных геологических районах (соляные штоки, надвинутые и местами опрокинутые складки и др.); г) резкое несогласие отражающих горизонтов при наличии многоярусного строения.

Вопрос увеличения глубинности исследований сейсмическим методом до 5—8 км в пределах нефтегазоносных регионов в последние годы решается применением многоэлементного группирования сейсмоприемников и взрывов, резким увеличением суммарных зарядов, усложнением систем наблюдений и переходом на регистрацию более низких частот. На многих разведочных площадях эти приемы позволяют освещать строение всей осадочной толщи вплоть до поверхности фундамента.

На некоторых площадях в решении этого вопроса большим ограничением является наличие весьма интенсивных многократных и других волн-помех (диффрагированных, преломленно-отраженных, обменных, поперечных и др.), формирующих на сейсмограммах сложное интерференционное поле. Последнее не поддается интерпретации обычными приемами, а геологический разрез остается неосвещенным. Наиболее эффективными средствами расшифровки интерференции являются направленные системы на приеме и возбуждении упругих колебаний, а также способ общей глубинной точки.

Материалы участков со сложной интерференцией, отработанные сейсмостанциями с промежуточной магнитной записью, в лабораторных условиях проходят обработку по методу регулируемого направленного приема.

Особенно эффективна такая обработка на участках с многоярусным строением сводовых и присводовых частей антиклинальных складок с большими угловыми несогласиями, шероховатыми и гофрированными границами, зонами тектонических нарушений и др. (рис. 1)*.

Направленные системы при возбуждении упругих колебаний также эффективны в подобных условиях, но применяются в ограниченных объемах из-за громоздкости полевых работ.

Одной из основных проблем, стоящих перед сейсморазведкой методом отраженных волн в нефтегазоносных районах Украины, является повышение

---

* По материалам В. И. Бойко и Г. И. Пенцаг.

глубинности исследований. Сейсмогеологические условия исследуемых регионов способствуют образованию многочисленных кратных волн.

С целью изучения механизма образования многократных волн были избраны две площади Равнинного Крыма. В сейсмогеологическом отношении одна из площадей представляет собой хорошо дифференцированную в скоростном отношении горизонтально-слоистую среду, вторая — среду со слабой дифференциацией.

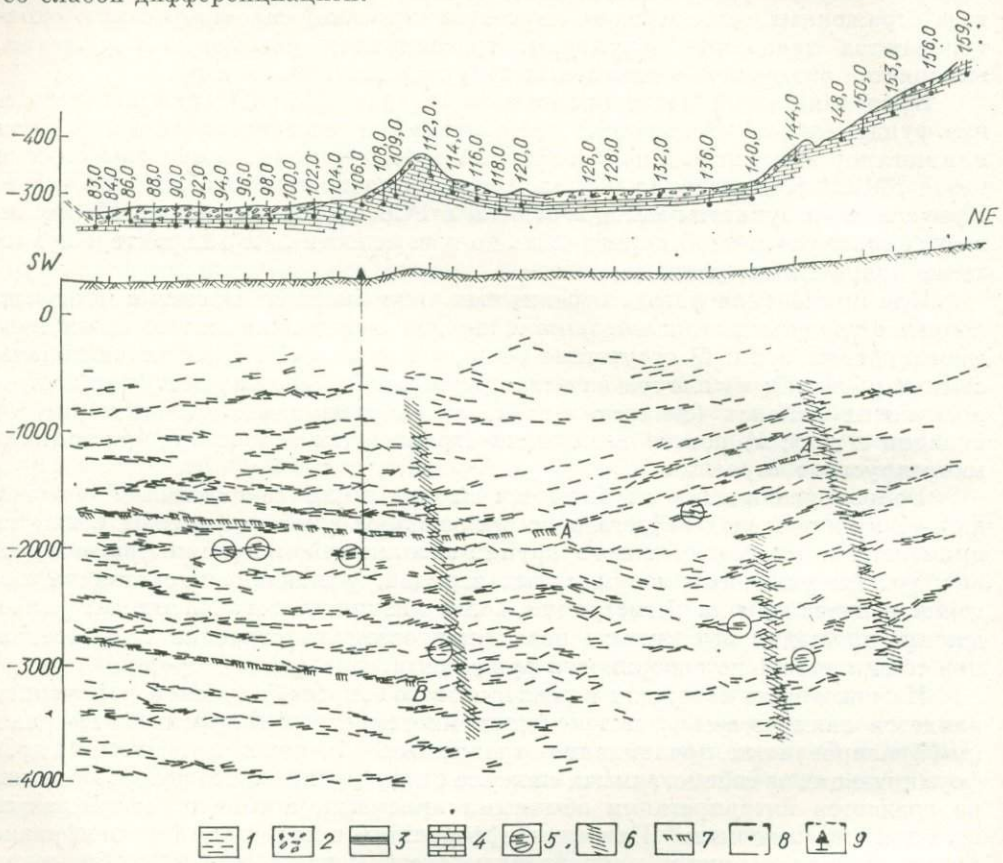


Рис. 1. Сейсмогеологический профиль по данным РНП.

1 — глины; *2* — галька; *3* — аргиллиты; *4* — песчаники; *5* — точки дифракции; *6* — разломы; *7* — отражающие горизонты; *8* — глубины взрывов; *9* — скважины, рекомендуемые к заложению.

Опробованные в процессе работ способы опознавания многократных волн по характеру привлекаемых данных разделяются на две группы. К первой группе относятся способы, основанные на различии кинематических характеристик однократных и многократных волн. Вторая группа базируется на анализе совокупности динамических и кинематических параметров волн.

Опыт показал, что для сейсмологических условий Равнинного Крыма наиболее простым и содержательным из всех способов первой группы является способ вертикальных годографов [6, 1]. Наиболее эффективный способ второй группы — вертикальное сейсмическое профилирование [2]. Однако методика его выполнения громоздка, а волны-помехи часто существенно понижают его результативность.

Сейсморазведочная практика уже несколько лет успешно осваивает новый метод изучения многократных отраженных волн — синтезирование теоретических сейсмограмм — метод, представляющий по существу моделирование на электронной вычислительной машине процесса, наблюдаемого на сейсмограммах вертикального профилирования. Возможность изменять параметры модели разреза и синтезировать сейсмограммы с учетом и без учета различных типов многократных волн позволяет опознавать эти волны на полевой сейсмограмме [5].

Особое место среди способов второй группы занимает способ плоского фронта. Идея способа состоит в формировании «плоского фронта» на определенной глубине, превышающей двойную эхо-глубину залегания отражающей границы, с которой связаны основные многократные отраженные волны. Описанный эффект достигается раздвижением источников на базе приема на расстояние

$$a = 2\lambda \sqrt{\frac{t_0}{T}},$$

где λ — преобладающая длина волны; T — преобладающий период колебаний; t_0 — время на пункте взрыва.

В последнем случае отраженные волны, регистрируемые без разрывов в корреляции на базе наблюдений равной протяженности источника, являются волнами, соответствующими границам, залегающим глубже рассматриваемого отражающего горизонта. Следует заметить, что разрыв корреляции являясь в данном случае необходимым признаком двухкратной отраженной волны, не является достаточным. Корреляция однократно отраженных волн, характеризующих границы, расположенные несколько глубже рассматриваемого отражающего горизонта, при раздвижении источников на расстояние a также может оказаться нарушенной. В случае слабо дифференцированного разреза эффективность описанного подхода к опознаванию и подавлению многократных волн снижается.

При определении типа многократных волн с помощью вертикальных годографов большое внимание уделялось определению эффективных скоростей. Исходные данные выравнивались методом наименьших квадратов.

Анализ ошибок определения $V_{эф}$ по одиночным годографам показал, что по абсолютной величине они не превышают 10—20 м/с.

При определении типа кратности способом вертикальных годографов форма годографа учитывается лишь в виде эффективной скорости, отнесенной к точке $x = 0$. Поэтому обычно тип кратности проверяют непосредственным построением теоретического годографа многократной волны с учетом преломлений на всех промежуточных границах. Однако эта операция довольно громоздкая.

В процессе интерпретации был найден крайне простой и практически точный прием нахождения формы годографа многократной отраженной волны по годографу соответствующего однократного отражения [3].

Указанный подход к нахождению формы годографа многократного отражения не трудоемок и позволяет учитывать ряд особенностей строения среды, которые при непосредственном построении теоретического годографа многократной волны не учитываются.

Обращает на себя внимание практически полное отсутствие на первой площади многократных волн в интервале времени (в с) $(1—2) > f > 0$ (рис. 2). Основную причину этого следует искать в принятом расстоянии между сейсмоприемниками, которое могло просто не обеспечить условий коррелируемости этих кратных волн.

Анализ вертикальных годографов показывает, что выделенные в районе многократные волны подразделяются на две группы: многократные волны, связанные с отражением от опорного горизонта в низах палеогена и многократные волны, связанные с отражением на границе турон — сантон.

Большинство выделенных в районе многократных волн являются частичнократными, прошедшими дополнительный путь в верхних 300—500 м разреза. Опорный горизонт дает начало также полнократным отражениям. По динамике частичнократные волны, за исключением менее устойчиво коррелирующихся, ничем не отличимы от волн однократных.

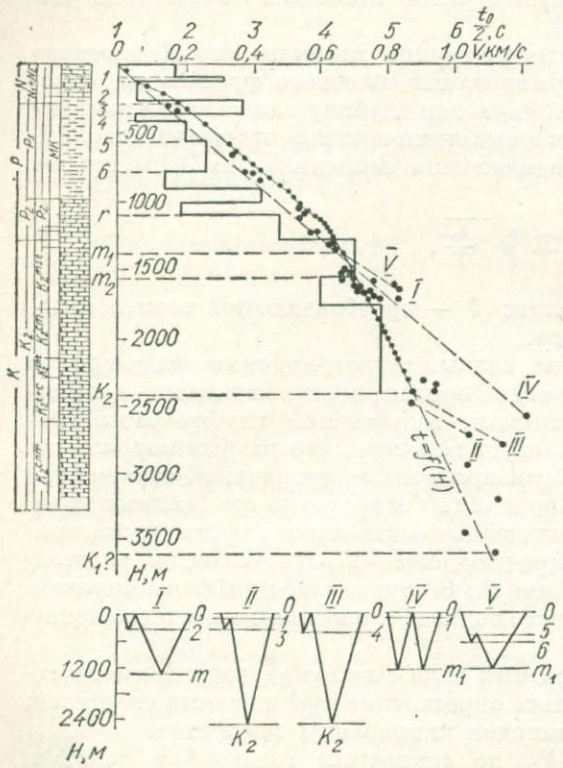


Рис. 2. Определение типа многократных волн на Джанкойской площади.

Полнократные волны существенно отличаются от других отражений на сейсмограмме пониженной частотой (28 Гц по сравнению с 35 Гц у однократных волн). Видимая частота полнократных волн неустойчива и зависит от условий возбуждения. Кроме того, коэффициент поглощения, определенный по соотношению амплитуд опорного отражения и связанного с ним полнократного отражения (А. М. Епинатьева), оказался равным $3 \cdot 10^{-4}$ м$^{-1}$, что почти на порядок ниже коэффициентов поглощения, характерных для осадочных пород района. Все это указывает на интерференционный характер этих волн.

Слабая скоростная дифференцированность разреза ниже опорного горизонта снижает надежность кинематического разделения отраженных волн с $t > 1{,}9$ с на однократные и многократные. Анализ кинематики волн позволяет лишь предположить, что волна с $t = 2{,}28$ с является суммарной, сформированной наложением однократного отражения от кровли нижнего мела ($h = 3500$ м) и малоинтенсивной многократной волны, отразившейся на границе турон — сантон и прошедшей дополнительный путь в толще известняков верхнего мела. Коррелируемость этой суммарной волны плохая, при удалении на 900—1300 м от пункта взрыва волна выделяется неуверенно. Недостаточная скоростная расчлененность разреза на второй площади делает обнаружение многократных волн способом вертикальных годографов малоэффективным.

Изучение многократных волн с помощью синтезирования теоретических сейсмограмм производилось по данным непрерывного электрокаротажа и данным стандартного сейсмокаротажа. Методика определения отражающих свойств разреза непрерывно вдоль ствола скважины по данным электрокаротажа основывалась на результатах работ А. К. Урупова (1965 г.).

При расчете теоретической сейсмограммы на электронно-вычислитель-

ной машине разрез аппроксимировался серией плоскопараллельных пластов мощностью 10 мс каждый. В основу расчета был положен алгоритм Баранова — Кюнетца. Интересно взаимоотношение между корректурами, которые внесет в синтетическую сейсмограмму, рассчитанную методом Баранова — Кюнетца, учет, с одной стороны, неупругого поглощения и, с другой, геометрического расхождения фронтов волн в многочисленной среде. Если отношение $\frac{A_{одн}}{A_{мнкр}}$ при $t = \text{const}$ с учетом в расчетах уменьшающегося с

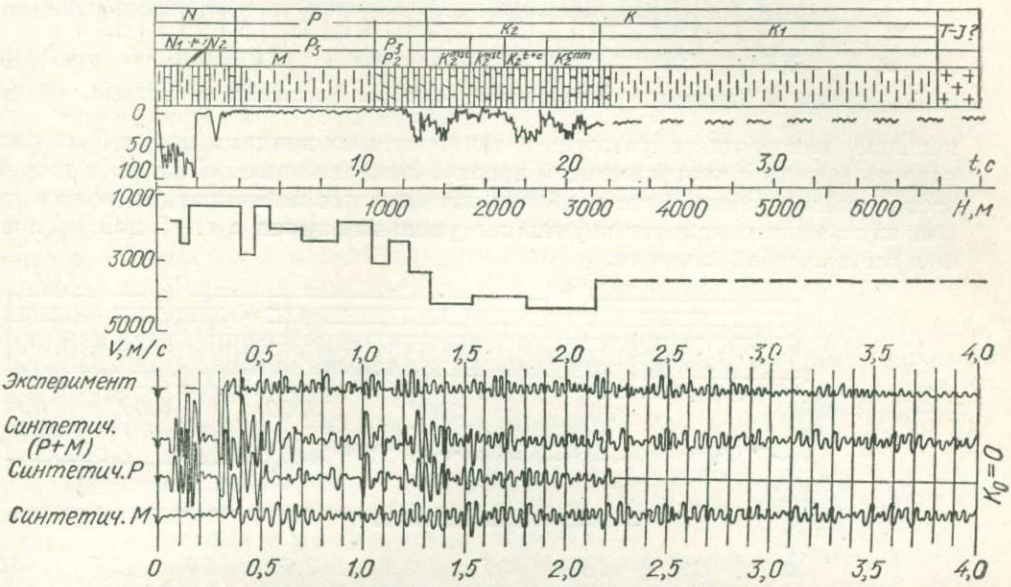


Рис. 3. Синтетические сейсмограммы для Джанкойской площади.

глубиной поглощения увеличится (что будет особенно ощутимо на больших временах синтетической сейсмограммы), то учет сферичности фронтов волн в случае возрастания скорости с глубиной приведет к обратному результату — к уменьшению отношения $\frac{A_{одн}}{A_{мнкр}}$. Последнее свидельствует о близости синтетических сейсмограмм, рассчитанных способом Баранова — Кюнетца, к натуре.

Анализ синтетических сейсмограмм (рис. 3) приводит к ряду интересных выводов. Прежде всего обнаруживается, что поле многократных волн в изучаемом районе непрерывно по оси t_0, и даже при совершенно неотражающей дневной поверхности всего в три раза слабее поля однократных волн. Таким образом, можно говорить о наличии на сейсмограммах сложных суммарных многократных волн, образование которых нельзя связать только с какими-либо определенными двумя-тремя границами.

По интенсивности многократные волны в интервале $t = 2{,}3 - 4$ с, даже в случае модели с неотражающей дневной поверхностью, соизмеримы с однократными отражениями, приходящими из толщи верхнего мела ($t_0 = 1{,}8$ с). Этот факт заслуживает особого внимания, поскольку указанный временной интервал соответствует толще нижнемеловых песчано-глинистых отложений и представляет сейчас наибольший интерес для нефтяников Крыма. Можно ожидать, что регистрация отражений из толщ нижнего мела будет осложнена наложением многократных волн, сформировавшихся в

вышележащих частях разреза. Поэтому к корреляции волн и к структурным построениям в этом диапазоне времен на изучаемой площади следует подходить с осторожностью.

Учитывая специфичность метода расчета теоретических сейсмограмм можно считать, что наиболее близкое к действительности энергетическое соот-

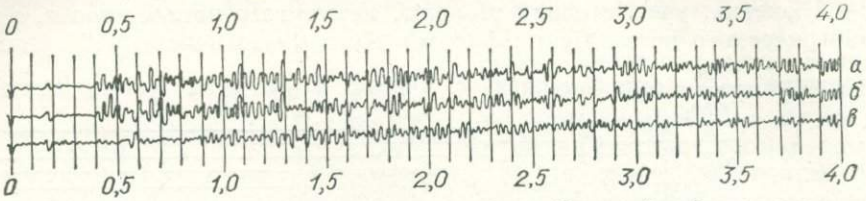


Рис. 4. Суммарные многократные волны на Джанкойской площади.

ношение между многократными и однократными волнами может быть получено на модели с неотражающей дневной поверхностью. «Снятие» с теоретической сейсмограммы фона наиболее интенсивных многократных волн в данном случае компенсирует неучтенное уменьшающееся с глубиной поглощение сейсмической энергии.

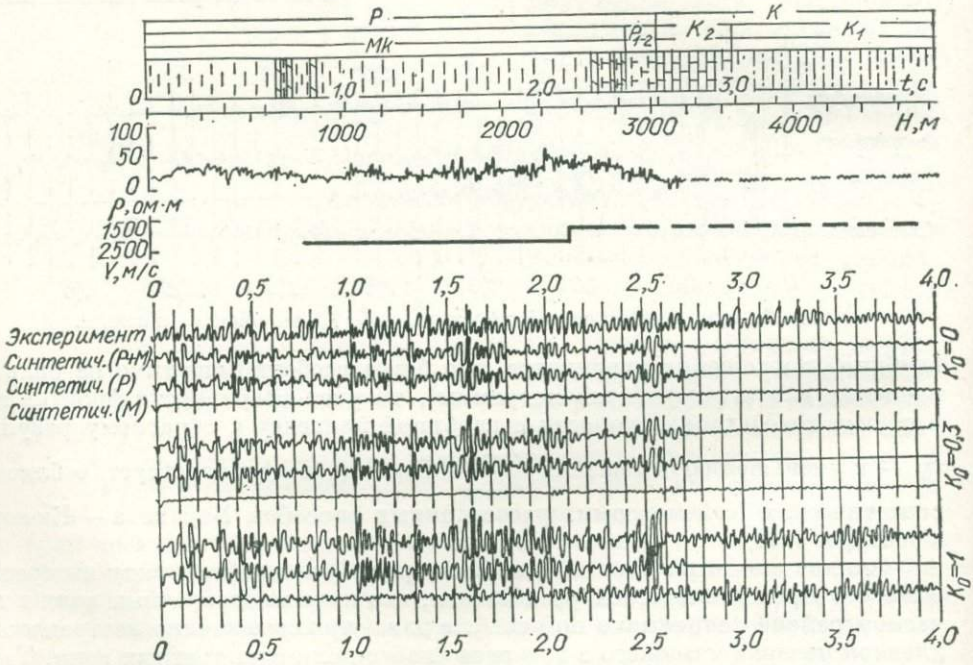


Рис. 5. Синтетические сейсмограммы для Владиславовской площади.

С другой стороны, сопоставление теоретических сейсмограмм указывает на то, что улучшение поверхностных условий (приближение зеркала грунтовых вод к дневной поверхности и др.) может привести к повышению фона многократных волн. Большое влияние на общий уровень помех, создаваемых на больших временах многократными волнами, оказывают тонкие пласты, залегающие на глубине 70—1000 м. На рис. 4 показан фон помех, создаваемых многократными волнами, при изъятии пласта из модели разреза (по амплитуде этот фон уменьшился вдвое). Здесь же показан создаваемый многократ-

ными волнами фон помех изучаемой сейсмической модели с изъятым опорным отражающим горизонтом. В последнем случае не наблюдается существенных изменений фона.

На рис. 5 показаны синтетические сейсмограммы, рассчитанные для трех моделей сейсмического разреза второй площади. Анализ приведенных сейсмограмм свидетельствует об отсутствии на изучаемой площади помех, связанных с многократными отраженными волнами. Интенсивность фона помех, формируемых многократными волнами, настолько низка $\left(\frac{A_{\text{мнкр}}}{A_{\text{одн}}} \leqslant 8-10\right)$, что эти помехи не могут оказывать заметного влияния на коррелируемость полезных волн.

Важное место в синтезировании теоретической сейсмограммы занимает выбор формы сигнала «в источнике». Сходство теоретической сейсмограммы с полевой записью считается основным показателем правильности этого выбора. Анализ полевых записей указал на возможность использования импульса Риккера [7] в качестве «сигнала в источнике». Сопоставление синтетических и полевых трасс показывает, что совпадение их не безупречно. Причина этого — неабсолютная коррелируемость электрических и акустических параметров разреза изучаемого района.

Однако, если рассматривать обе записи в амплитудном приближении, оставив пока в стороне некоторые детали формы записи, то обнаруживается определенное соответствие между осями синфазности на полевой и синтетической сейсмограммах, что позволяет говорить о достоверности приведенных расчетных данных.

Изучение возможности спектрально-избирательного ослабления фона помех, создаваемых многократными волнами. Различие спектрального состава однократных и многократных отраженных волн определяется двумя факторами: неупругим поглощением сейсмической энергии, которое в реальных геологических средах обычно уменьшается с глубиной, и тонкой слоистостью среды. Если первая причина приводит к относительному смещению амплитудного спектра многократной волны в сторону низких частот, то влияние второй причины на спектральный состав волн в каждой конкретной сейсмогеологической ситуации проявляется по-разному.

Изучение влияния тонкой слоистости реальных сред на спектральный состав однократных и многократных волн является первоочередной задачей практической важности, ибо только на базе такого изучения могут быть выбраны параметры спектрального избирательного приема однократных волн и ослабления фона помех, создаваемых многократными волнами. Применение с этой целью синтетических сейсмограмм открывает широкие, еще не использованные возможности.

Рассмотрим синтетическую сейсмограмму, рассчитанную с учетом всех актов многократного отражения, как сумму двух сейсмограмм — сейсмограммы, содержащей только однократные отражения, и сейсмограммы, содержащей только многократные отражения:

$$F(t) = F_p(t) + F_m(t).$$

Такой подход позволяет представить комплексную частотную характеристику изучаемой n-слойной среды как сумму комплексных частотных характеристик двух воображаемых сред, порождающей только однократные отраженные волны. Изложенная идея, в свою очередь, позволяет записать выражения для амплитудной и фазовой частотных характеристик регистрирующего устройства, предназначенного для спектрального приема однократных отражений и ослабления фона помех, создаваемых в многослойной среде

многократными отражениями:

$$X(\omega) = \frac{\sqrt{\left[1 + \sum_{i=1}^{n} b(T_i) \cos \omega T_i\right]^2 + \left[\sum_{i=1}^{n} b(T_i) \sin \omega T_i\right]^2}}{\left[1 + \sum_{i=1}^{n} a(T_i) \cos \omega T_i\right]^2 + \left[\sum_{i=1}^{n} a(T_i) \sin \omega T_i\right]^2},$$

$$\psi = -\operatorname{arctg} \frac{\sum_{i=1}^{n} b(T_i) \sin \omega T_i}{1 + \sum b(T_i) \cos \omega T_i} - \operatorname{arctg} \frac{\Phi_P(\omega) \sin V_P(\omega) + \Phi_m(\omega) \sin V_m(\omega)}{\Phi_P(\omega) \cos V_P(\omega) + \Phi_m(\omega) \cos V_m(\omega)},$$

где b — амплитуда импульсной синтетической сейсмограммы, содержащей только однократные отражения; a — амплитуда импульсной синтетической сейсмограммы, содержащей однократные и многократные отражения; T_i — время прихода импульса на поверхность наблюдений; $\Phi_P(\omega)$ — амплитудная частотная характеристика среды для однократных отраженных волн; $\Phi_m(\omega)$ — амплитудная частотная характеристика среды для многократных отраженных волн; V_P — фазовая характеристика среды для однократных отраженных волн; V_m — фазовая характеристика среды для многократных отраженных волн.

Изменяя в приведенных выражениях количество членов ряда, можно перейти к рассмотрению текущих частотных характеристик слоистых толщ и соответственно к выбору параметров приема, оптимальных (в указанном смысле) для определенных интервалов времени на сейсмограмме. Изложенная идея практически оказалась наиболее интересной в своих частотных вариантах, таких, например, как изучение возможности ослабления той части «многократного фона», образование которой связано с определенными приповерхностными слоями, и т. д.

Наряду с изучением геологического строения осадочного чехла на Украине в большом объеме проводятся исследования методом КМПВ с целью определения глубины залегания и конфигурации поверхности фундамента.

При небольшой мощности осадков (2—3 км) эти работы не встречают больших трудностей. При значительной глубине залегания фундамента исследования имеют определенную специфику, в первую очередь это относится к длине годографов, достигающих 80—100 км.

Доказано, что на многих участках на значительных расстояниях в первых и последующих вступлениях регистрируются не головные волны, а рефрагированные, которые характеризуются, во-первых, меньшим затуханием, чем головные и, во-вторых, их нагоняющие годографы не параллельны. Наблюдаются кратно-рефрагированные волны.

Наиболее сложным моментом в проведении исследований КМПВ — ГСЗ является обнаружение и трассирование тектонических нарушений. В простейшем случае наблюдается типичная волновая картина, т. е. разрыв корреляции волны со смещением во времени. Естественно, для уверенного выделения тектонического нарушения необходимо подтверждение аномальной волновой картины на нагоняющих годографах.

При исследовании разрывов по глубоким сейсмическим горизонтам, в частности по поверхности М используются закритические отражения. В последнем случае необходимо размещать пункты возбуждения в 60—70 км от предполагаемого нарушения, так как расстояние 120—140 км является оптимальным при регистрации закритических отражений от поверхности М. Вторым признаком существования зоны разломов служит появление на сейсмограммах дифрагированных волн с четко выраженной гиперболиче-

ской формой годографов и нерегулярных волн с короткими осями синфазности, имеющими высокие, а иногда отрицательные кажущиеся скорости.

Кроме указанных признаков выделения тектонических нарушений существуют еще и косвенные, к которым относятся: смена физических характеристик среды, в основном скоростей распространения волн пластовых, средних, а также граничных; смена характера сейсмического разреза и ряд других.

Особенности разрывных нарушений при регистрации волн типа *PSP* или *PSS* проявляются более выразительно, чем при регистрации волн типа *PPP*. Величина разрыва годографа поперечных волн в ряде случаев в 2,5—3 раза больше, чем на записях продольных волн.

С целью изучения поведения поверхности фундамента и основных сейсмических границ земной коры на территории Украины выполнено несколько профилей КМПВ и ГСЗ, два из которых наиболее интересны с точки зрения сопоставления нефтегазоносных провинций с древним Украинским щитом. Первый профиль длиной около 805 км проходит с севера на юг и пересекает следующие геологические структуры: Воронежский массив, Днепровско-Донецкий авлакоген, Украинский щит, молодую эпигерцинскую Скифскую платформу, Причерноморско-Кубанский прогиб, альпийскую складчатую зону Крыма и впадину Черного моря. Второй профиль состоит из нескольких самостоятельных профилей, проходит в северо-восточном направлении и пересекает, как и первый, Воронежский массив, Днепровско-Донецкий авлакоген, Украинский щит (Овручский протерозойский синклинорий, Коростенский плутон основных пород), Предкарпатский краевой прогиб, Складчатые Карпаты, Закарпатскую впадину и заканчивается на Паннонском срединном массиве. Сейсмические профили обработаны по методике непрерывного профилирования с получением полных корреляционно увязанных систем годографов для всех типов волн от границ в земной коре и от ее подошвы. Расстояние между пикетами взрывов при изучении верхних частей земной коры составляло 10—25 км, при изучении глубоких горизонтов — 35—50 км. Длина годографов соответственно в первом случае была 80—110 км, во втором достигала 200 км.

По кинематическим и динамическим характеристикам все волны могут быть разделены на следующие группы: 1) группа волн, связанных с сейсмическими горизонтами в осадочной толще; 2) волны, связанные с поверхностью фундамента и границами внутри «гранитного» слоя; 3) волны, связанные с поверхностью «базальтового» слоя и границами внутри него; 4) волны, связанные с поверхностью М или зоной перехода от земной коры к верхней мантии. Перечисленные волны включают различные их типы: докритические отражения, головные рефрагированные, дифрагированные, обменные и др.

Разрез по профилю Черное море — Воронежский массив показывает значительные различия в строении земной коры разных геологических структур. Изменяется мощность коры, а также структура, мощность и соотношение слагающих ее слоев. Четко отражено различие в строении «субокеанической» коры впадины Черного моря и континентальной коры Украины. Под Черным морем кора значительно тоньше (22—30 км), чем в области континента (35—50 км). Осадочный слой в Черноморской впадине имеет мощность 7—14 км, на Скифской платформе, в районе Симферополя, — 0,2—0,3 км. Севернее, в Сивашской впадине, мощность его возрастает до 5—6 км, а на Украинском щите вновь уменьшается до полного выклинивания слоя. В Днепровско-Донецком авлакогене мощность осадков достигает 10—12 км, на Воронежском массиве — 0,5—1,0 км.

В континентальной зоне «гранитный» слой прослеживается повсеместно. На многих участках внутри него на сравнительно небольших глубинах (2—5 км) обнаружены полого залегающие сейсмические границы. Наличие их внутри «гранитного» слоя часто находится в видимом противоречии с преимущественно вертикально-слоистым строением приповерхностной части фундамента.

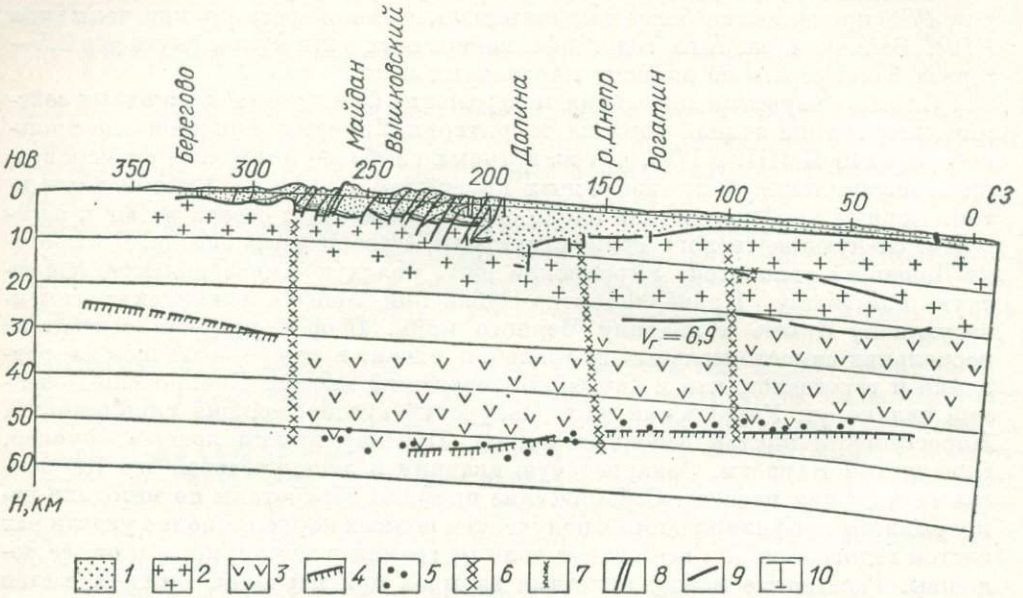


Рис. 6. Сейсмогеологический разрез вдоль профиля Вишневец — Долина — Берегово.
1 — осадочный слой; *2* — «гранитный» слой; *3* — «базальтовый» слой; *4* — поверхность Мохоровичича; *5* — одиночные определения поверхности Мохоровичича; *6* — глубинные разломы; *7* — крупные разломы; *8* — карпатские разломы по геологическим данным; *9* — сейсмические и скоростные границы; *10* — буровые скважины.

Поверхность «базальтового» слоя прослежена на всем протяжении профиля. Под Днепровско-Донецким авлакогеном она образует синклинальное понижение, в общих чертах повторяя рельеф фундамента. Под Украинским щитом, на участке Запорожье — Павлоград, поверхность «базальтового слоя» залегает на глубинах 17—20 км, а южнее, в Белозерском районе, всего на 5—8 км. Еще дальше на юг она вновь погружается на глубины 17—20 км. Под Крымскими горами наблюдается антиклинальный перегиб поверхности «базальтового» слоя.

Поверхность М под Черным морем залегает на глубинах 22—30 км. Под Крымскими горами глубина залегания ее увеличивается до 50—53 км, что свидетельствует о наличии «корней» гор. С севера и юга Крымские горы ограничены глубинными разломами. В зоне Украинского щита мощность земной коры изменяется от 40 до 50 км. Под наиболее опущенной частью Днепровско-Донецкого авлакогена поверхность М образует антиклинальный перегиб. Внутренняя структура земной коры в целом достаточно хорошо увязывается со структурными элементами, слагающими верхнюю ее часть. Отмечается несогласное залегание поверхности фундамента, основных слоев земной коры и ее подошвы. На некоторых участках наблюдаются две границы М, что, видимо, свидетельствует о наличии переходной зоны между корой и мантией.

Вдоль профиля наблюдается большое количество глубинных разломов, которые, как правило, имеют падение на север. Эта закономерность, естественно, не случайная, и, очевидно, обусловлена процессами, происходящими в мантии. Создается впечатление, что верхняя часть земной коры, начиная от Днепровско-Донецкого авлакогена, переместилась (в горизонтальном направлении) к югу, т. е. в сторону Черноморской впадины. Горизонтальное смещение верхней части земной коры территории, ограниченной с запада Одесским и с востока Мелитопольским разломами, доказано на многих участках (Кривой Рог, Горный Крым, эпигерцинская платформа в районе Джанкоя и Одесского залива и др.). Следует заметить, что современные вертикальные подвижки земной поверхности с максимальными значениями (10 мм год) относятся именно к указанному участку.

Разрез по профилю II также отображает сложное разломно-блоковое строение земной коры

Методика наблюдений в западной части Украины в основном такая же, как на профиле Воронежский массив — Черное море. Отличие заключается лишь в дополнении непрерывного продольного профилирования многочисленными точечными зондированиями по площади. Эти зондирования основывались на регистрации интенсивных закритических отражений от поверхности и позволили составить схему ее гипсометрии.

Волновая картина на западе Украины по своим особенностям аналогична картине, наблюдавшейся на профиле Воронежский массив — Черное море,

Земная кора западной части Украины имеет сложную глыбово-волновую структуру *. Общая мощность коры изменяется в широких пределах. На Украинском щите и Воронежском массиве мощность коры равна 46÷50 км. Под Днепровско-Донецким авлакогеном она уменьшается до 34÷40 км. На Волыно-Подольском склоне Русской платформы мощность земной коры составляет 42÷45 км, причем утолщение идет в направлении Карпат. Под Складчатыми Карпатами и Предкарпатским прогибом мощность коры быстро увеличивается до 55—57 км, причем резко возрастает контрастность рельефа и перепады глубин поверхности М, находящейся в Закарпатье уже на глубинах всего 28—30 км (рис. 6).

Рельеф основных слоев земной коры также весьма изменчив. Поверхность фундамента приподнята на Украинском щите и Воронежском массиве и погружена в прогибах, где ее максимальные глубины составляют 6—8 км (Днепровско-Донецкий авлакоген), 10—13 км (Предкарпатский прогиб), 5—6 км (Закарпатский прогиб).

Поверхность К в Днепровско-Донецком авлакогене находится на глубине около 20 км, на Украинском щите она резко приподнимается. Под Овручским синклинорием и участками, окружающими Коростенский массив габбро-лабрадоритов, глубины до поверхности К составляют всего 3—5 км. Не исключено, что Коростенский массив габбро-лабрадоритов представляет собой обнаженный выступ «базальтового» слоя. На запад, к Карпатам, граница К погружается, и на Волыно-Подольском склоне Русской платформы он располагается уже на глубине около 20 км.

Сейсмическими исследованиями устанавливается также существование глубинных разломов, пронизывающих всю толщу земной коры и подразделяющих ее на отдельные блоки. Крупнейшими являются разломы, ограничивающие Карпатское складчатое сооружение, особенно западный разлом, по которому поверхность смещена по вертикали на 20 км. Этот глубинный

* См. рис. 2 из работы С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, Д. Просен и др. Рельеф поверхности Мохоровичича Карпато-Балканского региона и смежных территорий.— Сов. геология, 1968, № 2, с. 5—14.

разлом разделяет районы с принципиально различным строением земной коры. На юго-запад от разлома мощность земной коры значительно меньше, чем к северо-востоку, в пределах как горного сооружения Карпат, так и прилегающей части Русской платформы. Таким образом, «корни», под Карпатами, асимметричны, осевая часть «корней» смещена к северо-востоку от центральной части Карпат. Очевидно, такой характер строения земной коры и наличие глубинного разлома с большой амплитудой обусловили особенности строения верхнего этажа земной коры, нашедшие свое выражение в горизонтальном смещении масс горных Карпат к северо-востоку.

Крупные глубинные разломы зафиксированы на Волыно-Подольском склоне Русской платформы, а также в краевых частях Днепровско-Донецкого авлакогена.

Наличие глубинных сейсмических границ, размещенных в коре на разных уровнях, а также глубинных разломов и контролируемых ими месторождений полезных ископаемых, теснейшим образом связано с образованием земной коры и с процессами, протекающими в верхней мантии Земли. Эти процессы определяют энергию движений, характер и закономерности размещения структурных форм в земной коре, в связи с чем существенным является изучение не только строения земной коры, а и выявление и изучение границ, размещенных в верхней мантии Земли.

Каковы же возможности такого изучения? Прежде чем ответить на этот вопрос, следует определить, каковы физические условия в верхней мантии, как они влияют на состояние и поведение подкорового вещества, на образование там границ раздела вещества по физическим параметрам, на возникновение глубинных разломов и магматических очагов.

В соответствии с разрабатываемой в институте геофизики АН УССР теорией причин тектонических движений и образования в земной коре структурных форм, схема возникновения и развития процессов, протекающих в верхней мантии Земли и определяющих закономерности строения земной коры, представляется в следующем виде [4].

Верхняя мантия, не говоря уже о земной коре, неоднородна. На разных ее глубинах, особенно в верхней 500-километровой толще, вследствие ряда причин (неравномерность вращения Земли, перенос вещества на глубине, неравномерный разогрев теплом радиоактивного распада и т. д.) на фоне общих равномерно распределенных геодинамических и термоупругих напряжений возникают дополнительные локальные положительные и отрицательные геодинамические и термоупругие напряжения, в одних местах усиливающие, в других ослабляющие общее нормальное давление на данной глубине.

Под их воздействием в отдельных зонах верхней мантии возникают критические уровни термодинамических условий, при которых происходит скачкообразное увеличение или уменьшение объема в связи с процессами полиморфных, фазовых, электронных и химических превращений вещества мантии. Такое изменение объема и служит непосредственной причиной движений отдельных участков земной коры, расположенных над зонами изменения объема в верхней мантии: над зоной сокращения объема образуется прогиб, над зоной расширения — поднятие. Экспериментально установлено, что вследствие полиморфных переходов изменение объема разных веществ составляет от единиц до первых десятков процентов. Это позволяет утверждать, что подобные превращения происходят и в веществе мантии и что на границах объемов подкоровых масс, подвергающихся такому превращению, должны возникать определенные довольно резкие поверхности изменения физических свойств вещества, в том числе и сейсмические границы.

Между зоной уменьшения объема вещества мантии и земной корой в связи с проявлением сил прочности коры возникают условия пониженного давления, что приводит к снижению теплоемкости, повышению уровня температуры, снижению температуры плавления вещества и возникновению магматического очага. В краевых зонах уменьшающегося или увеличивающегося объема вещества мантии начинают формироваться глубинные разломы, развивающиеся вверх, разрывающие толщу земной коры и выходящие на поверхность Земли.

Процессы изменения объема вещества мантии протекают дифференцированно во времени и пространстве, на разных глубинных уровнях и приводят к формированию всей сложной гаммы основных и производных от них структурно-тектонических форм.

Возникновение относительно увеличенных и уменьшенных объемов вещества мантии, как видно, приводит к появлению границ, т. е. поверхностей скачкообразного изменения физических параметров вещества мантии. Обнаружение таких границ, определение их местоположения (глубины залегания и форм), а также их кинематической и динамической характеристик, имело бы важное значение для решения проблемы причин и форм тектогенеза. Оно сыграло бы существенную роль в раскрытии закономерностей размещения структурных элементов земной коры и приуроченных к ним месторождений полезных ископаемых.

Первые данные о наличии и характере поведения глубинных границ на территории Украины приведены выше. Наиболее интересным является здесь наличие глубинных разломов. Однако их выявление и изучение наталкивается на ряд трудностей, порой настолько серьезных и, казалось, непреодолимых, что это иногда приводит к пессимизму в отношении перспектив метода глубинных сейсмозондирований. Мы считаем, что в настоящее время нет оснований для пессимизма. Наоборот, приведенные выше разрезы земной коры по двум региональным профилям свидетельствуют о больших возможностях метода ГСЗ. Для этого необходимо дальнейшее его совершенствование, разработка ряда теоретических вопросов, новых методических приемов, постановка экспериментальных работ. Существенной является проблема комплексирования сейсмических исследований с другими геофизическими методами: гравиметрическим, магнитным, магнитотеллурическим, электроразведочным и т. д.

Сейсмический метод (различные его модификации) является в настоящее время наиболее эффективным как в смысле объема получаемой информации, так и в отношении точности и надежности проводимых на этой основе геометрических и физических построений и геологического истолкования данных. Однако при всем этом другие методы геофизики дают такие же данные о глубинной структуре, которые позволяют достаточно уверенно намечать местоположение и характер глубинных разломов, проводить тектоническое районирование, определять контуры и общую характеристику крупных, а часто средних и более мелких структурных форм. Все это позволяет создать определенную канву для успешного применения более сложного в проведении и более дорогостоящего метода сейсмических исследований и достигать более существенных результатов в изучении земной коры, ее глубинных зон и верхней мантии, что имеет исключительно важное значение для познания основных закономерностей размещения структурных форм в земной коре и поисков приуроченных к ним скоплений минеральных богатств.

ВЫВОДЫ

1. Сейсмическими методами изучалось строение всех нефтегазоносных регионов Украины.

2. Применение метода отраженных волн сталкивается с многочисленными трудностями, к которым в первую очередь относится наличие многократных волн.

3. Анализ волнового поля, выполненный способом вертикальных годографов, показал, что ряд многократных отраженных волн, прослеживающихся на значительных расстояниях, связан с резкими границами в верхней части разреза.

4. По данным синтетических сейсмограмм установлено, что на сейсмограммах многих площадей формируются многократные суммарные волны, образование которых нельзя связывать с какими-либо определенными двумятремя границами.

5. Показана целесообразность использования синтетических сейсмограмм для изучения возможности спектрально-избирательного приема однократных отражений и ослабления фона помех, формируемых многократными волнами.

6. С целью определения глубины залегания, конфигурации поверхности фундамента и сейсмических границ земной коры в значительном объеме использован метод преломленных волн и глубинное сейсмическое зондирование. Построены разрезы земной коры по двум наиболее интересным профилям, которые пересекают альпийскую складчатую область, передовые прогибы, платформенные впадины и Украинский щит. Доказано несогласное залегание основных границ земной коры и наличие глубинных разломов, обусловливающих блоковое строение коры.

7. На базе теории о причинах тектонических движений объяснены особенности структурных форм земной коры Украины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Берзон И. С.* Эффективные скорости и глубины, определенные по годографам многократно отраженных волн.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1966, № 8.
2. *Гальперин Е. И.* Изучение многократных отражений при вертикальном сейсмическом профилировании.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 1.
3. *Лоссовский Е. К.* О многократных отраженных волнах в равнинном Крыму.— Геофиз. сб. АН УССР, 1966, № 22.
4. *Субботин С. И., Гуревич Б. Л., Кужелов Г. К. и др.* Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики.— М. : Недра, 1965.
5. *Baranov V., Kunets G.* The theory and practical calculation of aynthetic seismograms with multiple reflections.— Geophys. prospect. 1960, 8.
6. *Hansen R.* Multiple reflections of seismic energy.— 1948, 8, N 1.
7. *Ricker N.* The form and taws of propagation of seismic wavelets.— Geophysics, 1955, 20, N 3.
8. *Subbotin S. I.,* Strukture of the Earth's crust and upper Mantle.— Tectonophysics, 1965, 2, N 2/3.
9. *Subbotin S. I.* Influence of the Upper Mantle processes on the strukture of the Earth's crust.— Tectonophysics, 1965, 2, N 2/3.
10. *Subbotin S. I.* Processes in the Upper Mantle.— Tectonophysics, 1965, 2, N 2/3.

СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ УКРАИНЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ ТЕТИСА В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ И ПРЕДСТАВЛЕНИЙ *

Теоретическая геология переживает беспокойное время. Широкое развитие геолого-геофизического эксперимента, вовлечение в сферу активного изучения океанических пространств и глубоких зон литосферы, интеграция различных исследовательских направлений с усовершенствованием традиционных и внедрением ранее не применявшихся методик и подходов обусловили появление обильного потока новых, подчас весьма неожиданных данных. Последние, в свою очередь, в благоприятной обстановке общего, но длительное время остающегося неудовлетворенным, стремления к созданию единой всеобъемлющей и всеобъясняющей геологической теории привели к рождению ряда новых и возрождению некоторых старых, временно забытых, идей и результатов интерпретаций. Объединение этих идей в единую концепцию «новой глобальной тектоники» привело к ревизии и пересмотру не только частных, но и многих, казавшихся прочными, фундаментальных краеугольных геологических понятий и представлений. Достаточно сказать, например, что даже понятие «геосинклиналь» с позиций новой концепции существенно поколеблено и ныне «приспосабливается» к ней. Ниже мы рассмотрим некоторые аспекты новой глобальной тектоники, особенно в ее региональном применении. Сейчас же подчеркнем лишь, что в возникшей ситуации теоретических шатаний, массового увлечения новыми идеями, жарких дискуссий, особое значение приобретает факт, его достоверность и представительность. Учитывая это, приступим, прежде всего, к изложению новых фактических материалов о глубинном строении земной коры Украины, полученных в последние годы, дополняющих и развивающих более ранние представления [22—31, 34, 35, 40—46, 54, 56, 57, 66—68, 85—91, 93—98].

I

На рис. 1 приведен разрез земной коры Украинского щита. После получения новых данных и пересмотра всего материала он дополнен и уточнен по сравнению с более ранними публикациями [26, 29 и др]. Этот разрез представляет особый интерес, поскольку только на древних платформах, прежде всего в районах щитов, имеется возможность изучать в малоизмененном виде строение и состав наиболее глубоких и древних зон коры, сформировавшихся на самых ранних, начальных стадиях ее становления (лунной, нуклеарной, протогеосинклинальной) и сохранившихся без особых преобразований с конца протогея. Благодаря глубокому денудационному срезу, а также отсутствию или малой мощности осадочного чехла, эти зоны коры выведены на щитах на

* С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов.— Геофиз. сб., вып. 70. 1976, с. 13—45. Печатается с небольшими сокращениями.

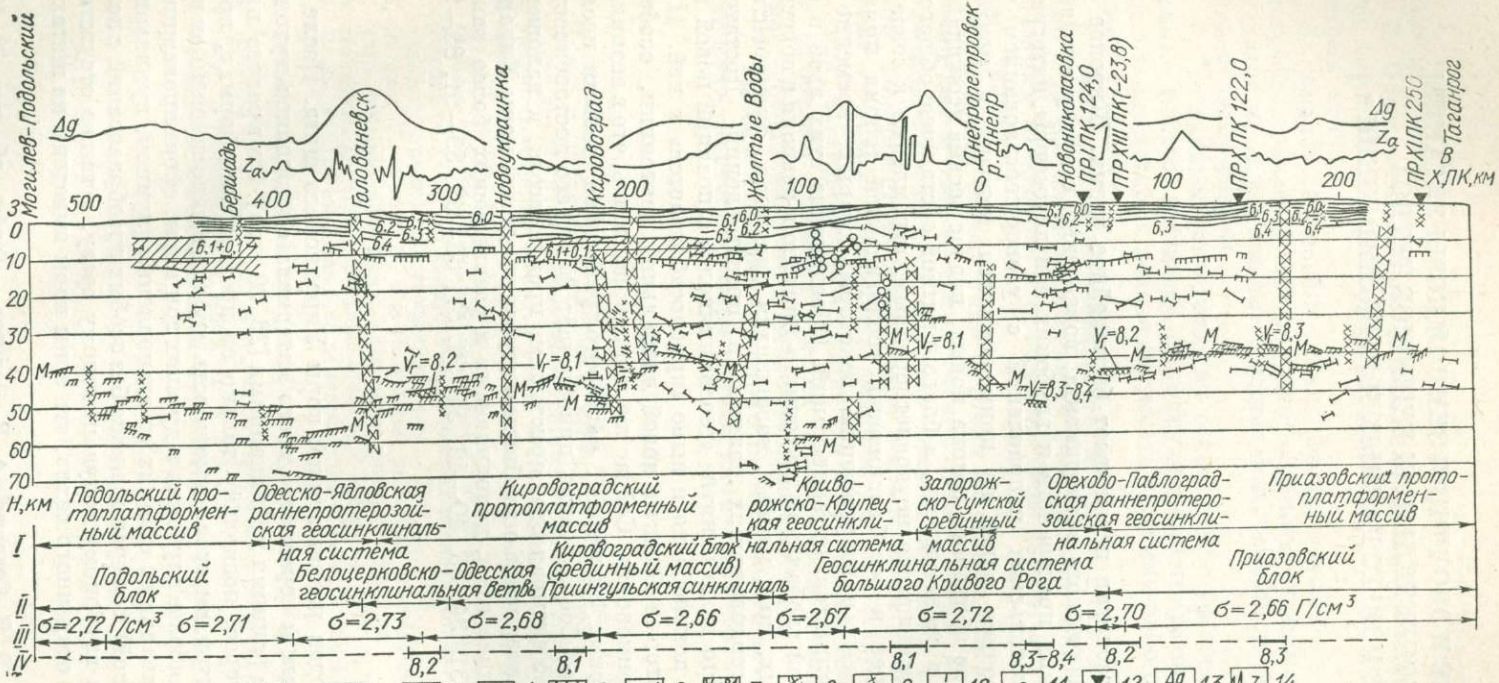


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез земной коры вдоль Украинского щита (VIII Международный профиль ГСЗ, участок Могилев-Подольский — Таганрог, по В. Б. Соллогубу, А. В. Чекунову, А. А. Трипольскому).

1 — преломляющие горизонты с указанием значений граничной скорости (в км/с); *2* — отражающие площадки; *3* — линии изоскоростей в кристаллической толще (в км/с); *4* — протяженный отражающий горизонт в «гранитном» слое; *5* — слои с пониженными скоростями (в км/с); *6* — отражающие границы раздела М; *7* — преломляющие границы раздела М с указанием значений граничной скорости (в км/с); *8* — глубинные и другие крупные разломы, по данным ГСЗ; *9* — менее значительные разломы; *10* — разломы, по геологическим данным; *11* — точки дифракции; *12* — пункты взрыва; *13* — кривая Δg; *14* — кривая Z_a.

I — тектонические зоны, по данным ГСЗ; *II* — тектонические зоны, по геологическим данным; *III* — участки одинаковой плотности приповерхностных пород (в г/см³); *IV* — участки раздела М, для которых определены значения граничных скоростей (в км/с).

дневную поверхность или располагаются вблизи нее, что значительно облегчает их изучение геофизическими методами и обеспечивает получение наиболее достоверных и представительных данных. В таких районах, кроме того, возможно непосредственное сопоставление сведений о геологической структуре, вещественном составе и физических параметрах «кристаллической» части коры,

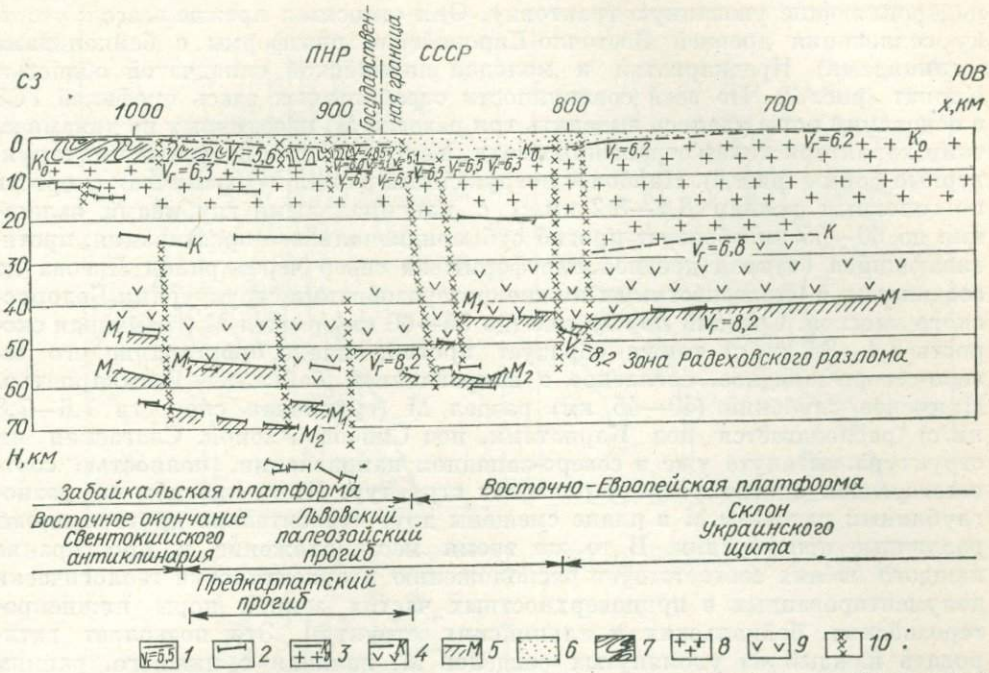


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез земной коры через западный склон Украинского щита — Львовский палеозойский прогиб — Свентокшиский антиклинорий (VIII Международный профиль ГСЗ, участок Тернополь — Рава-Русская — Кельцы, по В. Б. Соллогубу, Гутерху, А. В. Чекунову, Матежку, В. С. Гейко, Пайхелю, Л. П. Ливановой и др.).

1 — преломляющие горизонты с указанием значений граничной скорости (в км/с); *2* — отражающие площадки; *3* — поверхность древнего кристаллического фундамента; *4* — раздел К; *5* — раздел М; *6* — осадочный слой; *7* — складчатый фундамент молодой платформы; *8* — «гранитный» слой; *9* — «базальтовый» слой; *10* — глубинные и другие крупные разломы.

что важно для их правильного комплексного истолкования и повышения достоверности геологической интерпретации геофизических материалов в других регионах.

Разрез на рис. 1 хорошо иллюстрирует общие особенности структуры земной коры. Видно, что она имеет сложное слоисто-блоковое строение с градиентными изменениями и инверсиями скоростей в слоях, различным количеством границ разделов в разных блоках и весьма дробной скоростной дифференциацией. Ограничениями блоков являются зоны глубинных и других крупных разломов, рассекающих всю кору или отдельные ее слои и обусловливающих тем самым дискретность ее структуры в горизонтальном направлении.

Переход от коры к мантии как в пределах Украинского щита, так и в других регионах, сложен и разнообразен. Он не связан обычно с какой-то одной резкой гладкой границей, а осуществляется либо через целые переходные зоны, толщина которых неодинакова и достигает местами пяти и более километров, либо имеет многоярусный, многоэтажный характер. В последнем случае в переходной зоне от коры к мантии выделяется не один, а два

и даже более сейсмически адекватных раздела М, располагающихся друг над другом с разницей по глубине до 8—10 км. Такие случаи были описаны ранее [24 и др.], тогда же было сформулировано представление о разновозрастности этих «дубликатов» раздела М. Ныне получены новые данные, подкрепляющие указанную трактовку. Они относятся прежде всего к участку сочленения древней Восточно-Европейской платформы с байкалидами (галицидами) Предкарпатья и молодой альпийской складчатой областью Карпат (рис. 2). По всей совокупности отработанных здесь профилей ГСЗ в основании коры удалось выделить три раздела М, идентичных по динамическим характеристикам отраженных волн, и оконтурить образуемые ими структурные формы (рис. 3). Наиболее погруженный раздел М (граничная скорость по головным волнам 8,1—8,2 км/с) с максимальными глубинами залегания до 60—65 км образует прогиб субмеридионального простирания, протягивающийся от края древней платформы на север через район Львова до соединения с близдолготными нижнепротерозойскими структурами Белорусского массива. Средний по глубине (до 55—60 км) раздел М (граничная скорость 8,1—8,2 км/с) также образует прогиб, однако простирание его северо-северо-западное, согласное с направлением байкалид Предкарпатья. Наименее глубокий (40—45 км) раздел М (граничная скорость 7,6—7,8 км/с) располагается под Карпатами, под Скибовой зоной. Слагаемая им структура вытянута уже в северо-западном направлении, полностью соответствующем ориентировке карпатских структур. Итак, прогибы по разноглубинным разделам М в плане смещены друг относительно друга и имеют различные простирания. В то же время местоположение и простирание каждого из них соответствует расположению и ориентировке геологически документированных в приповерхностных частях земной коры нижнепротерозойских, байкальских и альпийских структур. Это позволяет датировать каждый из упомянутых разделов М, начиная с нижнего, ранним протерозоем, рифеем — ранним палеозоем и мезо-кайнозоем. Аналогичная картина наблюдается и в других регионах Украины, например под Днепровско-Донецкой впадиной, где на субмеридиональный раннепротерозойский план основания коры наложены северо-западные структуры менее глубокого байкальско-герцинского раздела М.

Отмеченные явления многоэтажных переходов от коры к мантии делают затруднительным составление единой схемы изоглубин раздела М. Очевидно, выход из этого положения заключается в поэтапной реконструкции меняющегося со временем структурного плана основания коры, аналогично тому, как для одной и той же территории составляется несколько палеотектонических схем основных этапов ее развития.

Для территории Украины в настоящее время завершена реконструкция структуры раздела М к началу неогея, разработанная схема была опубликована в работах [31 и др.]. Сопоставление этой схемы с данными геологии показало, что утолщения коры связаны с ныне денудированными орогенами раннепротерозойских геосинклинальных зон, существенно меньше глубины до подошвы коры наблюдаются под участками наиболее древней консолидации, представляющими собой в раннем протерозое срединные и протоплатформенные массивы. Отмеченная корреляция между толщиной коры и определенными типами геологических структур была использована в качестве дополнительного критерия для реконструкции раннепротерозойского тектонического плана юга европейской части СССР [30, 31]. Анализ данных ГСЗ и магнитометрии позволил установить, что интенсивные магнитные аномалии в зонах развития криворожской железорудной формации располагаются обычно на участках с утолщенной корой. Совместное использование тради-

ционного признака прослеживания раннепротерозойских (криворожских, саксаганских) геосинклиналей по полосовым магнитным аномалиям и глубинного критерия — толщины земной коры — дало возможность значительно дополнить и уточнить существовавшие ранее представления (рис. 17, *а*), ибо глубинный критерий «срабатывал» и там, где вследствие денудационного среза железорудная формация была уничтожена и, соответственно, отсутст-

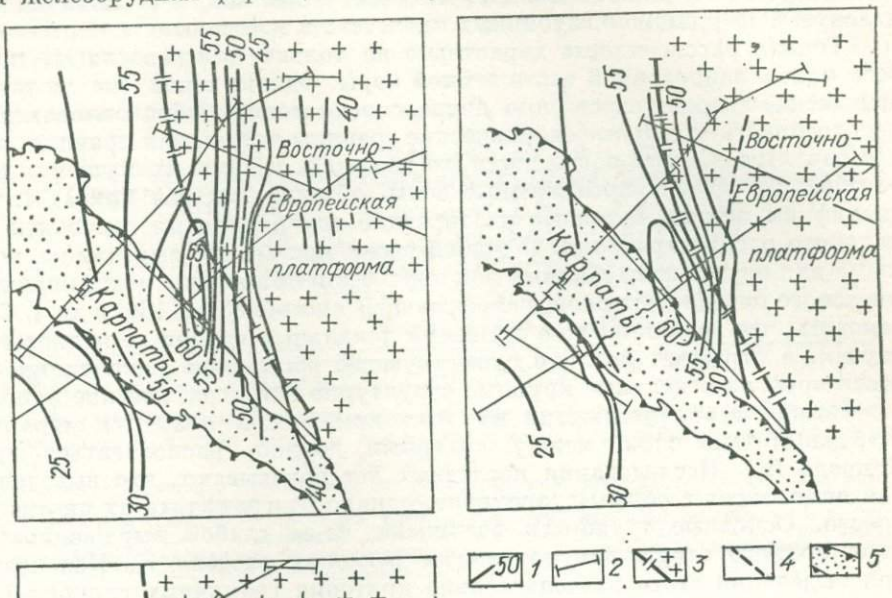


Рис. 3. Структурные схемы трех разноглубинных разделов М в зоне сопряжения Восточно-Европейской платформы и Карпат.

а — раннепротерозойского (?), *б* — байкальского (?), *в* — альпийского (?) (по В. Б. Соллогубу).

1 — линии изоглубин (в км); *2* — профили ГСЗ; *3* — область древней дорифейской консолидации (Восточно-Европейская платформа) и ее граница; *4* — Радеховский глубинный разлом раннепротерозойского заложения; *5* — область Флишевых Карпат и ее границы.

вовали необходимые магнитные индикаторы — полосовые магнитные аномалии. Данные о глубинном строении земной коры способствовали реставрации древней геотектонической обстановки, следов которой в верхней, доступной непосредственному наблюдению, части коры не сохранилось.

Строение переходных зон от коры к мантии там, где нет «дубликатов» раздела М, также весьма сложное. Эти зоны, мощность которых значительно меняется по площади, расслоены и состоят из множества отдельных непротяженных сейсмических границ. Материал коры и мантии в переходных зонах, очевидно, «перемешан», при этом роль мантийной компоненты с глубиной все более нарастает — первоначально это, надо полагать, отдельные линзы, пластины, козырьки и другие изолированные или полуизолированные

тела мантийных пород, появляющиеся среди корового материала, затем группы этих тел, объединяющиеся в массивы и толстые слои, и, наконец, почти сплошная мантийная ткань с отдельными небольшими включениями пород коры. Изменение толщины переходных зон от участка к участку, по-видимому, не случайно, очевидно, оно несет в себе какую-то важную, но пока неясную информацию о глубинных процессах в зоне контакта коры и мантии.

Тонкая расслоенность характерна не только для раздела М, но и для всей консолидированной части земной коры. Однако в ней она не так четко выражена и преимущественно дисперсно рассеяна. Обусловливающие эту расслоенность отдельные сейсмические границы имеют, как правило, локальное развитие. Они то появляются, то исчезают, и лишь их сгущения в разрезе образуют весьма протяженные зоны, объединяющиеся при ГСЗ, в силу специфики метода, в единые квазирезкие внутрикоровые горизонты регионального распространения. С особой очевидностью это выяснилось недавно, когда для изучения глубинных зон коры были применены модификации сейсмического метода с высокой разрешающей способностью [31 и др.]. Следует заметить, что возникновение сгущений локальных границ не является игрой случая, а отражает реально существующее расслоение консолидированной части коры на отдельные крупные структурно-петрографические комплексы.

Наиболее значительными из этих комплексов являются «гранитный» и «базальтовый» слои, между которыми должна располагаться граница Конрада (К). Исследования последних лет показывают, что выделение таких комплексов в общем правомерно, однако разграничить их иногда не так просто. Основные трудности возникают из-за слабой выраженности или даже полного отсутствия во многих регионах раздела К. Использование при выделении этого раздела только критерия граничных скоростей (6,8—7,0 км/с) или признака наибольшей выдержанности и динамической выразительности волн от какого-либо одного из промежуточных горизонтов кристаллической части коры может привести к некорректному определению границы между «гранитным» и «базальтовым» слоями. В разрезе земной коры некоторых участков Украинского щита на сравнительно небольших глубинах выделяются сейсмические горизонты с граничными скоростями порядка 6,6—7,0 км/с. Такие же значения наблюдаются на поверхности кристаллического субстрата в районах развития габбро-лабрадоритов и анортозитов Коростенского и Корсунь-Новомиргородского интрузивных массивов. Ни в том, ни в другом случае, однако, эти горизонты не могут быть связаны с поверхностью «базальтового» слоя, ибо ниже них вновь появляются породы с упругими параметрами «гранитных» пород (пластовая скорость 6,1—6,2 км/с). Вдоль всего Украинского щита в разрезе кристаллической части коры прослежен только один выдержанный промежуточный горизонт (рис. 1), от которого получены четкие интенсивные отраженные волны. Подобный же горизонт выделен под западным склоном Украинского щита. Эти горизонты, между тем, также не являются поверхностью «базальтового» слоя, как это считалось ранее, так как значения скоростей в интервале глубин их залегания (8—18 км), определенные ныне по рефрагированным волнам, не превышают 6,4 км/с. В земной коре Украинского щита, таким образом, раздела К, как сейсмически выраженной границы, нет.

Наличие в верхней части коры ряда районов Украинского щита комплексов с повышенными значениями упругих параметров, как упоминавшихся выше, так и других, не выходящих за пределы значений, свойственных породам гранитного ряда, обусловливает появление ниже этих комплексов волноводов (рис. 1). Они выделены на нескольких участках, пластовые скорости в них составляют 6,1—6,2 км/с. Низкие значения теплового потока

на Украинском щите и сравнительно небольшие глубины залегания (5—15 км) этих волноводов не позволяют объяснять снижение скоростей в них действием современных температурных факторов; здесь, несомненно, происходит изменение петрографического состава пород. Сопоставление геофизических данных с результатами поверхностной геологической съемки щита дает возможность предположить, что рассматриваемые волноводы соответствуют зонам коры, которые в свое время генерировали магму коростенских и кировоградских гранитов.

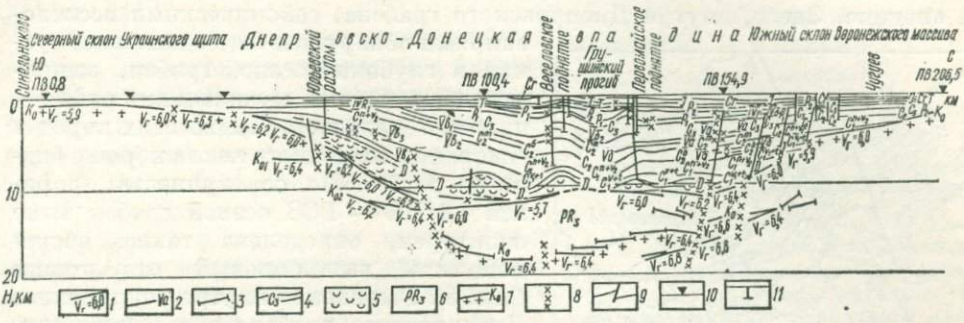


Рис. 4. Сейсмогеологический разрез через Днепровско-Донецкую впадину по профилю Синельниково — Чугуев (по В. Б. Соллогубу и Л. Т. Калюжной, положение профиля см. на рис. 5).

1 — преломляющие горизонты с указанием значений граничной скорости (в км/сек); *отражающие горизонты: 2* — в осадочной толще; *3* — в консолидированной коре; *4* — стратиграфические границы в осадочной толще; *5* — отложения соли; *6* — нижний комплекс осадочного чехла (рифей — нижний палеозой — ?) в основании Днепровского грабена; *7* — поверхность кристаллического фундамента; *8* — разломы, по сейсмическим данным; *9* — разломы, по геологическим данным; *10* — пункты взрыва; *11* — буровые скважины.

Несмотря на то, что в разрезе земной коры Украинского щита нет раздела К, ее низы, судя по значениям скоростей, несомненно сложены породами, соответствующими «базальтовому» слою. Мощность последнего, не зная положения его кровли, точно определить трудно, она, однако, гораздо меньше, чем представлялось ранее. Мощность «гранитного» слоя значительно больше, она составляет не менее 25—30 км. Это важный вывод, ибо он вынуждает пересмотреть широко распространившееся представление о повышенных мощностях «базальтового» слоя под щитами и предполагает чрезвычайно мощные проявления гранитизации в дочехольную стадию формирования земной коры древних платформ.

В целом природа сейсмических границ в консолидированной коре, по-видимому, различна: в верхней ее части (примерно до 15 км) они, вероятно, отражают преимущественно элементы первичных складчатых форм, разломов, интрузивов, магматических очагов и др., в нижней части — положение фронтов метаморфической переработки материала коры, в значительной степени затушевывающей исходную геологическую структуру. Это предположение вовсе не означает, однако, что общее обеднение разрезов ГСЗ с глубиной крутозалегающими элементами, следует объяснять исключительно разрушающим действием метаморфизма. Такое явление может быть в значительной степени кажущимся, ибо чем круче локальный структурный элемент и чем глубже он располагается, тем меньше проявляет себя на поверхности, вплоть до того, что вообще какая-либо геофизическая информация о нем не может быть получена. В главных же чертах, несмотря на неоднократные и мощные метаморфические влияния на кору, последняя на всю свою глубину сохраняет дискретность структуры, блоковость и вертикальную зональность. Спутниковые наблюдения, изучение изостатических аномалий,

глубинные сейсмические и сейсмологические исследования свидетельствуют о том, что неоднородность строения свойственна и мантии Земли. Эти обстоятельства позволяют считать поспешными появившиеся выводы о гравитационной активности только верхнего десяти-, пятнадцатикилометрового слоя коры, исчезновении плотностных различий на больших глубинах и плотностной гомогенности мантии.

Значительное открытие в последнее время сделано в Днепровско-Донецкой впадине. Здесь, внутри Днепровского грабена, сейсмическими исследованиями обнаружен еще один более узкий и глубокий осевой грабен, выполненный, вероятно, отложениями рифея — нижнего палеозоя. Линза этих пород в основании осадочного чехла хорошо видна на рис. 4. По совокупности профилей КМПВ — ГСЗ осевой грабен ныне оконтурен, определена также общая мощность выполняющей его толщи (рис. 5). Выявление внутри герцинского Днепровского грабена еще одного глубокого и узкого рва позволяет иначе, чем прежде, взглянуть на историю формирования Днепровско-Донецкой впадины. Очевидно, она состояла из трех основных стадий: на первой, при дроблении древней Восточно-Европейской платформы в рифее, возник узкий и глубокий ров; на второй, в герцинском цикле,— более широкий Припятско-Днепровско-Донецкий грабен; на третьей, в конце палеозоя — мезозое, на их базе образовалась пологая широкая синеклиза. Обнаружение древнего осевого грабена может оказаться в дальнейшем существенным для общей стратегической оценки перспектив Днепровско-Донецкой впадины на поиски новых месторождений нефти и газа. Пока же можно предположить приуроченность развитых во впадине цепочек антиклинальных складок (валов) с содержащимися в них месторождениями к краевым разломам древнего грабена.

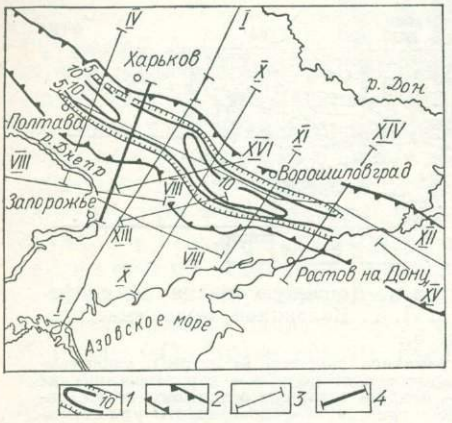


Рис. 5. Осевой рифейско-раннепалеозойский (?) грабен в основании Днепровско-Донецкого авлакогена (по В. Б. Соллогубу, А. В. Чекунову, А. А. Бородулину).

1 — контур грабена и линии изомощностей (в км) выполняющих его рифейско-нижнепалеозойских (?) отложений; *2* — краевые разломы Днепровского герцинского грабена; *3* — профили ГСЗ; *4* — профиль, разрез вдоль которого показан на рис. 4.

Под Днепровско-Донецкой впадиной и другими прогибами, выполненными осадочной толщей большой мощности (кроме Предкарпатского), наряду с общим утонением коры наблюдается сокращение толщины «гранитного» слоя и приближение раздела К к поверхности консолидированного фундамента. В предельных случаях «гранитный» слой или вообще исчезает из разреза (Черноморская впадина), или имеет сравнительно небольшую мощность (юго-восток Днепровско-Донецкого авлакогена). Намечается общая закономерность: чем глубже прогиб, тем более «океанична» его кора.

Данные глубинных сейсмических исследований имеют большое значение для ретроспективной оценки ряда важных моментов истории становления земной коры Украины, к которым мы вернемся после анализа приложения концепций новой глобальной тектоники к геологии рассматриваемых регионов.

Главные положения новой глобальной тектоники как логически замкнутой системы взглядов были сформулированы в 1968 г. [72, 75, 77, 80 и др.]. Эти основополагающие публикации, как и предшествовавшие им разработки отдельных положений концепции [70, 74, 102, 103 и др.], были переведены и изданы на русском языке [15]. Идеи новой глобальной тектоники и объединенные ею представления о растекании океанического дна и тектонике плит неоднократно излагались в ряде работ [4, 10, 13, 47, 48, 50, 51].

После того, как общая концепция была создана, последовало ее активное внедрение. Для альпийского складчатого пояса Европы и Ближнего Востока в целом (Тетиса) наиболее значительными явились работы А. Смита [84], Дж. Дьюи, У. Питмэна - III, У. Райана и Дж. Боннина [69]. Одновременно и после них вышла в свет целая серия менее крупных статей по отдельным регионам Средиземноморского подвижного пояса [64, 65, 71, 73, 79, 82, 99 и др.] — своеобразных (за исключением [20, 100]) положительных реакций на новую концепцию. Идеи новой глобальной тектоники принимались и украинскими исследователями [5, 8].

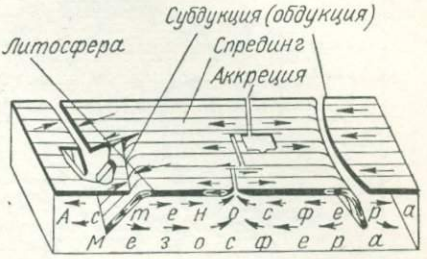


Рис. 6. Блок-диаграмма из работы [1], иллюстрирующая механизм, основные понятия и элементы новой глобальной тектоники.

Стрелки на литосфере показывают относительные движения соседних блоков, стрелки на астеносфере — проблематичный компенсирующий конвекционный поток (как реакция на погружение отдельных частей литосферы). Слева — трансформный разлом типа дуга — дуга (между двумя зонами конвергенции — противоположно ориентированными островными дугами); в центре — два трансформных разлома типа хребет — хребет (вдоль океанического хребта) и справа — простая дуговая структура.

Посмотрим, как эти идеи согласуются с данными по геологии Украины и прилегающих к ней районов Тетиса. Такое сопоставление с фактическими данными позволит особенно наглядно оценить достоинства и недостатки построений новой глобальной тектоники. Рассмотрение через призму конкретного регионального материала побудит, как увидим, затронуть и некоторые общие вопросы этой концепции.

Предварительно вспомним (это понадобится для дальнейшего анализа), что механизм новой глобальной тектоники предполагает наличие нескольких обязательных составных элементов, без которых он, по существу, не должен работать. Это следующие элементы (рис. 6): 1) аккреция — генерация новой литосферы с океаническим типом коры, 2) спрединг — транспортировка этой литосферы в стороны от зон аккреции, 3) субдукция — поддвигание океанической литосферы под континентальную и всасывание ее в глубь мантии в зонах столкновения плит — зонах Беньофа (вместо субдукции или вместе с ней может происходить обдукция — надвигание океанического субстрата на континентальный), 4) трансформные разломы.

При палеореконструкциях в тектонике плит широко используются индикаторы определенных структур и обстановок, а именно: офиолиты — индикатор океанической коры, эвгеосинклинали; флиш — показатель островной дуги; андезиты — продукт переплавки океанической плиты в зоне субдукции; глаукофановые сланцы (метаморфизм высоких давлений и небольших температур) — спутник зон Беньофа, характерная металлогеническая и магматическая (андезиты — риолиты — гранитоиды — щелочные интрузии) зональность — показатель погружающейся под континент зоны субдукции и т. д.

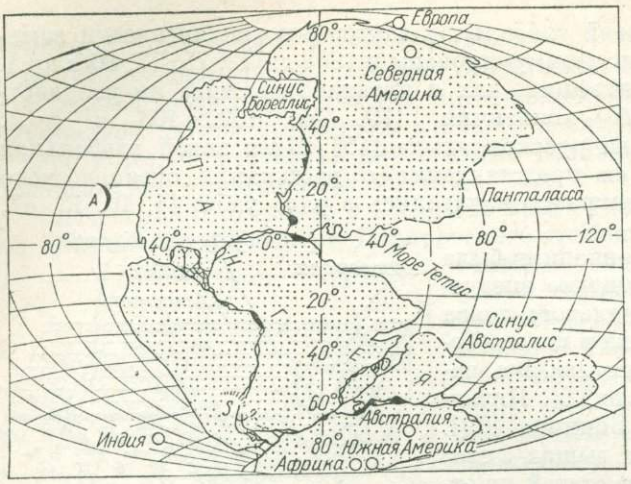


Рис. 7. Реконструкция праматерика Пангеи, согласно гипотезе дрейфа континентов и новой глобальной тектоники, из работы [6].

Значками *A* и *S* обозначены современные географические пункты: Антильская островная дуга и дуга Скоша.

Вернемся теперь к Средиземноморскому складчатому поясу и посмотрим, как с самого начала объясняет историю его образования новая глобальная тектоника. 200 млн. лет назад существовал единый праматерик Пангея, окруженный со всех сторон океаном Панталасса [6]. Клинообразный залив этого океана, вдававшийся с востока в Пангею, представлял собой первичный океан Тетис (рис. 7) *. В Средиземноморской его части между Евразиатской и Африканской плитами выделено, согласно последним представлениям [69], двадцать пять «микроплит» (рис. 8), подчиняющихся всем канонам глобальной тектоники. На рис. 7 и 8 изображена, собственно, «стартовая» позиция Евразиатской и Африканской плит, а также расположенных между ними «микроплит», перед началом раскрытия Атлантического океана и соответствующего «захлопывания» океана Тетис.

К концу триаса (180 млн. лет назад) Пангея разделилась на Лавразию и Гондвану. «В море Тетис, от Гибралтара до Калимантана, проходили глубоководные желоба» [6, с. 321]. В дальнейшем, по мере развития плитовой аккреции в Атлантике, определяемой по полосовым магнитным аномалиям и разломам океанического дна [83], Африка и Евразия, испытывая сложные горизонтальные перемещения

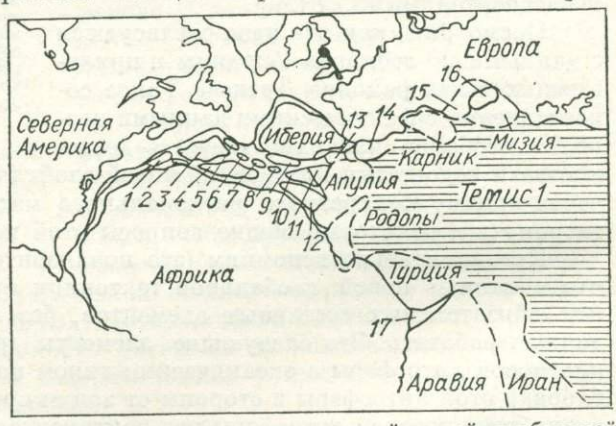


Рис. 8. Предполагаемое с позиций новой глобальной тектоники положение Северо-Американского, Европейского и Африканского континентов, Иберийской и других микроплит (блоков) перед поздним триасом (из работы [69]).

Цифры на схеме — микроплиты: *1* — Лампедотская (Фуэртевентура); *2* — Хахаская; *3* — Марокканская Мезета; *4* — Оранская Мезета; *5* — Рифская; *6* — Большая Кабилийская; *7* — Малая Кабилийская; *8* — Калабрианская; *9* — Бетская; *10*, *11* — Иблеанская; *12* — Шот-Сахельская; *13* — Балеарская; *14* — Корсиканско-Сардинская; *15* — Татранская; *16* — Тигру-Мурешская; *17* — Синайская.

* Тетис — прообраз Средиземного моря — образовывал обширный залив между Евразией и Африкой. Взаимное положение материков (за исключением Индии) рассчитано на ЭВМ по наилучшему совпадению их контуров по 2000-метровой изобате. Если материки соединить так, как это показано на рисунке, геомагнитные полюсы пермского времени займут положение, указанное на рисунке кружками. В идеальном случае все они должны были бы занять свое место на географических полюсах.

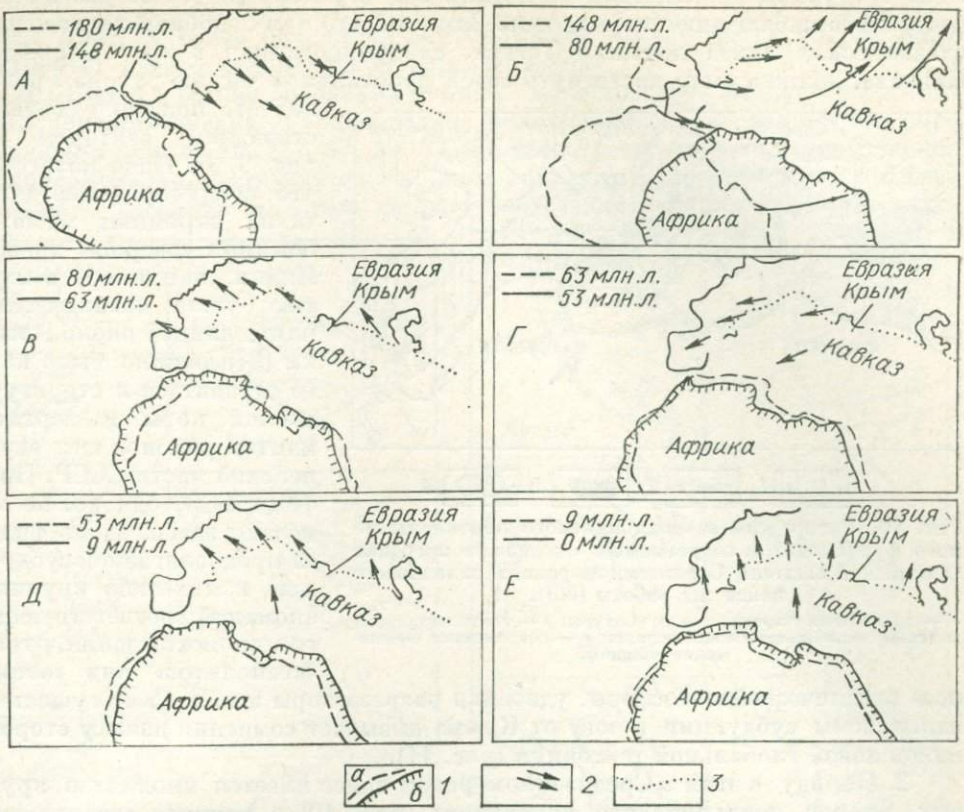


Рис. 9. Последовательное смещение Африки относительно Европы с позиций новой глобальной тектоники (из работы [69]) за определенные отрезки времени (в млн. лет):

А — 180—148; *Б* — 148—80; *В* — 80—63; *Г* — 63—53; *Д* — 53—9; *Е* — 9—0.
1 — контуры Африки в начале (*а*) и конце (*б*) каждого из указанных отрезков времени; *2* — векторы смещений; *3* — северный контур Средиземноморского складчатого пояса.

(рис. 9), все более сближались. В результате этого находившийся между ними с триаса океан Тетис «... почти целиком был поглощен зонами субдукции по северному краю Большого Кавказского хребта и в аналогичных зонах Понтид и Малого Кавказа по их южному краю. Единственными остатками Тетиса являются области океанической коры в Черном море и южной части Каспия» [69, с. 3138]. Таков общий очень упрощенный ход развития Тетиса *, приведший к ситуации, изображенной на рис. 10. Обращает на себя внимание следующее.

1. В Средиземноморском поясе нет офиолитовых комплексов древнее нижней юры [84] и, таким образом, нет весомых доказательств существования

* Исследователи, придерживающиеся мобилистских концепций и использующие одну и ту же или близкую методическую основу, приходят к очень разным выводам о направлении и характере тектонических движений при формировании структур Средиземноморья: а) дрейф Африки к Европе происходил без широтных сдвиговых смещений (Буллард, Бюролле и др.); б) Средиземное море — зона крупного широтного сдвига, левостороннего, правостороннего или того и другого типов вместе взятых (Ван Хилтен, Кэри, Берд и др.); в) в Средиземноморье имел место некоторый широтный сдвиг в сочетании с «отрывом» или дрейфом отдельных сегментов литосферы (Ритсема, Смит, Фогт); г) Африка и восточная часть Средиземноморья поддвигаются под Турцию, Грецию и Италию (Дьюи, Берд, Кашуто, Райан, Боуэн и др.).

в триасе первичной океанической коры Тетиса. Это связано с тем, что зоны субдукции практически поглотили всю эту кору [69] и от нее ничего доступного наблюдению не осталось. Заметим, что при подобном поглощении океаническая плита древнего Тетиса, субдуцированная в зоне Большого Кавказа, должна была достигнуть своей фронтальной частью района Урала, как это показано соответствующим вектором на рис. 9, *Б*. Надо полагать, что субдуцирование даже таких скромных масштабов (при северном дрейфе Индии, например, в мантию ушла океаническая плита длиной около 9 тыс. км [6]) должно было както отразиться в структуре земной коры и верхней мантии районов юга европейской части СССР. Профили ГСЗ, однако, не отмечают здесь, вдоль фронта предполагаемой субдукции, каких-либо крупных аномалий соответствующего происхождения, типа «ксенолитов» или «останцов» океанической литосферы, удвоения разреза коры и т. п. Само существование зоны субдукции к югу от Крыма вызывает сомнения даже у сторонников новой глобальной тектоники (рис. 11).

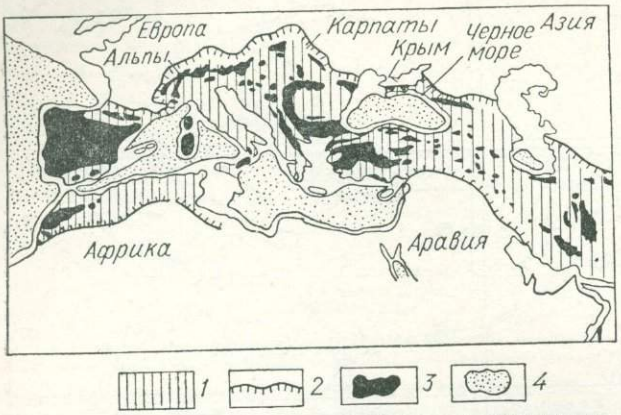


Рис. 10. Распределение доальпийского континентального фундамента и современных океанов в пределах альпийской системы Средиземноморского складчатого пояса (из работы [69]).

1 — альпийская система; *2* — ее контуры; *3* — континентальные массивы доальпийской консолидации; *4* — современные океанические впадины.

2. Наряду с этим в Средиземноморском поясе имеется множество крупных блоков доальпийского фундамента (рис. 10) с мощным «гранитным» слоем, образованным складчато-метаморфическими комплексами дорифейской, байкальской и герцинской консолидации. Присутствие этих блоков несовместимо с представлениями о первичном раннемезозойском океане Тетис, оно свидетельствует о существовании на его месте более древней континентальной коры, о длительной, многофазной и сложной истории формирования этого складчатого пояса, заложившегося после гренвильской тектоно-магматической эпохи (примерно 1000—800 млн. лет назад) [49] и прошедшего все основные этапы складчатости неогея.

Рис. 11. Схематический разрез литосферы Средиземноморского складчатого пояса по меридиану Крыма с позиций новой глобальной тектоники (из работы [9]).

3. Остатки первичной океанической коры (Черное море, Южный Каспий) [69] и весьма старая (мезозой, палеозой?) кора моря Леванта [40] сохранились в краевых частях «захлопывающегося» Тетиса, в центральной же его части, в Турции, наблюдается «...совокупность отдельных элементов, стиснутых вместе в тисках мощного сжатия, происходившего между Африкой и Европой с раннего мезозоя» [69, с. 3146]. При подобном сжатии, надо полагать, должна была возникнуть прямо противоположная картина: смятие и скучивание материала в краевых частях Тетиса, перед фронтом сходя-

щихся плит, и более спокойная тектоническая обстановка с сохранением фрагментов старой океанической коры в центре.

4. Имеются веские основания считать Черноморскую впадину не реликтом первичного океана, а сравнительно молодым новообразованием на коре континентального типа [27, 37, 39, 57, 60, 61]. Древние раннепротерозойские субмеридиональные структуры Украины подходят к Черноморской впадине с севера и срезаются ею. Столь же резко обрезаются впадиной и более моло-

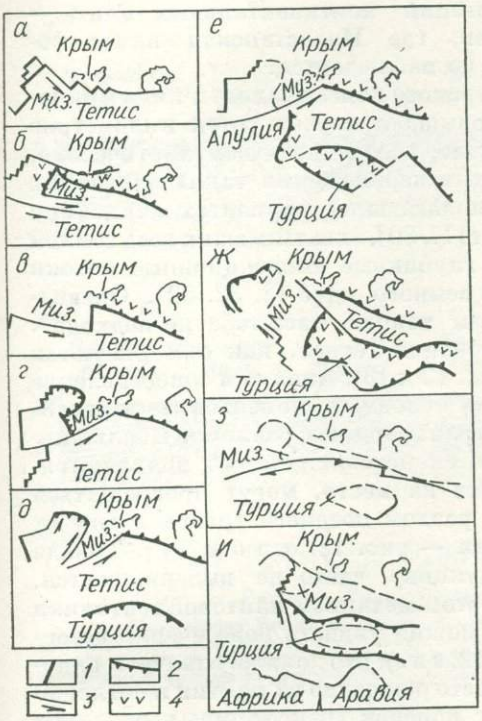


Рис. 12. Палеотектонические реконструкции северной прикрымской части Тетиса с позиций новой глобальной тектоники (из работы [69]).

а — поздний триас; *б* — ранняя юра (тоар); *в* — средняя юра (бат); *г* — поздняя юра (киммеридж); *д* — ранний мел (готерив); *е* — ранний мел (апт); *ж* — поздний мел (сантон); *з* — дат; *и* — эоцен (ипр).

1 — зоны аккерации; *2* — зоны субдукции (зубцы направлены в сторону погружения плиты); *3* — трансформные разломы; *4* — вулканизм, обусловленный субдукцией.

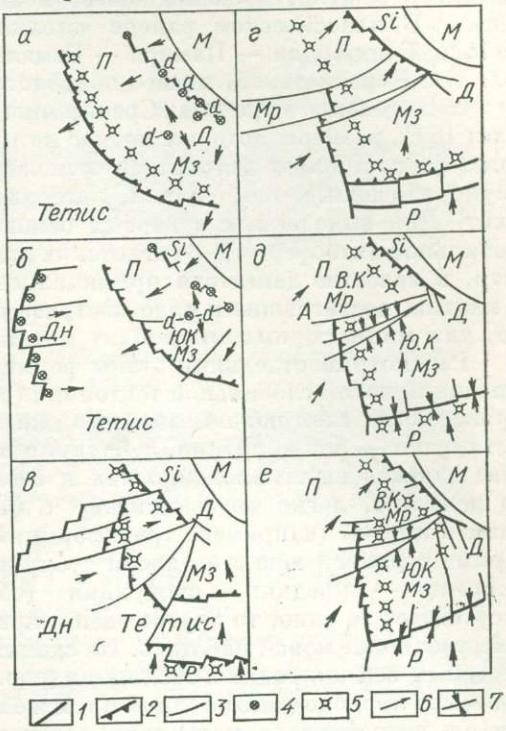


Рис. 13. Палеотектонические реконструкции карпато-балканской части Тетиса с позиций новой глобальной тектоники (из работы [73]).

а — триас; *б* — ранняя — средняя юра; *в* — поздняя юра — ранний мел (неоком); *г* — ранний мел (апт) — поздний мел; *д* — палеоген; *е* — неоген.

1 — центры спрединга (зоны аккреции); *2* — зоны субдукции; *3* — трансформные разломы; *4* — мафический и офиолитовый вулканизм; *5* — известково-щелочной вулканизм; *6* — направление движения; *7* — столкновение континентальных плит.

Буквы на схемах: d — оси растяжения; *Si* — океан Сирет; *М* — Молдавская платформа; *Д* — Добруджа; *Мз* — Мизийская плита; *Р* — Родопский массив; *П* — Паннонский массив; *ВК* — Восточные Карпаты; *ЮК* — Южные Карпаты; *А* — горы Апусени; *Мр* — горы Муреш; *Дн* — Динариды.

дые структуры других направлений, например, Добруджа в зоне подводного хребта Моисеева. Общепризнанно, что Черноморская впадина «съедает» молодые альпийские складчатые сооружения обрамления, наступая на них. От впадины на запад, север и восток отходят зоны молодых активных опусканий, амплитуды которых максимальны вблизи впадины и закономерно уменьшаются по мере удаления от нее. Эти зоны опусканий — Варненская впадина, близдолготный прогиб северо-западного шельфа Черного моря, Индоло-Кубанский и Рионский прогибы являются ответвлениями Черноморской

впадины, апофизами, отходящими от расположенного в ее пределах центра прогибаний. (Весьма необычная для «древнего реликта» активность, даже «агрессивность»!).

5. На последних этапах геологической истории, в кайнозое, в пределах Средиземноморского складчатого пояса образовалась целая группа молодых субокеанических депрессий (рис. 10): Альборанское, Балеарское, Лигурийское, Тирренское, Эгейское и другие моря. Их возникновение, а также раскрытие в миоцене системы Красное море — Аденский залив в обстановке «мощного сжатия, происходившего между Африкой и Европой» [69] непонятно. В классическом районе «столкновения континентальных плит» — районе Гиндукуша — Памира — Гималаев, где Индостанская плита сошлась с Евразиатской, ничего подобного не наблюдается.

6. Выделение в пределах Средиземноморского пояса двадцати пяти микроплит [69], размеры которых подчас не превышают первых сотен километров (рис. 8), заставляет задуматься о механизме, обеспечивающем хаотические, неупорядоченные, как увидим, латеральные перемещения таких маленьких плит. Для выделенных в первых основополагающих вариантах концепции мобильной литосферы 6—8 гигантских плит [77, 80], охватывавших весь земной шар, в качестве двигателя принимались глубинные конвекционные потоки в мантии, достигавшие в ряде построений земного ядра [2, 32, 52]. Очевидно, для миниатюрных микроплит механизм такого масштаба не подходит.

Рассмотрим отдельные этапы формирования Тетиса, как они рисуются с позиций новой глобальной тектоники (рис. 12 и 13). Анализ и сопоставление приведенных схем показывают, что «жизнь» основных элементов «плитового» механизма — зон аккреции, субдукции и трансформных разломов в большинстве случаев нерегламентирована и очень скоротечна: они то появляются, то исчезают, легко перескакивают с места на место, могут превращаться один в другой (например, трансформный разлом позднего триаса к югу от Крыма в ранней юре стал зоной субдукции — рис. 12, *а* и *б* и др.). Триада аккреция — спрединг — субдукция (обдукция) часто не выдерживается, отсутствует то одно, то другое звено, при этом механизм плитовой тектоники естественно, не может работать. На схемах можно увидеть пересечение несовместимых зон аккреции и субдукции (рис. 12, *в* и *г*), что должно означать одновременно происходящие в одном и том же месте рождение из мантии и поглощение ею литосферного материала, спрединг поперек трансформных разломов (рис. 12, *б*), субдукцию навстречу спредингу (рис. 12, *б*, *г*, *д*) и др. Зоны аккреции обычно приурочиваются к верхушкам восходящих струй мантийных конвекционных потоков. Протяженность этих зон, однако, настолько мала (например, рис. 12, *з* и др.), что надо как-то представить себе и объяснить уплощенную конвекционную ячейку, имеющую ширину первые десятки километров при глубине в сотни километров. Такие ячейки, кроме того, в силу своих больших размеров и массы вовлеченного в процесс материала, должны обладать значительной «инерцией» и не могут так быстро исчезать и появляться, то там, то здесь, как это показано на схемах. Вообще любопытно, какой физический механизм обеспечивает подобную «мобильность» самих элементов плитовой тектоники и столь скорую смену геотектонических обстановок, не считающуюся с явлениями унаследованности, устойчивости структурных планов и существованием сети долгоживущих глубинных разломов?

Реставрация первоначального положения микроплит в Тетисе, определение зон аккреции и трансформных разломов геологического прошлого, в принципе, весьма сомнительны. Для этого используется современное размещение по площади и в разрезе характерных формаций, пород-индикаторов и др., которые согласно идеям мобильной литосферы, ранее были совсем

не там, где сейчас, принесены спредингом и т. д., а откуда, из какого точно места, остается строить догадки той или иной степени обоснованности. Нельзя не заметить, что при подобных реконструкциях нередко идея контролирует материал, а не наоборот. Особенно это относится к трансформным разломам, о которых подчас достаточных данных нет, и они, по существу, просто рисуются.

Из находящихся в пределах Украины или прилегающих к ней районов Тетиса наибольшее внимание сторонников новой глобальной тектоники при-

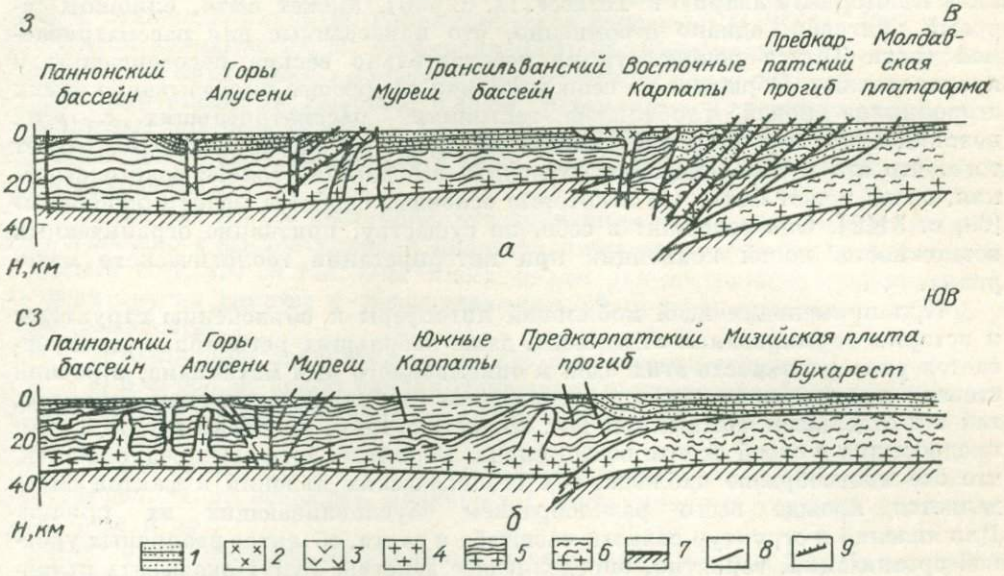


Рис. 14. Разрезы земной коры Румынии (по Саву).

а — между Винжа и Тибана, *б* — между Пилу и Бухарестом (из работы [73]).
1 — осадочный слой (палеозой — кайнозой); *2* — неогеновые вулканиты; *3* — мезозойские офиолиты; *4* — доальпийские граниты; *5* — кристаллические сланцы (средний докембрий — палеозой); *6* — кристаллический фундамент Молдавской и Мизийской платформ; *7* — верхняя мантия; *8* — сбросы; *9* — надвиги.

влекают Карпаты. Действительно, здесь имеется много требуемых этой концепцией атрибутов: дугообразная складчатая структура, предполагаемая островная дуга, шарьяжи, офиолиты (правда, мало) *, флиш, меланж (Сокирница), глубокофокусные землетрясения (горы Вранча), местами глаукофановые сланцы и др. Взятые вместе, эти явления и факты образуют, однако, не очень стройный ансамбль. Субдукция под Карпатами трактуется по-разному: литосферные плиты «заталкиваются» под них со всех возможных сторон — либо с севера, северо-востока и востока, со стороны древней Восточно-Европейской платформы, либо с запада, со стороны Паннонского массива, или, наконец, с юга, со стороны Мизийской плиты, как показано на рис. 14. В первом и втором случаях непонятно, где же зона Беньофа и землетрясения необходимой глубинности, во втором случае карпатская островная дуга повернута вогнутостью к океану, что нехарактерно для современных островных дуг, кроме того, отсутствует глубоководный желоб, в третьем случае предполагаемая зона Беньофа локализована в виде воронки на участке излома Кар-

* В. Е. Хаин [50] отметил, что в геосинклинальных системах Карпат, Балкан, Кавказа и др. вообще мало офиолитов. Это привело его к заключению, что геосинклинали могут обходиться без океанической коры и закладываться на утоненной коре континентального типа.

патской дуги, не имеет линейной вытянутости и, таким образом, не свидетельствует о субдуцировании плиты сколько-нибудь серьезных размеров. Во всех трех случаях в мантию заталкиваются литосферные плиты континентального состава с мощным «гранитным» слоем, что, как известно, невозможно, и на что наложен запрет в канонах самой плитовой тектоники. Этот запрет нарушен и в районе Крыма [69], под которым также субдуцируется кора с «гранитным» слоем, развитая южнее полуострова.

А. и Г. Мейерхоффы заключили, что «тектоника плит и дрейф сели на мель и потерпели аварию в Тетисе» [12, с. 446]. Может быть, слишком суровый приговор, однако несомненно, что приведенные для рассматриваемой части Тетиса реконструкции действительно весьма несовершенны и противоречивы. Обращает на себя внимание следующее высказывание самих сторонников новой глобальной тектоники, рассматривавших с этих позиций Средиземноморский складчатый пояс: «У нас нет иллюзий насчет того, что эта модель способна объяснить все детали геологического строения, очень может быть, что некоторые основные свойства модели ошибочны» [69, с. 3142]. Оно содержит в себе, по существу, признание ограниченных возможностей новой концепции при интерпретации геологического материала.

При применении идей мобильной литосферы к объяснению структуры и истории формирования отдельных, даже небольших регионов, подразумевается универсальность этих идей и описываемого ими механизма, в равной степени приложимого как к динамическим глобальным системам мегаплит, так и к отдельным частным блокам, антиклинориям, прогибам и т. п. Такая предпосылка в своей основе сомнительна. Вероятно, логичнее предположить, что все многообразие наблюдаемых геологических явлений и фактов определяется прежде всего разнообразием обусловливающих их причин. Для явлений и структур разного масштаба и ранга, объектов различных уровней организации, вероятно, определяющее действие будут оказывать отличные друг от друга механизмы. В каждом случае необходим конкретный анализ. Стремление объяснить, с одной стороны, общие глобальные закономерности и, с другой — происхождение отдельных элементарных складок и надвигов действием одной и той же причины таит в себе опасность профанации любой, даже очень красивой и интересной идеи.

Новой глобальной тектонике предстоит преодолевать не только региональные трудности. С ее позиций пока еще нельзя удовлетворительно объяснить ряд принципиально важных геологических явлений и фактов:

1) унаследованность развития и устойчивость структурных планов;

2) существование систем долгоживущих глубинных и других крупных разломов;

3) цикличность тектонических движений, характеризующуюся целым спектром гармоник разного порядка и частоты;

4) общие вертикальные колебания земной коры, охватывающие большие пространства;

5) дифференцированные вертикальные движения земной коры вне зон аккреции, субдукции и обдукции;

6) активные подвижки в пределах «пассивных», с точки зрения новой глобальной тектоники, континентальных плит. Внутри них, например, на щитах установлена индивидуальность «жизни» отдельных блоков коры, проявляющаяся в различиях глубины денудационного среза, внутренней структуре, металлогенической специализации и др. На «пассивных» континентальных плитах возникают впадины с глубиной до фундамента около 20 км и более (например, Днепровско-Донецкая и др.), т. е. с глубинами,

в океанах неизвестными даже в классических зонах субдукции — глубоководных желобах;

7) кольцевые тектонические структуры;

8) пластические тектонические деформации, «тектоническое течение горных масс» [18], развитое широко, практически повсеместно, и неувязывающееся с представлениями об абсолютно жестких литосферных плитах и т. д.

Недостаточная доказанность даже основных положений новой глобальной тектоники, уже объявленных рядом исследователей фактом, не допускающим сомнений, наглядно иллюстрируется гипотезой М. Кейса [76]. (На это обратил внимание Ю. М. Шейнманн [63]). М. Кейс повернул весь механизм тектоники плит вспять, поместив зоны аккреции под континентами, на участках глубоководных желобов, а зоны субдукции — в срединно-океанических рифтовых долинах. И хотя весь конвейер двинулся в обратном направлении, логика построений не исчезла и даже, как будто, удалось снять некоторые затруднения.

Означает ли все сказанное, что концепция новой глобальной тектоники совершенно несостоятельна и является лишь заблуждением увлекающихся людей? Нет, это не так. Она имеет целый ряд достоинств, выделяющих ее среди других гипотез и обеспечивающих ей привлекательность и большую популярность:

1) концепция сравнительно проста и логически стройна;

2) в ее основе лежит единая глобальная динамическая модель, учитывающая данные самых различных геологических, геофизических и геохимических методов;

3) она синтезирует и объединяет серию более ранних гипотез глубинной дифференциации вещества, подкоровых конвекционных течений, дрейфа материков и др.;

4) она объясняет латеральные перемещения в литосфере и их очевидные проявления: крупные сдвиги, надвиги, поддвиги, раздвиги, поворот блоков и др.;

5) она позволяет проводить количественные оценки тектонических движений и других геологических явлений.

Новая глобальная тектоника была бы всем хороша, если бы зачастую не вступала в противоречие с фактами. Она заслуживает между тем пристального внимания, ибо в ней могут быть заключены элементы общей геологической теории будущего.

III

Не претендуя на создание всеобъемлющей концепции, альтернативной новой глобальной тектонике, рассмотрим некоторые вопросы тектогенеза, представляющиеся существенными при любых построениях.

Земля — вращающаяся термодинамическая система. Ее развитие определяется характером внутренних процессов и внешними космическими факторами. Существенное влияние на развитие Земли оказывают перемены скорости вращательного движения, а также неоднородное строение и состояние вещества в разных геосферах.

При однородно слоистом строении Земли и равномерном ее вращении каждый элемент вещества планеты находится в условиях определенных нормальных геодинамических напряжений. Неравномерность вращательного движения, особенно его скачкообразное изменение, вызывает возникновение дополнительных геодинамических напряжений. Неоднородное распределение источников тепловой энергии, неоднородности тепловых свойств и

вызванная этим неравномерность теплопередачи и накопления тепловой энергии приводят к возникновению в определенных зонах геосфер термоупругих напряжений.

Сочетание дополнительных геодинамических напряжений с термоупругими изменяет в отдельных зонах геосфер термодинамические условия и, в некоторых случаях, может довести их до «критических» уровней, при которых происходят полиморфные, фазовые, электронные и химические преобразования вещества мантии, изменения плотности и, главным образом, его объема. Изменение объема вещества мантии и служит непосредственной причиной вертикальных движений земной коры и образования ее структурных форм.

Местом процессов преобразования вещества, обусловливающих вертикальные движения земной коры, является верхняя мантия, точнее ее нестабильная зона на глубинах от 50 до 400, а возможно, и до 700 км. Эта зона характеризуется наличием в ней слоя термически размягченного вещества с неоднородным составом и состоянием. В этом веществе протекают процессы фазовых и других превращений и химических преобразований. Фазовые, полиморфные, электронные переходы и химические преобразования происходят за счет перестройки кристаллической решетки, изменения электронной структуры атома, его радиуса, межатомных расстояний, нарушения и изменения химических связей. Возможно участие и других процессов, протекающих в той же зоне, а также и в других частях мантии. К ним относятся: полиморфный переход оливин $\rightleftarrows$ шпинелеподобный оливин на границе зон *B* и *C*, фазовый переход базальт $\rightleftharpoons$ эклогит на границе М, расширение и сжатие вещества, вызываемые изменением температуры. Такие процессы могут возникать самостоятельно, однако они могут быть и следствием основных переходов и преобразований вещества, обусловливающих формирование геоструктурных единиц.

Процессы в мантии, зарождающиеся в связи с возникновением дополнительных геодинамических, термоупругих напряжений и являющиеся причиной вертикальных движений коры, в смысле охвата территории и синхронности их проявления, имеют общепланетарный характер; перераспределение термоупругих напряжений, наряду с планетарным, несет черты регионального и даже локального характера.

Сжатием и расширением определенных объемов вещества мантии обусловливаются вертикальные движения земной коры, формирование глубинных разломов, прогибов и поднятий на платформах, образование магматических очагов, геосинклинальных прогибов и складчатых горных сооружений. Процессы сжатия и расширения вещества на глубине, в связи с неоднородным строением мантии и земной коры, приводят к возникновению частных структурных осложнений основных крупных структурных форм, к образованию структур более высоких порядков [36, 42, 49 и др.].

Наряду с вертикальными, существуют горизонтальные перемещения крупных участков литосферы, имеющие большое значение в тектогенезе и играющие существенную роль в геологической жизни Земли. Возникновение горизонтальных перемещений может быть объяснено следующим образом [38, 92]. Тектоносфера, в состав которой входят кора и верхняя мантия, представляет собой сложно построенную гетерогенную внешнюю твердую оболочку планеты, состоящую из множества блоков, разнящихся по вещественному составу, агрегатному состоянию и физическим параметрам. Эти блоки, размеры которых могут быть самыми разными, вплоть до крупных глыб с массой, возможно, превышающей массу Луны, образуют своего рода вкрапленности — неоднородности в веществе планеты. Существование таких неоднородностей, отличных по плотности, магнитности, электропроводности, упру-

гим, реологическим, радиоактивным, тепловым и другим свойствам от вмещающих масс, не может не привести к возникновению сил, обусловливающих движение таких консолидированных блоков — неоднородностей во вращающемся теле планеты, и их перемещению относительно соседних блоков.

Геолого-геофизические исследования приносят все большее количество указаний на поступательно-вращательные движения блоков земной коры

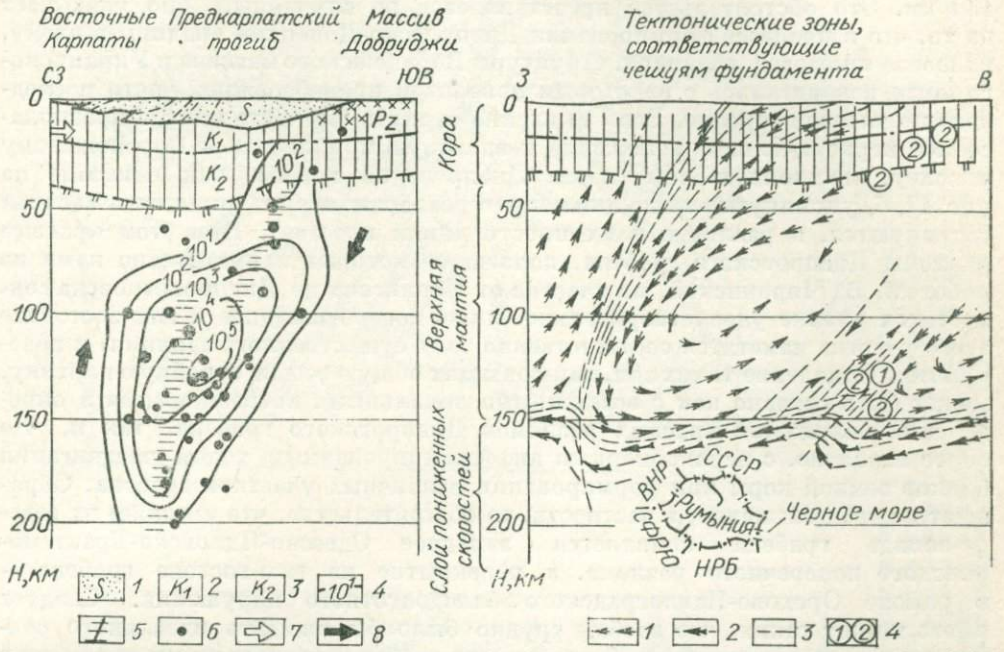


Рис. 16. Модели деформации земной коры и верхней мантии района Вранча (из работы [7]).
а — энергетическая модель; *б* — модель механизма молдавских землетрясений Вранча (по О. О. Чокырделу и О. О. Соколеску).

Модель а: 1 — осадочный слой (*S*), включающий дислоцированные флишевые толщи; *2* — «гранитный» слой (K_1); *3* — «базальтовый» слой (K_2) консолидированной части литосферы; *4* — изолинии удельной сейсмической энергии в условных единицах $10^{n} \cdot 10^{-12}$ эрг/см³ · с; *5* — предполагаемое положение глубинных разломов (ослабленных зон); *6* — гипоцентры землетрясений (классификация по магнитуде, II—V группы); *7* — преобладающее направление тангенциальных усилий; *8* — принципиальные направления возможных смещений блоков литосферы.

Модель б: 1 — силовое поле верхней мантии; *2* — линии течения в слое пониженной скорости; *3* — граница слоя пониженной скорости в верхней мантии; *4* — гипоцентральные плоскости (*1* — главные, *2* — второстепенные).

и верхней мантии [38]. В литературе появились многочисленные сообщения о поворотах блоков Средиземноморья — Иберийского (на 35° против часовой стрелки, относительно Европы) [101], Сардинии (на 25—50°) [81, 104], Карникского в Альпах (на 45°) [78], Хочского покрова в Западных Карпатах (на 45°) [55] и др. На рис. 16 приведен пример вращательного движения блоков тектоносферы в вертикальной плоскости, относящийся к району Вранча в Карпатах (разрез земной коры этого же района, в несколько ином аспекте, показан на рис. 14, *б*).

Материалы по Украине также указывают на большую вероятность поступательно-вращательных перемещений блоков литосферы. Так, в простираниях субмеридиональных структур нижнего протерозоя, расположенных на Воронежском кристаллическом массиве и Украинском щите и являющихся продолжением одни других, наблюдается угловое различие, составляющее к западу от меридиана г. Харькова (Криворожско-Крупецкая и Ореховo-

Павлоградская геосинклинальные зоны, Запорожско-Сумской срединный массив) примерно 8—10°. Такой же угол образуют между собой северный и южный краевые разломы Днепровского грабена, разделяющего Воронежский массив и Украинский щит, если их условно аппроксимировать прямыми линиями. Ширина грабена, как известно, не остается постоянной вдоль его простирания, а одновременно с нарастанием мощности осадочного чехла закономерно увеличивается в юго-восточном направлении от 75—90 до 110—130 км. Это обстоятельство представляется не случайным, оно указывает на то, что в процессе формирования Днепровско-Донецкой впадины в рифее, палеозое и мезозое, очевидно, структуры Воронежского массива и Украинского щита раздвигались с некоторым поворотом правобережной части последнего по часовой стрелке. Если мысленно вернуть эту часть щита в предполагаемое первоначальное положение и вплотную приблизить к Воронежскому массиву, «захлопнув» тем самым Днепровский грабен, как показано на рис. 17, *б*, упомянутые выше нижнепротерозойские структуры щита и массива состыкуются, а различие в их простираниях исчезнет. При этом краевые разломы Днепровского грабена, положение которых заимствовано нами из работ М. В. Чирвинской, на участке от Чернигова до Днепропетровска совместятся вполне удовлетворительно, лишь северо-западнее и юго-восточнее этого участка наметятся соответственно зоны существенного «зияния» и перекрытия. Появление таких зон, нарушающих общую весьма стройную картину, может быть связано как с возможными локальными погрешностями в определении положения краевых разломов Днепровского грабена, так и, что более вероятно, с неравномерным дифференцированным ходом раздвигания блоков земной коры при формировании различных участков грабена. Обращает на себя внимание, в частности, то обстоятельство, что «зияние» на северо-западе грабена появляется западнее Одесско-Ядловско-Трактемировского поперечного разлома, а перекрытие на юго-востоке грабена — в районе Орехово-Павлоградского близдолготного нарушения. Следует иметь в виду также, что вообще трудно было бы ожидать идеального совмещения краевых разломов Днепровского грабена, поскольку мы имеем дело в данном случае не с «чистым» раздвиганием, а с комбинацией дисперсно-рассредоточенного в зоне грабена растяжения земной коры и раздвигания отдельных ее блоков. Под Днепровским грабеном, несомненно, сохранились редуцированные и видоизмененные вследствие переработки остатки ранее единых нижнепротерозойских субмеридиональных структур — на это, в частности, указывает наличие под ними древних утолщений земной коры [30].

Попытаемся развить идею раздвига и растяжения земной коры на юго-восточную часть Днепровско-Донецкого авлакогена, представленную Донецким складчатым сооружением. «Захлопывание» прогиба Донецкого бассейна с совмещением краевых разломов (рис. 17, *б*) достигается перемещением Приазовского массива на север с поворотом его по часовой стрелке примерно на 17°. Таким образом, если развиваемая идея верна, за время формирования структуры Донбасса Приазовский массив в общем сместился к югу и повернулся против часовой стрелки на указанный угол. Поступательное и вращательное перемещения массива не обязательно были сопряженными и равномерными, имеются основания предполагать, что на разных этапах развития преобладал то один, то другой тип перемещения. Сопоставление латеральных движений правобережной и приазовской частей Украинского щита, в частности их поворотов, показывает, что на участке сопряжения этих частей в зоне Орехово-Павлоградского разлома, они были различными по амплитуде и в рифее, а в палеозое и мезозое могли вызвать сдвиговые смещения фундамента.

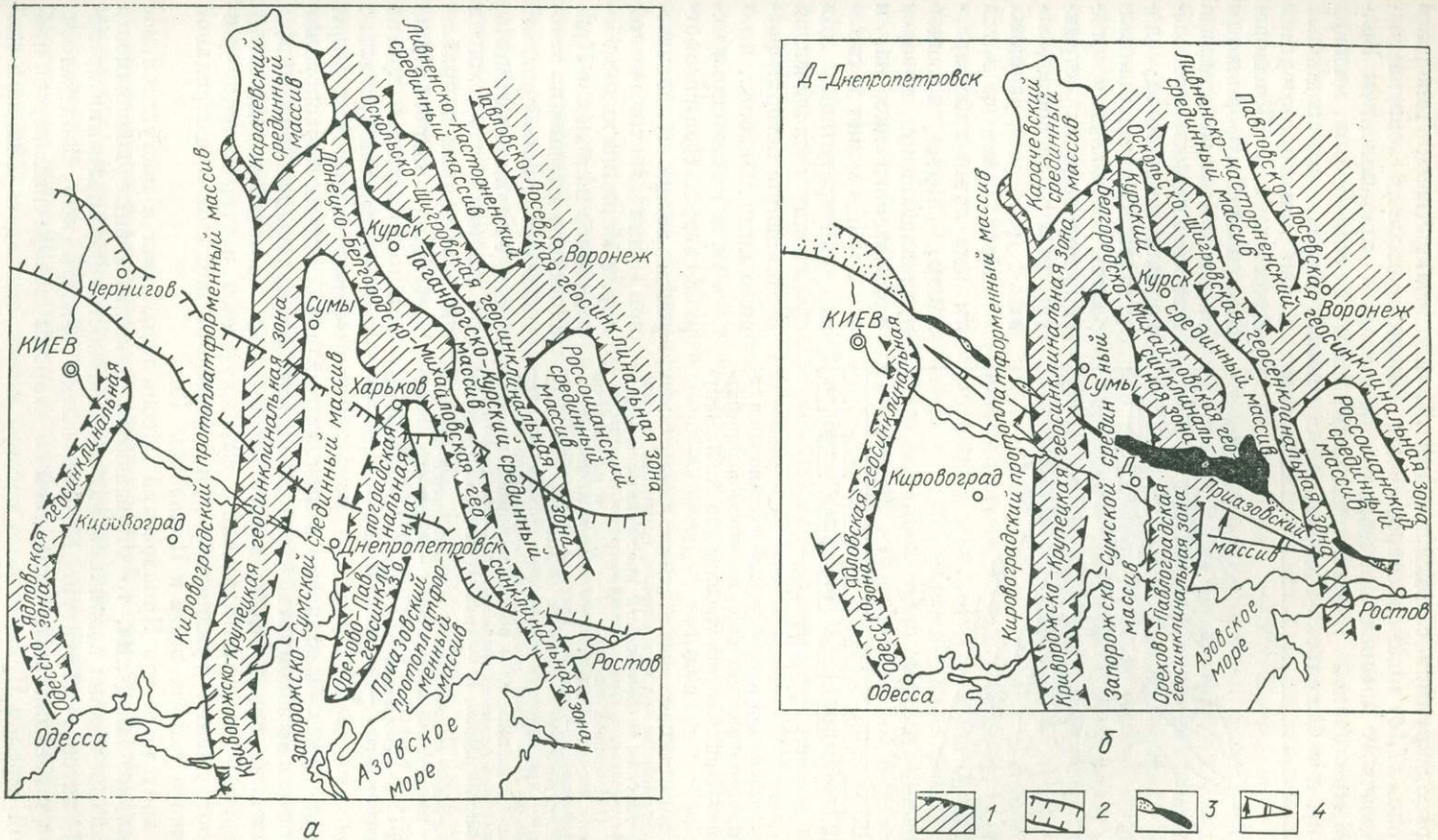


Рис. 17. Схема расположения блоков земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена.

а — реконструкция раннепротерозойских структур в зоне авлакогена (из работы [30]); *б* — то же, после «закрытия» авлакогена путем совмещения его краевых разломов в результате поступательно-вращательного движения блоков (по А. В. Чекунову).

1 — раннепротерозойские геосинклинальные зоны (заштрихованы), протоплатформенные и срединные массивы; *2* — контуры герцинского грабена — краевые разломы Днепровско-Донецкого авлакогена; *3* — участки «зияния» (точки) и перекрытия (черное) после совмещения краевых разломов; *4* — направления и углы, на которые были повернуты правобережная часть Украинского щита и Приазовский массив для «закрытия» авлакогена.

При реконструкции с «захлопыванием», или «закрытием», Донецкого прогиба (рис. 17, *б*) нижнепротерозойская геосинклинальная зона на востоке Приазовского массива совмещается не с южным продолжением Белгородско-Михайловской геосинклинальной зоны Воронежского массива (рис. 17, *а*), а с Оскольско-Щигровской его зоной, Курский же срединный массив раннего протерозоя соединяется с Приазовским протоплатформенным массивом того же времени. В свете изложенного необходимо, по-видимому, дополнительно проанализировать соотношения нижнепротерозойских структур, развитых в сопредельных с Донбассом районах.

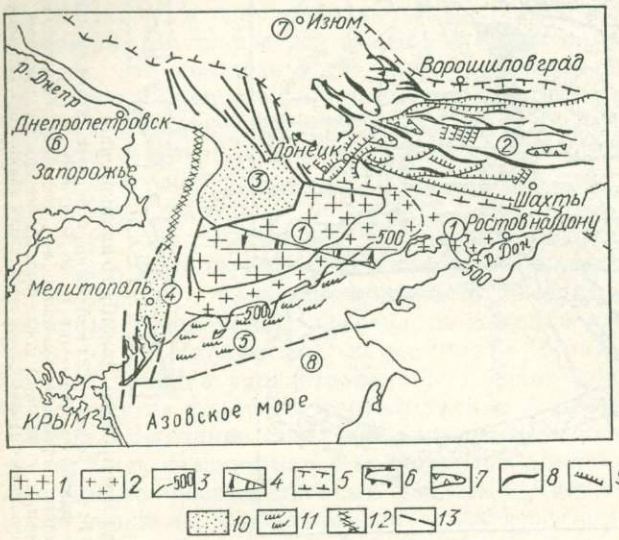


Рис. 18. Интерпретация тектонической обстановки в северном Приазовье с позиций поступательно-вращательного движения Приазовского массива (по А. В. Чекунову).

1 — обнаженная часть Приазовского массива; *2* — его склоны и восточное продолжение под маломощным осадочным чехлом; *3* — линия изоглубины до поверхности кристаллического фундамента, оконтуривающая Приазовский массив и его восточное продолжение (Ростовский выступ); *4* — угол и направление предполагаемого поворота Приазовского массива (полюс вращения намечен условно); *5* — краевые разломы Днепровско-Донецкого авлакогена. *Донецкое складчатое сооружение: 6* — западная граница; *7* — контуры синклиналей; *8* — антиклинали, *9* — сбросы и взбросы; *10* — зоны растяжения по западной периферии Приазовского массива; *11* — обратноступенчатая моноклиналь в полосе Северо-Азовских грабенов; *12* — Орехово-Павлоградский глубинный разлом; *13* — крупные разрывные нарушения.

Цифры в кружках — структуры: 1 — Приазовский массив и его восточное погребенное положение; *2* — складчатое сооружение Донбасса; *3*—Конкско-Ялынская впадина; *4* — Молочанский грабен; *5* — Северо-Азовские грабены; *6* — правобережная часть Украинского щита; *7* — Днепровский грабен; *8* — Азовский вал.

Посмотрим, имеются ли еще какие-либо аргументы, подтверждающие предполагаемый поворот Приазовского массива, и что вообще может дать такая интерпретация для объяснения геологической обстановки и истории формирования регионов, прилегающих к Азовскому морю с севера. При рассмотрении любой геологической или тектонической карты Украины видно обособленное положение Приазовского массива по отношению к правобережной части Украинского щита. Он располагается южнее и вытянут в ином направлении. Идея поворота Приазовского массива против часовой стрелки буквально «читается» из этих карт. Массив смещен и как-бы «прижат» к зоне, ныне занятой водами Азовского моря. Уместно также вспомнить, что гипсометрическое положение поверхности кристаллических пород Приазовского массива обусловливает определенный общий «перекос» всего щита в целом, выражающийся в существенном увеличении погружения фундамента при переходе от западной и центральной частей южного склона щита к Приазовью [59].

Если допустить, что Приазовский массив испытывал и поступательное и вращательное смещения, то открываются дополнительные возможности для объяснения причин возникновения и особенностей формирования прилегающих к массиву структур. Если попытка связать всю складчатость Донбасса с тангенциальным давлением со стороны поворачивавшегося против часовой стрелки Приазовского массива может выглядеть слишком сме-

лой и недостаточно обоснованной, то она представляется уместной для объяснения мезозойских деформаций в этом регионе. Н. С. Шатский [62], как известно, связывал с этим временем, главным образом с меловым периодом, проявление в Донбассе орогенических движений. А. Д. Архангельский [3] считал Донбасс не герцинским, а мезозойским, киммерийским, складчатым сооружением. В. С. Поповым [19] было установлено участие в донецких надвигах, свидетельствующих об условиях сжатия, отложений киевского яруса. П. И. Степанов [33] отмечал, что наибольшая денудация донецкой складчатой структуры к началу позднего мела проявилась в южной ее части. Он же указывал, что первоначально простые и пологие складки Донбасса в дальнейшем в результате движений на окружающих площадях были изогнуты и, возможно, сжаты. Не исключено, что проявления мезозойских и раннетретичных деформаций в Донбассе (сведения о них можно было бы значительно дополнить) обусловливались полями тектонических напряжений, возникавших в результате тангенциальных перемещений Приазовского массива.

Если изложенная интерпретация верна, находят объяснение также геологические структуры, расположенные и по другие стороны от массива. Так, Конкско-Ялынская впадина с этих позиций может рассматриваться как структура растяжения в тылу западной части массива, смещавшейся в мел-палеогеновое время на юг (рис. 18). Происходивший при этом общий поворот Приазовского массива против часовой стрелки должен был создать обстановку растяжения в субмеридиональной зоне к западу от массива,— именно здесь, на участке Орехово-Павлоградского разлома, мы наблюдаем Молочанский грабен [58], постепенно вырождающийся к северу. Сжатие к югу от западной части массива, вероятно, явилось причиной возникновения здесь, в полосе Северо-Азовских грабенов, так называемой обратноступенчатой моноклинали [11]. Эта моноклиналь, в которой при общем южном погружении пород закономерно опущены северные крылья разломов, а их сместители падают на юг, могла образоваться только в обстановке сдавливания, наложившейся на общее региональное опускание Северного Приазовья и Причерноморья в мел-палеогеновое время.

Акцентируя в настоящей статье внимание на примерах поступательно-вращательных горизонтальных движений земной коры, ее растяжении, раздвигании, повороте блоков, мы ни в коей мере не стремимся преуменьшить значение вертикальных тектонических движений. И те, и другие наблюдаются в природе, они взаимообусловлены, связаны друг с другом, в различных регионах на разных этапах развития преобладать может то один, то другой тип тектонических движений. В каждом конкретном случае необходим специальный тщательный анализ, который к тому же не должен ограничиваться лишь механическим подходом, ибо любые движения — вертикальные, горизонтальные или их комбинации — сопровождаются или, что вероятнее, обусловливаются глубокими преобразованиями и изменениями структуры, состава, физического состояния земной коры и всей тектоносферы в целом.

IV

Материалы о глубинном строении земной коры, полученные в последние годы в результате сейсмических исследований, в частности на Украине, существенные для ретроспективной оценки ряда важных моментов истории становления древних платформ, которую рассмотрим применительно к Украинскому щиту.

Первоначальная кора, надо полагать [14, 16, 17, 51 и др.], имела «лунный» характер и состояла из базальтов и анортозитов. В дальнейшем под воздействием высокого давления, температуры и, вероятно, поступавших из мантии флюидов она была метаморфизована вплоть до гранулитовой фации, а затем, около 3,5 млрд. лет назад, гранитизирована. С этого момента геологической истории появляется «гранитный» слой, в состав которого вошли не только метасоматически измененные супракрустальные толщи, но и гранитизированная часть ранее существовавшего «базальтового» слоя, а местами, возможно, и верхов мантии. Породы этого древнего «гранитного» слоя первой генерации представлены на Украинском щите гранито-гнейсами Среднего Приднепровья, имеющими возраст 3550 млн. лет, и чарнокитами Побужья. Последний район заслуживает специального рассмотрения. Чарнокиты, как известно [21, 53 и др.], являются гранитизированными породами самых глубоких зон коры, отвечающих гранулитовой фации метаморфизма, или даже видоизмененными мантийными образованиями. В Побужье, таким, образом, в настоящее время близмантийные горизонты первичной коры, а может быть и сама древняя мантия, вследствие глубокого денудационного среза, выведены на поверхность. Раздел М между тем, по данным ГСЗ, располагается здесь на глубине не менее 40—45 км (рис. 1). Сопоставление этих фактов позволяет оценить амплитуду вертикального «соскальзывания» раздела М по разрезу литосферы и соответственно масштабы и мощь воздействия на нее процессов гранитизации, происходивших в истории щита неоднократно.

С востока к району выходов чарнокитов приближается к поверхности единственный в земной коре Украинского щита четкий сейсмический горизонт, описанный выше. Он прослежен вдоль всего щита, от Приазовья до Побужья, причем глубины до него в этом направлении уменьшаются от 15—20 до 8 км. Можно предположить, что этот горизонт соответствует реликтовой поверхности ныне гранитизированной древней мантии.

Резкая дифференциация земной коры по толщине впервые наметилась в раннепротерозойскую эру, одновременно с ее дроблением и образованием протоплатформ. К концу этой эры под эпигеосинклинальными орогенами образовались утолщения коры, сохранившиеся в разрезе литосферы до наших дней (рис. 1 и 17, *а*). Около 2 млрд. лет назад, в раннекарельскую тектоно-магматическую эпоху, земная кора вновь подверглась интенсивной гранитизации, что привело к наращиванию и по существу завершению формирования «гранитного» слоя древних платформ [14, 16, 17, 51 и др.]. В среднем протерозое внедрялись уже многослойные субплатформенные интрузии Коростенского и Корсунь-Новомиргородского типов, габбро-лабрадоритовая и анортозитовая составляющие которых обусловили появление в верхних частях коры Украинского щита высокоскоростных сейсмических горизонтов. Магматические камеры, генерировавшие материал этих интрузий, их кислой компоненты — гранитов рапакиви — сохранились в разрезе коры на сравнительно небольших глубинах в виде слоев пониженных скоростей. Плавление «гранитного» слоя и последовавшая затем интрузивная деятельность должны были привести к гомогенизации и увеличению консолидации земной коры. К началу неогея становление фундамента древних платформ было завершено.

В последующие стадии формирования чехла этих платформ (авлакогенную, плитную и др.) их консолидированное основание сохранилось практически без изменений в приподнятых участках (щиты, выступы и т. д.), но подверглось очень значительным преобразованиям в зонах глубоких прогибов. Под ними, как указывалось, сокращена общая мощность коры, а «гранитный» слой, несмотря на быстрое (начиная с позднего протерозоя)

прекращение действия денудационных процессов, резко уменьшен в мощности. Особенно показательно в этом отношении сравнение Украинского щита и Днепровско-Донецкого авлакогена. Щит длительно и интенсивно размывался, между тем толщина «гранитного» слоя в его пределах составляет не менее 25—30 км. Днепровско-Донецкий же авлакоген начал прогибаться, вероятно, еще в рифее, его фундамент уже в то время ушел из зоны проявления агентов денудации, несмотря на это мощность «гранитного» слоя составляет здесь не более 10—15 км, а на юго-востоке авлакогена и того меньше. Подобные соотношения могут быть объяснены только действием глубинных причин, приводящих к редуцированию коры и глубокой переработки слагающих ее слоев. Если для протогея мы отмечали гранитизацию «базальтового» слоя и, возможно, верхов мантии, то для прогибов неогея на древних платформах можно говорить о сокращении в мощности «гранитного» слоя.

Наряду с вертикальными движениями и мощными метаморфическими преобразованиями земной коры горизонтальные подвижки глыб, блоков и отдельных пластин литосферы также, по-видимому, играли существенную роль в формировании древних платформ. С этих позиций в принципе можно истолковать также отмеченные явления расщепления раздела М, сложную структуру переходных зон, дисперсно рассеянную расслоенность кристаллического субстрата, утолщения земной коры, появления волноводов как результата латеральных перемещений в литосфере, приводящих к скучиванию материала, удвоению разреза коры или отдельных ее частей, надвиганию более высокоскоростных комплексов на низкоскоростные и др. Реализации подобных перемещений могло способствовать наличие в консолидированной части земной коры весьма пологих разрывов. Такие нарушения с углами падения сместителей около 45° и менее документированы ныне исследованиями ГСЗ на востоке Индостана, где Восточные Гаты надвинуты на Куддапахскую впадину, в районе Коростенского интрузивного массива на Украинском щите, местами в краевых частях Днепровско-Донецкого авлакогена и т. д. Наличие тангенциальной компоненты движений в целом несомненно, недостаточно выяснено лишь насколько она значительна.

Развитие комплексных геолого-геофизических исследований земной коры и верхней мантии принесет еще много новых данных, будет способствовать решению спорных проблем и позволит приблизиться к правильному пониманию структуры и общей эволюции литосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л.* Сейсмология и новая глобальная тектоника.— В кн. Новая глобальная теконика.— М. : Мир, 1974.
2. *Артюшков Е. В.* Гравитационная конвекция в недрах Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, 9.
3. *Архангельский А. Д.* Геологическое строение СССР, Европейская и Среднеазиатская части.— М. : Л. : Госгеолтехиздат, 1932.
4. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники.— М. : Недра, 1975.
5. *Данилович Л. Г.* О некоторых элементах глобальной тектоники в эволюции Карпатской геосинклинали.— Геология и геохимия горючих ископаемых, вып. 40, 1974.
6. *Диц Р., Холден Дж.* Новая глобальная тектоника и элементы динамической исторической геологии.— В кн.: Новая глобальная тектоника.— М. : Мир, 1974.
7. *Добрев Т. Б., Щукин Ю. К.* Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона.— М. : Наука, 1974.
8. *Доленко Г. Н., Ярош Б. И., Кравец В. В., Парыляк А. И.* Нефтегазоносность территории Украины в свете тектоники литосферных плит и направление разведочных работ на нефть и газ.— Геол. журн, 1975, 35, № 4, с. 3—19.
9. *Дьюи Д., Берд Д.* Горные пояса и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника.— М. : Мир, 1974.

10. *Кулон Ж.* Разрастание океанического дна и дрейф материков.— Л. : Недра, 1973.
11. *Маловицкий Я. П.* Тектоника и история геологического развития Азовского моря (по данным морских геофизических исследований).— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности.— М. : Наука, 1965.
12. *Мейерхофф А., Мейерхофф Г.* Новая глобальная тектоника — основные противоречия.— В кн.: Новая глобальная тектоника.— М. : Мир, 1974.
13. *Металлогения* и новая глобальная тектоника : Проб. металлогении в свете идей новой глоб. тектоники.— Л. : ВСЕГЕИ, 1973.
14. *Муратов М. В.* Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, № 3.
15. *Новая* глобальная тектоника (тектоника плит).— М. : Мир, 1974.
16. *Павловский Е. В.* Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ.— М. : Наука, 1964.
17. *Павловский Е. В., Марков М. С.* Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов.— В кн.: Деформация пород и тектоника. — М. : Наука, 1964.
18. *Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.
19. *Попов В. С.* Новые данные по тектонике северной окраины Донецкого бассейна.— Пробл. сов. геологии, 1936, № 12.
20. *Сенаш Д.* Система Карпат и гипотезы глобальной тектоники.— Geofiz. közl., 1973, 21, № 1/4, old. 91—120.
21. *Слензак О. И.* Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии.— Киев : Изд-во АН УССР, 1960.
22. *Соллогуб В. Б.* Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине.— В кн.: Геофизическое исследование строения земной коры Юго-Вост. Европы.— М. : Наука, 1967.
23. *Соллогуб В. Б.* О структуре земной коры Юго-Восточной Европы.— Геофиз. сб. АН УССР, 1967, № 19.
24. *Соллогуб В. Б.* Структура земной коры Украины.— Геофиз. сб. АН УССР, 1970, № 38.
25. *Соллогуб В. Б.* Глубинные сейсмические исследования на Украине.— Геофиз. сб. АН УССР, 1972, № 48.
26. *Соллогуб В. Б., Типольский А. А.* Некоторые данные о глубинном строении земной коры по профилю ГСЗ Таганрог — Кировоград. — Геофиз. сб. АН УССР, 1969, № 31.
27. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова П. И.* Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов.— Сов. геология, 1970, № 5.
28. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. и др.* Основные результаты и проблемы изучения глубинного строения земной коры Украины сейсмическими методами.— Геофиз. сб. АН УССР, 1970, № 38.
29. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А.* Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований.— Геол. журн. 1972, 32, № 4.
30. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павловский В. И.* Геологогеофизическая реконструкция раннепротерозойского тектонического плана юга Европейской части СССР.— Геол. журн. 1975, 35, № 2.
31. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Глубинное строение и эволюция земной коры.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине.— Киев : Наук. думка, 1975.
32. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли.— М. : Наука, 1974.
33. *Степанов П. И.* Геологическая история развития Донбасса.— В кн.: Геология СССР. 7. Донецкий бассейн. М.; Л. : Госгеолиздат, 1944.
34. *Строение* земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии).— Киев : Наук. думка, 1971.
35. *Субботин С. И.* Глубинная структура территории Украинской ССР по данным геофизических исследований.— В кн.: Геологические рез-ты прикладной геохимии и геофизики : Докл. сов. геологов XXI сессии Междунар. геол. конгр.— М. : Изд-во АН СССР, 1960, пробл. 2, разд. 2.
36. *Субботин С. И.* О причинах тектонических движений и магматизме.— Геофиз. сб. АН УССР, 1962, № 2.
37. *Субботин С. И.* Строение земной коры впадины Черного моря, причины и схемы ее формирования.— Геофиз. сб. АН УССР. 1965, № 1.
38. *Субботин С. И.* Вопросы теории тектогенеза.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине.— Киев : Наук. думка, 1975.
39. *Субботин С. И.* Причины и механизмы формирования Черноморской впадины.— В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. — М. : Наука, 1975.
40. *Субботин С. И., Гаркаленко И. А., Греку Р. Х. и др.* Строение земной коры внутренних морей Западного Тетиса и вопросы ее дальнейшего изучения.— Геофиз. сб. АН УССР, 1975, № 67.

41. *Субботин С. И., Гуревич Б. Л., Кужелов Г. К. и др.* Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики.— М. : Недра, 1965, пробл. 2.
42. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Процессы в верхней мантии Земли и их влияние на развитие земной коры.— Киев : Наук. думка, 1964.
43. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия Земли и тектогенез.— Киев : Наук. думка, 1968.
44. *Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Просен Д. и др.* Рельеф поверхности Мохоровичича Карпато-Балканского региона и смежных территорий.— Сов. геология, 1968, № 2.
45. *Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др.* Новые данные о строении земной коры Украины (по геофизическим исследованиям).— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики : Докл. сов. геологов XXIII сес. МГК.— М. : Наука, 1968, пробл. 5.
46. *Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др.* Строение земной коры Украины по данным региональных геофизических исследований.— В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики: Материалы VI Всесоюз. науч.-техн. геофиз. конф.— М. : Недра, 1970.
47. *Ушаков С. А.* Строение и развитие Земли.— М. : ВИНИТИ, 1974, вып. 1.— (Сер. Физика Земли):
48. *Хаин В. Е.* Условия образования и главные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса.— Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1970, № 2.
49. *Хаин В. Е.* О современном положении в теоретической геотектонике и вытекающих из него задачах.— Геотектоника, 1972, № 4.
50. *Хаин В. Е.* Происходит ли научная революция в геологии? — Природа, 1970, № 1.
51. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника.— М. : Недра, 1973.
52. *Хеес Г.* История океанических бассейнов.— В кн.: Новая глобальная тектоника.— М. : Мир, 1974.
53. *Чарнокиты.*— М. : Наука, 1964, пробл., 13.
54. *Чекунов А. В.* Особенности строения земной коры юга Европейской части СССР.— Сов. геология, 1967, № 12.
55. *Чекунов А. В.* Исследования глубинного строения земной коры в Чехословацкой Социалистической Республике.— Геофиз. сб. АН УССР, 1969, № 32.
56. *Чекунов А. В.* Обобщенные данные о глубинном строении земной коры Украины и сопредельных регионов.— Геол. журн. 1972, 32, № 6.
57. *Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР.— Киев : Наук. думка, 1972.
58. *Чекунов А. В., Веселов А. А., Гилькман А. И.* Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба.— Киев : Наук. думка, 1976.
59. *Чекунов А. В., Гаркаленко И. А., Соллогуб В. Б.* Строение южного склона Украинского щита по данным геофизических исследований.— В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. — Киев : Наук. думка, 1972.
60. *Чекунов А. В., Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П., Белокуров В. С* Стратификация осадочного слоя и возраст Черноморской впадины.— В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины.— М. : Наука, 1975.
61. *Чекунов А. В., Рябчун Л. И.* Некоторые вопросы формирования Черноморской впадины и ее геотектонические особенности в неогене и антропогене. — Геофиз. сб. АН УССР, 1971, № 39.
62. *Шатский Н. С.* О тектонике северной части Донецкого бассейна.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1924, 2, № 3.
63. *Шейнманн Ю. М.* Новая глобальная тектоника и действительность.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1973, вып. 5, с. 5—28; 1974, вып. 1.
64. *Bleahu M. D., Boccalletti M., Manetti P., Peltz S.* Neogene Carpathian arc: a continental ar Displaying the features of an «island arc».— J. Geophys. Res., 1973, 78, N 23, p. 5025—5035.
65. *Boccaletti M., Elter P., Gnasson G.* Plate tectonic models for the development of the western Alps and Northern Appenins.— Nature, 1971, N 234, p. 108—111.
66. *Chekunov A. V.*— Seme Aspects of the crustal structure in the Southern part of European Russia.— Int. Geol. Rev., 1968, 10, N 7, p. 788—802.
67. *Chekunov A. V., Ciric B. M., Prosen D. J. et al.* Investigation of the constitution of Deep zones of the Earth&s Crust in the Carpatho — Balkanis and Surrounding Arbas.— Bull. Inst. Geol. and Geophys. Res., Beograd. Ser. C, 1963/64, N 4/5.
68. *The crustal* structure of Central and Southeastern Europe based of the results of explosion seismology.— In : Muszaki konyvkiado. Budapest, 1972.
69. *Dewey J. F., Pitmon W. C., III, Ryan W. B. E. Bonin J.* Plate tec tonics and the evolution of the Alpine system.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, 84, N 10, p. 3137—3180.

70. *Diets R. S.* Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— Nature, 1961, 190, N 4799, p. 854—857.
71. *Hedervari P. A.* Comparison between the Carpatho-Pannon-Dinaride area and the Philippine basin from the geophysical — volcanological point of view — Acta geol. akad. sci. hung, 1972, 18, 1/2, p. 23—36.
72. *Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M. et al.* Marine magnetic anomalies, geomagnetic field recersals and motions of the ocean floor and continents. — J. Geophys. Res., 1968, 73, N 6, p. 2119—2136.
73. *Herz N., Savu H.* Plate tectonics history of Romania.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, 85, N 9, p. 1429—1440.
74. *Hess H. H.* History of ocean basins.— In: Petrological studies, Buddington volume, Boulder : Geol. Soc. Amer., 1962, p. 599—620.
75. *Isaks B., Oliver I., Sykes L. R.* Seismology and the new global tectonics. J. Geophys. Res., 1968, 73, N 18.
76. *Keith M. L.* Ocean floor convergence : a contrary view of global tectonics. Geol., 1972, 80, N 3.
77. *Le Pichon X.* Sea — floor spreading and continental drift.— J. Geophys. Res., 1968, 73, N 12, p. 3661—3697.
78. *Manzoni M.* Paleomagnetic data of Middle and Upper Triassic age from the Dolomites (Eastenr Alps. Italy.— Tectonophysics, 1970, N 10, p. 411—424.
79. *McKenzie D. P.* Plate tectonics of the Mediterranean region.— Nature, 1970, N 226, p. 239—243.
80. *Morgan W. J.* Rises, trenches, great faults and crustal bloks— J. Geophys. Res., 1968, 73, N 6, p. 1959—1982.
81. *Narain A. E. M., Westphal M.* Sur l'animantation de rhyolites permeinnes en Corse.— Acad. Sci. Paris Comptes Rendus, 265, 1967, p. 319—321.
82. *Ney R.*— Tectogenesis of the Carpatians in the light of new tectonics of the Earth's globe.— Mat. i Pr. Inst. Geofiz., Geoph. Pol. Ac. Sci, 1975, 82, S. 95—110.
83. *Pitman W. C. III Talwani M.* Sea—floor spreading in the North Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, 83, p. 619—646.
84. *Smith A. G.* Alpine deformation and the oceanic areas the Tethys, Mediterranean, and Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, 82, N 8, p. 2039—2070.
85. *Sollogub V. B.* Seismic crustal studies in Southeastern Europe.— In: The Earth's crust and upper mantle. Washington : Amer. Geophys. Union, 1969.
86. *Sollogub V. B.* Einige Probleme des Verhaltnisses oberflachennaher structuren zum Tiefenbau der Erdkruste der Sudwestern der UdSSR.— Z. Angew. Geol. 1970, 16, N 2.
87. *Sollogub V. B., Prosen D., Dachev C. et al.* Crustal Structure of Central and southeastern Eruope by Data of Explosion seismology.— Tectonophysics, 1973, 20, 1/4. blz. 1—33.
88. *Sollogub V. B., Chekunov A. V.* Types of crustal models on an example from the Ukraine and Adjacent Seas. A XIII — a adunare generala a comis. seismol. Europene (part. A. III.— a). Studii tehnice si econom. Inst. de leol. si geofiz., ser. D, prosp. geofiz. 10, Bucuresti, 1975.
89. *Sollogub V. B., Litvinenko I. V., Chekunov A. V. et al.* New DSS Data on the Crustal of the Baltic and Ukrainian shields.— Tectonophysics, 1973, 20, 1/4, blz. 67—84.
90. *Sollogub V. B., Pavlenkowa N. I., Chekunov A. V.* Deep seismic research in Ukraine.— In: Proc. eighth Assembly Europ. seismol. comis. Acad. Kiado. Budapest, 1968, p. 253—260.
91. *Die Struktur* der Erdkruste Mittel und Sudosteuropas nach Angaben der Tiefenscismik.— Geodat. und Geophys. Veroff., 1972, 3, N 27.
92. *Subbotin S. I.* Zu den Ursashen und dem Mechanismus tektonischer Bewegungen.— Z. geol. Wiss., H. I. 1973, p. 23—28.
93. *Subbotin S. I., Gurevitch B. Z., Kushelov G. K. et al.* Deep. structure of the Urkaine area from Geophysical researcah data.— In: Rep. Twenty — Second Sess. Int. Geol. Congr. India, pat II sect. 2. Geol. Results Appl. Geophys. New Delhi, 1964.
94. *Subbotin S. I., Sollogub V. B., Chekunov A. V., Livanova L. P.* Crustal investigations of East Carpathians and Adjoining Regions by means of deep seismic sounding.— In: Pap. Present. Ninth Assem Europ. Seismol. Comiss. 1—7 Aug., Kobenhagen: Kobenhavn Akad. Forl. 1967, p. 17—27.
95. *Subbotin S. I., Sollogub V. B., Chekunov A. V. et al.* Vew data on crustal structure of the Ukraine.— In: Int. Geol. Congr. Rep. Twenty — Third Sess. Czeohoslovakia : Proc. Sect. 5. Geol. Results Appl. Geophys. Prague : Academia, 1968 p. 121—128.
96. *Subbotin S. I., Sollogub V. B., Lossovsky E. K. et al.* Investigation of deep crustal structure of the oil — and gas-bearing provinces of the Ukraine by means of seismic methods. In: Proc. Seventh world Petrol. Congr., 2. Origin of oil. Geol. und Geophys. Printed in Great Britain. London and Colchester Barking, 1967. p. 685—696.
97. *Subbotin S. I., Sollogub V. B., Prosen D. et al.* Crustal structure of southeastern Europe

according, to the data of deep seismic soudings.— Boll. geofis. teor. et applic., Triest, 1968, 10, N 39.
98. *Subbotin S. I., Sollogub V. B., Prosen D.* Junction of deep structure of the Carpatho-Balkan region with of the Black and Adriatic seas.—Can. J. Earth. Sci., 1968, 5, 4, pt. 2.
99. *Szadeczky-Kardoss E.* The role of subductions in geodynamic computations.— Acta geol. Acad. sci. hung 1974, 18, 1/2, p. 3—12.
100. *Szenas G.* The Carpathian system and global tectonics.— Tectonophysics, 1972, 15, N 4.
101. *Van der Voo R.* Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian peninsula.— Tectonophysics, 1969, 7, N 1, blz. 5—56.
102. *Vine F. J., Matthews D. H.*— Magnetic anomalies over oceanis ridges.— Nature, 1963, 199, N 4897, p. 947—949
103. *Wilson G. T.* A new class of faults and their bearing ot continental drift.— Nature, 1965, N 4995, p. 343—347.
104. *Zijderveld J. D. A., De Jong K. A., van der Voo R.* Rotation of Sardinia: Paleomagnetic evidence from Permian rocks.— Nature, 1970, 226, p. 933—934.

ПРОЦЕССЫ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ И ТЕОРИЯ ТЕКТОГЕНЕЗА

МАНТИЯ ЗЕМЛИ И ТЕКТОГЕНЕЗ *

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 308
Список принятых сокращений 310

Глава I

Строение Земли. Физико-термодинамическая характеристика земной коры и верхней мантии 310
О происхождении Земли 311
Деление Земли на зоны 312
Строение и состав земной коры 314
Строение и состав верхней мантии Земли 316
Физическая и термодинамическая характеристика земной коры и верхней мантии 322

Глава II

Неоднородности в верхней мантии Земли 338
Первичные и вторичные неоднородности и их выявление 338
Принципы выявления зон уплотнения и разуплотнения вещества в подкоровом слое 340

Глава III

Процессы в верхней мантии как причина движений земной коры . . . 347
Возможные причины движений земной коры 347
Фазовые, полиморфные, электронные переходы и химические превращения вещества верхней мантии 348
О возможности изучения строения земной коры при фазовой природе поверхности Мохоровичича 367

Глава IV

Причины возникновения условий для переходов и размещение зон превращений вещества в мантии Земли 375
Причины, вызывающие возникновение процессов превращения вещества на глубине 375
Дислокация зон превращений вещества в верхней мантии Земли 379

Глава V

Физическая и термодинамическая характеристики превращений вещества верхней мантии Земли 387
Расчетные формулы 387
Определение изменений некоторых термодинамических параметров при полиморфных и фазовых переходах 391

Глава VI

Формирование геологических структур земной коры в связи с процессами, происходящими в мантии Земли 395
Общие положения 395

---

* С. И. Субботин, Г. Л. Наумчик, И. Ш. Рахимова. Мантия Земли и тектогенез. Киев: Наук. думка, 1968. 176 с.

Схемы формирования геоструктурных единиц земной коры . . . 401
Образование глубинного разлома 402
Формирование магматического очага и прогиба на платформе 404
Формирование поднятия земной коры 408
О колебательном характере формирования прогибов (поднятий) земной коры 410
Формирование глубоких впадин внутриконтинентальных морей 411
Формирование геосинклинального прогиба и складчатого горного сооружения 415
Магматизм геосинклинальных зон 423
Заключение 426
Список литературы 428

ПРЕДИСЛОВИЕ

Земля — сложная динамическая система, состоящая из ряда геосфер, в каждой из которых постоянно протекают физические, физикохимические, химические и иные процессы, вызывающие преобразование вещества. В течение нескольких миллиардов лет существования планеты благодаря процессу дифференциации и преобразованию под влиянием высоких давлений, довольно высоких температур, радиоактивного распада и под воздействием радиоактивных излучений, а также внешних (космических) факторов вещество Земли прошло сложный путь развития и пришло к современному состоянию, т. е. к определенному распределению в форме геосфер, отличающихся одна от другой составом, агрегатным состоянием, физическими параметрами, характером протекающих в них процессов, энергией и т. д.

Касаясь отдельных аспектов проблемы развития Земли в целом, авторы настоящей книги основное внимание уделяют рассмотрению мантии Земли и земной коры. Они пытаются решить некоторые вопросы одной из кардинальных проблем современности — формирования земной коры и ее структурных форм, контролирующих закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Важность этих вопросов не вызывает сомнений, так как известно, что по мере расширения потребностей народного хозяйства в минеральных ресурсах для удовлетворения его растущих запросов исследователи недр вынуждены переходить к изучению все более глубоких зон земной коры. Открытия последних лет убеждают ученых и геологов-практиков в том, что наиболее богатые запасы полезных ископаемых связаны именно с глубокими зонами. Познание процессов и явлений, происходящих в мантии Земли, главным образом в верхней ее части, и прогнозирование на этой основе месторождений будет залогом успешного выявления скоплений полезных ископаемых, так как именно мантия является источником вещества земной коры, источником энергии движений и ареной процессов, формирующих земную кору, ее структурный облик и содержащиеся в ней минеральные богатства.

Становится все более очевидным , что геологические науки, особенно геотектоника, должны обратиться к исследованиям процессов, протекающих в мантии Земли. Прежние, в основном описательные, методы и в значительной мере умозрительные заключения должны быть дополнены исследованиями, основанными на изучении физических, физикохимических, химических, геофизических и других явлений и процессов, протекающих в глубоких недрах Земли.

Проблему земной коры и мантии Земли, или проблему тектоносферы, можно подразделить на две крупные и в какой-то мере обособленные части: 1) выделение из мантии вещества и образование из него земной коры, 2) причины, механизм формирования и закономерности размещения структурных форм и месторождений полезных ископаемых в земной коре.

Каждая из этих проблем очень сложная как в теоретическом, так и в экспериментальном плане. Первая из них в последние годы успешно разрабатывается академиком А. П. Виноградовым и его учениками. Его «зонная плавка» аргументирует представление о путях выделения из верхней мантии Земли вещества мантии, идущего на формирование земной коры, и о характере состава последней. В предлагаемой книге мы этих вопросов касаться не будем.

Предметом своих исследований и целью настоящей работы авторы ставят анализ имеющихся теоретических и экспериментальных данных и создание концепции, объясняющей причины тектонических движений, причины и механизм формирования структурных элементов земной коры, иначе говоря, создание элементов теории тектогенеза.

Необходимость и важность разработки этой теории вытекает еще из того, что имеющиеся геотектонические гипотезы, как это видно из критического их обзора, проведенного В. В. Белоусовым [16], не объясняют причин и механизма тектонических движений. Это происходит, очевидно, потому, что они не опираются на представления о фундаментальных физических процессах, лежащих в основе развития Земли. Между тем исследования, проводимые в различных областях знаний, уже дают нам много сведений, анализ и обобщение которых позволяют наметить определенные вехи на пути решения некоторых проблем теории тектогенеза. Они позволяют подойти к решению ряда вопросов физического обоснования причин и механизма тектонических движений и наметить схемы формирования главнейших структурных элементов земной коры. Изучение распределения аномалий гравитационного поля дает представление о размещении аномальных масс в земной коре и в мантии Земли. Сейсмологические наблюдения и результаты глубинных сейсмозондирований позволяют судить о мощности земной коры, о мощностях и глубинах залегания составляющих ее слоев, о наличии глубинных разломов и других структурных элементов в земной коре и верхней мантии Земли. Геологические и тектонические исследования позволяют судить о самом факте существования прогибов и поднятий земной коры, об их границах, амплитуде и скорости прогибания или воздымания, о соотношении структурных форм, магматизме и т. д. Данные эксперимента, проводимого с применением высоких и сверхвысоких давлений и высоких температур, позволяют изучать закономерности изменения скоростей распространения упругих волн, плотности, теплоемкости, теплопроводности, электропроводности, магнитности, прочности, пластичности и других параметров вещества в зависимости от величины давления и уровня температуры, что приближает нас к естественным условиям, в которых находится вещество в глубинах земной коры, и особенно в верхней мантии Земли. Сведения о вещественном составе и физических свойствах магматических пород и ксенолитов дают представления о составе подкоровых масс, в связи с чем эти породы могут служить индикатором состава вещества верхней мантии Земли. Данные о неоднородностях строения и состава различных геосфер и о протекающих в них эндогенных процессах, а также сведения о нарушениях ротационного режима (скорости осевого вращения) Земли и неравномерностях в распределении температуры, теплового потока и температурных градиентов позволяют найти источник концентрации и перераспределения в определенных зонах мантии Земли геодинамических и термоупругих напряжений, которые приводят к изменению термодинамических условий в отдельных местах мантии и к различным формам превращений вещества в подкоровом слое с изменением объема. Изучение распределения радиоактивных элементов, явлений гравитационного уплотнения и химических процессов в Земле позволяет получать сведения о термической истории и современном тепловом состоянии нашей планеты.

Даже этот краткий и далеко не полный перечень направлений, по которым изучаются кардинальные проблемы физики Земли, свидетельствует о сложности рассматриваемой проблемы. О ее постановке нельзя было бы и думать, если бы современная геологическая наука не была вооружена арсеналом геофизических исследований и не имела огромных достижений в связи с использованием точных наук — физики, химии и математики. Смелые лабораторные эксперименты физиков и химиков стали моделями, по которым можно рассчитывать глобальные процессы. Фазовые, полиморфные, электронные переходы, протекающие в мантии Земли в условиях высоких давлений и повышенных температур, копируются в лабораторных условиях и дают возможность сопоставлять поведение вещества в различных естественных условиях.

Блестящими работами Бернала, Бриджмена и многих других исследователей были сделаны первые шаги в выявлении и изучении полиморфных и фазовых переходов и использовании этих процессов для объяснения причин движений земной коры [41, 79, 251—253, 266—268, 303, 358, 360]. Работами в области геофизики и геологии, особенно гравиметрии, были намечены пути выявления зон протекания процессов, приводящих к образованию уплотненного или разуплотненного вещества в верхней мантии, и установлены их связи с прогибами и поднятиями земной коры [5, 10, 16, 89, 114, 116, 121,126, 127, 129, 237, 354]. Можно предположить существование и других, пока еще не известных нам, процессов преобразования вещества мантии Земли, которые служат источником движений земной коры и формирования геоструктурных единиц.

В последние годы учеными в различных областях знаний, особенно в области физики, химии, геофизики, геологии и других наук проведены теоретические работы и большие экспериментальные исследования поведения различных веществ, в том числе горных пород и минералов, под высокими и сверхвысокими давлениями при высоких температурах. Анализ этих данных и синтез результатов из области многих научных направлений и положен в основу разработки теории причин тектонических движений.

Предлагаемая работа основана в значительной мере на материалах и разработках, опубликованных авторами в 1964 г. в виде монографии «Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры». Вскоре после выхода из печати эта работа была опубликована на английском языке Международной издательской компанией EPC в Амстерда-

ме в трех частях *, кроме того, глава VI — в статье на немецком языке в журнале «Geophysik und Geologie» **.

Настоящая работа — по существу второе, переработанное и значительно дополненное результатами исследований последних лет издание. Возможно, в книге найдется много спорных и дискуссионных вопросов; авторы с благодарностью примут критические замечания и пожелания, чтобы воспользоваться ими в будущих исследованиях.

В обработке материалов и подготовке рукописи к публикации принимали участие М. Н. Головач, Р. З. Ковтонюк и А. И. Бондарь, которым авторы приносят глубокую благодарность.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

Ab — альбит
Amf — амфибол
An — анортит
Cpx (Al) — моноклинный пироксен, в котором растворен Al_2O_3
Di — диопсид
En — энстатит
Fo — форстерит
Gr — гранат
Gross — гроссуляр
Hyp — гиперстен
Jd — жадеит
Ky — кианит
Ol — оливин
Ne — нефелин
Opx (Al) — ромбический пироксен, в котором растворен Al_2O_3
Pl — плагиоклаз
Px — пироксен
Py — пироп
Sp — шпинель
ss — твердый раствор
Tgch — молекула Чермака
Qz — кварц
Omf — омфацит
P — давление
T — температура

ГЛАВА I

СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ. ФИЗИКО-ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Решение вопросов, связанных с проблемой причин движений земной коры, а также причин и механизма образования ее геоструктурных элементов, должно основываться на сведениях о строении земной коры и особенно верхней мантии Земли. Процессы, происходящие в последней, обусловливают образование коры, движение ее отдельных участков и блоков, возникновение расплавленной магмы и магматизм, возникновение и развитие глубинных разломов, формирование месторождений полезных ископаемых. Поэтому, прежде чем излагать основные положения работы, рассмотрим вопрос о состоянии исследований, подытожим имеющиеся на сегодня данные, освещающие

---

* S. I. Subbotin, G. L. Naumtchik and I. Ch. Rakhimova. 1. Structure of the earth's crust and upper mantle. 2. Processes in the upper mantle. 3. Influence of upper mantle processes on the structure of the earth's crust. Tectonophysics, vol. 2, N 2/3. Amsterdam, 1965.

** S. I. Subbotin, G. L. Naumtschik und I. S. Rachimowa. Der Einfluß von Umwandlungsprozessen der Materie im oberen Erdmantel auf die Bildung geostruktureller Elemente der Erdrinde «Geophysik und Geologie», 1966, N 8.

строение мантии и земной коры с тем, чтобы наметить взаимосвязи явлений в мантии и земной коре и подойти к решению основных вопросов тектогенеза.

Приведенные дальше сведения взяты из ряда литературных источников, среди которых главными являются сводки И. Верхугена [42], К. Буллена [36], работы В. Н. Жаркова [71, 72], Е. А. Любимовой [100, 101], В. А. Магницкого [121, 122, 123, 125—127], П. Н. Кропоткина [90], Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина [133], И. П. Косминской и др. [85], Ф. Берча [253], Б. Гутенберга [313, 316], Дж. Джекобса [328], Дж. Ловеринга [351], Р. Аффена [402, 404], Дж. Верхугена [411, 413] и многих других авторов.

О происхождении Земли

Земля — динамическая и термическая система, находящаяся в постоянном движении и развитии. Многочисленные космогонические гипотезы, возникавшие и проходившие определенный путь развития, переживавшие периоды частичного или всеобщего признания, иногда господствовавшие в течение многих десятилетий и даже столетий, например гипотезы Канта — Лапласа, все же до настоящего времени не привели ученых к единому мнению относительно происхождения солнечной системы и отдельных ее элементов — планет, в том числе и Земли. Вопрос о «горячем» или «холодном» происхождении Земли продолжает оставаться неразрешимым и занимает умы многих исследователей, несмотря на то, что большинство космогонистов и ученых других направлений будто склоняется к гипотезе «холодного» происхождения.

В плане рассматриваемой здесь проблемы мантии Земли и тектогенеза важное значение имеют вопросы существования и взаимодействия отдельных геосфер. Факт разделения Земли на ряд геосфер не вызывает возражений или сомнений. Наличие центрального ядра (внешнего и внутреннего), оболочки, или мантии, в которой выделяется ряд слоев, в том числе верхняя и нижняя мантии и переходный слой от мантии к ядру, и, наконец, тонкой земной коры с подразделением ее в горизонтальном направлении на кору океанического, промежуточного и континентального (не считая более мелких) типов, а по вертикали — на «базальтовый», «гранитный» и осадочный слои и водную оболочку можно считать общепринятым. Дискуссионными остаются лишь вопросы состава, агрегатного состояния, распределения физических параметров вещества в отдельных геосферах, наличия неоднородностей в них и другие частные вопросы, существенно не влияющие на решение проблемы происхождения Земли в целом. Однако появляется сложная проблема причин возникновения процессов и механизма формирования отдельных геосфер, которые привели к расслоению вещества Земли. Решение этой проблемы приводит к необходимости рассмотрения космогонических гипотез, гипотез происхождения отдельных планет и самой солнечной системы. И снова встает вопрос — «горячим» или «холодным» способом образовалась Земля?

В самом общем виде вопрос расслоения решается довольно просто: расслоение вещества планеты возможно только в том случае, если оно находится в газообразном, жидком или достаточно пластичном, подвижном состоянии. Отсюда напрашивается вывод, что планета образовалась «горячим» путем. Но в последние годы наметилось своеобразное «сближение» гипотез «горячего» и «холодного» способов образования планет в вопросах расслоения их вещества на сферы. Гипотезы «холодного» пути развития теперь допускают, вернее, утверждают, что после формирования планета проходит через фазу значительного разогрева, вплоть до частичного или полного расплавления, либо до такой степени «размягчения», при которой возможны довольно быстрая дифференциация и расслоение вещества по удельному весу, не исключая появле-

ния границ различных фазовых, полиморфных, электронных или химических состояний вещества.

Таким образом, вопрос о происхождении Земли, о состоятельности или несостоятельности различных космогонических гипотез для решения проблем, рассматриваемых в настоящей работе, существенного значения не имеет. Здесь мы встречаемся с фактически установленными положениями, точно указывающими на наличие в Земле ряда геосфер с определенными физическими, химическими и иными параметрами и состояниями. Такое деление можно с одинаковой степенью достоверности и правдоподобности объяснить с позиций и «горячего», и «холодного» путей образования Земли, с позиций любой космогонической гипотезы, любого ее варианта, допускающего прохождение планеты через фазу расплавления. Главным в разделении Земли на геосферы и является прохождение ее через фазу значительного разогревания, по-видимому, до расплавления, по крайней мере некоторых ее зон.

В плане задач настоящей работы существенное значение имеет вопрос о *неоднородностях* состава, агрегатного состояния и других физических, химических и иных параметров, встречающихся при переходе от одной геосферы к другой и внутри любой данной геосферы, т. е. неоднородностей в радиальном и латеральном направлениях. О них будет сказано дальше.

Деление Земли на зоны

Земля состоит из коры, оболочки, или мантии, и ядра, резко различающихся по физико-химическим свойствам. Эти основные структурные элементы подразделяются, по данным сейсмологии, на более мелкие геосферы. Наилучшими и общепризнанными схемами деления Земли на геосферы являются две модели Земли К. Буллена [36] — модели А и В, а также модель Б. Гутенберга [313].

Сводные данные о делении Земли на зоны и о физических параметрах на разных глубинах представлены в табл. 1, заимствованной из статьи К. Буллена [36]. Приведенные в ней результаты исследований многих авторов дают представление о вероятных (при современном уровне наших знаний) значениях скоростей сейсмических волн, плотности, давления и других параметров внутри Земли.

Зона А — земная кора — залегает на мантии Земли и отделена от нее поверхностью Мохоровичича, на которой наблюдается скачкообразное увеличение скорости прохождения упругих волн при переходе из коры в мантию.

Далее идут зоны B, C и D (последняя с подразделением на D' и D''), образующие оболочку (мантию) Земли. В зонах A, B, C и D распространяются продольные (P) и поперечные (S) сейсмические волны. Эти зоны, т. е. земная кора и мантия, представляют собой твердую часть Земли.

Следующие по глубине зоны E, F, G относятся к ядру Земли, причем E — внешнее ядро, F — переходная зона от внешнего ядра к внутреннему и G — внутреннее (центральное) ядро Земли. В отношении быстрых процессов, какими являются упругие колебания (сейсмические волны), вещество зоны E ведет себя как жидкость, поскольку не было зарегистрировано прохождения в этой зоне поперечных волн. Что касается зоны F, то ее вещество, по-видимому, находится при температуре и давлении, соответствующих условиям затвердевания вещества. Вещество в зоне G имеет свойства твердого тела.

На основании данных многочисленных исследований можно считать, что глубокие зоны Земли — ее центральное (внутреннее) ядро, внешняя часть ядра и нижняя часть мантии Земли, т. е. зоны G, F, E и D, в связи с наличием в них огромных давлений, измеряемых многими сотнями тысяч и килобар,

а также достаточно высоких температур, определяемых тысячами градусов, представляют собой набор достаточно тонких *концентрических сфероидических* слоев, каждый из которых в отдельности является достаточно однородным по агрегатному состоянию, плотности, вязкости и другим физическим параметрам. Если даже предположить, что в этих зонах Земли существуют какие-то неоднородности или протекают какие-нибудь процессы, то они могут иметь только планетарный масштаб и не могут быть узко лока-

Таблица 1

Зоны внутри Земли и свойства геосфер моделей A и B, по К. Буллену [35—37]

Зона	Пределы глубин, км	Скорость волн P, км/с	Скорость волн S, км/с	Плотность, г/см³		Давление, 10^{12} дин/см² (10^{11} Н/м²)		Модуль объемного сжатия, 10^{12} дин/см² (10^{11} Н/м²)		Жесткость, 10^{12} дин/см² (10^{11} Н/м²)	
				A	*B*	*A*	*B*	*A*	*B*	*A*	*B*
A	0—33	Изменяется в широких пределах	Изменяется в широких пределах	3,32	3,32	0,01	0,01	1,16	—	0,63	—
B	33—410	7,8—9,0	4,4—5,0	3,64	4,07	0,14	0,15	1,76	—	0,80	—
C	410—1000	9,0—11,4	5,0—6,4	4,68	4,41	0,39	0,40	3,60	3,40	1,90	1,80
D′	1000—2700	11,4—13,6	6,4—7,3	—	—	—	—	—	—	—	—
D″	2700—2900	13,6	7,3	5,69	5,57	1,37	1,33	6,5	6,4	3,0	3,0
				9,4	9,7			6,2		0,01	0,01
E	2900—4980	8,1—10,4	Не наблюдалась	11,5	12,0	3,17	3,22	12,6	13,1	0,01	0,01
F	4980—5120	10,4—9,5		—	15,0	—	3,33	—	13,6	—	—
G	5120—6370	11,2—11,3		17,3	17,9	3,64	3,94	—	17,4	—	4,0

Примечание. Данные плотности, давления, модуля, объемного сжатия и жесткости относятся к нижним границам зон; для зоны *D″* даны параметры для 2900 км над и под границей Гутенберга — Лемана. Зона *A* — земная кора; зоны *B*, *C*, *D′*, *D″* — оболочка (мантия) Земли; зоны *E*, *F*, *G* — внешнее и внутреннее ядро.

лизованными. Кроме того, если допустить наличие локальных явлений или процессов, протекающих в ограниченных, сравнительно небольших объемах, то благодаря большим глубинам размещения зон *D*, *E*, а тем более *F* и *G*, влияние процессов должно будет распространиться на огромную область земной коры. С такого рода явлениями невозможно связывать какие-либо процессы формирования отдельных даже крупных структурных элементов земной коры. Они могут вызывать явления зональных масштабов, охватывающие, по-видимому, целые континенты или крупные океанические области, площади которых измеряются десятками миллионов квадратных километров.

Исходя из таких соображений и принимая во внимание, что очаги мелких, средних и глубокофокусных землетрясений, т. е. некоторых заведомо реально существующих физических и иных процессов, размещаются в Земле на глубинах, не превышающих 700 — максимум 900 км, и не захватывают более глубоких горизонтов, основное внимание будем уделять рассмотрению состояния, состава и строения вещества в зонах *B* и *C*. Зон *D*, *E*, *F* и *G* коснемся только в некоторых отдельных случаях. Такое ограничение в рассмотрении отдельных геосфер оправдывается еще и тем, что на глубинах именно первых сотен километров, вероятно, расположены зоны сжатия и расширения подкорового вещества, являющиеся основной причиной возникновения и развития прогибов и поднятий земной коры.

Строение и состав земной коры

Зона А

Земная кора (зона *А*) — самая верхняя наиболее неоднородная геосфера, отделенная от оболочки резкой сейсмической границей — поверхностью Мохоровичича.

Существующие в настоящее время точки зрения в отношении строения земной коры можно объединить в три группы.

1. Кора состоит из трех основных слоев — осадочного, «гранитного» и «базальтового», причем в отдельных ее типах может отсутствовать один из этих слоев.

2. Кора представляет собой «мозаику различного рода интрузий, метаморфизованных осадков, вулканогенных пород и даже местами, до глубины 10 км и более, неметаморфизованных осадков. Все эти породы разорваны сбросами и разбиты на блоки различной величины и формы» [25].

3. Земная кора «сложена комплексом переслаивающихся метаморфических пород, образовавшихся из первично-осадочных, частью изверженных, пород. Сейсмические границы, устанавливаемые в земной коре по изучению преломленных и отраженных волн, принимаются как структурные границы (поверхности несогласий), разделяющие разновозрастные этажи» [163].

Большинство геофизиков придерживается трехслойного деления коры. Следует отметить, что термины «гранитный» и «базальтовый» слои в значительной мере условны. Ими обозначаются слои, подобные граниту и базальту по физическим свойствам и геофизическим проявлениям.

«Базальтовый» слой является непременной составной частью всех типов земной коры, что, по-видимому, свидетельствует о его более древнем происхождении, более раннем и обязательном повсеместном формировании. «Гранитный» слой, вероятно, более позднего происхождения и возникает на определенном этапе развития коры лишь в тех местах, где создаются необходимые для этого условия. По мнению ряда исследователей [38, 133], «гранитный» слой порожден геосинклинальной фазой развития земной коры, а осадочный чехол наиболее стабильных частей платформы и позднегеосинклинальных прогибов — платформенной фазой. В строении «гранитного» слоя континентов участвуют метаморфизованные осадочные и вулканические толщи, а граниты и другие интрузивные породы играют второстепенную роль [38].

Исследования по программе МГГ позволили выявить наряду с ранее известными тремя основными поверхностями (кристаллического фундамента, Конрада и Мохоровичича) промежуточные границы в самых разнообразных в тектоническом отношении регионах (Балтийский щит, Русская и Туркменская платформы, Копетдагский передовой прогиб, Ферганская межгорная впадина и др.).

И. П. Косминская и Ю. В. Ризниченко [342] выделяют в земной коре четыре-пять границ. По И. А. Резанову [164], в «гранитном» слое имеется две — четыре, в «базальтовом» — до пяти сейсмических границ. Существование такого количества границ возможно, если принять, что они разделяют слои или пласты разной степени метаморфизма или разновозрастные структурные этажи метаморфических пород. Так, В. В. Белоусов [20] считает, что в земной коре происходит постепенный переход от метаморфических пород зеленосланцевой фации до пород гранулито-эклогитовой фации.

Более детальное изучение скоростей распространения сейсмических волн на границе земной коры и мантии показало, что:

1) выделить поверхность Мохоровичича в отдельных случаях трудно,

так как фиксируемые на границах скорости, равные 7,5—7,6 км/с и 8,3—8,4 км/с (например, Копетдагский передовой прогиб и Ферганская межгорная впадина), не позволяют однозначно решить вопрос о том, какая из них является поверхностью Мохоровичича [342];

2) граница Мохоровичича в одном случае резкая, в другом — размытая, так как не всегда удается наблюдать отражения *PP* и *PG* волн [332];

3) граница Мохоровичича является границей зоны протяженностью в несколько километров, в которой скорость увеличивается постепенно с глубиной [395].

До недавнего времени выделяли два основных типа земной коры: континентальный и океанический. Главное отличие между ними заключается в значениях мощности (от 10—15 км для океанической и до 80 км для континентальной) и в обязательном отсутствии «гранитного» слоя в океанической коре.

Современные данные о строении земной коры, и особенно исследования переходных зон (Дальневосточной, Каспийского и Черного морей, района Чилийского побережья, Карибского моря и др.), дали возможность провести более детальное ее подразделение на разные подтипы, подчеркивающие блоковый характер, неоднородность состава коры и верхней части мантии, появление и исчезновение «гранитного» слоя, различные мощности слагающих слоев и земной коры в целом и особенности распределения силы тяжести.

Так, И. П. Косминская [85, 86] выделяет четыре типа земной коры: 1) континентальный, с тремя слоями — осадочным, «гранитным» и «базальтовым», — характерный для материков и шельфовых зон с мощностью коры 25—80 км, а также для мелководных участков континентальных морей с мощностью коры 20—25 км; 2) субконтинентальный, с двумя слоями — осадочным и гранито-базальтовым на островных дугах и океанических островах (мощность 15—20 км); 3) субокеанический, с двумя слоями — мощным осадочным и «базальтовым», куда относятся котловины окраинных (мощность коры 10—15 км) и внутренних (мощность 20—40 км) морей; 4) океанический, с двумя слоями — тонким осадочным и «базальтовым», характерный для океанических валов и океанических плато с мощностью коры в 10—15 км.

Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин [133], исходя из эволюционного хода развития, устанавливают пять типов земной коры, свойственных океанам, геосинклиналям, молодым платформам, древним платформам, эпиплатформенным орогеническим поясам.

И. В. Померанцева [158] выделяет пять типов строения земной коры, различающихся характером изменения граничной скорости продольных сейсмических волн с глубиной: три основных — океанический, платформенный, геосинклинальный и два промежуточных — один между океаническим и платформенным, второй — между платформенным и геосинклинальным.

Наконец, П. Н. Кропоткин [90] выделяет восемь типов строения земной коры, из них три — для трехслойной континентальной коры и пять — для океанической и субокеанической, различая их по мощности, значению силы тяжести и принадлежности к определенной геоструктурной единице.

Г. З. Гурарий и И. А. Соловьева [57], кладя в основу классификации три критерия — мощность коры, величину аномалий Буге и высоту рельефа, выделяют также восемь типов земной коры — три континентальных и пять океанических, отмечая при этом перекрытие некоторых характеристик отдельных типов.

Все типы строения земной коры характеризуют разные этапы ее развития и различные условия, существовавшие в начале и в ходе ее эволюции, подтверждая многообразие форм проявления тектонической жизни Земли. Развитие земной коры идет, по представлениям одних исследователей, от

океанической к континентальной, проходя постепенно все возможные промежуточные стадии с различным соотношением состава и мощностей слоев — континентализация коры. Однако существуют и противоположные взгляды, по которым развитие коры идет в обратном направлении — от континентальной к океанической — океанизация коры [20, 128].

Различные пути развития и условия, в которых формировались отдельные участки земной коры, привели к разным соотношениям в залегании поверхностей раздела внутри коры. Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин [133] выделяют четыре основных типа соотношений между поверхностями докембрийского фундамента, Конрада и Мохоровичича:

согласное залегание всех трех поверхностей, образующих поднятия и впадины, что наблюдается в подвижных молодых поясах и приводит к гравитационной неустойчивости;

обращенный глубинный рельеф — поверхность фундамента опущена, а поверхности Конрада и Мохоровичича приподняты; он характерен для подвижных, но более древних участков земной коры;

полувыравненный глубинный рельеф с опущенной или приподнятой поверхностью фундамента, приподнятой границей Конрада и выравненной до горизонтального положения поверхностью Мохоровичича; этот тип присущ краевым синеклизам некоторых платформ;

выравненный глубинный рельеф — все три поверхности залегают горизонтально; свойствен уравновешенным океаническим и материковым платформам.

Это далеко не все существующие типы земной коры. В частности, на Украине выявлена кора, в которой декомбрийский фундамент и поверхность Конрада отражают прогиб (Днепровско-Донецкий авлакоген), а рельеф границы Мохоровичича рисует обращенную форму — антиклинальный прогиб, соответствующий глубокому грабену в верхних слоях коры [69, 185].

В заключение следует отметить, что до настоящего времени нет еще единого мнения о природе нижней поверхности земной коры — границы Мохоровичича. Одни исследователи [277, 328] считают ее границей, разделяющей породы различного химического состава. По мнению других [302, 335, 351], поверхность Мохоровичича рассматривается как фазовая граница раздела между «базальтом» коры и его высокоплотностной модификацией типа эклогитов подкоровой зоны. Есть основания предполагать, что граница Мохоровичича имеет различный характер: в одних тектонических зонах она химическая (различие химического состава), в других — фазовая [130, 188, 425]. Мы считаем такой взгляд наиболее отвечающим действительности, если учесть, что граница Мохоровичича континентальных, особенно складчатых, областей находится в резко отличных условиях давления и температуры, чем в океанических зонах.

Строение и состав верхней мантии Земли

Зоны B и C

В последнее время значительно пополнился арсенал наших знаний о строении, физических свойствах и минеральном составе верхней мантии (зоны *B* и *C*). Этому содействовало развитие техники эксперимента при высоких давлениях и температурах с природными и синтетическими веществами в наших и зарубежных лабораториях, а также находки образцов ксенолитов пород верхней мантии. Так, наряду с прежними представлениями о том, что слой мантии *B* (простирающийся от границы Мохоровичича до глубины около 410 км) может быть представлен породами типа эклогита [302, 351, 419],

перидотита и дунита [277, 328], оливина [415, 416], оливина и энстатита [410], имеются данные как уточняющие их, так и позволяющие высказать новые предположения о его вещественном составе. Новым является открытие в составе мантии разнообразных эклогитов, алюмонасыщенных пироксенов, амфиболитов, шпинелевого и гранатового перидотитов, установление, что первые 100—120 км являются местом зарождения различных видов базальтовых магм.

Имеющиеся гипотезы о составе слоя *B* должны дать объяснение двум установленным фактам: существованию слоя пониженных скоростей в мантии и возникновению базальтовой магмы. С этой точки зрения и будут рассмотрены в дальнейшем гипотезы о составе мантии.

А. Е. Рингвуд [282, 379] предложил неоднородную модель верхней мантии, химически эквивалентную одной части базальта и четырем частям дунита (такую породу автор именует пиролитом). Непосредственно под поверхностью Мохоровичича находятся дунит и перидотит, которые постепенно превращаются в переходный (плагиоклазовый) пиролит, состоящий из оливина и пироксенов (возможно, оливин, плагиоклаз, пироксен). Еще ниже, после достижения определенных давлений и температур, переходная зона сменяется гранатовым пиролитом, в котором преобладают оливин и богатые алюминием пироксены (или оливин, гранат, плагиоклаз, пироксен). С повышением давления, на глубинах свыше 150 км, алюмосодержащие пироксены разлагаются на гранат и обычный пироксен. Переход из дунито-перидотитовой зоны в переходный пиролит определяет верхнюю границу низкоскоростной зоны волновода. Вступление в зону гранатового пиролита приводит к повышению скорости (нижняя граница волновода). Понижение скорости в волноводе связано с низкой сейсмической скоростью пироксена или плагиоклаза в переходном пиролите по сравнению с оливином и гранатом. Образование магмы будет происходить путем прямого фракционного плавления пироксенового пиролита.

Вслед за гипотезой Рингвуда появился еще ряд гипотез о неоднородном строении верхней части мантии. Так, Е. Оксбарг [364] считает, что верхние 70—100 км представляют лишенную базальта часть верхней мантии и состоят из шпинелевого перидотита (оливин, пироксен, шпинель), который переходит в «материнскую» мантию. Последняя включает в себя дополнительно гранат и богатый калием амфиболит (5—20%). На больших глубинах амфиболит заменяется более плотными породами. Амфиболиты характеризуются пониженной температурой плавления и более низкой сейсмической скоростью по сравнению со всеми остальными составляющими [254]. Сочетание этих двух факторов будет способствовать возникновению низкоскоростного слоя в мантии. Резервуаром для образования базальтовых магм будет служить амфиболит. Мысль о наличии амфиболитов в оболочке как генераторов базальтовой магмы не нова [79, 324, 417]. Эксперименты Г. С. Йодера и К. Э. Тилли [79] подтвердили возможность получения различного типа базальтовых магм при полном плавлении разнообразных амфиболитов или при частичном плавлении единого амфиболита.

Д. Шимацзу [392] считает, что мантия состоит из эклогита и гранатового перидотита. К этому выводу он пришел при изучении изменения коэффициента Пуассона и температуры с глубиной. Здесь появление зоны пониженной скорости связано с тем, что на глубинах 120—220 км температура мантии близка к температуре плавления эклогита. Продуктом частичного плавления гранатового перидотита в зоне пониженной скорости является базальт.

Много внимания уделяли В. С. Соболев и др. [177, 179] выяснению роли эклогита в составе верхней мантии.

Уже не раз высказывалась мысль о том, что поверхность Мохоровичича в одних местах может быть фазовой, в других — химической [177, 179, 188—190, 425]. Последняя модель В. С. и Н. В. Соболевых вещественного состава верхней мантии, представленная на рис. 1, учитывает это обстоятельство.

Верхний слой земной коры состоит из пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, которые в условиях повышенных давлений подвергаются процессу эклогитизации, охватывающему основные и ультраосновные породы. В этом случае плагиоклаз-пироксеновые породы (Pl+Di) переходят через эклогитоподобные (Gr+Di+Pl+Amf ?) в бесполевошпатовые эклогитовые (Gr+Di), и поверхность Мохоровичича является фазовой. При отсутствии условий гранатизации поверхность Мохоровичича разделяет основные кристаллические сланцы и шпинелевый перидотит (оливин, пироксен, шпинель). Если же процессом гранатизации охвачены только основные породы, то они будут залегать на шпинелевых перидотитах. Ниже слоя эклогита и шпинелевого перидотита находятся гранатовый перидотит (оливин, пироксен, гранат) с прослоями эклогита.

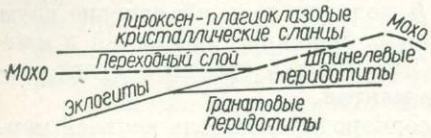


Рис. 1. Состав коры и верхней мантии Земли (по В. С. и Н. В. Соболевым [179]).

Авторы [177, 179] не указывают глубины расположения слоев эклогита, шпинелевого и гранатового перидотитов, не касаются причин появления низкоскоростного слоя и базальтовых магм.

Возникновение новых гипотез о составе мантии Земли связано с уточнением известных и открытием ряда новых преобразований. В земной коре происходит переход от парагенезиса анортит плюс форстерит в пироксеновую фацию (Cpx+Opx+Sp). Дальнейшее повышение давления приводит к гранатизации.

Главными процессами, происходящими в зоне *B*, являются гранатизация и эклогитизация мафических и ультрамафических пород, образование алюмонасыщенных пироксенов, превращение шпинелевого перидотита в гранатовый, появление в мантии более плотных модификаций кварца — коэсита и стиповерита. Кроме того, на этих же глубинах идет зарождение разнообразных базальтовых магм. В зоне волновода возможно появление размягченного слоя эклогитовых и гранат-перидотитовых пород. Гранатовый перидотит представляет собой исходную породу для получения эклогита и базальта.

Частичное плавление гранатового перидотита при различных давлениях и температурах позволяет получать эклогиты разного состава, а из эклогита при полном расплавлении — базальт, частичное плавление базальта дает гранит. Таким образом, мы имеем единую породу, преобразования которой объясняют весь разнообразный состав вещества верхней части мантии и земной коры.

В дополнение к указанным превращениям неоднородное строение слоя *B* может быть обусловлено совершающимся там превращением оливина $(Mg, Fe)_2SiO_4$ в более плотную его модификацию — форму фаялитовой и форстеритовой шпинелей.

На границе, отделяющей зону *B* от зоны *C*, предполагается полиморфный переход оливина в шпинель [373], полиморфный переход габбро [323], разложение клиноэнстатита на форстерит плюс стишовит [386].

Поскольку главными составляющими мантии после глубины, равной 200 км (нижней границы волновода), являются оливин и пироксен, то последовательный ряд их превращений при возрастании давлений должен привести к необходимому увеличению плотности.

В настоящее время рассматривается целый ряд преобразований в зоне C, в результате которых могло бы произойти требуемое по модели A К. Буллена возрастание плотности.

Исследование при высоких давлениях германатов различных веществ, использование существующего кристаллохимического подобия между германатами и силикатами, опыты при высоких давлениях и температурах с клиноэнстатитом и применение термодинамических уравнений позволили высказать ряд предположений об ожидаемых полиморфных преобразованиях в глубинах земной оболочки [131, 252, 377, 378, 380, 386].

Началом цепочки последовательных превращений служит полиморфный переход коэсит — стиповерит [188—190]. Затем клинопироксен $MgSiO_3$ превращается в форстерит плюс стишовит, которые в свою очередь преобразуются в шпинель плюс стишовит. Последняя ассоциация снова переходит в пироксен, но уже ильменитовой структуры. Ильменит разлагается на периклаз и стишовит. Оливин же превращается сначала в шпинель, затем в периклаз плюс ильменитовый пироксен и, наконец, в периклаз плюс стишовит. Кроме того, возможно образование MgO со структурой CsCl и $MgSiO_3$ с перовскитовой структурой.

Если бы существовали резкие границы перехода, то изменение плотности при таких превращениях происходило скачкообразно. Однако наличие в мантии таких компонентов, как FeO, Al_2O_3, Na_2O, CaO, приводит к образованию зон переходов с более или менее равномерным возрастанием плотности.

Исследования клиноэнстатита при одинаковых давлении и температуре в различных лабораториях [131, 386] дали неодинаковые результаты. Смесь окислов $MgO \cdot SiO_2$, которую авторы [386] именуют клиноэнстатитом, превратилась при 115 кбар ($115 \cdot 10^8$ Н/м^2) и $T = 650°$ С (920 К) в ассоциацию форстерит плюс стишовит, что подтвердило ранее высказывавшиеся предположения о превращениях пироксенов. Опыты наших ученых с соединением клиноэнстатита показали, что клиноэнстатит в этих же условиях превращается в ромбический энстатит с увеличением плотности. Причиной такого расхождения В. К. Марков и др. [131] считают различие исходного минерального состава пород.

Изучение горных пород под действием высоких давлений и температур [3, 218] при ударном сжатии позволило заключить, что химический состав всех слоев мантии можно принять одинаковым, а аномальное возрастание плотности в слое C целиком объяснить фазовыми превращениями ферромагнезиальных силикатов — их разложением на смесь плотно упакованных окислов MgO, SiO_2, FeO. Если основными составляющими слоя B считать форстерит и энстатит, то в нем должно быть около 10% FeO [257], а слой D должен состоять из 18% FeO и 82% смеси стиповерита и периклаза (по К. Буллену) и из 12% FeO и 88% стиповерита и периклаза (по изотерме Берча).

Таким образом, зона C, по единому мнению всех исследователей, представляет область, в которой обязательно должны произойти химические, фазовые или одновременно те и другие преобразования, обеспечивающие переход вещества зоны B в вещество нижней части мантии — зоны D, независимо от того находится ли оно в форме шпинели, механической смеси окислов магния, железа и кремния или же окиси магния в ковалентной связи. В зоне C должны завершиться преобразования, связанные с: 1) переходом от обычной формы оливина к его высокоплотностной модификации [376, 410]; 2) разложением оливина и энстатита на окислы [3, 188—190, 218, 257, 354,390, 391]; 3) переходом от ионной связи MgO к ковалентной [125, 415, 416]; 4) последовательным переходом от форстерита и энстатита через шпинелевую или ильменитовую структуры к смеси периклаза и стишовита [377, 380, 386].

Одной из особенностей строения верхней мантии является наличие в ней зоны пониженных скоростей [4, 59, 307, 310, 311, 314—316], которая играет определенную роль в процессах, обусловливающих формирование структурных элементов земной коры. Зона пониженной скорости начинается, по-видимому, вблизи или даже непосредственно под поверхностью Мохоровичича, причем уменьшение скорости поперечных волн происходит до глубины 160 км и продольных — до 80 км [315]. На этих глубинах наблюдаются минимумы скоростей поперечных и продольных волн (рис. 2 и 3). Далее продолжается увеличение скоростей с глубиной. Толщина слоя *относительно пониженных скоростей* достигает, таким образом, 200—300 км, а возможно, и более [165]. Гутенберг считает вероятной причиной возникновения этой зоны возможность существования на этих глубинах хотя бы частично расплавленного или, по крайней мере, размягченного вещества подкоровой зоны.

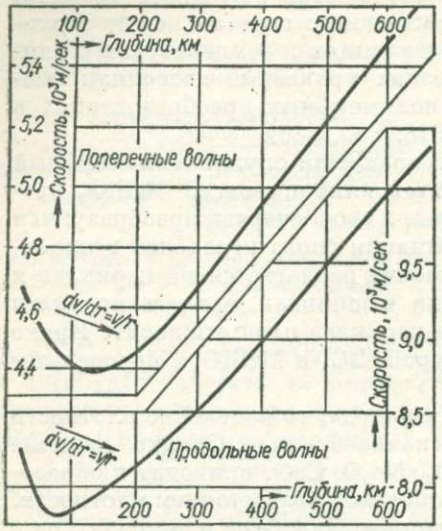


Рис. 2. Графики скорости распространения продольных и поперечных волн в верхней мантии, по Б. Гутенбергу [316].

Сопоставление известных данных по распределению температуры внутри Земли и температуры плавления (табл. 2) показывает, что низкотемпературное распределение Дж. Джекобса [326] и В. Н. Жаркова [72] дает величины, которые повсюду в слое *B* ниже температур плавления. По температурным распределениям других авторов (Р. Аффена, высокотемпературное В. Н. Жаркова, Е. А. Любимовой), начиная с глубины 100—160 км, получаем более высокие значения, чем температуры плавления на данных глубинах, вычисляемые по формулам Дж. Джекобса [328] и В. Н. Жаркова [73, 74]. Следовательно, в точке минимума скоростей продольных волн на глубине 80 км размягчения еще не должно быть. Наличие зоны пониженных скоростей объясняется тем, что в верхней части оболочки температурный градиент достигает критического значения. Однако, как видно из табл. 2, температурные градиенты, предлагаемые рядом авторов (за исключением Е. А. Любимовой и Р. Аффена), гораздо меньше критических значений для поперечных и продольных волн и соответственно равны 7 град/км и 10 град/км. Следовательно, объяснить существование зоны пониженных скоростей только термическим размягчением и достижением критического температурного градиента можно не во всех случаях. По-видимому, здесь оказывает еще влияние изменение состава мантии Земли.

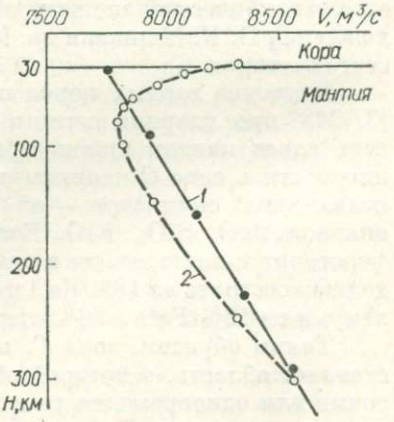


Рис. 3. Графики скорости распространения продольных волн в верхней мантии [165].
1 — по Х. Джеффрису; Б. *2* — по Гутенбергу.

Так, В. А. Магницкий [124] возможной причиной образования зоны пониженных скоростей на глубине 80 км считает полиморфный переход: ромби-

ческий энстатит (990° С, 1260 К) ⇄ протоэнстатит (1160° С, 1430 К) ⇄ клиноэнстатит. А. Рингвуд [378] основными факторами, обусловливающими существование низкоскоростной зоны, считает высокие температурные градиенты и присутствие плагиоклаза или пироксена, способствующего понижению скорости на 0,2 км/сек.

Таблица 2

Распределение уровня температур и температур плавления * вещества внутри зоны *B*

33 км	80 км	100 км	160 км	200 км	300 км	400 км	$\frac{\alpha T}{\alpha x}$, °С/км	Авторы
				Уровень температур				
370 (640)	1060 (1330)	1230 (1500)	1700 (1970)	1930 (2200)	2400 (2670)	2700 (2970)	8	Р. Аффен [405]
—	—	1300 (1570)	1540 (1810)	1600 (1870)	1670 (1940)	1700 (1970)	4	В. Н. Жарков [72]
—	—	1500 (1770)	1710 (1980)	1800 (2070)	1900 (2170)	2000 (2270)	4.2	В. Н. Жарков [71]
	860 (1130)	900 (1170)	1120 (1390)	1280 (1550)	1670 (1940)	2000 (2270)	3,2	Дж. Джекобс, Аллен [327]
310 (580)	870 (1140)	1200 (1470)	1800 (2070)	1960 (2230)	—	—	11,6	Е. А. Любимова [102]
				Температура плавления				
1430 (1700)	1500 (1770)	1530 (1800)	1590 (1860)	1630 (1900)	1830 (2100)	2030 (2300)	—	Ф. Мачадо [359]
—	1500 (1770)	1530 (1800)	1610 (1880)	1670 (1940)	1850 (2120)	2070 (2340)	—	Дж. Джекобс [328]
1570 (1840)	1620 (1890)	1640 (1910)	1700 (1970)	1740 (2010)	1840 (2110)	1940 (2210)	—	В. Н. Жарков [73, 74]

Температуры приведены по Цельсию, а в скобках — по Кельвину.

Зона пониженной скорости, в которой достаточно велики температурные градиенты и вещество находится в размягченном состоянии, может быть источником базальтовой магмы и местом движения вещества мантии [367], наконец, здесь могут находиться очаги промежуточных землетрясений. Из всех зарегистрированных промежуточных землетрясений 84% очагов, по данным В. А. Магницкого [120], и 95%, по данным Е. А. Розовой [166], приходится на глубины 100—200 км.

Хотя взгляды на строение и состав верхней мантии различны, очевидно, что протекающие в ней процессы обусловили неоднородность ее строения не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. На земной поверхности неоднородности верхней мантии проявляются в форме региональных, распространяющихся на большие территории и акватории, аномалий (прежде всего, гравитационного поля). Неоднородности проявляются также в форме аномальных изменений электрического сопротивления и проводимости, в изменениях характера пульсаций электрического и магнитного полей Земли [216], в виде изменения сейсмических скоростей в мантии [48, 58, 84, 143, 144], в виде аномалий приливных деформаций [150, 151] и т. д.

Резюмируя изложенное, можно сделать вывод, что наиболее мобильной областью верхней мантии является зона *B*, которая характеризуется: а) переменной верхней границей; б) наличием зоны пониженных скоростей и, вероятно, пониженной плотности; в) возможным существованием термически «размягченной» зоны на глубинах 150—400 км; г) вероятно, наличием высокоплотностных фаз в форме коэсита, стиповерита и присутствием фаялитовой и форстеритовой шпинели, а также окислов FeO и MgO. Не исключена возможность различной природы поверхности раздела земной коры и оболочки на континентах и в океанах. Все эти данные имеют важное значение для разработки гипотезы причин движений земной коры, поскольку именно зона *B* в основном являлась и является источником материала для формирования коры, генератором энергии вертикальных ее движений и создания структурных единиц.

Физическая и термодинамическая характеристика земной коры и верхней мантии

Представления о строении земной коры и верхней мантии базируются в основном на изучении изменения ряда физических параметров с глубиной: скорости прохождения сейсмических волн, плотности, магнитности, электропроводности, температуры и др.

Ниже приводим краткий обзор имеющихся материалов об отдельных физических параметрах.

Скорость прохождения сейсмических волн

Данные о скоростях прохождения сейсмических волн на разных глубинах в земной коре и нижележащих слоях можно получить по наблюдениям землетрясений и искусственных взрывов. До настоящего времени нет единого мнения о характере изменения скоростей сейсмических волн с глубиной. Одни исследователи [54, 83, 306, 308] выделяют в земной коре ряд границ, при прохождении через которые происходит скачкообразное изменение скорости распространения упругих волн, другие [213, 420] устанавливают градиентное нарастание скорости в земной коре. Детальность и обоснованность расчленения скоростного разреза зависят от полноты имеющегося в распоряжении исследователя первичного материала и применяемых приемов интерпретации. Достоверно можно выделить несколько границ.

Проведение глубинных сейсмических зондирований во многих различных в отношении тектонической структуры регионах позволило сделать не только достаточно обоснованные обобщающие выводы о скоростях распространения сейсмических волн в земной коре и верхней мантии, но и выявить некоторые особенности распределения скоростей распространения этих волн в различных по строению областях. Схематическое расположение скоростных границ показано на рис. 4.

Основные скоростные границы, которые выделяют во всех типах земной коры, — границы Конрада и Мохоровичича. Изменение скоростей на них составляет соответственно от 6,5 до 7,0 км/с и от 8,0 до 8,5 км/с [86, 158]. Кроме того, на континентах в пределах «гранитного» слоя фиксируются промежуточные границы с изменением скоростей в пределах 6,0—6,5 км/с, в «базальтовом» слое — промежуточные границы с интервалом скоростей 7,1—7,6 км/с [158, 342].

«Гранитный» и «базальтовый» слои континентальных участков земной коры характеризуются, по предположению Б. Гутенберга [313], наличием в них зоны пониженных скоростей. В последнее время выявлены также и слои повышенных скоростей [236] на глубинах 30,5 и 18,8 км (восточная часть

бассейна Чжай и провинция Ганьсу). Мощности этих слоев составляют 3,2 и 6,0 км, скорости в вышележащей толще 5,3 и 5,5 км/с, скорости в самих слоях равны 7,5—8,0 и 7,5—8,5 км/с соответственно. Мощность земной коры при этом составляет 52 и 51 км. В земной коре океанов между осадочным и «базальтовым» слоями имеется слой мощностью в несколько сот метров [367] или в 1—2 км [58], характеризующийся значительными плотностью и скоростью (4,6—6,0 км/с). Состав его — смесь уплотненных осадков и базальтовых лав. Этот «надбазальтовый» слой распространен повсеместно в Тихом океане, в Атлантическом — лишь вблизи островов и континентов.

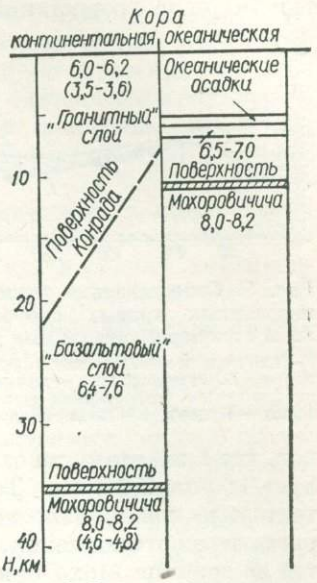


Рис. 4. Схема расположения скоростных границ в земной коре, по Г. Прессу [367].

Значения скоростей продольных волн указаны в км/сек, в скобках — скорости поперечных волн.

В земной коре зон современных опусканий вещество мантии близко подходит к консолидированной части коры и образует внедрения высокоскоростного и высокоплотного вещества мантии. Здесь отмечается тенденция возрастания скорости по мере углубления впадины (Ферганская межгорная впадина, Копетдагский передовой прогиб [47]). В противоположность этому некоторые области современной тектонической активности характеризуются пониженными величинами скоростей (7,4—7,8 км/с) и плотностей на границе Мохоровичича (Курильские острова, Камчатка и Япония). Сюда относятся островные дуги, рифтовые зоны и континентальный склон. Здесь происходит как бы смешение вещества коры и мантии. Этим областям присущи повышенные значения теплового потока и температуры, что и влияет, по-видимому, на величину скорости и плотности [50, 226, 289, 342]. Такое же явление можно ожидать под молодыми, поднимающимися горами [342]. Подобные области пониженной скорости (на 3% по сравнению с нормальными значениями) и плотности обнаружены в переходной зоне между океаном и хребтом Сьерра-Невада, а также в сводовой части Восточно-Тихоокеанского вала и Срединно-Атлантического хребта. Это явление Томпсон и Тальвани [398] связывают с наличием зоны пониженных скоростей в мантии.

Слой земной коры со скоростями 7,4—7,8 км/с [158] может быть представлен породами, промежуточными между габбро, дунитами и смесью дегранитизированных пород или габбро с эклогитом [20].

Явной зависимости между глубиной поверхности Мохоровичича и граничной скоростью на ней для континентов и океанов не существует. Более того, нельзя сказать, усредненная величина граничной скорости больше на континенте или в океане. Так, по данным Райта, приведенным в работе [342], скорость под определенными областями Тихого океана равна 8,25 км/с, а по статистическим данным Г. З. Гурария и И. А. Соловьевой [58], она меньше 8,1 км/с — средней величины для континентов. Для земной коры материковых участков платформ также нет явной зависимости величины граничной скорости на поверхности Мохоровичича от глубины ее залегания. Здесь скорость довольно стабильна (8,0—8,2 км/с). Однако по мере увеличения мощности земной коры во впадинах величины граничных скоростей и средней скорости в коре и подстилающей верхней мантии увеличиваются [342, 365]. Так, средняя скорость в коре для провинции Бассейнов и Хребтов составляет 5,9—6,2 км/с, скорость на границе Мохо — 7,6—7,9 км/с при мощности коры

24—36 км, в то время как для земной коры Великих равнин мощностью 46—57 км средняя скорость равна 6,2—6,8, а на границе Мохо — 8,0—8,4 км/с [365]. В океанах под поверхностью Мохоровичича, по немногочисленным данным, скорость поперечных волн быстро возрастает от 4,2 до 4,6 км/с, что согласуется с данными о возрастании скорости продольных сейсмических волн при увеличении мощности коры [301]. Последний вывод противоречит утверждению Гутенберга [316] об уменьшении скорости в подстилающей мантии по мере возрастания мощности коры. Следует также отметить, что на границе Мохо в переходных зонах вариации скоростей достигают большой величины (7,5—8,9 км/с) при относительно малой мощности коры (10—37 км) [342].

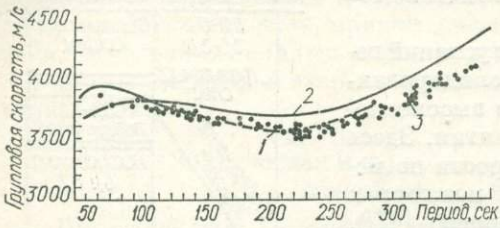


Рис. 5. Сопоставление теоретических дисперсионных кривых скоростей упругих волн с экспериментальными данными [296].

1 — для модели мантии с зоной пониженной скорости, по Б. Гутенбергу; *2* — для модели мантии с непрерывным возрастанием скорости, по Джеффрису — Булену; *3* — экспериментальные данные.

На основании негидростатической термодинамической теории [345] и экспериментов [321] установлено, что кристаллам оливина свойственна анизотропия скоростей продольных сейсмических волн (9,87—7,73 км/с), которая должна учитываться при интерпретации сейсмических данных. Этот эффект подтвердился в Тихом океане у Гавайских островов, где в зависимости от ориентации профиля скорость v_P на границе составляет 8,6 или 8,0 км/с. Такое свойство особенно должно проявиться в зонах тектонической активности, ибо именно они характеризуются наличием негидростатического давления. Отмеченные отклонения от средних значений скоростей на границе Мохо присущи областям тектонической активности (переходная зона от океана к континенту, геосинклинальные прогибы, области молодых горных сооружений).

На большей части территории, которая подвергалась глубинному сейсмическому зондированию, на глубинах 50—70 км (на расстоянии 10—30 км ниже поверхности Мохо) фиксируется граница со скоростью $v_P \approx 9$ км/с [342]. Интересно заметить, что при интерпретации границы здесь может быть использована гипотеза Вилли [425] о наличии двух границ Мохоровичича — химической и фазовой.

Ранее предполагали, что ниже поверхности Мохоровичича в подкоровом слое скорость сейсмических волн возрастает с глубиной [332]. Выявление Гутенбергом [307, 314—316] в верхней мантии зоны пониженных скоростей заставило отказаться от прежних представлений, и в настоящее время эта зона принимается как одна из достоверно известных особенностей строения верхней мантии. Убедительным доказательством ее существования может служить совпадение экспериментальных данных с теоретической дисперсионной кривой, построенной для модели мантии с зоной пониженных скоростей (рис. 5). Продольные волны достигают минимальных значений на глубине 80 км, а поперечные — на 160 км [315]. Скорость продольных волн снижается до 7,8 км/с, а поперечных — до 4,4 км/с. По сравнению со скоростями на поверхности Мохоровичича уменьшение составляет примерно 5%.

Зона пониженных скоростей простирается до глубин порядка 300 км. Далее наступает постепенное, без резких скачков увеличение скоростей вплоть до ядра Земли. Градиент нарастания не остается одинаковым на всем протяжении. В слое *B* (после выхода из низкоскоростной зоны) скорость увеличивается с постоянным градиентом до глубины порядка 410 км, где достигает

значений 9,0 км/с для продольных волн и 5,0 км/с — для поперечных. Затем в зоне *C* наступает быстрый рост скоростей продольных и поперечных волн, который происходит до глубин порядка 600 км, после чего градиенты постепенно уменьшаются. В зоне *D* они вновь остаются практически постоянными. На нижней границе мантии, на глубине 2900 км, происходит скачкообразное изменение скорости продольных волн с 13,6 до 8,1 км/с, а у поперечных скорость практически снижается до нуля. Все это указывает на переход вещества от твердого состояния в оболочке к жидкому в ядре.

Слой пониженных скоростей, как доказано опытным путем, имеет глобальное распространение. Отчетливее всего он фиксируется поверхностными и поперечными волнами, менее четко — продольными. Установлены различия в глубине расположения зоны пониженных скоростей поперечных волн под континентами и океанами: под океанами она находится на меньшей (примерно вдвое) глубине, чем под континентами [296].

Возможна, однако, такая интерпретация сейсмических данных, когда скорость поперечных волн в канале меньше под океанами или же одновременно выполняются оба условия [243, 368]. Замечено, что в разных континентальных и океанических регионах скорости и глубины расположения волноводов различны. Наименьшие изменения величины скорости в зоне канала отмечены для докембрийских щитов [287] и островных дуг [225]. По данным К. Аки, Ф. Пресса [243] и Е. Тригвасона [400], скорость поперечных волн в верхней мантии более высокая под Тихим, чем под Атлантическим, Индийским и Северным Ледовитым океанами. Имеющиеся сведения о верхней границе зоны пониженных скоростей для различных в тектоническом отношении регионов свидетельствуют об изменении глубины верхней границы в пределах 45—140 км [225, 291, 315, 400]. Региональные различия в расположении волноводов могут быть связаны с разными температурным режимом и минеральным составом мантии.

Резюмируя изложенное о скоростях распространения сейсмических волн в земной коре и верхней части мантии, можно отметить следующее.

1. Земная кора и верхняя часть мантии не являются однородной средой с монотонным изменением скорости с глубиной.

2. В них выделяются такие общие для всего земного шара сейсмические зоны, как «базальтовый» слой и слой пониженных скоростей.

3. Намечаются определенные закономерности в распределении скоростей для различных в тектоническом отношении регионов.

4. Земная кора представляет собой градиентную среду с постепенным увеличением скорости с глубиной, прерываемым скачкообразным ее изменением.

5. Градиент изменения скорости различен в разных регионах и зависит от трех факторов, каждый из которых преобладает на определенной глубине: а) «различной степени уплотнения осадков»; б) «вероятного, но не полностью доказанного процесса перекристаллизации пород в результате метаморфизма в условиях длительного высокого давления и температуры, приводящего к образованию минералов с наиболее плотной упаковкой атомов и возникновению остаточной деформации в зернах»; в) «изменения химического состава пород, например, при переходе от кислых пород (граниты) к основным (базальты, габбро и т. д.)» [164].

Плотность

Сведения о плотностной характеристике слоев земной коры базируются в основном на лабораторных определениях. Наиболее полно изучены самые верхние части земной коры — слой осадочных пород и «гранитный». Данные

о плотностях низов коры и верхней мантии менее достоверны, поскольку они могут быть получены косвенным путем, по данным скоростей прохождения сейсмических волн [424].

Вопрос о плотностях отдельных слоев земной коры неоднократно освещался в литературе [25, 228, 320, 424]. Ниже приведены обобщенные величины плотностей основных слоев коры и верхов мантии, по В. В. Фединскому [228]:

Слой земной коры	*Плотность г/см³*
Осадочный	2,2—2,7 (ср. 2,4)
«Гранитный»	2,7
«Базальтовый»	2,9
Подкоровый	3,3

Г. Вуллард [424] для среднего разреза океанической коры дает следующие значения плотности (г/см³): кора (без водного слоя) — 2,87, подкоровый слой — 3,32.

Избыточная плотность между корой и подкоровым слоем не остается постоянной для всего земного шара. Она уменьшается при увеличении мощности коры и под высокогорными районами составляет примерно 0,22 г/см³, в то время как под океанами равна 0,45 г/см³. Изменение избыточной плотности связано скорее с уменьшением средней плотности верхней мантии, чем с увеличением средней плотности коры [424].

Г. З. Гурарий и И. А. Соловьева [57, 58], исходя из совместного анализа сейсмических (данных о скоростях в земной коре и вариациях скорости на границе Мохоровичича) и гравиметрических материалов, приводят доказательства существования плотностных неоднородностей в верхней мантии не только по вертикали, но и по горизонтали вплоть до глубины 50 км от уровня моря, а также делают выводы о возможной ее неоднородности по горизонтали и на больших глубинах. Наиболее дифференцировано по плотности вещество мантии под океанами, тогда как под континентами эта дифференциация вблизи поверхности Мохо менее значительна. Наибольшие плотности отмечены в Карибском море и желобе Пуэрто-Рико (возможно, это свойственно всем окраинным морям и глубоководным впадинам).

В предыдущем разделе, касающемся скоростей сейсмических волн, приводились данные о наличии зон повышенных и пониженных скоростей и плотностей в различных тектонических регионах.

В настоящее время некоторые авторы [246, 247, 256, 287, 356] указывают, что слою пониженной скорости в мантии соответствует минимум плотности. С. Р. Кларк и А. Е. Рингвуд [287] вывели эту закономерность, допустив изменение плотности за счет фазовых переходов и смены петрографического состава (пиролит — эклогит) в мантии, О. А. Андерсон, — исходя из уравнения состояния Ми-Грюнайзена. Поскольку глубина залегания верхней границы волновода в зависимости от региона колеблется в пределах 45—140 км (см. выше), а нижняя граница доходит до глубин 300—400 км [165, 296], то, следовательно, и плотностные различия существуют до этих же глубин.

Распределение плотностей в оболочке и ядре Земли выводится исследователями [36, 138, 421] в предположении, что Земля состоит из химически однородных слоев. Контрольными параметрами, которым должно удовлетворять такое распределение, являются средняя плотность Земли $\rho_M = 5{,}517$ г/см³ и ее момент инерции $I = 0{,}334Ma^2$, где M — масса, a — средний радиус Земли. В оболочке Земли происходит непрерывное увеличение плотности с глубиной: от 3,32 г/см³ в верхней части слоя B до 5,3 г/см³ на нижней границе слоя D. Здесь наблюдается скачок плотности, равный 4,6 г/см³, так что плотность ядра на границе с оболочкой составляет 9,9 г/см³ [138].

Магнитность верхних слоев Земли определяется магнитностью пород, принимающих участие в их строении. Повышенные магнитные характеристики (магнитную восприимчивость и остаточное намагничивание) имеют породы, содержащие ферромагнитные минералы (магнетит, титаномагнетит, гематит, пирротин). К их числу относятся, прежде всего, изверженные породы, реже метаморфические и в отдельных (единичных) случаях осадочные. Причиной магнитных аномалий, наблюдаемых на поверхности Земли, является в основном термоостаточная намагниченность тел, которая для изверженных пород намного выше изотермической намагниченности [341].

Магнитные тела в недрах Земли могут простираться лишь до глубины, определяемой положением изотермической поверхности Кюри, поскольку магнитные свойства проявляются лишь при температурах ниже точки Кюри. Для железа она равна 760° С. Поэтому на небольших глубинах все железосодержащие породы должны быть немагнитными. С другой стороны, с увеличением давления возрастает температура плавления вещества; следовательно, можно предположить, что внутри Земли должна увеличиваться и температура точки Кюри.

Многие исследователи уже неоднократно делали эксперименты по изучению зависимости изменения температуры точки Кюри от давления. Однако такие попытки не дали конкретных результатов. Теоретическая оценка смещения температуры точки Кюри при повышении давления, проведенная О. И. Лейпунским для железа на основе законов термодинамики, показывает, что температура точки Кюри увеличивается на 0,4° С при повышении давления на 1 000 бар [98], а у основания коры температура точки Кюри возрастает всего на 4° С.

Поэтому при определении глубины залегания изотермической поверхности Кюри можно пренебречь влиянием давления. Учитывая, что распределения температур в Земле у разных авторов отличаются между собой иногда на значительные величины, нахождение глубины залегания этой поверхности по данным сопоставления температур будет носить ориентировочный характер. Например, по распределениям Берча [25], температура на нижней границе земной коры находится в пределах 300—760° С. А. А. Смыслов [175] приводит еще больший интервал возможных температур на границе Мохоровичича — от 100° С под океанами до 1400° С в геосинклинальных областях. Если сопоставить эти распределения с температурой точки Кюри для железа (760° С), то возникают основания предполагать, что температура у подошвы коры может быть выше и ниже температуры точки Кюри, а следовательно, изотермическая поверхность Кюри может также проходить ниже и выше границы Мохоровичича. По мнению Дж. Джекобса [328], температуры, превышающие точку Кюри, достигаются уже на глубинах порядка 25 км.

В. Вакье и Дж. Аффлек [407] провели расчет 126 магнитных аномалий с целью определения максимальной глубины, до которой могут проявляться магнитные свойства вещества. Полученную глубину, около 20 км, они отождествляют с глубиной расположения изотермической поверхности Кюри. Таким образом, по данным Вакье и Аффлека, эта поверхность находится на материках выше подошвы земной коры.

Т. Н. Симоненко [172] в результате анализа магнитного поля вдоль протяженных профилей, пересекающих щиты и сопредельные с ними районы платформы, пришла к выводу, что глубина залегания поверхности «базальтового» слоя и его мощность не находят своего отражения в аномальном магнитном поле, хотя поверхность слоя расположена выше изотермы Кюри. Это,

по ее мнению, указывает на отсутствие термонамагниченности у «базальтового» слоя, т. е. он образовался при сравнительно низких температурах. Вместе с тем изучение магнитного поля Земли в региональном плане позволяет «выявить блоковое строение отдельных участков материковой и океанической коры» [173].

Таким образом, на основании изложенного можно сделать вывод, что изотермическая поверхность Кюри проходит не ниже основания земной коры и аномалии магнитного поля обусловливаются только магнитными неоднородностями верхней части земной коры — «гранитного» слоя.

Электропроводность

Электропроводность σ верхних слоев Земли, как и другие ее физические характеристики, изменяется с глубиной. Доказательством изменения электропроводности являются короткопериодные вариации геомагнитного поля и магнитные бури [347], по которым можно определять σ до глубины 1500 км.

Таблица 3

Температура и электропроводность в верхней мантии

Глубина, км	Температура, °С (К)		Электропроводность $ом^{-1} \cdot см^{-1}$	
	Верхняя граница	Нижняя граница	Верхняя граница	Нижняя граница
100	1300 (1570)	—	—	$1{,}3 \cdot 10^{-5}$
200	1800 (2070)	1600 (1870)	$6{,}4 \cdot 10^{-4}$	$1{,}15 \cdot 10^{-4}$
300	1900 (2170)	1650 (1920)	$5{,}75 \cdot 10^{-4}$	$1{,}78 \cdot 10^{-5}$
400	2000 (2270)	1700 (1970)	$5{,}75 \cdot 10^{-4}$	$4{,}6 \cdot 10^{-5}$

Согласно наблюдениям, можно допустить, что электропроводность возрастает с глубиной от 10^{-7} $ом^{-1} \cdot см^{-1}$ или менее для сухих горных пород на поверхности Земли до значения, по крайней мере, 10^{-2} $ом^{-1} \cdot см^{-1}$ на глубине 700 км. Ход изменения не одинаков во всем интервале. Зона *B* характеризуется малой средней электропроводностью, около 10^{-6}—10^{-4} $ом^{-1} \cdot см^{-1}$. В верхней части зоны *C* (410—700 км) электропроводность резко нарастает до значений примерно 10^{-3}—10^{-2} $ом^{-1} \cdot см,^{-1}$ после чего до границы ядра на глубинах от 700 до 2900 км продолжается уже медленное нарастание σ [71, 328]. Принимая наиболее вероятное распределение температур в зоне *B*, В. Н. Жарков [71] приводит следующее распределение в ней электропроводности (табл. 3).

В зоне *C* увеличение электропроводности происходит по закону [71, 72]

$$\sigma = 2 \cdot 10^{-4} + 0{,}327 \cdot 10^{-4}(l - 400), \quad 400 \leqslant l \leqslant 700.$$

Причина резкого увеличения электропроводности в этой зоне, вероятно, связана с ее природой. В. А. Магницкий [123] предполагает, что в слое происходит перестройка оливинов, при которой ионная связь в MgO заменяется валентной, и оливин приобретает свойства полупроводника. В. Н. Жарков [71] резкое возрастание электропроводности связывает с переходом на полупроводниковую проводимость, обусловленную примесям, — ионам Mg^{2+} (возможно, и Fe^{2+}).

Источники тепла

К источникам внутреннего тепла Земли относятся тепло, выделяющееся при радиоактивном распаде вообще и, в частности, при распаде короткоживущих изотопов; тепло, образующееся в процессе гравитационной дифференци-

ации вещества Земли; остаточное тепло, сохранившееся со времен формирования Земли как планеты; гравитационная энергия; тепловая энергия фазовых, полиморфных, электронных переходов и химических реакций, происходящих в процессе эволюции земных недр; тепло, связанное с действием нейтрино; тепло, выделенное в процессе приливного трения и т. п. Роль перечисленных источников в создании теплового режима Земли различна.

Образование радиогенного тепла в земных недрах происходит главным образом благодаря радиоактивному распаду изотопов ^{238}U, ^{235}AcU, ^{232}Th, ^{40}K. Энергетический эффект короткоживущих изотопов ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl, ^{60}Fe мог быть существенным на ранних этапах развития Земли, в связи с чем расплавлению могли подвергнуться только очень малые тела — планетезимали. В начале существования Земли радиоактивные вещества были распределены по всей планете. По мере же гравитационной дифференциации вещества и образования сиалической земной коры радиоактивные элементы сосредоточивались в верхних слоях Земли, являясь основным источником ее современного теплового потока.

Энергия, выделившаяся при гравитационной дифференциации вещества Земли, оценивается разными авторами следующими величинами (в эргах):

$$\Delta W = \begin{cases} 1{,}5 \cdot 10^{38} — \text{Люстих} & [115], \\ 2{,}0 \cdot 10^{38} — \text{Юри} & [406], \\ 5{,}0 \cdot 10^{38} — \text{Крат} & [88]. \end{cases}$$

Эта энергия должна была привести к повышению температуры всего земного шара на 1900—2600° С (при $\Delta W = 1{,}5—2{,}0 \cdot 10^{38}$ эрг). При таких температурах могли расплавиться лишь верхние слои планеты. Если предположить, что энергия выделялась только внутри ядра, то температура его повысилась бы на 6000—8000° С, чего было бы, конечно, достаточно для его расплавления [406]. Но так как гравитационная дифференциация происходила во всем теле Земли, то и энергия должна была выделяться повсюду. Поэтому энергии гравитационной дифференциации не хватило для первичного расплавления всей планеты.

Потенциальная гравитационная энергия Земли, освобождающаяся при ее конденсации, составляет около $2{,}5 \cdot 10^{39}$ эрг [406, 249]. Одна пятая этой энергии идет на упругую деформацию самогравитирующего поля Земли, часть теряется при изучении, а оставшейся недостаточно для расплавления первоначальной планеты. Часть гравитационной потенциальной энергии, приведшая к упругой деформации Земли, могла бы освободится при полной релаксации вызванных ею упругих напряжений и стать новым внутренним источником тепла. Освобождение энергии при термоупругих деформациях, возникающих из-за неравномерного распределения температуры в горизонтальном направлении, может обеспечить сейсмическую активность Земли на всем протяжении ее существования [106, 109].

По гипотезе нейтрино предполагается взаимодействие нейтрино (при наличии у него магнитного момента) из околоземного пространства с электронами металлического железного ядра планеты [290]. Эта энергия за всю историю существования Земли привела бы к повышению температуры примерно на 300° С, что составляет безусловно малую величину.

Выделение тепла за счет приливного трения на протяжении существования Земли достигло величины $3{,}6 \cdot 10^{37}$ эрг, что составляет приблизительно 20—30% всей энергии радиогенного происхождения, выделившейся за время жизни Земли. Значительное количество такого тепла выделяется в тех местах планеты, которые характеризуются пониженной вязкостью [110, 167].

Таким образом, наибольший вклад в тепловой баланс Земли вносит тепло, образующееся при радиоактивном распаде. Тепло, выделившееся таким путем за время существования Земли, больше суммарной потери тепла путем молекулярной теплопроводности. Однако этого тепла недостаточно для расплавления всей Земли.

Тепловой поток

Современный тепловой поток Земли при учете только радиогенного тепла состоит из двух основных частей: 1) теплового потока земной коры и 2) теплового потока некоторой части оболочки. И. Д. Дергунов [66] и Е. А. Любимова [101] считают, что в образовании теплового потока Земли участвуют 500—800 км оболочки, если она состоит из дунита или перидотита. Если в сос-

Таблица 4

Некоторые физические и термодинамические параметры земной коры и верхней мантии Земли (по А. А. Смыслову [175])

Слой	Глубина верхней и нижней границ, км	Содержание радиоактивных элементов, %	Средняя плотность, г/см³	Генерация тепла, кал/см³·с (10^{-7} Вт/м³)	Средний коэффициент теплопроводности, кал/см·с × ×град (Вт/м·град)
Осадочный	0; 12	$U = 2{,}5 \cdot 10^{-4}$ $Th = 1{,}0 \cdot 10^{-3}$ $K = 2{,}0$	2,2	$3{,}0 \cdot 10^{-13}$ (12,56)	0,003 (1,25)
«Гранитный»	0; 40	$U = 3{,}5 \cdot 10^{-4}$ $Th = 1{,}4 \cdot 10^{-3}$ $K = 2{,}8$	2,6	$5{,}1 \cdot 10^{-13}$ (21,35)	0,006—0,009 (2,51—3,77)
«Базальтовый»	40; 70	$U = 0{,}9 \cdot 10^{-4}$ $Th = 0{,}4 \cdot 10^{-3}$ $K = 1{,}0$	2,8	$1{,}5 \cdot 10^{-13}$ (6,28)	0,006—0,009 (2,51—3,77)
Перидотитовый	70; 200	$U = 0{,}1 \cdot 10^{-4}$ $Th = 0{,}1 \cdot 10^{-3}$ $K = 0{,}3$	3,2	$0{,}3 \cdot 10^{-13}$ (1,25)	0,008—0,010 (3,35—4,19)
Нижележащий	200; 800	$U = 0{,}02 \cdot 10^{-4}$ $Th = 0{,}02 \cdot 10^{-3}$ $K = 0{,}1$	3,5	$0{,}06 \cdot 10^{-13}$ (0,23)	0,009—0,012 (3,77—5,02)

Таблица 5

Генерация тепла в породах, по Дж. Тилтону и Дж. Риду [399]

Порода	Среднее содержание, 10^{-6} г/г			Полная генерация тепла, эрг/г·год
	U	K	K/U	
Гранит	4,0	35 000	$8{,}7 \cdot 10^3$	285
Промежуточные	2,0	18 000	$9{,}0 \cdot 10^3$	143
Базальт	0,8	7500	$9{,}4 \cdot 10^3$	58
Эклогит	0,043	530	$1{,}2 \cdot 10^4$	3,2
Перидотит	0,006	10	$1{,}7 \cdot 10^4$	0,38
Дунит	0,001	10	$1 \cdot 10^4$	0,08

тав оболочки входят эклогиты, имеющие генерацию тепла, близкую к генерации тепла базальта, то весь тепловой поток может быть создан слоем мощностью порядка 100 км. При уменьшении концентрации радиоактивных элементов в оболочке с глубиной для объяснения теплового потока необходим слой в 200—300 км [351].

Для выявления распределения температуры с глубиной необходимо знать тепловой поток, распределение источников тепла и коэффициентов теплопроводности в вертикальном направлении. Некоторые из этих величин характеризуются значениями, приведенными в табл. 4 [175].

Последние данные по содержанию радиоактивных элементов и генерации тепла в породах обобщены Тилтоном и Ридом и представлены в табл. 5.

Величина теплового потока определяется по формуле

$$Q = \varkappa (P, T) \frac{dT}{dx},$$

где Q — тепловой поток в кал/см² · с (Вт/м²); $\varkappa$ — коэффициент теплопроводности в кал/см · град · с (Вт/м · град), $\frac{dT}{d\varkappa}$ — температурный градиент в град/см, P — давление, T — температура.

Тепловой поток Земли не был всегда одинаковым, существенные изменения его произошли, например, после возникновения первых очагов магмы $3 \cdot 10^9$ лет тому [105]. В верхних 1000 км Земли создались условия для расплавления, которое способствовало зарождению очагов магмы, дифференциации вещества и привело к возникновению земной коры. Таким образом, изменение теплового потока происходило вследствие возрастания генерации тепла в слоях земной коры по мере дифференциации и за счет выноса более нагретого материала из областей с термически размягченным субстратом.

Значительные флуктуации теплового потока могут быть связаны с включением механизма зонной плавки, период которой составляет 10^7—10^8 лет. При этом происходит увеличение теплового потока в 4—7 раз, если очаг расплава находится на глубине 20 км [110].

Такие циклы достижения некоторого максимального теплового потока могут повторяться, по-видимому, не один раз на протяжении жизни Земли и, главное, в разное время на различных участках земной коры в зависимости от геологической обстановки. Это лишний раз подтверждает необходимость рассмотрения теплового режима не только всей коры в целом, а, главным образом, отдельных ее участков.

Накапливающийся в последнее время материал по определению величины теплового потока в различных точках Земли (табл. 6) и особенно многочисленные измерения в океанах позволили применить статистический метод обработки и построить линии равных значений теплового потока по всему земному шару [349].

Среднее значение для всей Земли получилось равным 1,53 [6, 41], для континентов — 1,65 [6, 91], океанов — 1,48 мккал/см² · с (10^{-2} Вт/м²) [6, 20]. Отмечается корреляция между величиной силы тяжести и тепловым потоком: чем больше сила тяжести, тем меньше тепловой поток. «Полученное глобальное распределение теплового поля имеет следующие особенности: минимальные значения теплового потока приходятся на экваториальную и юго-восточную области Атлантического океана и экваториальную западную область Тихого океана. Областями максимальных тепловых потоков в первых вариантах обработки оказались Центральная Азия и экваториальная восточная часть Тихого океана. В последних вариантах статистической обработки зона мирового максимума теплового потока переместилась в Африку» [110].

В результате такого осреднения произошло сглаживание региональных особенностей распределения теплового потока. Эти особенности приурочены к крупным геотектоническим структурам и их характеристика сводится к следующим положениям [110, 113, 174].

Таблица 6

Региональные величины теплового потока (сводные данные)

Щит		Платформа		Геосинклинальные области и складчатые сооружения	
Название	Q, мккал/см²·с (10^{-2} Вт/м²)	Тектоническая зона или местность	Q, мккал/см²·с (10^{-2} Вт/м²)	Тектоническая зона или местность	Q, мккал/см²·с (10^{-2} Вт/м²)
Украинский	0,80—0,88 (3,35—3,68)	Центральное и Восточное Предкавказье	1,2 (5,02)	Колхидская низменность	1,28 (5,36)
				Монблан	0,7—1,5 (2,93—6,28)
					1,99 (8,35)
Балтийский	0,8 (3,35)	Южный Казахстан	1,01 (4,23)	Швейцарские Альпы	1,6—2,2 (6,7—9,22)
				Австрийские Альпы	1,7—1,95 (7,12—8,17)
				Венгрия (Карпаты)	2,17 (9,09)
				Венгрия (межгорный прогиб)	1,4—2,4 (5,86—10,05)
Канадский	0,87 (3,64)	Канада	0,69—1,32 (2,89—5,5)	Калифорния	0,66—1,3 (2,76—5,44)
		Виргиния	1,1—1,4 (4,61—5,86)	Гранвилл	1,03—1,32 (4,31—5,51)
		Техас и Нью-Мексико	1,1—2,0 (4,61—8,38)	Западная Туркмения	1,70 (7,12)
		Теннеси	$0{,}73 \pm 0{,}04$ ($3{,}06 \pm 0{,}16$)	Иран	0,53—1,22 (2,22—5,11)
		Район Великих озер	2,0 (8,38)	Япония	1,00—2,00 (4,19—8,38)
		Колорадо	1,7 (7,12)		
		Мичиган	0,93 (3,89)		
		Низменность св. Лаврентия	0,74 (3,12)		
		Джорджия	1,0—1,4 (4,19—5,83)		
		Пенсильвания и Западная Виргиния	1,2 (5,02)		
Африканский	0,95 (3,98)	Южная Африка	0,75—1,52	Канарские острова	1,03—1,39 (4,31—5,82)
Австралийский	1,00 (4,19)	—	—	Новый Южный Уэльс	1,9 (7,96)

1. Наблюдается приблизительное равенство тепловых потоков в океанических и континентальных областях.

2. Отмечены аномально высокие тепловые потоки на срединных океанических хребтах до 8,0 мккал/см² · с ($33{,}52 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) и пониженные до 1,1 мккал/см² · с ($4{,}61 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) потоки в смежных глубоководных впадинах.

3. Выявлено пониженное значение Q на докембрийских щитах — 0,8—1,0 мккал/см² · с ($(3{,}35—4{,}19) \cdot 10^{-2}$ Вт/м²).

4. Повышенными значениями Q до 2,0 мккал/см² · с ($8{,}38 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) характеризуются области орогенеза и активной вулканической деятельности (Альпы, Япония и др.), за исключением Венгрии и Восточной Австралии; высокая величина теплового потока наблюдается в Байкальской рифтовой зоне.

5. В тектонически активных областях наблюдается резкая дифференциация тепловых потоков — от 0,95 (3,98) в краевых прогибах до 2,20 мккал/см² × × с ($9{,}22 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) в областях кайнозойского вулканизма, — соответствующая эв- и миогеосинклинальным зонам.

6. Установлены средние значения теплового потока для областей разновозрастной складчатости: для докембрийских щитов — 0,90 (3,77), плит — 1,00 (4,19), каледонских складчатых сооружений — 1,10 (4,61), герцинских — 1,25 (5,23), мезозойских — 1,45 (6,07) мккал/см² · с (10^{-2} Вт/м²).

7. Различия в величинах теплового потока приводят к большой разности величин глубинной температуры: при общей мощности земной коры 40 км температура на поверхности Мохоровичича колеблется от 400° С (670 К) на щитах $Q = 0{,}8$ (3,35) до 1200° С (1470 К) в областях высоких тепловых потоков — $Q = 2{,}6$ мккал/см² · с ($10{,}89 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²). Этим обусловливается наличие горизонтального градиента температуры и возникновение термоупругих напряжений [110].

Сопоставление распределения теплового поля с другими геофизическими полями показало, что для юга Европейской части СССР можно отметить согласованность величин Q с зонами сжатия (уплотнения) и расширения (разуплотнения) в верхней части мантии; «тонкую структуру» теплового поля Украинского щита можно связать с разными амплитудами современных вертикальных движений. Это, в свою очередь, подтверждает мысль В. А. Магницкого [130] о некоторой возможной роли процессов компенсационного перетекания вещества в верхах мантии, способствующих возникновению современных движений. Несмотря на это основной причиной, вызывающей возникновение вертикальных движений, остаются процессы сжатия и расширения вещества в мантии.

Для объяснения крупных тепловых аномалий 2,0—3,0 мккал/см² · с ($8{,}38—12{,}5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) таких областей, как Байкал, Карпаты, Предкавказье, по-видимому, необходимо привлечь кроме процесса молекулярного переноса тепла еще и вынос тепла при перемещении масс с определенными вертикальными скоростями.

Повышенную величину теплового потока под океаническими хребтами Герцен [319] связывает с «наличием там захороненных разогретых батолитов и магматических интрузий большой протяженности...». Кроме того, серпентинизация может дать дополнительный поток тепла вблизи океанических хребтов [385].

В качестве других источников поверхностного возмущения теплового поля рассматриваются: биологический фактор, эффект осадконакопления

[273], различные процессы теплообмена на суше и в океане [112]. В настоящее время скорее можно говорить о корреляции величин теплового потока с определенными тектоническими провинциями, чем толщиной земной коры. В целом следует отметить крайнюю недостаточность исследований, направленных на изучение теплового состояния Земли и отдельных ее геосфер.

Теплопроводность

В земных условиях передача тепла происходит в основном путем теплопроводности, в связи с чем рассмотрение коэффициентов теплопроводности горных пород и их изменений в зависимости от температуры и давления становится все более актуальной задачей. В настоящее время исследование теплопроводящих свойств оболочки Земли привело к выводу о наличии трех форм передачи тепла — молекулярной, лучистой и экситонной [71, 72, 100, 103, 104, 284, 285, 329, 352, 404 и др.].

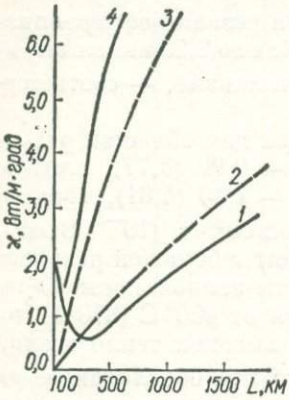


Рис. 6. Графики изменения теплопроводности $\varkappa$ с глубиной [103].

1 — решетчатая, *2* — лучистая; *3* — экситонная составляющая, *4* — суммарная.

В верхних слоях Земли наблюдается молекулярная теплопроводность, которая убывает по закону $\frac{A}{T^n}$, где A — постоянная величина, T — температура, $n \sim 1$. С глубины около 100 км начинается быстрый рост теплопроводности пропорционально третьей степени температуры, что говорит о включении нового типа передачи тепла — лучистого теплообмена, играющего важную роль при высоких температурах. Изучение полупроводников привело к открытию экситонной проводимости, эффективность которой возрастает с ростом температуры еще быстрее, чем эффективность лучистого теплообмена. Коэффициент теплопроводности, связанный с экситонной проводимостью, изменяется по экспоненциальному закону.

В настоящее время имеется ряд данных об изменении коэффициента теплопроводности глубинных пород в зависимости от температуры [24, 135—137, 333, 339, 383]. Эксперименты Кавады [333] проведены в интервале температур 20—700° С (290—970 К) с образцами базальта, диорита, дунита, перидотита, эклогита и т. д. У. И. Моисеенко и др. [135—137] экспериментировали в интервале температур 20—1400° С (290—1670 К) с гранитом, оливином, эклогитом. В большинстве случаев в исследованном интервале температур теплопроводность уменьшается с ростом температуры как $\frac{A}{T}$, только для гранита, для которого была достигнута температура плавления, зафиксировано увеличение теплопроводности после $T = T_{\text{плавл}}$.

В. Кингери [339] измерил теплопроводность форстерита в интервале 100—1200° С (370—1470 К) и MgO в интервале 100—1800° С (370—2070 К). Для форстерита наблюдается уменьшение теплопроводности во всем измеренном интервале температур, а теплопроводность MgO дает минимум около 1400° С (1670 К). Понижение теплопроводности с увеличением температуры происходит медленнее, чем это должно быть при наличии только молекулярной проводимости. Влияние лучистой теплопроводности здесь не может целиком объяснить наблюдаемого хода, поэтому необходимо предположить наличие экситонной проводимости. На рис. 6, заимствованном из статьи Е. А. Любимовой [104], приводятся графики зависимости коэффициентов

теплопроводности от глубины всех составляющих проводимостей и суммарная кривая.

Экспериментальных работ по изучению влияния давления на изменение теплопроводности мало [33, 383]. Однако учитывая, что с глубиной температурный градиент $\frac{dT}{dz}$ падает, а градиент давления $\frac{dP}{dz}$ увеличивается или остается, примерно до 1000 км, постоянным, влияние давления будет нарастать в большей степени, чем влияние температуры, а коэффициент теплопроводности с увеличением глубины начнет возрастать.

На поверхности Земли коэффициент теплопроводности равен 6×10^{-3} кал/см · с · град (2,51 Вт/м · град). В верхних частях оболочки наступает уменьшение теплопроводности, обусловленное молекулярной составляющей, благодаря чему на глубинах 50—100 км она характеризуется минимальным значением, равным $4 \cdot 10^{-3}$ кал/см · с · град (1,67 Вт/м · град). Затем начинается быстрое возрастание теплопроводности, связанное с экситонной составляющей, и на глубине 500 км она достигает $15 \cdot 10^{-3}$ кал/см · с · град (6,28 Вт/м · град). Такой ход изменения теплопроводности имеет большое значение для термического режима Земли.

Температура

Имеющиеся данные об измерении температуры свидетельствуют о ее зависимости от глубины и горизонтальных координат места определения. На распределение температуры в недрах Земли влияют размещение в ней источников тепла, тепловые свойства слагающего Землю вещества, неоднородности в строении и составе слоев и т. д.

Ф. Берч [25] рассмотрел некоторые из возможных вариантов распределения температуры — три варианта для континентальной и один для океанической коры. За основу им был принят тепловой поток, равный 1,2 мккал/см² · с ($5{,}02 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²). Затем, меняя соотношение теплового потока коры и оболочки, а также значения тепловых параметров (генерацию тепла и коэффициент теплового сопротивления — величину, обратную коэффициенту теплопроводности), он получил различные температурные распределения: самые низкие температуры — когда $^1/_4$ часть теплового потока создается в земной коре, и самые высокие — если все тепло идет из-под коры. Разница в температуре в этих крайних вариантах увеличивается с глубиной и составляет 60° С (330 К) на глубине 10 км и 380° С (620 К) — на 30 км, т. е. в основании коры. Влияние осадочного слоя Берч не учитывал. Графики распределения температуры в земной коре по данным ряда исследователей представлены на рис. 7 [25, 322, 424].

Известно, что на глубинах 50—100 км достигается минимум теплопроводности. Это в свою очередь препятствует оттоку тепла из земных недр и создает условия для быстрого возрастания температуры на глубинах до 1000 км. Последнее на определенном этапе развития Земли привело к созданию условий для первичного распределения и дифференциации вещества. По расчетам Е. А. Любимовой, на глубинах от 50—200 до 500—700 км мог образоваться пояс расплавленного или, во всяком случае, значительно размягченного вещества. Перераспределение вещества в результате дифференциации могло привести к повышенному температурному градиенту в слое пониженных скоростей и, наоборот, пониженному в переходном слое *C*.

Рассмотрим варианты температурных распределений в зависимости от выбранной схемы строения земной коры.

А. А. Смыслов [175] изучил распределение температуры в коре и оболочке до глубины 200 км для шести вариантов строения земной коры, включая океаническую, субокеаническую кору, характерную для щитов, платформ и геосинклиналей. Автор учитывал генерацию во всех слоях земной коры, включая и осадочный, а также генерацию в 150-километровом перидотитовом слое и 600 км нижележащих слоев (соответствующие значения генерации

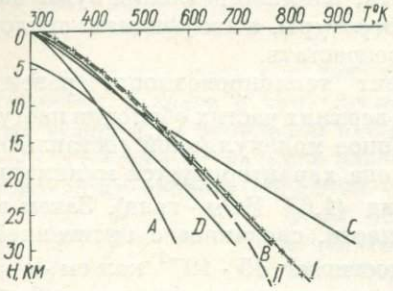


Рис. 7. Распределение температуры в земной коре.

A, *B*, *C* — континентальная кора (по Ф. Берчу [25]); *D* — океаническая кора (по Ф. Берчу [25]); *I* — континентальная кора (по Дж. Вулларду [424]); *II* — континентальная кора (по Д. Хьюгсу и С. Мауретте [322]).

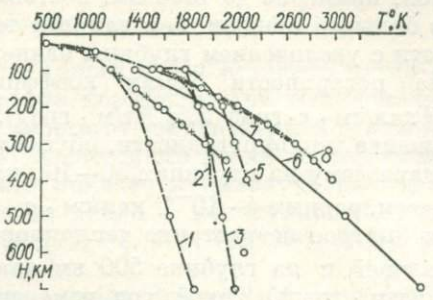


Рис. 8. Распределение температуры в верхней мантии Земли по данным авторов.

1 — по Т. Рикитаке [372]; *2* и *5* — по В. Н. Жаркову [71, 72]; *3* — по Б. Гутенбергу [305]; *4* — по Дж. Джекобсу и Аллану [327]; *6* — по Х. Джеффрис [330]; *7* — по Л. Адамсу [242]; *8* — по Р. Аффену [405].

тепла указаны в табл. 4). При принятых им тепловых параметрах получающиеся суммарные тепловые потоки значительно отличаются от принятого среднего значения теплового потока 1,2 мккал/см² · с ($5{,}02 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) и между собой. Так, если для океанических впадин тепловой поток без учета теплоизлучения 600-километрового слоя с генерацией 0,06 мккал/см² · с ($0{,}25 \cdot 10^{-2}$ Вт/м³) составляет 0,6 мккал/см² · с ($2{,}56 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²), то

Таблица 7

Распределение температуры в верхней мантии Земли

Температура (в °С (К)) на глубине						Автор
100 км	200 км	300 км	500 км	700 км	1000 км	
1300 (1570)	1900 (2170)	2400 (2670)	—	—	—	Л. Адамс [242]
1100 (1370)	1700 (1970)	2100 (2370)	2800 (3070)	3400 (3670)	—	Дж. Джеффрис [330]
1500 (1770)	1600 (1870)	1700 (1970)	1800 (2070)	1900 (2170)	—	Б. Гутенберг [305]
1200 (1470)— для 70 км	—	—	2400 (2670)	—	2900 (3170)	Р. Дэли [294]
900 (1170)	1100 (1370)	1200 (1470)	1370 (1640)	1570 (1840)	1970 (2240)	Т. Рикитаке [372]
900 (1170)	1280 (1550)	1670 (1940)	—	—	—	Дж. Джекобс, Д. Аллан [327]
1230 (1500)	1930 (2200)	2400 (2670)	—	—	—	Дж. Аффен [405]
1300 (1570)	1600 (1870)	1650 (1920)	—	—	2500 (2770)	В. Н. Жарков [71, 72]
1300 (1570)	1800 (2070)	1900 (2170)	—	—	—	В. Н. Жарков [71, 72]
1230 (1500)	1300 (1570)	—	—	—	—	В. Н. Жарков [74]
1210 (1480)	—	1920 (2190)	2340 (1610)	2600 (2870)	—	Е. А. Любимова [106]

для геосинклинальной зоны с мощностью коры 50 км он достигает величины 2,0 мккал/см² · с ($8{,}37 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²). Это приводит соответственно к высоким температурам под геосинклинальными областями и низким — под океанами. Если вблизи поверхности разность температур достигает 125° С (395 К), то на глубине 180 км она поднимается до 1180° С (1450 К).

При выяснении распределения температуры внутри Земли обычно задаются некоторой моделью ее строения, при этом земную кору обычно счита-

ют однородной, поскольку различия в ее строении сказываются на распределении температур, по-видимому, лишь на глубинах первых сотен километров. Было немало попыток изучить распределение температуры внутри Земли. Имеющиеся в настоящее время данные приводятся в табл. 7 и на рис. 8, показывающих, насколько велики еще разногласия по этому вопросу.

Рассмотрим вкратце некоторые теории и предположения, сделанные различными авторами при выводе распределения температур в мантии Земли.

Распределение температуры, по Б. Гутенбергу [305], основано на предположении, что к моменту кристаллизации вещества в Земле температурный градиент должен был приблизиться к адиабатическому градиенту, и теплопроводность вещества оболочки должна быть больше теплопроводности приповерхностных пород.

Температурные распределения Р. Дэли [294] основаны на том, что на глубине 70 км перидотит из кристаллического состояния переходит в аморфное, а на глубине около 450 км снова возвращается в кристаллическую фазу.

Т. Рикитаке [372] дал распределение температуры, исходя из определений электропроводности и предположения наличия на глубине 400 км фазового перехода оливина.

Решение Дж. Джекобса [327] относится к модели Земли, состоящей из ряда оболочек с различным, но постоянным в каждой из них содержанием радиоактивных веществ.

Распределение Р. Аффена [405] выведено в предположении 60-километровой земной коры, постепенного уменьшения кислотности и снижения концентрации радиоактивных элементов с глубиной.

В. Н. Жарков [71] приводит несколько вариантов распределения температуры, выделяя высокотемпературное и низкотемпературное. Низкотемпературное выбрано из условия, что наиболее вероятная температура на глубине 100 км примерно 1300° С (1570 К), затем она нарастает и глубже 600 км идет вдоль кривой плавления. В. Н. Жарков [74] дает также распределение температуры вдоль адиабатического градиента.

Е. А. Любимова [106, 352] вывела кривые распределения температуры внутри Земли для моделей с силикатным и железным ядром. Для первой модели характерны максимальные, для второй — минимальные значения температур в Земле, обусловленные радиоактивными процессами.

Для изучения распределения температуры с глубиной используется сейчас метод оценки градиента температуры с помощью известных по экспериментальным данным значений изменения скоростей сейсмических волн в зависимости от давления и температуры [110, 128]. При этом нет необходимости знать величины генерации тепла и теплового потока, что несколько упрощает задачу.

Как известно, от поверхности Земли и до слоя пониженной скорости везде $\frac{dv}{dz} \geqslant 0$ и поэтому

$$\frac{dT}{dx} \leqslant -\frac{\left(\frac{\partial v}{\partial P}\right)_T}{\left(\frac{\partial v}{\partial T}\right)_P} g\rho,$$

где T — температура, z — глубина, P — давление, ρ — плотность, g — ускорение силы тяжести, v — скорость сейсмических волн.

Принимая наиболее вероятные значения для величин в правой части неравенства, можно определить температуру для континентальной и океанической коры.

ГЛАВА II

НЕОДНОРОДНОСТИ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Первичные и вторичные неоднородности и их выявление

Сложность и многообразие процессов, которые протекали и протекают в недрах Земли со времени ее образования, не могли не оставить следа в форме неоднородностей ее строения. Эти неоднородности по их происхождению можно разделить на первичные и вторичные.

Первичные неоднородности должны быть теснейшим образом связаны с образованием Земли как планеты.

Вторичные неоднородности, по-видимому, возникли после завершения формирования планеты, т. е. уже в геологический период ее существования, и проявляются в виде изменения агрегатного, фазового, полиморфного и иного состояния, а также в форме различий минералопетрографического и химического составов вещества Земли, особенно верхней мантии.

В настоящее время господствует космогоническая гипотеза формирования планет солнечной системы из холодного материала: газо-пылевых частиц и довольно крупных тел — метеоритов, заполнявших окружающее Солнце пространство, большинство из которых пошло на образование планет солнечной системы. По мнению некоторых исследователей [95], Земля формировалась главным образом из сравнительно крупных глыб материи с поперечником в десятки и даже сотни километров, имевших различный состав.

Есть даже предположения, основанные на теоретических расчетах, что примерно половина всей массы Земли должна была образоваться за счет тел, размеры которых близки к размерам Луны [169]. Такой способ формирования Земли и предопределил образование первичных неоднородностей в теле нашей планеты.

В дальнейшем благодаря разогреванию, в основном за счет тепла радиоактивного распада, в теле Земли создавались условия для гравитационной дифференциации материала по удельному весу. Причем можно предполагать, что этот процесс (и разогрев, и гравитационная дифференциация) начинался от центра планеты к ее периферии. Поэтому,— учитывая огромные давления, — в центральных частях Земли, особенно в ядре, в настоящее время разогрев уже привел к полному выравниванию, характеризующемуся тем, что плотность вещества на больших глубинах является функцией только лишь расстояния от центра планеты, —

$$\sigma = f(r),$$

или, учитывая сжатие Земли,— функцией радиуса-вектора r' сфероидического слоя Земли —

$$\sigma = f(r').$$

Верхние части Земли — ее оболочка и тем более верхняя мантия — сформировались несколько позднее. В связи с этим, а также в связи с наличием в верхних слоях мантии более низких температур, расслоение вещества, по-видимому, шло медленнее и к настоящему времени еще не успело привести к полному выравниванию. В результате в верхних частях планеты сохранились еще некоторые из первичных неоднородностей. Областью существования последних как раз и является верхняя мантия, определяемая зонами B и C модели Земли, по К. Буллену [36], т. е. первыми 1000 км (или, во вся-

ком случае, 700 км), где, несомненно, и поныне протекают некоторые физические процессы, проявляющиеся в образовании очагов промежуточных и глубокофокусных землетрясений.

Следует указать на условный характер термина *первичные* неоднородности. Дело в том, что в течение миллиардов лет развития Земли эти первичные неоднородности, несомненно, подверглись значительному преобразованию, по-видимому, главным образом в сторону общего выравнивания и, по существу, в сторону их уничтожения, по крайней мере к снижению контрастности с вмещающими массами. Тем не менее вероятность существования их остатков несомненна.

Вторичные неоднородности, очевидно, играют главную роль в тектонической жизни Земли, особенно ее постдокембрийского времени, геологическая история которого изучена несравненно более полно, чем докембрийского. За четыре-пять миллиардов лет (со времени формирования Земли до начала палеозойской эры) процессы выравнивания немногое могли оставить от первичных неоднородностей, и это тем более вероятно, поскольку, по данным последних исследований, можно полагать, что вещество верхней мантии характеризуется большой подвижностью и сравнительно малым периодом релаксации [126, 149].

В последнее время накопился фактический материал, подтверждающий представления о неоднородности строения верхней мантии Земли. Имеются уже данные о различии свойств зоны пониженных скоростей, о плотностной дифференциации, а также о несколько различном составе вещества верхней мантии под континентами и океанами.

Так, Дж. Дорман и др. [296] считают, что мощность зоны пониженных скоростей под Тихим океаном больше, чем под континентами. К. Аки и Ф. Пресс [243] придерживаются другой точки зрения. По их мнению, при одинаковой глубине залегания и неизменной мощности зоны пониженных скоростей под океанами и континентами скорость прохождения волн в ней под океанами меньше, чем под континентами. Они также считают, что в верхней части мантии скорость поперечных волн более высокая под Тихим океаном, чем под Атлантическим и Индийским.

Данные Р. З. Тараканова [212] о скоростном разрезе верхней части оболочки Курило-Камчатской и Японской островных дуг до глубины 300 км, по которым не обнаружено низкоскоростной зоны, свидетельствуют о повышенном значении градиента скорости продольных волн с глубиной по сравнению с его средним значением для континентальных областей.

Наконец, С. А. Федотов [225] выделяет мантию области островных дуг, характеризующихся низкими скоростями сейсмических волн под корой и отсутствием резко выраженного волновода, хотя максимальное поглощение поперечных волн наблюдалось на глубине 80 км.

В последнее время Г. З. Гурарий и И. А. Соловьева [57], исходя из совместного анализа сейсмических и гравиметрических материалов, приводят доказательства возможности существования плотностных неоднородностей верхней мантии в горизонтальном направлении. Такие неоднородности могут простираться до глубин не менее 40—50 км. Наиболее дифференцированно по плотности вещество мантии под океанами. Под Карибским морем плотность в целом выше, чем под открытой частью Атлантического океана. Под континентами плотность вещества мантии ниже границы Мохоровичича в среднем одинакова. Приведенные выводы по мнению самих авторов, предварительны и нуждаются в дальнейшем уточнении.

Г. А. Горшков [56] выделяют два класса вулканических пород: океанические — на океанических островах и континентальные — на континентах,

относя к континентальным породы островных дуг и вулканических лав Срединно-Атлантического и Восточно-Тихоокеанского подводных хребтов. Он связывает эти два типа лав с различием состава верхней мантии под океанами и континентами.

Исследование лав современных и недавно действовавших вулканов привело Ю. М. Шейнмана [238] к выделению трех основных областей с разными типами магм и верхов мантии: океаны с наибольшей плотностью верхней мантии, малоактивными и неглубокими тектоническими движениями (100 км); области островных дуг и геосинклиналий с меньшей плотностью верхней мантии и максимальной тектонической активностью и глубиной; материки вне геосинклиналей с неглубокими и не очень активными тектоническими движениями, с основной и палингенной (коровой) магмой.

Наряду с неоднородностями внутри верхней мантии возможно их появление и у нижней границы земной коры. Они также могут быть привлечены к изучению процессов, являющихся источником энергии движений земной коры, и обнаружены геофизическими методами исследований.

Одни из таких неоднородностей возникают в процессе серпентинизации оливина, протекающем при температуре не более +500° С. Этот процесс, выдвигаемый Х. Хессом [233] как причина формирования поднятий земной коры в океанических зонах, по-видимому, может быть распространен и на некоторые континентальные зоны, например щиты, где малый геотермический градиент, наблюдаемый в приповерхностных слоях земной коры, позволяет предполагать, что температура в подкоровой зоне может быть ниже +500° С. Этим процессом можно объяснить только причины поднятий, но не прогибов, поскольку для формирования последних нет мощных толщ серпентинитов, которые могли бы обеспечить длительный процесс десерпентинизации, и,как следствие, большую амплитуду нисходящих движений земной коры.

Выдвигается также гипотеза о том, что вертикальные движения земной коры могут вызываться и другими процессами, в результате которых возникают неоднородности у поверхности Мохоровичича, рассматриваемой как граница фазового перехода от базальта земной коры к более плотной модификации базальта, к эклогиту подкоровой зоны [351 и др.]. По этой гипотезе предполагается, что изменение температуры у поверхности Мохоровичича вызывает переход эклогита в базальт или обратно — базальта в эклогит, т. е. вызывает перемещение границы Мохоровичича вверх или вниз, а также соответствующее ему уменьшение или увеличение некоторого объема вещества вблизи основания земной коры. Такой процесс и приводит к поднятию участков коры в местах повышения температуры в районе поверхности Мохоровичича, которое способствует переходу эклогита в базальт с увеличением объема, или к опусканию (прогибанию) в зонах понижения температур у основания земной коры, вызывающего переход базальта в эклогит, с уменьшением объема [351, 362, 363].

Принципы выявления зон уплотнения и разуплотнения вещества в подкоровом слое

Выявление неоднородностей, определение их местоположения по площади и глубине размещения аномальных зон вещества верхней мантии Земли могут быть осуществлены методами сейсмологии и глубинных сейсмических зондирований [55, 69, 143, 144], методами магнитотеллурических зондирований [217 и др.] и, наконец, методами гравиметрии и магнитометрии — путем анализа региональных аномалий гравитационного и магнитного полей [114, 115, 119, 199—201, 205, 206, 219]. По-видимому, наиболее эффективным

был бы метод комплексных исследований. Однако нужно отметить, что метод магнитотеллурических зондирований только начинает разрабатываться и делает лишь первые шаги, что же касается глубинных сейсмозондирований, таящих в себе огромные возможности в смысле изучения верхней мантии Земли, то этот метод, к сожалению, до последнего времени используется крайне недостаточно. Специалисты, работающие в этой области, проводя огромные и очень важные исследования по изучению строения верхних и нижних горизонтов земной коры и поверхности Мохоровичича, изучению верхней мантии не уделяют еще того внимания, которое соответствовало бы значению решаемых проблем, связанных с протекающими в ней процессами.

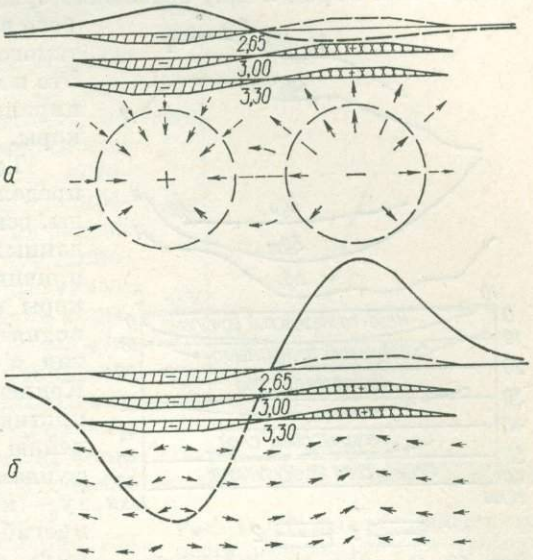


Рис. 9. Схема образования прогибов и поднятий земной коры при сжатии и расширении подкорового вещества (*а*) и при его перетекании (*б*).

Плотности указаны в 10^3 кг/см^3.

Принципиальная сторона вопроса обнаружения, например, *плотностных* неоднородностей в верхней мантии Земли, состоит в следующем. В зонах, где более или менее достоверно известно строение осадочного покрова и имеются некоторые данные о строении земной коры в целом (сейсмологические и сейсмические), уплотненные и разуплотненные зоны подкорового вещества в верхней мантии Земли могут быть обнаружены путем анализа распределения гравитационного поля, выявления региональных и зональных аномалий. Основные теоретические положения и практические приемы такого анализа и результаты их применения изложены в работах В. А. Магницкого [119—121], Е. Н. Люстиха [114, 116] и С. И. Субботина [199—201, 203—206], в связи с чем нет необходимости подробно рассматривать этот вопрос. Напомним только основные положения и выводы этих исследований.

Рассмотрим простейший случай, изображенный на рис. 9. Будем исходить из следующих упрощающих предположений. Земная кора имеет постоянную мощность и состоит вначале из двух слоев одинаковой толщины — «гранитного» с плотностью 2,7 г/см^3 и «базальтового» с плотностью 2,9 г/см^3. Подстилается кора подкоровым субстратом (перидотитом, дунитом, эклогитом и т. д.) с плотностью 3,3 г/см^3.

Допустим сначала, что справедлива концепция, по которой причиной вертикальных движений земной коры считается перетекание подкоровых масс, имеющих неизменную плотность, из-под погружающихся участков коры под воздымающиеся. При таком допущении в зонах прогибов должны наблюдаться исключительные по интенсивности отрицательные аномалии силы тяжести, определяемые сотнями миллигал. Они будут вызваны действием дефекта масс у контактов перидотит — «базальт», «базальт» — «гранит» и «гранит» — осадочный покров (если последний есть), плотность которого в целом всегда меньше плотности «гранитного» слоя. Таких аномалий, по крайней мере в зонах платформенных прогибов, не существует. Отсюда следует

неизбежный вывод о *компенсации* этих аномалий действием каких-то избыточных масс, залегающих, несомненно, под прогибами и являющихся зонами *уплотнения подкорового вещества*. Уплотнение и явилось причиной погружения, как бы «засасывания», участка земной коры и формирования прогиба над уплотненным веществом мантии.

Аналогичные рассуждения, но только при обратных знаках избыточных масс аномалий силы тяжести и направления движения приводят к предположению, что под зонами поднятий земной коры (докембрийские щиты, массивы древних пород и др.) неизбежно существуют некоторые объемы подкорового вещества пониженной плотности, т. е. такого, которое претерпело расширение. Это и явилось причиной воздымания, «выпирания», «выталкивания» участка земной коры.

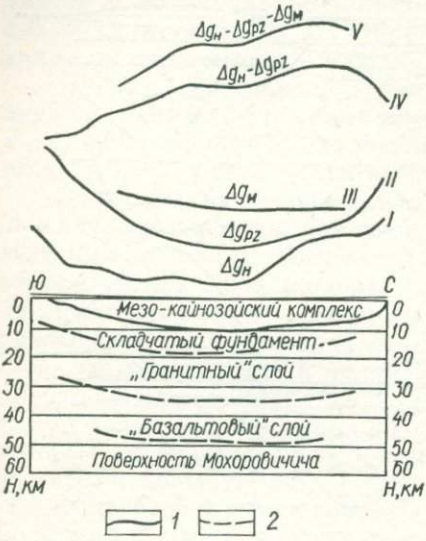


Рис. 10. Сопоставление данных ГСЗ и гравиметрии по поперечному профилю в Ферганской межгорной впадине [47].

1 — поверхность складчатого фундамента, построенная по данным продольного профилирования КМПВ; *2* — сейсмические границы, построенные по данным непродольного профилирования.
I — наблюденная кривая силы тяжести; *II* — кривая гравитационного влияния поверхности складчатого фундамента; *III* — кривая гравитационного влияния поверхности Мохоровичича; *IV-V* — остаточные кривые.

Таким образом, проанализировав распределение гравитационного поля и выводы, основанные на геологических и других данных, в качестве объяснения основной причины вертикальных движений земной коры и формирования в ней прогибов и поднятий следует принять концепцию сжатия и расширения подкорового вещества. Концепция перетекания подкоровых масс, противоречащая наблюдаемому распределению аномалий силы тяжести — этому фундаментальному геофизическому факту — как основная причина формирования прогибов и поднятий земной коры должна быть отвергнута. Напомним, что еще в 1939 г. Б. Гутенберг писал: «Нельзя принять ни одну тектоническую гипотезу, которая не находилась бы в согласии с наблюдаемыми аномалиями силы тяжести» [305]. (Подробнее см. работы [199—201, 203—206].)

Некоторые исследователи выражают сомнение в правильности этих предположений и выводов, полагая, что наблюдаемое распределение аномалий гравитационного поля может быть целиком обусловлено переменной мощностью земной коры и составляющих ее «базальтового» и «гранитного» слоев, а также плотностными неоднородностями в них [51]. Несомненно, такое явление имеет место, однако оно, по крайней мере в условиях платформ, носит частный характер, на фоне общих закономерностей процессов в верхней мантии Земли вносит усложнения уже второго порядка и не оказывает столь существенного влияния, как изменения вещества в верхней мантии. Многочисленные данные Б. Гутенберга [311, 312], Й. Кишимото [340] и ряда других исследователей, приведенных в обобщающих работах Г. Вулларда [424], П. Н. Кропоткина, Е. Н. Люстиха и др. [89], Р. С. Деменицкой [64, 65] и др., свидетельствуют об общей выдержанности мощности земной коры и составляющих ее слоев на платформах. Наблюдаемые же отклонения носят частный характер, но, конечно, должны учитываться при анализе материалов по тому или иному конкретному региону.

Нельзя также согласиться с мнением, что поверхность раздела Мохоровичича считается своего рода экраном, ниже которого нет плотностных неоднородностей, и поэтому всякие глубинные процессы (сжатие и расширение подкорового вещества или его перетекание) не будут находить своего отражения в суммарном поле силы тяжести, измеренном на поверхности Земли [65]. На рис. 10 приводятся графики Δg, построенные И. С. Вольвовским [47], из которых хорошо видно, что для объяснения распределения гравитационного поля, например Ферганской впадины, необходимо предположить существование плотностных неоднородностей в подкоровом слое.

При изучении характера размещения аномальных масс в подкоровой зоне по данным гравиметрии необходимо выделить из суммарного, наблюдаемого на поверхности Земли поля силы тяжести Δg ту часть, которая обусловлена плотностными неоднородностями подкорового слоя. Теоретически задача может быть решена вычитанием из суммарного поля Δg тех составляющих, которые связаны с плотностными границами земной коры. Это, в общем случае, — влияние геологических неоднородностей осадочного покрова, а также границ раздела между осадочным, «гранитным», «базальтовым» и подкоровым слоями. К сожалению, до последнего времени мы не всегда располагаем всеми необходимыми данными, в частности, во многих случаях нет прямых сведений о закономерностях изменения с глубиной плотности вещества земной коры и о характере поведения плотностных границ. Последнее обстоятельство вынуждало задаваться наиболее вероятной схемой строения земной коры, в связи с чем в расчеты вносились допущения произвольного характера. Но благодаря исследованиям методом глубинного сейсмического зондирования все более суживаются рамки этих произвольных допущений, увеличивается территория, изученная ГСЗ, а следовательно, растут площади, для которых более достоверно определяется характер поведения отдельных горизонтов земной коры. Кроме того, работами ряда исследователей на основании экспериментальных данных установлены эмпирические связи между плотностью отдельных горизонтов земной коры и скоростью прохождения в них сейсмических волн. Такие связи приведены в работах Г. Вулларда [424], М. Тальвани [396] и многих других авторов. В работе Тальвани помещена кривая (рис. 11), построенная на основании большого количества фактического материала, чем выгодно отличается от кривой Вулларда. Эту кривую можно использовать для получения значений плотностей более глубоких горизонтов земной коры по известным для них значениям скоростей упругих волн. Для приповерхностных горизонтов основным исходным материалом получения сведений о значениях плотностей являются данные определения физических свойств горных пород по керну пробуренных скважин. Поведение рельефа плотностных границ может быть установлено по материалам глубинных сейсмических зондирований. Для тех районов, где нет таких материалов, приходится ограничиться определенными предположениями относительно возможного залегания плотностных границ в земной коре.

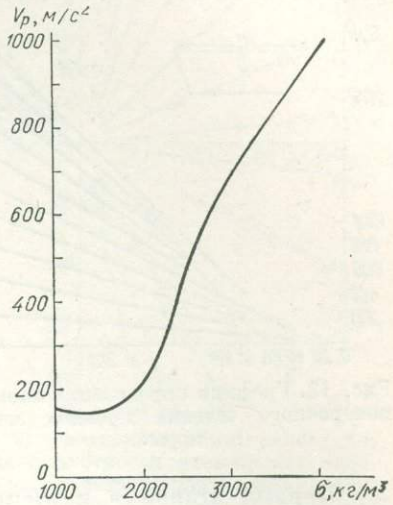


Рис. 11. Кривая зависимости скорости распространения продольных волн от плотности в земной коре и верхней мантии [396].

Таким образом, в каждом конкретном случае можно определить с достаточной степенью достоверности величину гравитационного эффекта, вызываемого всеми плотностными границами земной коры. Если эту величину вычесть из наблюдаемого поля Δg, то получим гравитационный эффект — $\overline{\Delta g}$ остаточное ($\overline{\Delta g_{ост}}$), обусловленный неоднородностями масс в подкоровом слое. К их числу относятся зоны уплотненного, т. е. с положительными избыточными плотностями (в случае прогибов земной коры), или же зоны разуплотненного, т. е. с отрицательными избыточными плотностями (в случае ее поднятий), вещества верхней мантии Земли. Что касается глубины залегания и размеров зон уплотненного и разуплотненного вещества, то в настоящее время можно высказать лишь ориентировочные соображения, базирующиеся на интерпретации $\overline{\Delta g_{ост}}$ и не дающие однозначного решения вопроса.

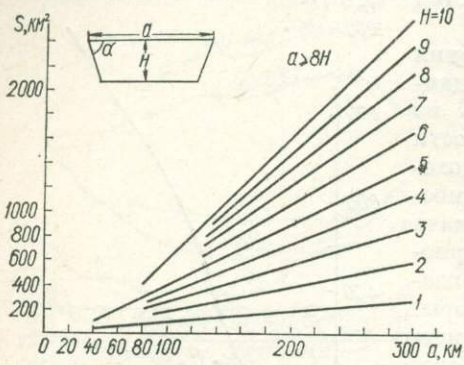


Рис. 12. Графики определения площади поперечного сечения прогиба земной коры.

Весь ход расчетов, связанный с определением зон плотностных неоднородностей в верхней мантии, может быть разбит на ряд этапов, а отдельные вычисления по этапам можно облегчить и ускорить, применяя соответствующие, специально построенные графики, номограммы, а также электронные вычислительные машины.

Первым этапом в изучении неоднородностей масс в подкоровом слое является определение влияния негоризонтальности залегания контактов слоев земной коры («гранитного», «базальтового» и подкорового). Влияние каждого из слоев может быть определено с помощью формулы $\Delta g = 2\pi k\sigma h$, поскольку горизонтальные размеры структурных форм в несколько раз превышают глубины залегания слоев.

Следующий этап — определение гравитационного эффекта $\overline{\Delta g_{ост}}$, который получается исключением из наблюденного значения Δg тех его частей, которые связаны с влиянием плотностных границ земной коры.

Дальнейшим этапом является определение площади поперечного сечения прогнувшихся зон. Если предположить наличие процессов сжатия и расширения подкорового вещества как причин вертикальных движений земной коры, необходимо соблюсти условие, чтобы объем подкорового вещества, занятый затем прогнувшимся участком земной коры, был бы равен величине, на которую уменьшается объем сжимающегося вещества. Аналогично и в зонах поднятий — увеличение некоторого объема расширяющегося подкорового вещества должно быть равно объему, освобожденному поднявшимся участком земной коры. В случае задачи двухмерных тел (которую мы и рассматриваем) это равносильно равенству площадей поперечных сечений соответствующих зон. На рис. 12 представлены графики определения площади поперечного сечения. При построении графиков принято, что площадь поперечного сечения прогнувшихся зон имеет форму равнобедренной трапеции. Размер площади отсчитывается по оси и зависит от величины амплитуды прогибания. Выбор трапеции с принятыми характеристиками в качестве формы поперечного сечения прогнувшихся зон является лишь одним из возможных вариантов поперечных сечений, что, однако, не вносит существенных ошибок в проводимые расчеты.

Следующий этап — определение величины избыточной плотности и глубины залегания зон уплотненного или разуплотненного вещества подкорового слоя. Исходными являются размеры поперечного сечения прогиба и величина гравитационного эффекта $\overline{\Delta g_{ост}}$. Приведенные расчеты и графики основаны на предположении, что зоны уплотненного или разуплотненного вещества имеют форму круговых цилиндров с горизонтальными образующими (рис. 13). Исходя из площади поперечного сечения прогнувшейся зоны и значения $\overline{\Delta g_{ост}}$, по предлагаемой номограмме можно получить в первом приближении глубину залегания оси цилиндра уплотненного вещества, его радиус и значение избыточной плотности.

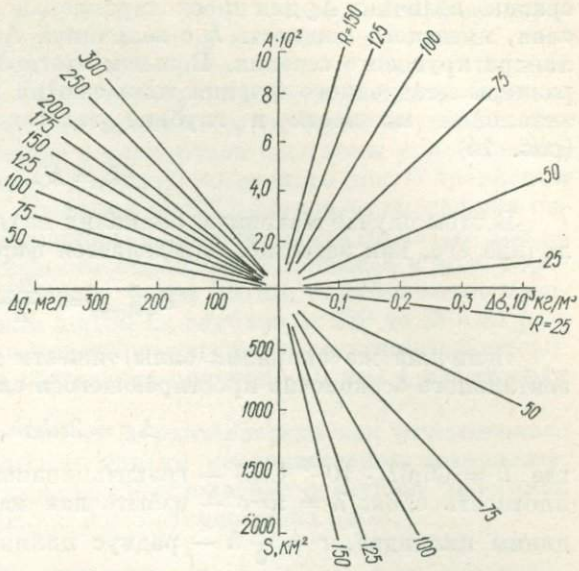


Рис. 13. Графики определения глубины залегания, радиуса и избыточной плотности аномальных масс, находящихся в форме горизонтальных цилиндров в верхней мантии, по данным Δg и площади поперечного сечения.

Сделаем одно замечание по поводу методики выявления плотностных неоднородностей, т. е. избыточных масс в подкоровой зоне, на основании гравитационных данных. Многие исследователи для определения гравитационного эффекта аномальных масс, залегающих на глубине, а также и для решения обратной задачи гравиметрии, с целью упрощения математических преобразований и расчетов, часто пользуются формулой $\Delta g = 5\pi k\sigma h$, выражающей приращение силы тяжести для залегания избыточных масс в форме плоскопараллельного бесконечного горизонтального слоя. При этом они сознательно идут на определенные погрешности, часто пренебрегают ими, полагая, что их величины незначительны. Однако такой подход может быть применен только в том случае, когда глубина залегания центра аномальных масс и их вертикальная мощность малы по сравнению с горизонтальными размерами возмущающего тела, когда *отношение* вертикальных размеров тела и глубины залегания его центра к горизонтальным поперечным размерам *не превышает* 1 : 10, в крайнем случае 1 : 5. В действительности, при изучении глубинных процессов приходится встречаться со случаями, когда это отношение близко к 1 : 1, и тогда погрешность определения Δg по формуле для плоскопараллельного бесконечного горизонтального слоя возрастает до нескольких сотен процентов от действительной ее величины. Такое положение может привести и приводит некоторых авторов к неправильным выводам, критика которых была дана ранее [199—201]. В этих случаях в соответствии с формулами залегания избыточных масс вычисление Δg следует вести по формулам для кругового или

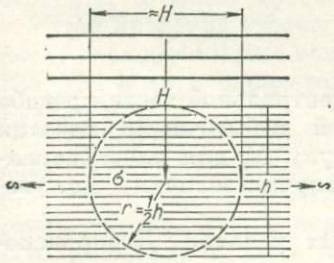


Рис. 14. Схема возможного расположения избыточных масс в верхней части мантии Земли.

эллиптического цилиндра, для бруса с горизонтальными образующими, для эллипсоида и т. д.

Для пояснения сказанного рассмотрим один из простейших примеров: сравним величину Δg для плоскопараллельного бесконечного горизонтального слоя, имеющего мощность h с величиной Δg над осью горизонтального цилиндра кругового сечения. Возьмем частный случай, когда горизонтальные размеры поперечного сечения зоны сжатия в подкоровом слое равны ее вертикальной мощности и глубине залегания центра сжимающихся масс (рис. 14)

$$h = H.$$

В этом случае максимум аномалии находится над осью цилиндра и величина его, как известно, определяется формулой

$$\Delta g_{0\text{макс}} = \frac{2k\lambda}{H}.$$

Величина же аномалии силы тяжести для плоскопараллельного горизонтального бесконечно простирающегося слоя

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

где $k = 66{,}67 \cdot 10^{-9}$ CGS — гравитационная постоянная, σ — избыточная плотность слоя, $\lambda = \pi r^2\sigma$ — избыточная масса, приходящаяся на единицу длины цилиндра, $r = \frac{1}{2}h$ — радиус цилиндра.

Отношение величины аномалии силы тяжести в случае влияния плоскопараллельного слоя Δg к величине аномалии в случае цилиндрической формы масс, взятой в точке над осью цилиндра $\Delta g_{0\text{макс}}$, т. е. в центральной полосе прогиба —

$$\frac{\Delta g}{\Delta g_{0\text{макс}}} = \frac{2\pi k\sigma hH}{2k\lambda}.$$

После подстановки величин H, λ и r, выраженных через h, при одинаковых избыточных плотностях цилиндра и слоя

$$\frac{\Delta g}{\Delta g_{0\text{макс}}} = 4.$$

Отсюда следует, что если для определения в центральной части прогиба величины аномалии силы тяжести, обусловленной избыточными массами зоны сжатия в форме цилиндра, применить формулу Δg для плоскопараллельного слоя, то при принятых нами условиях получим величину Δg, увеличенную в четыре раза, т. е. на 300%.

Подобные расчеты, например для конкретных условий Днепровско-Донецкой впадины, дают [199, 203, 204]

$$\frac{\Delta g}{\Delta g_{0\text{макс}}} = 3.$$

Таким образом, совершенно ясно, что для решения задач выявления плотностных неоднородностей в мантии Земли, образующихся под высоким давлением за счет полиморфных и иных переходов вещества, пользоваться формулой $\Delta g = 2\pi k\sigma h$ *недопустимо*. В этих случаях, как правило, поперечные горизонтальные размеры зоны сжатия или расширения подкорового вещества соизмеримы с глубиной их размещения и с их вертикальной мощностью; более того, глубины размещения зон часто оказываются больше, чем их поперечные горизонтальные размеры.

В заключение рассмотрим применение предлагаемого хода расчетов для определения параметров зон плотностных неоднородностей в верхней мантии на примере Днепровско-Донецкой впадины и Украинского щита. Согласно ранее выполненным расчетам [200, 201], суммарный эффект перераспределения масс в зоне Днепровско-Донецкой впадины за счет масс, связанных с корой, дает отрицательную аномалию силы тяжести, равную 245 мгл, а на Украинском щите — положительную в 104 мгл. Для компенсации этих аномалий в соответствии с наблюдаемыми там значениями силы тяжести необходимо предположить наличие в подкоровом слое зоны уплотненного (под Днепровско-Донецкой впадиной) и разуплотненного (под Украинским щитом) вещества. Использование графиков рис. 12 позволяет определить параметры зон. Под Днепровско-Донецкой впадиной на глубине от 125 до 275 км находится область уплотненного подкорового вещества в виде горизонтального цилиндра, радиус которого равен 75 км, а избыточная плотность — 0,2 г/см^3. Под Украинским щитом на глубине от 230 до 370 км размещается в виде горизонтального цилиндра зона разуплотненного подкорового вещества. Радиус цилиндра составляет примерно 70 км, а избыточная плотность — 0,16 г/см^3.

Следует отметить, что приведенные характеристики зон уплотненного и разуплотненного вещества верхней мантии не единственно возможные, они дают лишь в первом приближении представление о глубине залегания и других параметрах интересующих нас возмущающих масс.

ГЛАВА III

ПРОЦЕССЫ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАК ПРИЧИНА ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Возможные причины движений земной коры

Вопросы, связанные с движениями земной коры, являются одними из основных в общей проблеме геотектонических процессов. Несмотря на то что этой проблеме вообще и колебательным вертикальным движением в частности уделяется много внимания [21, 28, 32, 40, 68, 90, 94, 117, 118, 145, 160, 223, 224 и др.], окончательного решения они до сего времени еще не получили.

Выдвигавшиеся ранее тектонические гипотезы не в состоянии были объяснить колебательного характера движений, и особенно их обратимости (например, гипотезы контракции, изостазии и др.). В последующем многие геологи-тектонисты основной своей задачей ставили истолкование именно этих движений и часто исходили из умозрительных заключений. Так, по пульсационной гипотезе В. Бухера [271, 272], периодически повторяющиеся фазы всеобщего растяжения и сжатия земной коры связаны с пульсацией подкорового объема планеты. По В. А. Обручеву [146] и М. А. Усову [222], колебательные движения обусловлены сжатием и расширением отдельных участков Земли. Авторы гипотез магматических течений предполагают, что в пластическом подкоровом веществе возникают медленные вертикальные течения, которые могут переходить в движения горизонтальные. Однако они не касаются вопросов причин возникновения подкоровых потоков [245]. В радиомиграционной гипотезе В. В. Белоусова [11, 16] причиной колебательных движений является неравномерное и меняющееся во времени распределение радиоактивных элементов внутри Земли, которое приводит к местному разогреву — расширению и охлаждению — сжатию подкорового

вещества. Как показано на приведенных примерах, все авторы считают этими причинами процессы, происходящие внутри Земли. Одни полагают, что движения вызываются оттоком вещества подкорового субстрата из-под погружающихся участков земной коры и подтоком его под воздымающиеся ее зоны. При этом предполагается, что подкоровое вещество как бы освобождает пространство для перемещения коры вниз в одних местах и приподнимает ее в других. Иные видят причины вертикальных движений земной коры в сжатии и расширении подкоровых масс, следствием чего является как бы «всасывание» одних участков земной коры (прогибы) и воздымание — «выталкивание» других — поднятия (рис. 9).

Теперь возникает и такой вопрос: каковы же причины, приводящие к самим процессам перемещения, перетекания или же сжатия и расширения подкорового вещества? Что касается перетекания вещества мантии, то отыскать причины такого перемещения в настоящее время невозможно. Нет или, во всяком случае, неизвестно такого процесса или механизма, который приводил бы к существенным горизонтальным перемещениям подкоровых масс в локализованных участках верхней мантии, достаточных для формирования прогибов или поднятий земной коры.

Иначе обстоит дело со сжатием, или, вернее, сдавливанием, и расширением некоторых объемов мантийного вещества. Ответ на вопрос о возможности таких явлений, по-видимому, может быть найден в существовании фазовых, полиморфных, возможно, электронных превращений и химических реакций в веществе подкоровой зоны.

Впервые мысль о полиморфных превращениях вещества на глубине была высказана Дж. Берналом еще в 1936 г. во время дискуссии, посвященной объяснению причин глубокофокусных землетрясений [251]. В последующие годы предположения о сжатии или расширении и о полиморфных превращениях вещества в подкоровой зоне как о возможной причине вертикальных движений участков земной коры выдвигались А. Д. Архангельским [5], Р. В. Горансоном [303], В. А. Магницким [119—121, 123], Е. Н. Люстихом [114, 116], Н. С. Шатским [237], Д. Ф. Мак-Дональдом [354], Ф. А. Венинг-Мейнесом [410] и другими исследователями. В 1948 г. Е. Н. Люстих [114] опубликовал статью, в которой описал предложенный им гравиметрический метод изучения вертикальных движений земной коры, позволяющий обнаруживать аномальные гравитационные массы в подкоровой зоне. Использование этого метода вместе с анализом распределения гравитационного поля и учетом данных о толщине земной коры и о тектонике платформенных и геосинклинальных областей дало возможность показать, что главной причиной вертикальных движений участков земной коры, формирования прогибов и поднятий в платформенных и геосинклинальных условиях являются сжатие, сдавливание, приводящее к уменьшению, и расширение, приводящее к увеличению объема вещества мантии в определенных участках подкоровой зоны. Такие участки служат местами развития процессов фазовых, полиморфных или электронных переходов (превращений) и химических преобразований подкорового вещества, вызываемых высокими давлениями при относительно высоких температурах [199, 200, 205, 206].

Фазовые, полиморфные, электронные переходы и химические превращения вещества верхней мантии

При рассмотрении строения и состава верхней мантии отмечалось, что в ней могут происходить различные фазовые, полиморфные, электронные переходы и химические реакции.

В статистической физике под фазой подразумевают квазизамкнутую однородную систему, отделенную от окружающего пространства поверхностью раздела и находящуюся в состоянии равновесия [97]. В понятие фазовых превращений включаются: переход из одного агрегатного состояния в другое (плавление, кристаллизация), переход из одной кристаллической модификации в другую (полиморфный переход), переход от одной минеральной ассоциации к другой, наконец, переход системы с одним типом связи элементов в систему с другим типом связи (от ионной связи к ковалентной) и др. *

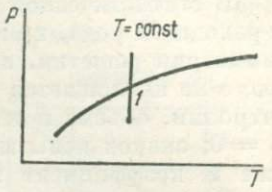


Рис. 15. Кривая фазового равновесия.

Обычно считают, что фазовые переходы происходят без изменения суммарного химического состава и зависят только от физических условий — давления и температуры **. Распределение давления и температуры при фазовом равновесии изображается кривой фазового равновесия, которая выражается уравнением $P = f(T)$, где P — давление, T — температура. Если представить в общем виде кривую фазового равновесия на плоскости PT, провести изотерму $T = \text{const}$ (рис. 15), то вдоль кривой будут находиться в равновесии обе фазы, выше же точки *1* (точки фазового перехода) является устойчивой одна фаза, ниже — другая. Более высоким температурам соответствует менее плотная фаза, более низким — более плотная.

Всякий фазовый переход сопровождается выделением или поглощением тепловой энергии, характеризуясь так называемой скрытой теплотой перехода L, которая считается положительной, если тепло при переходе поглощается, и отрицательной, если оно выделяется.

Дифференциальным уравнением кривой равновесия является уравнение Клайперона — Клаузиуса

$$\frac{dT}{dP} = \frac{L}{T\Delta V},$$

где T — температура в градусах Кельвина, ΔV — изменение молярного объема. Знак $\frac{dP}{dT}$ зависит от знака L и ΔV. Например, при полиморфных переходах с увеличением плотности и выделением скрытого тепла температура перехода при увеличении давления повышается.

Фазовые превращения с переходом из кристаллического состояния в изотропное (аморфное, жидкое, газообразное) или в кристаллическое с другой симметрией всегда должны сопровождаться скачкообразным изменением состояния вещества. Это скачкообразное изменение связано с полным разрушением кристаллической решетки (переходом от правильного колебательного движения атомов к хаотическому) в первом случае или переходом из одной кристаллической решетки в другую с изменением симметрии — во втором. В точке фазового перехода происходит скачкообразное изменение энтропии, а теплоемкость претерпевает разрыв, обращаясь в бесконечность [97]. Это практически означает, что все подводимое тепло идет на полное превращение всего вещества.

Фазовые и полиморфные переходы совершаются в том или ином веществе при определенных давлениях и температурах, которые называют критическими, причем для одного и того же вещества, в том числе и для горных пород,

---

* В настоящей работе полиморфные переходы выделены нами из общей группы фазовых переходов в самостоятельную форму.

** Мы будем рассматривать фазовые превращения, которые могут происходить в недрах Земли при высоких давлениях и температурах.

может существовать не одно, а несколько критических уровней, различающихся величинами давлений или температур или же обоих параметров одновременно. Важным обстоятельством является то, что при более высоких уровнях температуры переходы происходят легче, чем при низких. Здесь, по-видимому, играет роль тепловое «расшатывание» кристаллической решетки, которая под давлением при высоких температурах легче поддается деструкции и перестройке в плотно упакованную модификацию, чем при низких.

В статистической физике рассматриваются еще так называемые фазовые переходы II рода, при которых также происходит скачкообразное изменение симметрии решетки, но состояние кристалла не меняется и потому скрытое тепло не поглощается и не выделяется. Это приводит к тому, что изменение энтропии, объема и теплоты перехода равны нулю, т. е. $\Delta S = 0$, $\Delta V = 0$, $L = 0$; скачок испытывают теплоемкости, коэффициент теплового расширения и коэффициент изотермической сжимаемости.

В последние годы кроме фазовых превращений теоретически предсказаны и экспериментально обнаружены так называемые электронные переходы отдельных элементов. Они могут осуществляться у элементов, начиная с номера 19 периодической таблицы Менделеева, у которых имеются пропущенные, незаполненные энергетические уровни [80]. Переход электронов с внешнего энергетического уровня на уровень, расположенный ближе к ядру, приводит к скачкообразному уменьшению объема атома, а вслед за этим объема вещества, и к увеличению его плотности.

Наконец, не исключается возможность существования химических реакций, которые могут возникать и протекать в условиях высоких давлений и температур, вызывая изменение суммарного объема, вступающих в реакцию элементов.

Остановимся кратко на характеристике основных фазовых, полиморфных и электронных переходов, химических превращений, которые могут происходить внутри Земли.

П о л и м о р ф н ы е п е р е х о д ы. Наиболее распространенными превращениями в земных условиях являются полиморфные переходы, одна из основных характеристик которых — координационное число. Координационное число кристаллической решетки зависит от отношения радиуса катиона к радиусу аниона.

Известно, что в строении оболочки Земли огромную роль играют силикаты, для которых наиболее распространены координационные числа четыре, шесть, восемь и соответствующие координационные полиэдры — тетраэдр, октаэдр и куб.

Для силикатов характерны следующие типы полиморфных превращений [176].

А. Превращения без существенного изменения структуры, которые сводятся: 1) к двойникованию отдельных блоков и появлению новой оси симметрии, 2) к незначительным сдвигам слоев в решетке слоистого типа, 3) к изменению типа плотнейшей упаковки от кубической к гексагональной.

Б. Превращения с перестройкой кристаллической решетки, которые происходят: 4) без изменения и 5) с изменением координационного числа.

Полиморфные превращения первого типа происходят довольно легко, не требуя для своего осуществления больших энергий. Примером может служить переход α-кварца в β-кварц при температуре 573° С, когда имеет место лишь небольшое смещение центров кремнекислородных тетраэдров. К третьему типу (второй не рассматривается как не представляющий интереса в данном случае) можно отнести превращения сфалерит — вуртцит и кристобалит — тридимит, в которых происходит переход от кубической к гекса-

гональной плотнейшей упаковке. Различия в удельных весах очень незначительны (для сфалерита — вуртцита разница составляет 0,1 г/см³, кристобалита — тридимита — 0,03 г/см³). К превращениям четвертого типа может быть отнесен переход β-тридимита в β-кварц, характеризующийся изменением удельного веса на 0,25 г/см³ с соответствующим изменением объема примерно на 9%.

В 1953—1956 гг. Л. Коэс искусственно синтезировал до этого в природе неизвестную значительно более плотную модификацию окиси кремния, названную в последующем в его честь коэситом. Эта модификация была получена при давлении около 36 тыс. кГ/см² (36 × × 10^8 Н/м²) и температуре порядка 600—700° С (870—970 К). Коэсит плотнее кварца на 13,6%. Далее, при обсуждении гипотезы Джеффриса — Бернала [251] и синтезировании коэсита ряд исследователей выдвинул предположение о возможности существования еще более плотной модификации кварца, имеющего структуру рутила [252, 354]. В последующем С. М. Стишов, сдавливая кварц под нагрузкой до 160 тыс. кГ/см² (160 · 10^8 Н/м²) при температурах 1200—1400° С (1470—1670 К), получил новую модификацию кварца — стиповерит с плотностью 4,35 г/см³ [187]. Эта высокоплотная модификация кремнезема (SiO_2) с координационным числом шесть на 64% превышает плотность кварца и кристаллизуется в структурном типе рутила — касситерита [189].

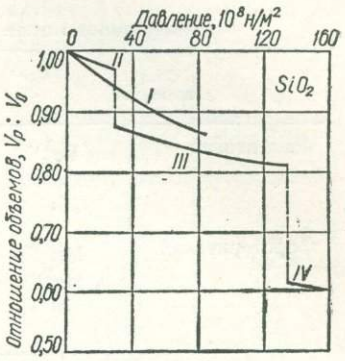


Рис. 16. Кривые $V_p : V_0 = f(P)$ для окиси кремния: *I* — кварц при комнатной температуре, плотность $\sigma_I = 2{,}65 \cdot 10^3$ кг/м³; *II* — кварц при $T = 870$ К, $\sigma_{II} = 2{,}65 \cdot 10^3$ кг/м³; *III* — коэсит при $T = 870$ К, $\sigma_{III} = 3{,}01 \times 10^3$ кг/м³; *IV* — стишовит при $T = 1400 \div 1670$ К, $\sigma_{IV} = 4{,}35 \times 10^3$ кг/м³.

Представление о характере сдавливания кварца и перехода его в коэсит и далее в стиповерит дает график рис. 16, где показаны кривые $V_P : V_0 = f(P)$ при высоких температурах и для сравнения дана кривая для кварца при комнатной температуре.

Наиболее важными при изучении глубинных процессов являются, безусловно, полиморфные превращения четвертого и пятого типов, так как они приводят к максимальным объемным и энергетическим изменениям.

В оболочке Земли предполагается наличие полиморфных переходов составных частей оливина — форстерита и фаялита в соединение со структурой типа шпинелей [373, 376]. Теоретически предсказана возможность существования фаялитовой $Fe^{2+}Fe_2^{3+}Si_2^{4+}O_8^{2-}$ шпинели при давлении 50 кбар (50 · 10^8 Н/м²) и температуре 500° С (770 К), а также форстеритовой $Mg^{2+}Mg^{2+}Si^{4+}O_4^{2-}$ при давлении 100 кбар (100 · 10^8 Н/м²) и температуре 500° С (770 К). Р. Венторф экспериментально получил фаялитовую шпинель при давлении 110 кбар (110 · 10^8 Н/м²) и 500° С (770 К) [418]. Форстеритовую шпинель при теоретически предсказанных давлениях и температурах экспериментальным путем получить не удалось. Вероятно, оказались недостаточными использованные при эксперименте давление и температура (110 кбар, 500° С или 110 · 10^8 Н/м², 770 К). Необходимость применения для получения форстеритовой шпинели более высоких давлений и температур вытекает из рассмотрения координационных чисел ионов Mg и Si, участвующих в ее строении.

В форстеритовой шпинели нет трехвалентных ионов, которые в соединении типа шпинели имеют координационное число, равное шести, поэтому

двухвалентный Mg будет характеризоваться в ней наряду с координационным числом четыре, также и числом шесть. Такое предположение не противоречит действительности, поскольку Mg вообще может иметь координационное число четыре и шесть.

Из структурной формы форстеритовой шпинели вытекает, что в области ее стабильности большая часть или весь кремний должен иметь координационное число шесть. Наличие в стиповерите, который синтезирован при давлениях 115—145 кбар ((115—145) · 10^8 Н/м^2), кремния с координационным

Таблица 8

Координационные числа фаялитовой и форстеритовой шпинелей

Вид шпинели		Вариант				
		1	2	3	4	5
Фаялитовая	Fe^{2+}	4	4	—	—	—
	Fe^{3+}	6	6	—	—	—
	Si	4	4 и 6		—	—
Форстеритовая	Mg^{2+}	4	4	—	—	—
	Mg^{2+}	6	6	6	6	6
	Si	4 и 6	6	4	4	4 (50%) 6 (50%)

числом шесть указывает, что последний может быть и в форстеритовой шпинели, но для ее получения необходимы более высокие давления и температуры, чем применявшиеся в эксперименте [418].

Не столь слож но положение с координационными числами в фаялитовой шпинели. Здесь ионы Fe^{2+} имеют координационное число четыре, а Fe^{3+} — шесть. Координационное число у Si, которое в этом соединении играет роль трехвалентного иона, может быть в зависимости от давления равно четырем или шести. При давлениях, соответствующих области устойчивости коэсита, координационное число в фаялитовой шпинели равно четырем, а при давлении, соответствующем области устойчивости стиповерита,— шести.

Ф. Дашиль и Р. Рой [292] рассматривают Mg_2SiO_4 как нормальную шпинель с исключительно октаэдрическими координатами (табл. 8, вариант 3). Скляр [386] связывает координацию Si с условиями возникновения шпинели. Их результаты приведены в табл. 8 (вариант 4 и 5).

Исходя из сказанного, можно выделить шпинели с пятью вариантами комбинаций координационных чисел (табл. 8).

Существование Si и Mg с различными комбинациями координационных чисел дает возможность для образования шпинелей с разными значениями плотности в переходной зоне, чем можно объяснить градиентное нарастание плотности в этой зоне.

В заключение следует отметить, что открытие SiO_2 с координационным числом шесть заставило пересмотреть все теоретические расчеты, связанные с прогнозированием вероятных давлений и температур как для образования шпинелей, так и для разложения форстерита и фаялита на окислы. Кроме того, это расширило возможный диапазон фазовых и полиморфных превращений на глубине.

Исследование состояния равновесия габбро дало возможность Д. Хьюзу и Р. Мак-Куину [323] выявить при давлении 150 кбар (150 · 10^8 Н/м^2) полиморфный переход габбро, сопровождающийся скачком плотности на 0,5 г/см^3 и объема на 16%. При дальнейшем увеличении давления плотность про-

должала возрастать и при давлении 750 кбар ($750 \cdot 10^8$ Н/м²) достигла 5,0 г/см³, в то время как при нормальных условиях она равна 3,0 г/см³. Суммарное увеличение плотности габбро с учетом скачка при полиморфном переходе составляет 2,0 г/см³, т. е. 67%.

Д. Хьюз и Р. Мак-Куин в своих исследованиях установили наличие полиморфного перехода для габбро только при давлении 150 кбар ($150 \cdot 10^8$ Н/м²). При более низких давлениях габбро оказалось стабильным, в то время как имеются данные [356] о переходе составляющих базальта и

Таблица 9

Распределение $T_{m_d}/T_{m_{100}}$ и T_{m_d}/T_{m_0} с глубиной

Глубина, км	$T_{m_d}/T_{m_{100}}$			T_{m_d}/T_{m_0}		Глубина (в км) для данных В.Н. Жаркова
	Р. Аффен [402, 403]	Дж. Джекобс [328]	Среднее. Дж. Джекобс [328]	Ф. Мачадо [359]	В. Н. Жарков [71]	
33	—	—	—	1,02	—	—
100	1,00	1,00	1,0	1,07	1,04	60
200	1,08	1,07	1,08	1,16	1,14	186
300	1,18	1,14	1,16	1,27	1,22	312
400	1,30	1,24	1,27	1,39	1,30	489
500	1,51	1,42	1,47	—	1,39	565
600	1,70	1,62	1,66	—	1,46	691

габбро в фазу с большей плотностью при давлении около 10 кбар ($10 \cdot 10^8$ Н/м²), соответствующем глубине залегания поверхности Мохоровичича. Поэтому непонятной кажется стабильность габбро до $P = 150$ кбар ($150 \cdot 10^8$ Н/м²). Возможно, что динамический метод, применяемый в опытах Д. Хьюза и Р. Мак-Куина, не позволил заметить селективных фазовых переходов, происходящих при более низких давлениях. Переход же при 150 кбар ($150 \cdot 10^8$ Н/м²), вероятно, знаменует собой полное завершение преобразований во всех минералах, входящих в состав габбро. Другой причиной кажущейся стабильности габбро может быть отсутствие необходимой для перехода температуры, т. е. получающиеся при динамическом методе высокие температуры как раз способствуют стабильности низкоплотностных фаз.

Фазовые переходы. Из фазовых переходов рассмотрим плавление, переход от одной минеральной ассоциации к другой и переход от ионного типа связи к ковалентному.

Плавление. Процесс плавления мы рассматриваем с целью оценки температур плавления внутри Земли, приводящих к появлению региональных и локальных зон «размягчения», аморфизации или частичного расплавления, значение которых при изучении процессов формирования геоструктурных единиц несомненно велико.

Температуры плавления оболочки Земли определялись рядом исследователей [71, 286, 328, 331, 402, 403].

Р. Аффен, Дж. Джекобс и Ф. Мачадо проводили свои вычисления, исходя из теории плавления Ф. Линдеманна, в которой твердое тело рассматривается по моделям А. Эйнштейна и Р. Дебая.

Р. Аффен получил следующую формулу для отношения температур плавления на глубине d в оболочке к температуре плавления на глубине 100 км:

$$\frac{T_{m_d}}{T_{m_{100}}} = \frac{(\beta \cdot \rho)_{100}}{(\beta \cdot \rho)_d},$$

где T_{m_d}, $T_{m_{100}}$ — температуры плавления на глубине d и 100 км, β и ρ — соответственно сжимаемость и плотность. Температура плавления на глубине 100 км обычно принимается равной 1800 К.

В зависимости от применяемых величин параметров β и ρ могут быть получены разные значения отношения $T_{m_d}/T_{m_{100}}$ (табл. 9).

В этой таблице приведено также распределение $T_{m_d} : T_{m_0}$ с глубиной по данным Ф. Мачадо и В. Н. Жаркова (T_{m_0} — температура плавления при давлении $P = 0$). Ф. Мачадо принял T_{m_0} равным 1670 К.

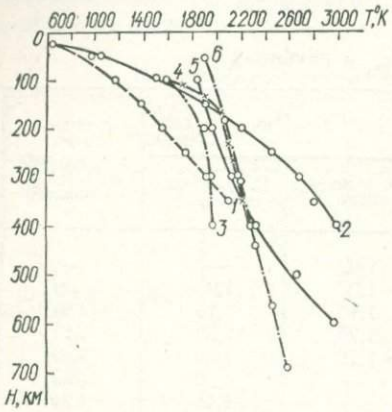


Рис. 17. Кривые распределения температуры и температуры плавления в верхней мантии Земли.

Распределение температуры по данным: 1 — Р. Аффена [405]; *2* — Дж. Джекобса [327]; *3* — В. Н. Жаркова [71, 72] — низкотемпературное; *4* — В. Н. Жаркова [72] — высокотемпературное. *Распределение температуры плавления по данным: 5* — Р. Аффе-[на 402, 403]; *6* — В. Н. Жаркова [71].

В. Н. Жарков расчеты отношения T_{m_d}/T_{m_0} проводил, исходя из метода определения изменения температуры плавления с давлением, основанного на вычислении критической концентрации тепловых дефектов. Температуру T_{m_0} он принял равной 1800 К. Кларк кривые плавления строил для двух величин градиентов в зоне C, а именно: $\frac{dT_m}{dP} = 25$ и 15°С/кбар. В последнем варианте он рассматривал случай неоднородной мантии, в которой происходят фазовые преобразования.

На основании сопоставления кривых распределения температур с кривыми температур плавления в верхней мантии (рис. 17) нельзя высказать однозначных предположений о состоянии слагающего ее вещества: находится ли оно в «размягченном» или совершенно твердом состоянии. Так, если рассматривать кривые низкотемпературных распределений (кривые *1* и *3*), вещество верхней оболочки должно быть твердым. Если же исходить из высокотемпературных распределений (кривые *2*, *4*), то, начиная с глубин около 150 км, кривая В. Н. Жаркова (кривая *4*) совпадает с его кривой температуры плавления (кривая *6*). Температуры плавления, по Р. Аффену (кривая *5*), начиная с глубин примерно 130 км, меньше, чем распределение температуры, по В. Н. Жаркову (кривая *4*), а глубже 350 км снова их превышает.

При сопоставлении кривой *2* с кривыми *5* и *6* видно, что температура плавления, начиная с глубин 120—170 км, намного ниже действительного распределения температур, причем эта разность увеличивается с глубиной. Таким образом, если исходить из высокотемпературных распределений, то вещество Земли с глубин 130—170 *км* должно находиться в «размягченном» или хотя бы частично расплавленном состоянии. Следовательно, здесь размещается одна из возможных термодинамически менее стабильных и более подвижных зон подкорового вещества, на что указывают землетрясения, очаги которых приурочены к этой зоне.

В последнее время советскими и зарубежными авторами получены экспериментальные кривые плавления для некоторых пород и отдельных составляющих вещества земной коры и верхней мантии. Так, достаточно подробно изучены условия плавления базальта, эклогита [79, 381], альбита и диопсида, энстатита и форстерита [261, 262, 295]. Еще раньше при синтезировании пиропа были получены кривые плавления последнего и энстатита, богатого алюминием [259].

Определение температуры плавления соединения по температурам плавления чистых фаз не точно и приводит к завышенным значениям. Это видно на примере величины $\frac{dT}{dP}$ для системы $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$, которая равна 7 град/кбар в действительности и 10—14 град/кбар при экстраполяции [259]. Температуры плавления $Ol_{30}En_{46}Di_{23}Sp_1$ при давлении 21 кбар ($21 \times \times 10^8$ Н/м²) 1540° С (1810 К) и при 30 кбар ($30 \cdot 10^8$ Н/м²) 1630° С (1900 К) [346], т. е. значительно ниже температур плавления компонентов, входящих в соединение (см. рис. 18, гл. IV). Рассмотренные кривые плавления чистых фаз представляются обычными уравнениями плавления Симона, когда с повышением давления наблюдается монотонное возрастание температуры плавления. В то же время имеются данные о том, что кривые плавления щелочных металлов могут содержать максимумы и минимумы [336, 337]. Так, на кривой плавления Cs обнаружено два максимума: при $P = 22{,}5$ кбар ($22{,}5 \times \times 10^8$Н/м²) и $T = 197$° С (467 К), а также при 30 кбар ($30 \cdot 10^8$ Н/м²) и $T = 198$° С (468 К). Кроме того, изучение изменения температуры эвтектики для Na — K показало, что при достаточно высоких давлениях она понижается. Из этого авторы сделали выводы: а) уравнения плавления Симона для экстраполяции при высоком давлении не применимы; б) при плавлении железа на границе ядра Земли должно происходить возрастание плотности; в) максимально возможная температура в мантии определяется скорее эффектом давления на минимумы двойной и тройной эвтектики, чем температурами плавления чистых фаз. Кроме того, на кривой плавления гранита под давлением паров воды до 9000 кбар ($9 \cdot 10^8$ Н/м²) обнаружен минимум при давлении 4—6 тыс. кбар ($(4—6) \cdot 10^8$Н/м²) [234].

В. С. Соболев [179], анализируя температуры плавления веществ, образующихся при высоком давлении, пришел к заключению, что в таком случае плавление сначала будет инконгруэнтным, затем сменится на конгруэнтное и в конце перед разложением снова станет инконгруэнтным. Подобные явления происходят при плавлении энстатита, пиропа, жадеита.

Особенностью плавления вещества недр Земли является фракционное плавление единого «материнского» вещества при различных P и T. Им может быть, как упоминалось ранее, гранатовый перидотит, последовательный ряд превращения которого приводит к возникновению всех основных пород в верхней мантии и земной коре. Это же свойство играет важную роль при образовании базальтовых магм.

Поскольку образование базальтовых магм связано с определенными превращениями и приводит к мобильности вещества мантии, рассмотрим подробнее, каковы условия и глубины зарождения различных типов базальтовых магм. Имеющийся в настоящее время экспериментальный материал позволяет это сделать.

Если принять, что, по крайней мере, верхняя часть мантии состоит из эклогитов, то, как доказали Г. Йодер и К. Тилли [79], каждому типу базальта соответствует определенный эклогит. Плавление эклогита приводит к образованию базальтовой магмы.

Сейчас существует два основных взгляда на происхождение и взаимосвязь различных типов базальтовых магм: Г. Йодера, К. Тилли и Х. Куно. Основные результаты работы Г. Йодера и К. Тилли сводятся к следующему:

1) базальтовая магма может быть получена при плавлении базальтов, габбро, пироксенитов, амфиболитов, пироксеновых горнблендитов и эклогитов;

2) безводная часть этих пород сама является производной первичного вещества, которым может служить гранатовый перидотит;

3) единая материнская порода в зависимости от давления и кристаллизации омфацита или граната дает два основных типа базальтовых магм — щелочной и толеитовый.

Х. Куно [346] считает, что первоначальный источник базальтовых магм залегает на разной глубине и имеет несколько различный химический состав. Это обуславливает возникновение щелочной (на больших глубинах) и толеитовой (на меньших глубинах) базальтовых магм.

Опыты Д. Грина и А. Рингвуда [304] на образцах оливинового толеита и пикрита позволили им сделать выводы о возможности: получения щелочного базальта из оливинового толеита при давлении 15—20 кбар ((15—20) × × 10^8 Н/м²) и температуре 1200—1300° С (1470—1570 К), кристаллизации оливино-толеитовой магмы на глубинах, больших 60 км; образования магм обоих типов при частичном плавлении перидотита, имеющего состав оливин плюс алюмосодержащий энстатит плюс алюмосодержащий хром-диопсид плюс шпинель при различной температуре и при давлении 12—50 кбар ((15—20) · 10^8 Н/м²).

Экспериментальные исследования в Институте Корнеги (Вашингтон) [281, 282] показали, что:

1) магмы оливино-толеитового состава образуются путем частичного плавления перидотита (Fo + En + Di) при $P \approx 10$ кбар (10 · 10^8 Н/м²);

2) магмы толеитового состава — путем фракционной кристаллизации оливино-толеитовых магм и частичного плавления перидотита при $P < 10$ кбар (10 · 10^8 Н/м²);

3) магмы состава щелочных базальтов — путем фракционной кристаллизации оливино-толеитовых магм при давлении $P > 10$ кбар.

Сопоставление состава пироксенов из включений алмазоносных кимберлитовых трубок и перидотитов щелочных базальтов показывает, что базальтовые лавы могли образоваться из кимберлитовых пироксенов при $T \approx 1200°$ С (1470 К) на глубинах, превышающих 125 км.

Таким образом, глубины 20—80 км будут местом генерации базальтовой магмы из перидотита и эклогита, а глубины больше 125 км — в случае ее образования из кимберлитовых пироксенов.

Переход от одной минеральной ассоциации к другой. Примерами таких переходов, которые играют определенную роль в процессах, протекающих в мантии Земли, в формировании ее состава и структуры, могут служить процессы гранатизации, эклогитизации, разложение форстерита и энстатита и некоторые другие преобразования.

Предположение о разложении фаялита и форстерита на окислы FeO, MgO и SiO_2 (в форме коэсита) при высоких давлениях и температурах высказал Г. Мак-Дональд [354] при исследовании поля стабильности коэсита. Поэтому целесообразно рассмотреть вопрос о возможных полиморфных формах MgO и FeO, исходя из вероятных для них значений координационных чисел.

Ионы Mg и Fe могут иметь координационные числа четыре, шесть и восемь. В окислах MgO и FeO они имеют шестерное кислородное окружение. В обычных условиях MgO и FeO характеризуются кубической структурой типа NaCl, что не исключает возможности полиморфных переходов третьего, четвертого и пятого типов: без существенного изменения структуры, с изменением типа упаковки, с перестройкой решетки без изменения и с изменением координационного числа.

Экспериментальные данные о переходах при высоких давлениях большинства объемноцентрированных галогенидов типа NaCl (NaCl, RbJ, RbCl и др.) в гранецентрированные типа CsCl, сопровождающихся изменением координационного числа с шести на восемь, с одной стороны, и наличие соеди-

нений, в которых Mg и Fe имеют координационное число восемь (гранаты), с другой — дают основание предполагать существование полиморфных модификаций окислов MgO и FeO с координационными числами шесть и восемь, с разными значениями плотностей и объемов при высоких давлениях и температурах.

Экспериментальное изучение условий кристаллизации базальтов и эклогитов, успехи экспериментальной петрологии при высоких давлениях и температурах, связанные с исследованием сложных двух-, трех-, четырехфазных синтетических и природных систем $MgO - Al_2O_3 - CaO - SiO_2$ [281—283], находки эклогитов с алюмосодержащим клино- и ортопироксеном [184] значительно пополнили сведения о процессах в верхней мантии Земли.

Свойство алюминия изменять координационное число в зависимости от давления, температуры и характера соединения, в которое он входит, и связанное с этим замещение $Mg^{VI} - Si^{IV} \rightarrow Al^{VI}$, Al^{IV} играет важную роль в фазовых преобразованиях. Растворение Al_2O_3 в орто- и клинопироксене приводит к возникновению Mg- и Ca- молекулы Чермака (Mg-Tsch, Ca-Tsch):

$$MgSiO_3 + Al_2O_3 = MgAl_2SiO_6; \quad (1)$$

$$CaMgSi_2O_6 + 2Al_2O_3 = 2\,(Ca, Mg)\,Al_2SiO_6, \quad (2)$$

что в свою очередь способствует образованию твердого раствора орто- (Opx_{ss}) и клино- (Cpx_{ss}) пироксенов и расширению поля их стабильности в соответствии с реакциями:

$$(1 + 2x)\,MgSiO_3 + xMgAl_2O_4 \rightleftarrows \underbrace{MgSiO_3 \cdot xMgAl_2SiO_6}_{Opx_{ss}} + xMg_2SiO_4; \quad (3)$$

$$(1 + x)\,CaMgSi_2O_6 + xMgAl_2O_4 \rightleftarrows \underbrace{CaMgSi_2O_6 \cdot xCaAl_2SiO_6}_{Cpx_{ss}} + xMg_2SiO_4; \quad (4)$$

$$CaAl_2Si_2O_8 + MgAl_2O_4 \rightarrow MgAl_2SiO_6 + CaAl_2SiO_6; \quad (5)$$

$$CaMgSi_2O_6 + xNaAlSi_3O_8 = CaMgSi_2O_6 \cdot xNaAlSi_2O_6 + xSiO_2; \quad (6)$$

$$CaMgSi_2O_6 + xCaAl_2Si_2O_8 = CaMgSi_2O_6 \cdot xCaAl_2SiO_6 + xSiO_2; \quad (7)$$

$$3Mg_2SiO_4 + 2NaAlSi_3O_8 \rightarrow \{MgAl_2SiO_6 + 5MgSiO_3\}_{ss} + Na_2Si_2O_5 + SiO_2; \quad (8)$$

$$2NaAlSi_3O_8 + MgSiO_3 \rightarrow MgAl_2SiO_6 + Na_2Si_2O_5 + 4SiO_2; \quad (8')$$

$$(1 + x)\,CaMgSi_2O_6 + 2xCaAl_2Si_2O_8 + xMg_2SiO_4 \rightarrow$$

$$\rightarrow (1 + 2x)\,CaMgSiO_2 \cdot xCaAl_2SiO_6 + xMgAl_2SiO_6 + xSiO_2; \quad (9)$$

$$(1 + x)\,MgSiO_3 + xAl_2SiO_5 \rightarrow MgSiO_3 \cdot xMgAl_2SiO_6 + xSiO_2; \quad (10)$$

$$(1 + x)\,CaMgSi_2O_6 + 2xAl_2SiO_5 \rightarrow$$

$$\rightarrow CaMgSi_2O_6 \cdot 2x\,(Ca, Mg)\,Al_2SiO_6 + 2xSiO_2. \quad (11)$$

P и T при протекании большинства приведенных реакций известны в связи с изучением условий стабильности пироксенитовой фации [281—283]. Мы предполагаем образование алюмопироксенов по реакциям (1) — (2) и (10) — (11) наряду с уже приведенными для объяснения повышенного содержания Mg- и Ca-молекулы Чермака в образцах корундового и дистенового эклогитов (табл. 10).

Роль алюмопироксенов в составе земных недр выявляли по двум направлениям: 1) обнаружение образцов эклогитов и базальтов с повышенным содержанием Al_2O_3 в пироксене [184], 2) синтез пиропа из богатого алюминием энстатита [259] и позже многочисленные эксперименты при высоких давлениях и температурах в Институте Корнеги (Вашингтон) [281—283].

Представление о количественном содержании алюмонасыщенных пироксенов в породах верхней мантии можно получить по данным о химическом и минеральном составе образцов глубинных пород [79, 184, 281—283]. Из табл. 10 видно, что предельным по содержанию Al_2O_3 в пироксене является корундовый эклогит, который вмещает наибольшее количество жадеита и молекулы Чермака. Содержание жадеита приблизительно одинаково в первых трех образцах эклогита, количество молекулы Чермака значительно варьирует,

Таблица 10

Содержание алюмопироксенов в эклогитовых породах

Порода	Al_2O_3 в породе, %	Al_2O_3 в пироксене, %	Молекула Чермака, %	Жадеит, %	Литературный источник
Корундовый эклогит	29,4	17,8	26,5	22,4	Н. В. Соболев, [184]
Бескорундовый эклогит	19,2	13,2	17,3	23,9	Н. К. Кузнецова [184]
Дистеновый эклогит	19,98—20,02	7,21—8,20	3,0—6,0	20,0—23,0	Г. С. Йодер, К. Э. Тилли [79]
Гроспидит	24,1	16,7	—	22,0	
Эклогитоподобная	—	—	19,3	9,0	А. А. Бобриевич, В. С. Соболев [29] Н. В. Соболев, И. К. Кузнецова [184]

а в гроспидите не может быть подсчитано, так как нет данных о содержании Al^{IV} [29]. Эклогитоподобные породы также характеризуются повышенным содержанием молекулы Чермака.

В. С. и Н. В. Соболевы считают, что растворение Al_2O_3 в пироксене происходит до предела, определяемого устойчивостью соединений с координационным числом алюминия четыре (главным образом, кордиерита, предел устойчивости которого 10—20 кбар или $(10—20) \cdot 10^8$ Н/м² [180, 279]).

Наиболее благоприятные сочетания давления и температуры складывались при образовании алюмопироксенов корундового и бескорундового эклогитов — давление до 20 кбар ($20 \cdot 10^8$ Н/м²) и повышенная температура, необходимая для образования молекулы Чермака [79]. Однако эта температура одновременно должна быть невысокой, чтобы обеспечить устойчивость жадеита. Условия образования пироксенов дистенового эклогита и гроспидита, очевидно, изменялись в сторону более низких температур или в сторону более высоких давлений, превышающих 20 кбар ($20 \cdot 10^8$ Н/м²), когда Al^{IV} становится уже неустойчивым. Кроме соответствующих P и T более высокому содержанию Al_2O_3 в пироксенах этих пород могло способствовать наличие корунда и дистена.

Дистен и корунд, реагируя с Срх или Орх в зависимости от P и T и количества реагентов, могут образовывать алюмосодержащий пироксен или гранат, аналогично тому, как анортит, разлагаясь, может давать Са-молекулу Чермака и кварц или же гроссуляр, кианит и кварц [29, 79]:

$$\underset{\text{An}}{CaAl_2Si_2O_8} \rightarrow \underset{\text{Ca-Tsch}}{CaAl_2SiO_6} + \underset{\text{Qz}}{SiO_2}; \qquad (12)$$

$$\underset{\text{An}}{3CaAl_2Si_2O_8} \rightarrow \underset{\text{Gross}}{Ca_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{Ky}}{2Al_2SiO_5} + \underset{\text{Qz}}{SiO_2}. \qquad (13)$$

Молекула Чермака в этом случае возникает в соответствии с реакциями (1) — (2) и (10) — (11). В эклогитоподобных породах молекула Чермака образуется за счет альбита по реакциям (8) и (8′).

Накапливающийся экспериментальный материал о фазовом равновесии En — Py, Di — Ab, Di — An [281—283] позволяет судить об условиях образования Mg- и Ca-Tsch с разным содержанием Al_2O_3. По этим сведениям можно уточнить давление и температуру, необходимые для возникновения эклогитов с различными содержанием алюминиевых пироксенов и химическим составом.

Эксперименты при высоких давлениях и температурах в системе $MgO—CaO—Al_2O_3—SiO_2$ позволили: 1) значительно уточнить P и T образования и стабильности пироксенов с разным содержанием Al_2O_3; 2) показать, что переход от базальта к эклогиту осуществляется через промежуточную стабильную пироксенитовую ассоциацию; 3) уточнить условия образования граната в ассоциации с кварцем и форстеритом; 4) локализовать поля стабильности шпинелевого и гранатового перидотитов; 5) объяснить малое содержание Al_2O_3 в пироксенах гранатовых перидотитов; 6) экспериментально получить встречающиеся в природе четыре минеральные ассоциации перидотитов.

Образование пироксенитовой фации зависит от P и T и начальных реагентов. В настоящее время есть данные о ряде фазовых превращений, связанных с переходом составляющих базальта анортит плюс форстерит с молекулярным отношением 1 : 1 и 1 : 2 и анортит плюс энстатит [281 — 283] в составляющие эклогита:

$$2CaAl_2Si_2O_8 + 2Mg_2SiO_4 \rightleftarrows CaMgSi_2O_6 \cdot nCaAl_2SiO_6 + 2MgSiO_3 \cdot nMgAl_2SiO_6 + (1-n)\,MgAl_2O_4 + (1-n)\,CaAl_2Si_2O_8 \rightleftarrows 2CaMg_2Al_2Si_3O_{12};$$

$$3CaAl_2Si_2O_8 + 6Mg_2SiO_4 \rightleftarrows 2CaMgSi_2O_8 \cdot CaAl_2SiO_6 + 4MgSiO_3 \cdot MgAl_2SiO_6 + 2Mg_2SiO_4 + MgAl_2O_4 \rightleftarrows 2CaMg_2Al_2Si_3O_{12} + 3Mg_2SiO_4;$$

$$Mg_2SiO_4 + 2MgSiO_3 \cdot MgAl_2SiO_6 + 2CaMgSi_2O_6 \cdot 2CaAl_2SiO_6 + MgAl_2O_4 \rightarrow Mg_2SiO_4 + 2Mg_2CaAl_2Si_3O_{12} + CaMgSi_2O_6 \cdot CaAl_2SiO_6 + MgAl_2O_4;$$

$$Mg_2SiO_4 + 2CaMgSi_2O_6 \cdot 2CaAl_2SiO_6 + MgAl_2O_4 \leftrightarrows Mg_2SiO_4 + MgCa_2Al_2Si_3O_{12} + CaMgSi_2O_6 \cdot CaAl_2SiO_6 + MgAl_2O_4;$$

$$2CaAl_2Si_2O_8 + 4MgSiO_3 \rightleftarrows CaMgSi_2O_6 \cdot CaAl_2SiO_6 + 2MgSiO_3 \cdot MgAl_2SiO_6 + 2SiO_2 \rightleftarrows 2CaMg_2Al_2Si_3O_{12} + 2SiO_2.$$

Экспериментально полученные кривые приведенных фазовых превращений позволили выделить в системе $CaO—MgO—Al_2O_3—SiO_2$ в зависимости от различных P и T четыре стадии с присущими каждой из них определенными минеральными ассоциациями.

I	$Di_{ss} + En_{ss} + Fo + An$	базальт
II	$Di_{ss} + En_{ss} + Sp + An$ $Di_{ss} + En_{ss} + Sp + Fo$	пироксенит
III	$Di_{ss} + Gr + Sp + An$ $Di_{ss} + En_{ss} + Gr + An$ $Di_{ss} + En_{ss} + Gr + Sp$ $Di_{ss} + En_{ss} + Fo + Sp$	гранулит

$$\text{IV}\ \begin{matrix} Di_{ss} + Fo + Gr + Sp \\ En_{ss} + Fo + Gr + Sp \\ Di_{ss} + En_{ss} + Fo + Gr \end{matrix}\Bigg\} \text{ эклогит}$$

Основными фазовыми превращениями между стадиями являются соответственно

$$An + Fo \rightarrow Di_{ss} + En_{ss} + Sp;$$

$$An + En \rightarrow Di_{ss} + En_{ss} + Qz;$$

$$Di_{ss} + En_{ss} + Sp \rightarrow Gr\,(Py_2Gross) + (Cpx);$$

$$Di_{ss} + En_{ss} + Qz \rightarrow Gr + Qz;$$

$$Di_{ss} + En_{ss} + Sp \rightarrow Gr + Fo.$$

Если рассматривать образование пироксена и эклогита из An + En, то P и T отмеченных выше стадий несколько меняются, и между III и IV появляется промежуточная, в которой еще стабильна ассоциация Di_{ss} + En_{ss} + + Sp, но вместо An + En появляется соединение Gr + Qz. Таким образом, намечается пироксенитовая фация трех составов — Di_{ss} + En_{ss} + Sp + An, Di_{ss} + En_{ss} + Sp + Fo и Di_{ss} + En_{ss} + Qz, стабильных на разных глубинах: на глубинах 18—33 км — пироксенит состава Di_{ss} + En_{ss} + Sp + An, несколько глубже — Di_{ss} + En_{ss} + Sp + Fo и, наконец, на глубинах 33—43 км — Di_{ss} + En_{ss} + Qz [281, 282]. Следовательно, физические условия образования пироксенитовой и эклогитовой фаций различного химического состава значительно отличаются. Хотя влияние альбита, фаялита, ферросилита на кривую равновесия неизвестно, можно сказать, что оливиновое габбро превращается в плагиоклаз- и шпинельсодержащий пироксенит в нижних частях континентальной коры, на что уже указывали Г. Йодер и К. Тилли [79].

Поскольку другой важной составляющей базальта является альбит, то рассмотрим связанные с ним фазовые преобразования [281—283]

$$\underset{Fo}{Mg_2SiO_4} + \underset{Ab}{NaAlSi_3O_8} \rightarrow \underset{En}{2MgSiO_3} + \underset{Ne}{NaAlSiO_4} + \underset{Qz}{SiO_2}$$

11 кбар, 1100° С 11 — 20 кбар, 1100° С

или $$2Mg_2SiO_4 + NaAlSi_3O_8 \rightarrow 4MgSiO_3 + NaAlSiO_4.$$

С повышением давления и температуры (33 кбар, 1250° С) ($33 \cdot 10^8$ Н/м², 1520 К)

$$\underset{En}{2MgSiO_3} + \underset{Ne}{NaAlSiO_4} \rightarrow \underset{Fo}{Mg_2SiO_4} + \underset{Jd}{NaAlSi_2O_6}.$$

En + Ab стабилен в интервале 11—20 кбар и T = 1100° С (1370 К), но при 33 кбар ($33 \cdot 10^8$ Н/м²) и 1250° С (1520 К) превращается в En + Jd по реакции

$$MgSiO_3 + NaAlSi_3O_8 \rightleftarrows MgSiO_3 + NaAlSi_2O_6 + SiO_2.$$

Если учесть, что En, образующийся при высоком давлении, содержит Al, который может входить в него в виде молекулы Чермака (14,5% Al_2O_3), то это превращение происходит по реакции (8). В продуктах ее справа может присутствовать Ne, если есть избыток оливина. С другой стороны, Al в En может находиться в виде молекулы жадеита, тогда жидкость обогащается нефелином:

$$3Mg_2SiO_4 + 2NaAlSi_3O_8 \rightarrow (NaAlSi_2O_6 + 6MgSiO_3)_{ss} + NaAlSiO_4.$$

Однако жадеитовая молекула не встречается в глубинных гиперстенах, а Ab и An, реагируя с диопсидом — реакции (6) и (7), — дают твердый раствор алюминиевого диопсида при высоком давлении. Таким образом, минеральная ассоциация оливинового базальта или оливинового габбро может быть нестабильной в нижней части континентальной коры и здесь будут образовываться богатые пироксеном породы.

Поскольку молярный объем ассоциаций в реакциях (6) и (7) справа меньше, чем слева, то содержание Ca-Tsch и Jd-компоненты увеличивается при повышении давления и T = const, а также при уменьшении температуры и P = const. В соединении Di + Ab существует две ассоциации Omf + Qz и Omf + Ab + Qz; предельной кривой является Ab → Jd + Qz. Максимальное содержание Jd в омфаците в термодинамических условиях континентальной коры и при насыщении SiO_2 достигает 40%.

Анализ фазовых соотношений в соединении Di + An показал, что при высоком давлении Di, находящийся в парагенезисе с плагиоклазом, содержит достаточное количество Al_2O_3 в форме Ca-молекулы Чермака. Увеличение давления и уменьшение температуры способствует повышению ее содержания пока не станет стабильным поле граната. Теперь содержание Ca-Tsch по отношению к Jd будет небольшим. Наибольшее содержание Ca-Tsch в Di достигает 60% при P = 30 кбар ($30 \cdot 10^8$ Н/м²) и T = 1350° С (1620 К) в поле Di_{ss} + Qz, после чего An становится неустойчивым и распадается по реакции (13) или же в результате реакции взаимодействия An и Di:

$$4CaAl_2Si_2O_8 + CaMgSi_2O_6 \rightarrow 2(Ca_{2,5}Mg_{0,5})Al_2Si_3O_{12} + 2Al_2SiO_5 + 2SiO_2.$$

Образующийся при этом гранат очень богат гроссуляром и при P = = 32,5, кбар, T = 1350° С (32,5 · 10^8 Н/м², 1620 К) [282—283] молекулярное отношение Py к Gross равно 1 : 9. Изучение P и T, при которых протекает реакция (4), показало, что диопсид, находящийся со шпинелью и форстеритом в метаморфизованных породах и перидотитах при высоких P и T (P = = 8—15 кбар, T = 1100—1300° С) или ((8—15) · 10^8 Н/м², 1370—1570 К) содержит значительное количество Al и отношение Di к Ca-Tsch может быть равным 1 : 1. Увеличение давления способствует протеканию реакции слева ($V_{Di+Sp} = V_{Di_{ss}+Fo}$), и содержание Al должно при этом уменьшаться, если T = const.

Исследования [281, 282] естественной и синтетической систем En—Py и превращения En + Sp → Gr + Fo в ней позволили определить поле устойчивости алюминиевого энстатита, состав которого может быть выражен или как En с определенным количеством Al_2O_3, или как член серии твердого раствора En — Py. При изучении реакции En (Al) → En (Al) + Py оказалось, что растворимость Al_2O_3 возрастает с температурой и при T = 1650° С, P = = 30 кбар (1920 К, 30 · 10^8 Н/м²) достигает 16%, что равнозначно содержанию 63% пиропа. Увеличение давления сильно уменьшает растворимость Al_2O_3 в энстатите, особенно при P < 40 кбар (40 · 10^8 Н/м²), так как Py намного плотнее En (3,58 г/см³ вместо 3,20 г/см³). Предварительные данные изучения реакции Di (Al) → Di + Py показали, что Di при T = 1500° С (1770 К) и P = 30—35 кбар (30—35 · 10^8 Н/м²) содержит R_2O_3 (R_2 — трехвалентный элемент) на 1 мол. % больше, чем En в этих же термодинамических условиях, что в общем соответствует данным анализов En (Al) и Di (Al) из гранатового перидотита [281].

Б. Скиннер и Ф. Бойд [281] провели эксперименты при высоких P и T с целью изучения изменения плотности и размера ребра элементарной решетки, происходящих по мере растворения Al_2O_3. Влияние замещения Al—Al на Mg—Si в En оказалось идентичным с найденным ранее для Di [280]: при

новышении содержания Al_2O_3 до 15% единичный объем уменьшается с 8,33 Å^3 до 8,19 Å^3, плотность увеличивается с 3,20 до 3,26 г/см^3. Экстраполируя экспериментальную кривую плотности En (Al) до плотности при 25% Al_2O_3 (содержание Al_2O_3 в пиропе), получаем плотность пиропа с орторомбической энстатитовой структурой, равную $3{,}28 \pm 0{,}01$ г/см^3, что значительно меньше плотности пиропа (3,58 г/см^3) с нормальной структурой. Это подтверждает полученный ранее вывод о стабильности ассоциации Py — En по сравнению с алюминиевым энстатитом при возрастании давления.

Установлено, что в составе вещества Земли перидотиты играют значительную роль и встречаются в виде четырех минеральных ассоциаций [179, 281—283, 425]:

а) оливин + ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз;
б) оливин + ортопироксен + клинопироксен + шпинель;
в) оливин + клино- или ортопироксен + шпинель + гранат;
г) форстерит + ортопироксен + клинопироксен + гранат.

Все эти ассоциации, встречающиеся в природе, теперь изучены экспериментально, что позволило определить термодинамические условия их возникновения и существования. Основные ассоциации — б и г — представляет собой шпинелевый и гранатовый перидотиты. Изучение фазового равновесия минеральных ассоциаций [282, 283] показало, что гранатовый перидотит эквивалентен шпинелевому при высоком давлении и температуре, а основным фазовым превращением является переход от En + Sp к Py + Fo. Остальные переходы — как бы промежуточные и встречаются изредка в качестве второстепенной фазы шпинелевых перидотитовых интрузий и в виде отдельных больших масс.

Экспериментальные геофизические данные соответствуют наблюденным природным распределениям шпинелевых и гранатовых перидотитов в верхней мантии.

«Шпинелевые перидотиты найдены в виде крупных интрузий в осевых областях больших горных цепей, которые претерпели низко- и среднетемпературный региональный метаморфизм как включения в щелочных и мелилитовых базальтах в океанических и континентальных областях и как интрузии вдоль основных зон разломов. Гранатовый перидотит встречается в горных цепях, которые подвергались высокотемпературному метаморфизму (европейские каледониды и герцинские горные сооружения) и как включения в кимберлитовых трубках» [283]. Поскольку толщина слоя шпинелевых перидотитов зависит от величины геотермического градиента и мощности коры, то слой может распространяться на разные глубины в тектонически различных участках земной коры: под континентальными щитами на глубину в несколько километров или отсутствует вообще, под океанами — на глубину в 50 км, в тектонически активных континентальных областях может достигать значительных глубин (например, Альпы).

Экспериментальное изучение четырехкомпонентной системы $MgO—CaO—SiO_2—Al_2O_3$ позволяет проследить эволюцию перидотитов в изотермической проекции ($T = 1300°$ С или 1570 К) при увеличении давления: 1) при давлении, меньшем 20 кбар ($20 \cdot 10^8$ Н/м^2), стабилен шпинелевый перидотит ($En_{ss} + Di_{ss} + Fo + Sp$), состав которого варьирует в широких пределах; 2) первое появление граната при 21 кбар ($21 \cdot 10^8$ Н/м^2) приводит к возникновению трех четырехфазных полей: а) $Fo + Gr + Di_{ss} + En_{ss}$, б) $Fo + Gr + Di_{ss} + Sp$, в) $Fo + Gr + En_{ss} + Sp$; 3) при давлении 27 кбар ($27 \cdot 10^8$ Н/м^2) осуществляется переход $En + Sp \rightarrow Py + Fo$, что приводит к разложению четырехкомпонентного поля $Fo + Gr + En_{ss} + Sp$ на две трехкомпонентные ассоциации $Fo + Gr + En_{ss}$ и $Fo + Gr + Sp$; 4) ширина

поля Fo + Gr + Di_{ss} + Sp до $P = 38$ кбар ($38 \cdot 10^8$ Н/м²) изменяется мало, после чего однако, благодаря разложению кальциевых пироксенов, гранат обогащается Ca и увеличивается содержание гроссуляра. Трехфазное поле Fo + Di_{ss} + Gr перекрывается с четырехфазным Di_{ss} + Sp + Gr + Fo; 5) минеральная ассоциация Di_{ss} + En_{ss} + Gr + Fo — гранатовый перидотит — стабильна в интервале давлений 21—65 кбар ((21—65) · 10^8 Н/м²). Состав граната в этом поле меняется мало и до $P = 38$ кбар ($38 \cdot 10^8$ Н/м²) близок к $Py_{(87)}$, $Gross_{(13)}$.

Исследования при высоких давлениях германатов различных веществ, использование существующего кристаллохимического подобия между германатами и силикатами, термодинамических соотношений, а также опыты С. Скляра [386] и группы советских ученых [131] с клиноэнстатитом позволили в настоящее время сделать ряд выводов об ожидаемых полиморфных и фазовых преобразованиях в недрах земной оболочки [252, 377, 378, 380].

Германатовые пироксены при высоком давлении (10—90 кбар (10—90) × × 10^8 Н/м²) и температуре 700° С (970 К) испытывают переход от ортопироксена через моноклинный пироксен к ильменитовой структуре, распад на шпинель и рутил, превращение в структуру граната, граната и ильменита и, наконец, переход от оливиновой структуры к окиси и ильмениту. Изменение плотности (и объема) достигает 10—18%.

Опыты С. Скляра и др. при давлении 115 кбар ($115 \cdot 10^8$ Н/м²) и температуре 650° С (920 К) подтвердили одну из предполагаемых на основе изучения свойств превращений германатовых пироксенов реакций для силикатов и тем самым увеличили достоверность других аналогичных реакций. Все это дает достаточно реальную возможность для объяснения широкой зоны сейсмической неоднородности в мантии на глубинах 300—1050 км. Основными процессами, происходящими там, являются полиморфные и фазовые преобразования главных составляющих вещества мантии — ортопироксена и оливина.

Пироксен $MgSiO_3$

1. $2MgSiO_3 \rightarrow Mg_2SiO_4 + SiO_2$.
   клиноэнстатит — форстерит — стишовит
2. $Mg_2SiO_4 + SiO_2 \rightarrow Mg_2SiO_4 + SiO_2$.
   форстерит — стишовит — шпинель — стишовит
3. $Mg_2SiO_4 + SiO_2 \rightarrow 2MgSiO_3$.
   шпинель — стишовит — корунд
4. $2MgSiO_3 \rightarrow 2MgO + SiO_2$.
   корунд — периклаз — стишовит

Оливин Mg_2SiO_4

1. $Mg_2SiO_4 \rightarrow Mg_2SiO_4$.
   форстерит — шпинель
2. $Mg_2SiO_4 \rightarrow MgO + MgSiO_3$.
   шпинель — периклаз — корунд
3. $MgO + MgSiO_3 \rightarrow 2MgO + SiO_2$.
   периклаз — корунд — периклаз — стишовит

Экспериментальное изучение фаялита Fe_2SiO_4 [244] показало, что при давлении 59,5 кбар ($59,5 \cdot 10^8$ Н/м²) и $T = 900$ К осуществляется полиморфный переход и образуется фаялитовая шпинель. При $T > 900$ К отмечалось частичное разложение шпинели на FeO и $FeSiO_3$. Это, по-видимому, аналог реакции (2) с оливином.

Исследования группы советских ученых [131] при давлении 40—135 кбар ((40—135) · 10^8 Н/м²) и температуре до 1500° С (1770 К)

показали, что клиноэнстатит при таких условиях переходит в ромбический энстатит с увеличением плотности, а преобразования в форстерит и стишовит, как у С. Скляра [386], не происходит. Превращения ассоциации окисла MgO и кремневой кислоты при $P = 42—49$ кбар ($(42—49) \cdot 10^8$ Н/м²) и $T > 700—900°$ С (970—1170 К) привели к образованию ромбического энстатита, форстерита, амфибола. С. Скляр в своих опытах пользовался эквимолярной смесью окислов $MgO \cdot SiO_2$. Таким образом, при одинаковых P, T и химическом составе минеральная ассоциация конечных продуктов зависит еще и от исходного минерального состава. Полученная кривая равновесия клино- и ортоэнстатита почти не зависит от давления.

С целью выяснения поведения калия в условиях земной коры и верхней мантии изучались превращения К-содержащих минералов [132, 168, 387, 388]. И. Секи и Дж. Кеннеди подвергли действию высоких давления — 40 кбар ($40 \cdot 10^8$ Н/м²) и температуры —900° С (1170 К) синтетический санидин $KAlSi_3O_8$ и природный ортоклаз $Na_xK_{1-x}AlSi_3O_8$, $x \approx 0{,}4$. При давлении водяных паров, равном 25—30 кбар ($(25—30) \cdot 10^8$ Н/м²), была получена новая гексагональная фаза гидросанидина $KAlSi_3O_8 \cdot H_2O$ ($\rho = 2{,}58$ г/см³). Процесс образования жадеита и гидросанидина из ортоклаза может быть записан приблизительно так:

$$\underset{\text{ортоклаз}}{2Na_{0,4}K_{0,6}AlSi_3O_8} \rightarrow \underset{\text{жадеит}}{0{,}8NaAlSi_2O_6} + \underset{\text{гидросанидин}}{1{,}2KAlSi_3O_8 \cdot H_2O} + \underset{\text{коэсит}}{0{,}8SiO_2}$$

$P_{H_2O} = 25 — 30$ кбар ($(25 — 30) \cdot 10^8$ Н/м²), $T = 900°$ С (1170 К).

В опытах Ю. Н. Рябинина и др. [168] действию высоких давления — 66 и 79 кбар (66 и $79 \cdot 10^8$ Н/м²) и температуры — 400 и 2300° С (670, 2570 К) подвергался природный санидин $Na_{0,215}K_{0,785}AlSi_3O_8$ ($\rho = 2{,}54—2{,}57$ г/см³), который в области давлений 66 и 79 кбар и температуры выше 500° С разлагается на жадеит ($\rho = 3{,}3$ г/см³), гидросанидин ($\rho = 2{,}5—2{,}7$ г/см³) и коэсит.

Группа В. К. Маркова [132] исследовала поведение флогопита, являющегося одним из устойчивых минералов земной коры. В отдельных случаях он может быть устойчив и в условиях образования кимберлитов. Его превращения изучались при $P = 66$ кбар ($66 \cdot 10^8$ Н/м²) и в области температур 1000—2000° С (1270—2270 К). При $P = 66$ кбар ($66 \cdot 10^8$ Н/м²) и температуре 1200—1550° С (1470—1820 К) происходит распад флогопита на несколько минералов, самый плотный из которых магнезиальный гранат — пироп ($\rho = 3{,}57 \pm 0{,}02$ г/см³):

$$K_2O \cdot 6MgO \cdot 6SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot H_2O = 3MgO \cdot 3SiO_2 \cdot Al_2O_3 + \underset{\text{(остаток)}}{+ \{K_2O \cdot 3MgO \cdot 3SiO_2 \cdot H_2O\}}.$$

При этом общее изменение объема составляет 18—20%. При температуре 1550° С (1820 К) снова стабильным становится флогопит ($\rho = 2{,}83$ г/см³).

Основной геолого-геофизический вывод из этих опытов заключается в том, что поведение К-содержащих минералов резко отличается от поведения подобных Na-содержащих минералов тем, что К не переходит в фазу высокого давления, как Na. Поэтому обогащенные калием фазы малой плотности будут перемещаться вверх в результате гравитационной дифференциации или же в результате фракционного плавления вещества мантии. Этот процесс имеет большое значение при изучении тепловой истории Земли, так как K^{40} служит одним из основных глубинных источников радиогенного тепла.

Переход от ионного типа связи к ковалентному. Ионные соединения, валентные соединения и металлы, образующие закономерную последовательность, — основные компоненты, входящие в

состав Земли. Первые два из них играют основную роль в строении оболочки Земли, а металлы — в строении ее ядра. Между типичными представителями ионных и валентных соединений есть переходные соединения, имеющие благодаря своей природе промежуточные свойства. Переход от одного типа к другому осуществляется при изменении давления и температуры и может происходить скачкообразно или непрерывно.

Ковалентный тип связи обусловлен обменным взаимодействием валентных электронов. Поскольку увеличение давления приводит к сближению атомов, то соответственно возрастают и возможности для перекрытия электрон-

Таблица 11

Полиморфные и электронные переходы Cs

Переход	Давления перехода				
	полиморфного, кбар			электронного, 10^3 атм	
	С. Кеннеди, Р. ла Мори [338]	П. Бриджмен [267]	П. Бриджмен [269]	Р. Штернгеймер [393]	Е. С. Алексеев, Р. Г. Архипов [2]
I—II	22,6±0,6	22,5	22,5	45	60
II—III	41,6±1,0	44,1	53,9		

ных оболочек валентных электронов. Это в свою очередь приводит к усилению роли ковалентной связи в данном соединении. Переход может быть совершен скачком, если он сопровождается переходом электронов на возбужденные уровни. Если же перехода на возбужденные уровни не наблюдается, то ионная связь сменяется ковалентной непрерывно, но достаточно быстро [152, 318].

Эти основные положения гипотезы о переходе от ионной к ковалентной связи, основанные на представлениях о типах химической связи и теории твердого тела [78, 152, 298], В. А. Магницкий использовал для объяснения свойств переходного слоя *C*. Он предложил гипотезу об изменении типа связи в оливине от преобладающего ионного между Mg и O к преобладающему ковалентному [123]. Затем эту гипотезу развили В. А. Магницкий и В. А. Калинин [125] уже без конкретных предположений о химическом составе вещества оболочки. За рубежом аналогичную гипотезу выдвинул Т. Вада [415, 416].

В слое *B* MgO находится в своем обычном состоянии: 75% в ионной связи и 25% — в ковалентной. На глубине 500 км при давлении 175 тыс. *атм* (около 175 · 10^8 Н/м^2) происходит переход его к чисто ковалентной связи, в которой MgO и находится в зоне *D*. Этот переход сопровождается изменением плотности на 18%, что хорошо совпадает с распределением плотностей по модели К. Буллена [123].

Электронные переходы. Наряду с фазовыми и полиморфными превращениями вещества известен еще один вид трансформаций, осуществляющихся при высоких и сверхвысоких давлениях, названный электронным переходом.

В настоящее время есть лишь немногочисленные теоретические данные о возможности осуществления электронных переходов в отдельных элементах. Так, для цезия (Cs) наряду с известными полиморфными переходами предполагается и электронный.

Вопрос о том, к каким структурным изменениям приводят полиморфные переходы в Cs, остается открытым. Е. С. Алексеев и Р. Г. Архипов [2] считают, что цезий при давлении 30—40 тыс. атм ((30—40) · 10^8 Н/м^2) имеет одну из плотнейших упаковок — кубическую гранецентрированную решетку,

и тем не менее при 40—50 тыс. *атм* ((40—50) · 10^8 Н/м²) наступает скачкообразное уменьшение объема, которое, следуя Ферми, они считают обусловленным не изменением кристаллической решетки, а так называемым электронным переходом. Такой электронный переход может быть совершен под действием давления и связан с переходом электронов с уровня 6*s* на уровень 5*d*. Авторы [2], используя квантовую теорию металлов, пришли к выводу, что электронный переход может быть осуществлен при давлении 59 тыс. *атм* (59 · 10^8 Н/м²). Плотность Cs после перехода станет равной 4,1 г/см³, тогда как до перехода составляла только 1,9. Сопоставление данных, приведенных

Таблица 12

Полиморфные и электронные переходы для Ba

Переход	Давления перехода				
	полиморфного, кбар			электронного, 10^3 атм	
	С. Кеннеди, Р. ла Мори [338]	П. Бриджмен [267]	П. Бриджмен [269]	Р. Штернгеймер [393]	Е. С. Алексеев, Р. Г. Архипов [2]
I—II	—	—	—	17	
II—III	59,6 ± 1	59—64	60—80	—	50—60

в табл. 11, показывает, что давления, найденные для электронных переходов Р. Штернгеймером [393] и Е. С. Алексеевым и Р. Г. Архиповым [2], находятся в тех пределах, при которых происходит полиморфный переход Cs II—III.

Полиморфный характер перехода Cs I—II может быть связан с переходом от объемноцентрированной решетки Cs при нормальных условиях к гранецентрированной типа NaCl при высоком давлении. Что же касается перехода Cs II—III, то необходимо провести дополнительные теоретические и экспериментальные исследования, которые дали бы возможность установить его природу: связан ли он с изменением структуры (переходом от гранецентрированной решетки типа NaCl к объемноцентрированной кристаллической решетке типа CsCl) или же обусловлен электронным переходом.

Рубидий (Rb) исследовал П. В. Бриджмен [267] под давлением до 100 тыс. кГ/см² (до 100 · 10^8 Н/м²), но полиморфных переходов при этом не обнаружил. Ф. Банди [278] подверг Rb действию более высоких давлений — до 150 тыс. кГ/см² (до 150 · 10^8 Н/м²) и температур от 20 до 400° С (290—670 К). При давлении 107 тыс. кГ/см² (107 · 10^8 Н/м²) и комнатной температуре он установил полиморфный переход с резким повышением электрического сопротивления (на 12—15%). Второй переход у рубидия обнаружил Г. Дрикамер [297] при давлении 190 тыс. *атм* (190 · 10^8 Н/м²). Этот переход Е. С. Алексеев и Р. Г. Архипов [4] считают электронным, так как рассчитанный ими теоретический переход электронов рубидия с оболочки 5*s* на 4*d* может наступить при $P \approx 200$ тыс. *атм* (200 · 10^8 Н/см²). В результате электронного перехода плотность станет равной 5,6 г/см³, вместо 1,5 г/см³ до перехода.

Для бария экспериментально обнаружены два перехода: при давлении 17 тыс. кГ/см² (17 · 10^8 Н/м²) и 60—80 тыс. кГ/см² ((60—80) · 10^8 Н/м²), охарактеризованные в табл. 12.

Переход при 17 · 10^3 кГ/см² (17 · 10^8 Н/м²) является полиморфным. Переход Ba II—III может быть полиморфным или электронным, так как оба они происходят при одном и том же давлении. Электронный переход характеризуется изменением объема, равным 30% [1].

Из сопоставления рассмотренных электронных переходов следует, что они предполагаются на основании теоретических расчетов только у отдельных

элементов и пока точно не установлено, являются ли действительно электронными или связаны с изменением кристаллической структуры. Математические трудности не позволяют рассчитать давление электронных переходов для соединений, входящих в состав Земли.

Не подлежит сомнению, что электронные переходы под давлением — явление не исключительное, а имеет широкое распространение и ему подвержены многие, если не большинство веществ. В частности, рентгено-структурные исследования коэсита — плотной модификации окиси кремния,— проведенные Золтером и Бюргером, на которые ссылаются в своей работе С. М. Стишов и С. В. Попова [187], не обнаружили отличия его структуры от структуры обычного кварца. Возможно, что превращение кварца в коэсит связано именно с неким электронным переходом в кремнеземе.

Химические превращения. Одним из примеров химической реакции, которая может возникать и осуществляться в условиях высоких давлений и температур, давая при этом изменение суммарного объема реагирующих элементов, может быть реакция серпентинизации оливина и обратная ей реакция десерпентинизации, предложенные Х. Хессом [233] для объяснения причин формирования поднятий и оседаний земной коры преимущественно под океаном, поскольку по исследованиям Н. Боуэна и О. Таттла [258] серпентинизация оливина по схеме

$$\text{оливин} + \text{вода} \rightarrow \text{серпентин} + \text{тепло}$$

может осуществляться только при температурах ниже +500° С (770 К).

Для равновесия в левую часть этого уравнения необходимо добавить некоторое количество энстатита, который, как известно, находится в перидотитах. В результате серпентинизации увеличивается объем оливина на 25% относительно первоначального. Процесс серпентинизации начинается ниже поверхности Мохоровичича в зоне соответствующей изотермы и постепенно распространяется на вышележащие участки. Реакция эта обратима, и, если по каким-либо причинам произойдет повышение температуры, у основания зоны начинается десерпентинизация, а сама зона серпентинизации переместится вверх.

Н. Боуэн и О. Таттл [258] указывают на возможность протекания реакции между энстатитом и водой, приводящей к образованию талька и оливина. Такая реакция происходит при 500—700° С (770—970 К) и в результате объем увеличивается примерно на 10%. Но поскольку содержание энстатита в породах незначительно (до 15%), общее расширение будет небольшим, намного меньше, чем в процессе серпентинизации.

Возможны, очевидно, и другие виды химических преобразований в верхней мантии.

О возможности изучения строения земной коры при фазовой природе поверхности Мохоровичича

Необходимость поисков решения задачи о перемещении поверхности Мохоровичича при вертикальных движениях земной коры приводит к попытке использования для этого гипотезы о фазовом характере границы раздела земная кора — оболочка [356, 419, 161]. При этом появляется возможность подойти к количественному решению вопроса о нахождении мощности трехслойной земной коры при определенном выборе тепловых параметров слагающих ее слоев и теплоизлучающей части верхней мантии.

Это позволяет теоретически рассмотреть некоторые закономерности изменения строения земной коры, выявить роль отдельных ее слоев l_i (осадочного l_1, «гранитного» l_2 и «базальтового» l_3) в изменении суммарной мощности

земной коры Σ, а также установить их взаимосвязь с такими физическими параметрами, как величина теплового потока Q, коэффициенты теплопроводности слоев K_i, генерация тепла слоев P_i.

Как было показано ранее [161, 162], можно вывести формулу для вычисления глубины залегания поверхности Мохоровичича при трехслойной земной коре, исходя из определенного аналитического выражения распределения температур в Земле и кривой фазового равновесия. В общем виде формула для определения мощности «базальтового» слоя l_3 имеет вид

$$l_3 = \frac{c + d}{e}, \tag{14}$$

где

$$c = \frac{Q - 5{,}300l_2 - 3{,}000l_1}{K_4} + \frac{0{,}200l_2}{K_3} - 15{,}105;$$

$$d = \sqrt{\frac{12{,}960l_2^2 + 9{,}000l_1^2 + 21{,}600l_1l_2\,(7{,}200l_2 - 6{,}000l_1 - Q)\,Q}{K_4^2} + \rightarrow}$$

$$\rightarrow + \frac{112{,}360l_2 + 46{,}481l_1 + 30{,}210Q + 183{,}600}{K_4} + \frac{5{,}194l_1 - 0{,}424l_2 - 21{,}600}{K_3} + \rightarrow$$

$$\rightarrow + \frac{3{,}400l_1Q - 5{,}100l_1^2}{K_1K_4} + \frac{0{,}600l_1^2 - 0{,}400l_1Q}{K_1K_3} + \frac{6{,}120l_2^2}{K_2K_4} - \frac{0{,}720l_1^2}{K_4K_3} + 228{,}161,$$

$$e = \frac{1{,}700}{K_4} - \frac{0{,}200}{K_3};$$

K_1, K_2, K_3, K_4 — коэффициенты теплопроводности осадочного, «гранитного», «базальтового» слоев и теплоизлучающей части мантии соответственно. Формулу (14) можно представить в виде, более удобном для вычислений:

$$l_3 = \frac{b_{00} - b_{01} \cdot l_1 - b_{02}l_2 + \sqrt{b_{22}l_2^2 + b_{12}l_1l_2 - b_2l_2 + b_{11}l_1^2 + b_1l_1 + b_0}}{a}, \tag{14'}$$

где

$$b_{00} = \frac{Q}{K_4} - 15{,}105;$$

$$b_{01} = \frac{3}{K_4};$$

$$b_{02} = \frac{5{,}3}{K_4} - \frac{0{,}2}{K_3};$$

$$b_{22} = \frac{12{,}96}{K_4^2} + \frac{6{,}12}{K_2K_4} - \frac{0{,}72}{K_2K_3};$$

$$b_2 = \frac{7{,}2Q}{K_4^2} - \frac{112{,}36}{K_4} - \frac{0{,}424}{K_3};$$

$$b_{12} = \frac{21{,}6}{K_4^2};$$

$$b_{11} = \frac{9}{K_4^2} - \frac{5{,}1}{K_1K_4} + \frac{0{,}6}{K_1K_3};$$

$$b_1 = \frac{46{,}481}{K_4} - \frac{6 \cdot Q}{K_4^2} + \frac{5{,}194}{K_3} + \frac{3{,}4Q}{K_1K_4} - \frac{0{,}4Q}{K_1K_3};$$

$$b_0 = \frac{Q^2}{K_4^2} - \frac{30{,}21Q}{K_4} + \frac{183{,}6}{K_4} - \frac{21{,}6}{K_3} + 228{,}161;$$

$$a = \frac{1{,}7}{K_4} - \frac{0{,}2}{K_3}.$$

Коэффициенты b_{ij} и a зависят от выбора тепловых параметров в земной коре и мантии.

Поскольку K_i и Q характеризуются большим диапазоном изменений, целесообразно было исследовать формулу (14) при различных значениях указанных параметров, чтобы выяснить, как влияет их выбор на величину вычисляемой мощности коры.

Подсчеты производились при $Q = 1{,}00—1{,}90$ мккал/см² · с((4.19—7,96) × $\times 10^{-2}$ Вт/м²) для ряда сочетаний коэффициентов теплопроводности, выбранных с учетом данных [24, 61, 82] (табл. 13):

Таблица 13

Коэффициенты теплопроводности (в 10^{-3} кал/см·с·град (Вт/м·град)) слоев земной коры и верхнего слоя мантии

	K_1	K_2	K_3	K_4	$\Delta K^1 = K_4 - K_1$	$\Delta K = K_1 - \overline{K}$
а	1,67—4,0 (0,70—1,67)	5,55 (2,32)	3,33 (1,40)	3,33—6,00 (1,40—2,52)	>0	<0
б	6,00—7,00 (2,51—2,93)	5,55—7,60 (2,32—3,18)	3,33—5,0 (1,40—2,10)	3,33—6,00 (1,40—2,51)	$\leqslant 0$	>0
в	5,00±2,0 (2,10±0,83)	8,0±1,0 (3,35±0,42)	5,0 (2,10)	5,00±1,00 (2,10±0,42)	—	—

Примечание: $\overline{K} = \frac{K_2 + K_3 + K_4}{3}$.

а — при постоянных, причем минимальных из всех возможных, значениях коэффициентов теплопроводности «гранитного» и «базальтового» слоев и переменных коэффициентах теплопроводности осадочного и подкорового слоев, когда коэффициент теплопроводности осадочного слоя меньше среднего значения коэффициента теплопроводности остальных слоев земной коры и теплоизлучающей части верхней мантии;

б — при минимальных и средних значениях коэффициентов теплопроводности «гранитного» и «базальтового» слоев, когда коэффициент теплопроводности осадочного слоя больше среднего значения коэффициента теплопроводности остальной теплоизлучающей части Земли;

в — для осредненных значений коэффициентов теплопроводности с наиболее вероятными значениями отклонения.

Преобразовав формулу (14) таким образом, чтобы Q стало искомой величиной, K_i — параметром, и, снимая с известных разрезов ГСЗ l_i, можно проследить зависимость величины Q от соотношений мощностей слоев земной коры, с одной стороны, и взаимосвязь величин Q и K_i, с другой.

Анализ полученных результатов показал, что:

1) ход изменения величины Q вдоль профиля при данном распределении K_i повторяет ход изменения мощности «гранитного» слоя;

2) изменение теплового потока пропорционально изменению коэффициентов теплопроводности осадочного слоя K_1 и мантии K_4, причем изменение K_1 сказывается больше на величине Q, чем изменение K_4. Так, при ΔK_1,

равном $\pm 2.10^{-3}$ кал/см · с · град (0,83 Вт/м · град), ΔQ составляет $\pm$ (0,05—0,25) мккал/см² · с ((0,21—0,95) · 10^{-2} Вт/м²). Эта величина непостоянная и зависит от мощности осадочного слоя l_1, т. е. ΔQ пропорционально $\Delta K_1 l_1$.

Изменение K_4 на $2 \cdot 10^{-3}$ кал/см · с · град (0,83 Вт/м · град) влечет за собой изменения Q на 0,05—0,10 мккал/см² · с ((0,21—0,42) × × 10^{-2} Вт/м²);

3) изменение коэффициента теплопроводности «гранитного» слоя K_2 на $2 \cdot 10^{-3}$ кал/см · сек · град (0,83 Вт/м · град) не сказывается на тепловом потоке;

4) величина Q изменяется максимально при одновременном изменении K_1 и K_4.

Зная функциональную зависимость $\Sigma = \Sigma\ (l_1, l_2)$, $l_3 = l_3\,(l_1, l_2)$ и решив задачу об экстремуме этих функций, можно, изучая первые и вторые частные производные, проследить изменение суммарной толщины земной коры $\Sigma\left(\frac{\partial \Sigma}{\partial l_{1,2}}\right)$ и $l_3\left(\frac{\partial l_3}{\partial l_{1,2}}\right)$ при изменении l_1 и l_2, степень влияния осадочного и «гранитного» слоев на l_3 и Σ, т. е. соотношение между производными $\left|\frac{\partial l_3}{\partial l_1}\right|$ и $\left|\frac{\partial l_3}{\partial l_2}\right|$, $\left|\frac{\partial \Sigma}{\partial l_1}\right|$ и $\left|\frac{\partial \Sigma}{\partial l_2}\right|$, поведение скорости изменения l_3 и Σ с увеличением l_1 и l_2. Таким образом, мы имеем возможность расчленять влияние отдельных слоев на изменение мощности земной коры.

Исследование формулы (14′) проводили в широком интервале изменения l_1 и l_2: для l_1 он составлял 0—12 км для l_2 — 2—28 км.

Результаты дифференцирования для каждого варианта распределения K_i формулы (14) показали, что получается ряд различных закономерностей строения земной коры, зависящих от выбора коэффициентов теплопроводности слоев земной коры и теплоизлучающей части мантии.

Для одних вариантов формулы (14) с увеличением l_1 величина l_3 увеличивается, для других — уменьшается или же возрастает, достигая максимума, а затем убывает. Это максимальное значение для разных мощностей «гранитного» слоя l_2 при разных l_1. Общая толщина земной коры Σ с ростом l_1 в большинстве случаев увеличивается, реже — уменьшается или уменьшается, достигая минимума, а затем увеличивается. С увеличением мощности «гранитного» слоя l_2 толщина «базальтового» слоя и всей земной коры уменьшается во всем исследованном интервале изменения величин l_1 и l_2.

Степень увеличения l_3 при увеличении l_1 может быть и больше и меньше степени уменьшения l_3 за счет возрастания l_2:

$$\left|\frac{\partial l_3}{\partial l_1}\right| \gtrless \left|\frac{\partial l_3}{\partial l_2}\right|.$$

Степень увеличения мощности земной коры Σ при росте l_2 аналогична.

Скорости изменения l_3 и Σ непостоянны во всем интервале изменения l_1 и l_2.

Все описанные закономерности строения земной коры могут быть сведены в четыре группы (табл. 14). Главная отличительная черта этих групп — характер изменения величин первых производных $\frac{\partial l_3}{\partial l_1}$ и $\frac{\partial \Sigma}{\partial l_1}$: для первой группы толщина «базальтового» слоя и общая мощность земной коры возрастает с увеличением l_1 $\left(\frac{\partial l_3}{\partial l_1} > 0; \frac{\partial \Sigma}{\partial l_1} > 1\right)$: для второй — увеличение l_1 может уве-

личивать и уменьшать l_3, но уменьшение l_3 невелико и поэтому сохраняется возрастание общей мощности земной коры $\left(\frac{\partial l_3}{\partial l_1} > -1, \frac{\partial \Sigma}{\partial l_1} > 0\right)$; для третьей — увеличение l_1 приводит к уменьшению толщины «базальтового» слоя $\left(\frac{\partial l_3}{\partial l_1} < 0\right)$ и общей мощности земной коры $\left(\frac{\partial \Sigma}{\partial l_1} < 0\right)$; для четвертой группы увеличение l_1 также вызывает уменьшение мощности «базальтового» слоя $\left(\frac{\partial l_3}{\partial l_1} < 0\right)$, общая мощность земной коры сначала уменьшается, затем постепенно увеличивается $\left(\frac{\partial \Sigma}{\partial l_1} < 1, \frac{\partial \Sigma}{\partial l_1} < 0;\ 0 < \frac{\partial \Sigma}{\partial l_1} < 1\right)$.

Проведенный анализ позволил установить, что особенности изменения частных производных $\frac{\partial l_3}{\partial l_1}$ и $\frac{\partial \Sigma}{\partial l_1}$ у отдельных групп связаны со знаком и величиной разности коэффициентов теплопроводности мантии (K_4) и осадочного слоя (K_1):

$$\Delta K' = K_4 - K_1,$$

Таблица 14

Некоторые зависимости между мощностями слоев земной коры

Частные производные	T_1				T_2			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV
$\frac{\partial l_3}{\partial l_1}$	>0	>-1	<0	<0	>0	>0		<0
$\left\lvert\frac{\partial l_3}{\partial l_1}\right\rvert$ и $\left\lvert\frac{\partial l_3}{\partial l_2}\right\rvert$	$\approx$	$<$	$<$	$\approx$	$<$	$<$		$<$
$\frac{\partial \Sigma}{\partial l_1}$	>1	>0	<0	<1	>1	>0		<1
$\left\lvert\frac{\partial \Sigma}{\partial l_1}\right\rvert$ и $\left\lvert\frac{\partial \Sigma}{\partial l_2}\right\rvert$	$>$	$\approx$	$\approx$	$\approx$	$>$	$\approx$		$\approx$
$\frac{\partial}{\partial l_2}\left(\left\lvert\frac{\partial l_3}{\partial l_1}\right\rvert\right)$	≈ 0	≈ 0	<0	$\leqslant 0$	≈ 0	≈ 0		<0
$\frac{\partial}{\partial l_2}\left(\left\lvert\frac{\partial \Sigma}{\partial l_1}\right\rvert\right)$	≈ 0	$\geqslant 0$	<0	≈ 0	≈ 0	>0		≈ 0
$\frac{\partial}{\partial l_1}\left(\left\lvert\frac{\partial l_3}{\partial l_2}\right\rvert\right)$	≈ 0	<0	<0	<0	≈ 0	<0		<0
$\frac{\partial}{\partial l_1}\left(\left\lvert\frac{\partial \Sigma}{\partial l_2}\right\rvert\right)$	≈ 0	<0	<0	<0	≈ 0	<0		<0
$\frac{\partial}{\partial l_2}\left(\left\lvert\frac{\partial l_3}{\partial l_2}\right\rvert\right)$	<0	<0	<0	<0	<0	<0		<0
$\frac{\partial}{\partial l_2}\left(\left\lvert\frac{\partial \Sigma}{\partial l_2}\right\rvert\right)$	<0	<0	<0	<0	<0	<0		<0
$\frac{\partial}{\partial l_2}\left(\left\lvert\frac{\partial l_3}{\partial l_1}\right\rvert\right)$	<0	$\leqslant 0$	<0	<0	<0	≈ 0		<0
$\frac{\partial}{\partial l_1}\left(\left\lvert\frac{\partial \Sigma}{\partial l_1}\right\rvert\right)$	<0	<0	≈ 0	$\leqslant 0$	<0	<0		$\leqslant 0$

Не исследовалась

а также с коэффициентом теплопроводности осадочного слоя (K_1) и средним значением коэффициента остальной теплоизлучающей части Земли:

$$\overline{K} = \frac{K_2 + K_3 + K_4}{3}; \quad \Delta K = K_1 - \overline{K}.$$

Для групп 1 и 2 характерно $\Delta K' > 0$, $\Delta K < 0$; для групп 3 и 4 $\Delta K' < 0$, $\Delta K > 0$. Переход от первой группы ко второй и от третьей к четвертой связан с величиной $\Delta K'$. Уменьшение величины $\Delta K'$ приводит к переходу от закономерности $\frac{\partial l_3}{\partial l_1} > 0$ (группа 1) к закономерности $\frac{\partial l_3}{\partial l_1} > -1$ (группа 2); $\frac{\partial \Sigma}{\partial l_1}$ сохраняет при этом положительный знак, так как $\frac{\partial \Sigma}{\partial l_1} = 1 + \frac{\partial l_3}{\partial l_1}$, а $\frac{\partial l_3}{\partial l_1} > 0$ или же $\frac{\partial l_3}{\partial l_1} > -1$. Уменьшение абсолютного значения $\Delta K'$ (при $\Delta K' < 0$) приводит к уменьшению абсолютного значения $\frac{\partial l_3}{\partial l_1}$, а вместе с этим и к возможности получения небольшого увеличения мощности земной коры, так как $\left(\left|\frac{\partial \Sigma}{\partial l_1}\right|\right) > \left(\left|\frac{\partial l_3}{\partial l_1}\right|\right)$. Этим объясняется переход от $\frac{\partial \Sigma}{\partial l_1} < 0$ (группа 3) к $\frac{\partial \Sigma}{\partial l_1} < 1$ (группа 4). Поведение остальных разностей коэффициентов теплопроводности ($K_3 - K_1$; $K_2 - K_1$; $K_4 - K_3$) менее четкое, хотя, безусловно, их величины и знаки тоже оказывают влияние на закономерности строения земной коры.

При выводе формулы (14) в качестве зависимости температуры от давления было принято уравнение, описывающее образование пироксеновой составляющей эклогита ($T_1 = 0{,}05 \cdot P - 54$), как наиболее соответствующее теоретической кривой Ловеринга [351]. Но поскольку главными составляющими эклогита являются пироксен и гранат и уравнения их кривых равновесия различны, то необходимо было выяснить, как выбор выражения уравнения равновесия будет влиять на результаты вычислений мощности земной коры, ширины зоны перехода и на закономерности строения земной коры. Второе выражение T ($T_2 = 0{,}11\ P - 780$) использовали для определения l_3 и Σ при распределениях K_i и Q тех же, что и для T_1.

Из сравнения закономерностей, полученных при разных выражениях T_i, следует, что намеченные основные группы сохраняются, но при этом изменяются некоторые соотношения.

Применение T_2 усиливает тенденцию уменьшения мощности «базальтового» слоя при возрастании толщины осадочного. По мере увеличения теплового потока появление соотношения $\frac{\partial l_3}{\partial l_1} > 0$ отдаляется в сторону больших l_1 и l_2.

Сопоставление величин l_3 и Σ, вычисленных при разных выражениях T, показывает, что:

а) значения l_3^*, Σ^* (для T_2) могут быть больше и меньше значений l_3 и Σ (для T_1) при данном распределении l_1, l_2, K_i, Q;

б) при мощности земной коры $\Sigma > 49$ км l_3^*, $\Sigma^*_{(T_2)} < l_3$, $\Sigma_{(T_1)}$;

при $\Sigma < 49$ км и определенном значении K_i, Q, l_3^* $\Sigma^* \leqslant l_3 \Sigma$ в зависимости от соотношения l_1 и l_2, т. е. фазовая граница, представленная уравнением гранатовой составляющей T_2, располагается выше фазовой границы, представленной уравнением пироксеновой составляющей эклогита T_1, при $\Sigma > 49$ км; если же $\Sigma < 49$ км, то их взаимное расположение может быть различным. При этом увеличение l_1 способствует движению границы с T_2 вниз, а увеличение l_2 — наоборот;

в) с возрастанием Q соотношение $l_3^*\Sigma^* > l_3\Sigma$ появляется при значительно больших величинах l_2;

г) глубина около 49 км совпадает с глубиной (50 км), на которой пересекаются кривые образования пиропа и жадеита. Значительные колебания величин K_i и Q в различных вариантах формулы (14) почти не влияют на верхнюю границу этой величины, которая изменяется в пределах 45—49 км;

д) толщина слоя перехода на разрезах, построенных по данным ГСЗ, составляет 3—6 км.

Таблица 15

Генерация тепла и коэффициенты теплопроводности для зон с разной величиной теплового потока

$P_i \cdot 10^{-13}$ кал/см³·с (10^{-7} Вт/м³) $K_i \cdot 10^{-3}$ кал/см·с × × град (Вт/м·град)	Пониженное значение Q — до 0,9 мккал/см²×с (3,77 × $\times 10^{-2}$ Вт/м²)	Нормальное значение Q — 1,1 мккал/см²·с ($4{,}61 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²)	Промежуточное значение Q — 1,3 мккал/см²·с ($5{,}45 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²)	Повышенное значение Q — до 2 мккал/см²·с ($8{,}38 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²)
P_1	0,80 (3,35)	1,00 (4,19)	2,00 (8,38)	2,50 (10,4)
P_2	1,50 (6,28)	2,00 (8,38)	3,00 (12,56)	3,50 (14,66)
P_3	0,75 (3,14)	0,75 (3,14)	1,00 (4,19)	1,20 (5,02)
P_4	0,10 (0,42)	0,10 (0,42)	0,10 (0,42)	0,10 (0,42)
K_1	5,0 (2,10)	5,5 (2,30)	5,5 (2,30)	5,5 (2,3)
K_2	6,0 (2,51)	6,0 (2,51)	6,0 (2,51)	6,0 (2,51)
K_3	6,0 (2,51)	7,0 (2,93)	7,0 (2,93)	7,0 (2,93)
K_4	5,0 (2,10)	6,0 (2,51)	6,0 (2,51)	6,0 (2,51)

Данные измерений теплового потока в различных тектонических провинциях земного шара позволили выделить зоны пониженных, «нормальных» и повышенных значений Q [20, 110, 130]. Самым низким значением Q характеризуются щиты, «нормальным» — платформенные участки земной коры и повышенным — геосинклинальные области.

Поскольку основной источник тепла в Земле — радиоактивные элементы, то с их распределением связаны различия в генерации тепла в слоях земной коры и верхней части мантии, а величина Q связана с генерацией тепла и мощностью слоев как $Q = \sum_{i=1}^{n} P_i l_i$. Для согласования больших колебаний величины Q с этой формулой необходимо принять, что генерация тепла будет различной в разных регионах.

Е. А. Любимова [110] на основании результатов измерений Q выделяет четыре зоны тепловых потоков, каждая из которых характеризуется разной величиной генерации тепла. Эти данные мы применяли при вычислении толщины «базальтового» слоя для зоны пониженного (0,9 мккал/см² · с или $3{,}77 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²), «нормального» (1,1 мккал/см² ·с или $4{,}61 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²), промежуточного (1,3 мккал/см² · с или $5{,}15 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) и повышенного (1,7 мккал/см² · с) или ($7{,}12 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) значений Q, определенного по формуле (14). Коэффициенты теплопроводности сохраняются постоянными в пределах данной зоны Q, а также для различных зон, за исключением зон пониженных Q (табл. 15).

В настоящее время есть ряд точек, для которых известна толщина слагающих кору слоев и величины тепловых потоков, что облегчает решение вопроса о практическом применении выведенных вариантов формулы (14) для определения мощности «базальтового» слоя l_3 земной коры при известных мощностях «гранитного» l_2 и осадочного l_1.

Разность в величинах Q для разных по строению участков земной коры может быть интерпретирована как отражение глубинных процессов. Однако нередко точки земной коры с одинаковым строением, находящиеся в одной тектонической области, имеют довольно различные значения Q. Это свидетельствует о влиянии возмущений поверхностного или глубинного характера на нормальное геотермическое поле. Применять предлагаемые формулы для определения l_3 можно только в случае невозмущенного геотермического поля.

Таблица 16

Сопоставление вычисленных величин мощности «базальтового» слоя с данными ГСЗ

Тектоническая зона или географический район	Измеренный тепловой поток Q, мккал/см² · с (10^{-2} Вт/м²)	Мощности слоев земной коры, км			Использованное при вычислениях значение Q	Вычисленная мощность l_3, км	Применяемый вариант формулы (14)
		l_1	l_2	l_3			
Украинский щит	0,6—0,93 (2,51—3,90)	1,0 1,6 1,0	18,0 18,0 19,0	18,0 17,0 31,0	0,90	18,0 16,5 18,0	Вариант пониженного значения Q
Африканский щит Чатыркуль	0,95 (3,98) 1,08—1,18 (4,52—4,94)	0 0 0	28,0 18,0 13,5	8,5 32,0 30,5	0,95 1,15	8,5 31,0 27,5	То же Вариант нормального значения Q
Каражал	1,26±0,12 (5,28±0,50)	4,3	16,0	24,0	1,30	21,0	Вариант промежуточного значения Q
Крым	1,0—1,30 (4,19—5,44)	10,0	12,0	12,0	1,30	15,0	То же
Район Великих озер	2,00 (8,38)	16,0 2,0	7,0 14,0	23,0 22,0	—	—	Ни один из вариантов не подходит
Восточные Альпы	1,70—1,95 (7,12—8,17)	13,5	20,5	10,5	—	—	То же
Закарпатский прогиб	2,50 (10,48)	3,3	29,7	24,0	—	—	»

Результаты сопоставления вычисленной и снятой с разрезов мощностей «базальтового» слоя в местах с известными Q и l_i представлены в табл. 16. В тех точках земной коры, где при расчетах применялись варианты пониженного, «нормального» и промежуточного значений Q, вычисленные и снятые с сейсмических разрезов мощности «базальтового» слоя хорошо совпадают (табл. 16, номера 1—5). Исключение составляет точка на Украинском щите с пониженным Q, суммарная мощность коры в которой $\Sigma > 50$ км.

Для точек с повышенными (до 2 мккал/см² · с или $8{,}38 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) и высокими (> 2 мккал/см² · с или $> 8{,}38 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) значениями Q ни один из вариантов формулы (14) не дает желаемого результата (табл. 16, номера 6—8). Ни для повышенного значения Q, ни с явно завышенным значением генерации тепла ($P_2 = 7 \cdot 10^{-13}$ кал/см³ · с или $29{,}33 \cdot 10^{-7}$ Вт/м³) нельзя достичь величины l_3, характерной для указанных точек. Использование максимальных из всех возможных величин коэффициентов теплопроводности также не приводит к совпадению вычисленных и снятых с разрезов величин l_3 при таком высоком значении Q. Это можно объяснить, если учесть, что температуры в основании участков коры (где Q имеет повышенные значения) настолько высоки, что они не подчиняются уравнению фазового рав-

новесия, и переход базальт — эклогит здесь может происходить только в глубинах мантии, ниже поверхности М. Поэтому в таких областях граница раздела земная кора — мантия не будет фазовой, а получаемое по расчету l_3 даст глубину подобного превращения в мантии. Высказанное предположение будет правильным, если не происходит локального увеличения давления, которое вместе с гидростатическим может стать равновесным для повышенного значения температуры. Наконец, последнее верно, если распределение P_i является «нормальным», т. е. нет каких-либо дополнительных источников тепла в верхней части коры, которые, увеличивая поверхностный тепловой поток, могут в меньшей степени отражаться на величине температуры границы Мохоровичича. Таким образом, задаваясь данными распределения P_i, K_i, мы находим максимально возможное значение теплового потока, при котором граница М еще будет фазовой.

Высказанное положение не совпадает, например, с данными Л. Пакисера (366), который, сравнивая соотношения P и T для перехода базальт — эклогит, распределение геотермического градиента и строение земной коры, пришел к выводу, что подобные превращения могут происходить внутри коры в большей части востока США (платформенные области) и полностью внутри мантии в большей части запада США (геосинклинальные области). Это соответствует многочисленным высказываниям [177, 179, 425] о двойственном характере поверхности Мохоровичича.

ГЛАВА IV

ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ УСЛОВИЙ ДЛЯ ПЕРЕХОДОВ И РАЗМЕЩЕНИЕ ЗОН ПРЕВРАЩЕНИЙ ВЕЩЕСТВА В МАНТИИ ЗЕМЛИ

Причины, вызывающие возникновение процессов превращения вещества на глубине

Земля как планета солнечной системы, как вращающееся небесное тело, находится в состоянии общего равновесия. Это — равновесная система, характеризующаяся следующими главными физическими параметрами и закономерностями их распределения.

Давление, под действием которого находится вещество Земли. С увеличением глубины давление увеличивается, являясь обратной монотонной функцией расстояния данного сфероидического слоя от центра Земли.

Плотность вещества Земли. В соответствии с законом распределения давления и дифференциацией вещества в гравитационном поле Земли с глубиной возрастает и плотность слагающего планету вещества — обратная монотонная функция расстояния сфероидического слоя от центра Земли.

Температура с глубиной увеличивается, являясь функцией глубины.

Отметим, что давление — плавная (монотонная) функция расстояния слоя от центра Земли — возрастает до максимума при уменьшении этого расстояния до нуля. Плотность же наряду с плавным увеличением с глубиной на некоторых граничных поверхностях возрастает скачкообразно, что вызывается в одних случаях резким изменением химического состава вещества, в других — изменением его физического состояния (фазовые, электронные, полиморфные переходы при изменении давления). Что касается температуры, то ее увеличение с глубиной происходит при максимальном градиенте

у поверхности Земли и малом градиенте на глубинах уже в несколько сотен километров. На остальных глубинах Земли, вплоть до ее центра, градиент близок к нулю.

Сочетание рассмотренных факторов создает определенные термодинамические условия, являющиеся, очевидно, также функцией расстояния данного сфероидического слоя от центра Земли.

Сочетание давления вышележащих слоев и центробежного ускорения, вызываемого вращением Земли, создает геодинамические напряжения, в условиях которых находится каждая точка, каждый элемент массы любого сфероидического слоя и вся вращающаяся система Земли в целом. Геодинамические напряжения, очевидно, также есть некоторая функция радиуса-вектора сфероидального слоя. Они изменяются при переходе от одного слоя к другому и остаются практически неизменными в пределах одного тонкого сфероидического слоя.

Мы уже упоминали, что состояние вещества, форма его кристаллической решетки или распределение электронов по энергетическим уровням в атоме зависят от термодинамических условий, в которых в данный момент находится вещество. Для полиморфного, электронного или фазового превращения (перехода) необходимо изменение, в первую очередь, давления, а при определенных условиях достаточно и небольшого изменения температуры, т. е. вообще *изменения термодинамических условий*.

Что же порождает изменения термодинамических условий, каковы причины, вызывающие эти изменения? Для решения этого вопроса обратимся сначала к динамике земного шара. Известно, что скорость осевого вращения Земли не постоянна [22, 23, 147—151, 198, 235, 240, 241]. Есть три вида ее изменений: вековое замедление; сезонные или периодические изменения с периодами 14 месяцев, 1 год и 0,5 года; нерегулярные, часто скачкообразные, изменения скорости вращения. Вековое замедление обусловлено действием трения приливной волны, вызываемой притяжением Луны и Солнца в газовой и жидкой оболочках Земли и в твердой части планеты. Этот крайне медленный и плавный процесс уменьшения угловой скорости вращения Земли в соответствии с законами динамики ведет к непрерывному, столь же плавному и медленному процессу перестройки фигуры равновесия вращающегося тела планеты, в связи с чем возникают геодинамические напряжения, являющиеся дополнительными к напряжениям, обусловленным вращением планеты с постоянной скоростью. Таким образом, вещество, слагающее нашу планету, в том числе и верхнюю зону мантии Земли, находится в определенных термодинамических условиях, под определенными геодинамическими напряжениями.

На фоне общего плавного, очень медленного уменьшения скорости вращения Земли наблюдаются периодические и непериодические, часто скачкообразные, изменения как в сторону уменьшения, так и в сторону увеличения [149, 150]. Природа их изучена еще недостаточно. Предполагают, что в этом повинна атмосфера или гидросфера, процессы в которых регулируются деятельностью Солнца и зависят от его радиации, достигающей Земли [171, 239]; вероятно, это связано в значительной степени с процессами, протекающими во внутренних геосферах: дифференциацией вещества, перемещениями в них локальных масс в результате наличия неоднородностей, с фазовыми и другими переходами, с перекристаллизацией вещества Земли и т. д. [91].

Вопросу влияния неравномерности вращения Земли на распределение геодинамических напряжений много внимания уделено в работах М. В. Стоваса, который показал, что перемены скорости вращения Земли вызывают в мантии и земной коре напряжения, размещенные по определенной системе

и обусловливающие геотектонические движения, т. е. неравномерность вращения Земли является геотектоническим фактором [191—197].

Однако независимо от причин неравномерности вращения Земли, выяснение которых требует специальных исследований, совершенно несомненно, что скачкообразные изменения скорости вращения Земли немедленно вызывают изменения геодинамических напряжений, а в связи с неоднородностью строения, особенно периферийных зон мантии и земной коры, они сопровождаются перераспределением геодинамических напряжений: усилением, концентрацией их в одних местах и ослаблением — в других. Это в свою очередь создает условия для изменения термодинамических условий. Причем в тех зонах, где последние были близки к критическим, они могут достигать критических уровней, при которых начинается процесс фазового, полиморфного или электронного перехода вещества со всеми вытекающими отсюда следствиями (уменьшением или увеличением объема, передачей тепловой энергии переходов соседнему слою, цепной реакцией превращений и т. п.).

Таким образом, мы приходим к заключению, что одной, по-видимому, главной из причин, приводящих к возникновению условий для начала и развития процессов фазовых, полиморфных или электронных переходов вещества, а также химических реакций на глубине, является перераспределение геодинамических напряжений в неоднородной толще верхней части мантии Земли. Однако не исключено, что достижение уровня критических значений термодинамических условий в той или иной зоне мантии связано и с другими явлениями, например, с изменением распределения радиогенного тепла, влиянием процессов, протекающих на поверхности планеты и вызывающих изменение термических условий как в приповерхностных, так и в глубинных зонах [175]. Указанные явления вызывают изменения положений изотермических поверхностей, в результате чего могут создаваться благоприятные условия для достижения критических термодинамических уровней.

Можно добавить еще один, по-видимому, эффективный источник причин, вызывающих преобразование вещества в верхней мантии — это термоупругие напряжения. По этому поводу Е. А. Любимова пишет: «Наличие неравномерного распределения температуры и неоднородность физических свойств должны вызывать появление термоупругих напряжений и их концентрацию в определенных местах. Изменение температуры во времени служит источником этих напряжений» [106]. Само же изменение температур может быть обусловлено разнообразными причинами: концентрацией или рассеянием радиоактивных веществ; накоплением мощных толщ осадочных, особенно рыхлых, пород, играющих роль экрана для теплового потока, идущего из недр Земли через ее поверхность во внешнее космическое пространство; удалением осадочного покрова и обнажением теплопроводящих слоев, что ведет к усиленному выводу тепла в гидросферу, атмосферу и во внешнее пространство; конвекционным движением масс в мантии, связанным с гравитационной дифференциацией вещества; тепловым эффектом фазовых, полиморфных и электронных переходов и химических реакций и т. д.

В своих статьях, выводы которых основаны на теоретических разработках вопросов геотермии, Е. А. Любимова [105, 106, 108] приходит к заключению, что разность тангенциальных и радиальных термоупругих напряжений, играющая основную роль в накоплении этих напряжений, достигает больших величин. Это приводит к возникновению сил, значительно превосходящих в определенных зонах верхней мантии Земли силы прочности слагающего ее материала. Полная энергия термоупругой деформации, вычисленная Е. А. Любимовой для верхней мантии Земли до глубин 700 км, составляет $W = 0{,}6 \times \times 10^{25}$ Эрг/год ($0{,}6 \cdot 10^{19}$ Дж/год), что примерно равно энергии, выделяемой

ежегодно при землетрясениях (10^{25} — 10^{26} Эрг/год или 10^{18} — 10^{19} Дж/год). Разность тангенциальных и радиальных термоупругих напряжений с небольших величин у поверхности Земли уменьшается до нуля на глубинах 50—100 км, а затем, переменив знак и резко возрастая, достигает максимума на глубинах 200—400 км, т. е. как раз в той части зоны *B*, где по данным гравиметрии обнаруживаются области аномальной плотности подкорового вещества (глубины 100—400 км) и где выявлен сейсмический волновод.

Таким образом, мы вправе предполагать, что на глубинах от 50—100 до 400 км и несколько более, в связи с неоднородностями вещества и отклонениями от нормального распределения температуры, могут возникать и концентрироваться термоупругие напряжения значительной энергии, способные создать критические уровни термодинамических условий и вызвать процесс полиморфных и иных физических и химических переходов вещества с изменением его объема.

Вероятно, существуют и другие источники дополнительных напряжений в мантии Земли, о которых мы еще не знаем, однако и перечисленных здесь достаточно для объяснения причин зарождения физико-химических процессов в глубинах Земли.

Зоны перераспределения и концентрации геодинамических напряжений в Земле должны размещаться вдоль определенных широтных и меридиональных полос. Такое предположение можно допустить, если исходить из положения, что земной шар и все поверхности внутри него не являются фигурами вращения в строгом смысле этого термина, а имеют, приближенно, форму трехосного эллипсоида, близкого к эллипсоиду вращения и состоящего из однородных эллипсоидовидных слоев. Однако размещение зон перераспределения, максимальной концентрации геодинамических напряжений и их следствий в виде превращений вещества на глубине, а также вертикальных движений земной коры имеет более сложный характер. Он обусловлен прежде всего неоднородностью распределения вещества, явившейся следствием нагромождения неоднородных масс при формировании планеты из пылевидного и обломочного материала протопланетного облака. Второй причиной является то, что последующая гравитационная и другие формы дифференциации вещества, благодаря большой его вязкости при высоком давлении, по-видимому, еще не закончены по настоящее время.

Наряду с ортогонально направленными зонами проявления таких процессов (например, Средиземноморско-Трансазиатская складчатая область, приуроченная к параллели +35° с. ш., Уральская меридиональная складчатая зона и др.) имеются тектонические зоны диагональных и других простираний (Кордильеры, Аппалачи, горные сооружения восточной части Новой Гвинеи и др.).

Довольно закономерное размещение на земном шаре складчатых сооружений — этих сложно построенных структурных зон, в которых происходили разнообразные процессы и на развитие которых, несомненно, были «израсходованы» огромные, грандиозные количества энергии, свидетельствует о том, что они обусловлены столь же грандиозным источником. Таким источником может быть только явление планетарного масштаба — неравномерное вращательное движение Земли [22, 23, 151, 152, 170, 193, 194, 231, 414].

Размещение зон, в которых проявляется перераспределение геодинамических напряжений и возникают термодинамические условия, способствующие развитию полиморфных и других превращений вещества и интенсивных вертикальных движений земной коры, носит разнообразный характер,

отражающий всю совокупность явлений, регулирующих жизнедеятельность нашей планеты.

Итак, причинами, обусловливающими концентрацию дополнительных напряжений в одних местах верхней мантии и снятие их в других являются изменения ротационного режима Земли (вызывающие перераспределение геодинамических напряжений), изменения термических условий, нарушение теплового равновесия в отдельных зонах и, возможно, на всем земном шаре в целом, вызывающие перераспределение термоупругих напряжений. Изменения геодинамических напряжений, связанные с переменами скорости вращения Земли, носят, несомненно, планетарный характер и являются закономерностью общей для всех континентов и океанических зон. С этим связана синхронность возникновения и развития элементов диастрофизма на всем земном шаре. Следует однако иметь в виду, что если возникновение, т. е. зарождение тектонических элементов, может быть строго синхронным, то дальнейший процесс образования и развития геоструктурных форм, наряду с планетарными причинами перераспределения напряжений, определяется уже региональными, даже локальными условиями и различными неоднородностями в верхней мантии и земной коре. В последующем они оказывают существенное влияние на скорость протекания процессов полиморфных, электронных и прочих переходов вещества мантии и на характер реакции материала земной коры на сжатие или расширение вещества мантии Земли в процессе формирования отдельных структур.

Таким образом, более вероятно, что первичная, начальная, причина зарождения процессов в верхней мантии, приводящая к преобразованиям вещества с изменением объема на всем земном шаре одновременно,— изменение ротационного режима Земли и связанное с ним перераспределение геодинамических напряжений. Перераспределения термоупругих напряжений, поскольку они связаны с изменением термического равновесия, главным образом, в отдельных регионах или локальных зонах земной коры и верхней мантии Земли, ответственны в основном за возникновение и формирование отдельных структурных форм локального и, возможно, регионального масштаба.

Дислокация зон превращений вещества в верхней мантии Земли

На основании анализа распределения гравитационного поля различных геотектонических элементов земной коры (впадин и поднятий) было показано [199, 201, 202, 204—206], что уплотненные и разуплотненные зоны подкорового вещества размещаются на глубинах от 60—80 до 250—300 км; центральные их части находятся на глубине 100—200 км. Не исключена возможность, что под некоторыми геотектоническими элементами земной коры эти зоны размещаются на еще больших глубинах, измеряемых многими сотнями километров.

Вероятно, указанный интервал глубин является ареной фазовых, полиморфных, электронных переходов и химических превращений подкорового вещества, которые играют основную роль в процессе формирования геоструктурных элементов земной коры. На рис. 18 показано размещение по глубине предполагаемых зон, в которых происходят те или иные процессы превращений вещества верхней мантии. Глубины расположения зон даны по величине давлений, соответствующих рассматриваемым переходам. Распределение давлений по глубине взято по К. Буллену [274, 275].

Фазовый переход базальт — эклогит использован при создании гипотезы о фазовой природе границы Мохоровичича [351, 356, 419].

Исходные положения гипотезы:

1) нижняя часть земной коры состоит из слоя базальта;

2) подстилающая земную кору верхняя часть мантии Земли имеет эклогитовый состав;

3) базальт коры и эклогит подкорового субстрата химически эквивалентны;

4) на поверхности М, по крайней мере в континентальных зонах коры, температура и давление имеют значения, благоприятные для фазового перехода базальт $\rightleftarrows$ эклогит;

5) скорость реакции перехода базальт $\rightleftarrows$ эклогит под континентами при существующих там температурах и давлениях в геологическом масштабе времени достаточно велика и соответствует скорости формирования структурных элементов в земной коре;

6) увеличение температуры у основания коры и в подкоровой зоне приводит к нестабильности положения поверхности М, к ее погружению за счет фазового перехода эклогита мантии в базальт коры; уменьшение температуры вызывает обратное действие, т. е. подъем границы М в связи с фазовым переходом базальта земной коры в эклогит;

7) переход базальта коры в эклогит и обратно сопровождается изменением объема приблизительно на 15% от начального, что и вызывает соответственно опускание или поднятие участка земной коры над зоной перехода.

Хотя гипотеза о фазовом характере границы М хорошо обоснованна с химической и термодинамической сторон, однако можно высказать в отношении нее и ряд сомнений. Так, положение, касающееся эклогитового состава верхней мантии, пока еще не полностью доказано. Существует достаточная, не менее убедительная аргументация в пользу перидотитового и дунитового состава верхних слоев оболочки Земли [378 и др.].

По гипотезе эклогитового состава верхней части оболочки Земли, по-видимому, можно ввести представление о распределении радиоактивных элементов с глубиной. Это позволяет объяснить наблюдаемое как будто равенство теплового потока через единицу площади континентальной и океанической коры. Вместе с тем следует иметь в виду, что вопрос о самом равенстве потока пока еще далеко не решен окончательно, так как измерения теплового потока еще ненадежны и во многих случаях характеризуются большими погрешностями, в связи с чем разброс значений часто превышает 50% измеряемой величины.

Экспериментальные данные по реакциям разложения альбита и получения пиропа указывают, что образование пироксеновой и гранатовой составляющих эклогита должно начинаться на разных глубинах: пироксеновой с 11 км, гранатовой — с 26 км [356]. Это приводит к возникновению переходной зоны большой мощности (не меньше 15 км), в которой происходит постепенное возрастание плотности. Из приведенных в предыдущей главе данных о химической эквивалентности базальта и эклогита следует, что пироксены составляют приблизительно 60% продуктов реакции слева и справа; суммарная разность плотностей — 15%, поэтому по мере перехода пироксена в более плотную фазу должно происходить увеличение плотности на 9%, что значительно больше наблюдаемого изменения плотностей в «однородных» слоях. Например, для образцов габбро в зависимости от их минерального состава изменение плотности составляет всего 4,2% [253] — меньше, чем предполагается для пироксена. В действительности же, по сейсмическим данным, граница М в большинстве случаев резкая. Метаморфические породы, залегающие тонкими пластами и создающие градиентную среду для скоростей, а одновременно, по-видимому, и для плотностей, являются более подходя-

щей средой для селективного фазового перехода, изменения плотностей и объемов.

Наиболее уязвимо использование гипотезы фазового перехода на границе М для объяснения причин вертикальных движений земной коры, поскольку для перемещения толщи земной коры на каждый километр требуется перемещение границы М приблизительно на 7 км, так как этот 1 км составляет всего лишь 15% толщи эклогита, переходящего в базальт (или обратно). Поэтому формирование поднятий, особенно прогибов с большими амплитудами, таким механизмом объяснить нельзя, ибо требуются нереальные амплитуды перемещения границы М. Объяснить формирование прогибов и поднятий с большими амплитудами перемещения можно лишь, предположив наличие в верхней мантии зон сжатия и расширения подкорового вещества, происходящих под действием увеличивающихся или уменьшающихся давлений и изменений температуры.

Не исключая возможности фазовых переходов на границе М, которые, вероятно, играют некоторую роль среди причин вертикальных движений земной коры, мы склонны считать, что главной силой движений являются, несомненно, фазовые, полиморфные, электронные, возможно, химические переходы и преобразования некоторых объемов вещества внутри самой толщи, образующей верхнюю мантию Земли, а не на ее граничных поверхностях.

На границе М под океанами, по данным Х. Хесса [233], может протекать процесс серпентинизации оливина и обратный процесс — переход серпентина в оливин (десерпентинизация), в результате которых может происходить формирование поднятий и опусканий участков земной коры. Необходимым условием для протекания этих реакций является наличие значительного притока воды и определенного уровня температуры, не более 500° С (770 К). Процесс серпентинизации оливина мог бы осуществляться и в континентальных областях (щиты, области докембрийской складчатости), в тех зонах, где температура ниже 500° С (770 К) и есть притоки воды [175].

Интересную гипотезу предложил А. Рингвуд [379]. Он рассматривает верхнюю мантию как сложенную непосредственно под поверхностью М перидотитом и дунитом, переходящими ниже в пиролит. Термином «пиролит» А. Рингвуд пользуется для обозначения вещества, состоящего из смеси одной части базальта и четырех частей дунит-перидотита, причем пиролит в мантии предполагается в двух фациях: переходный пиролит, состоящий из оливина и комплекса алюмонасыщенных пироксенов, размещенный под дунит-перидотитовой зоной, и гранатовый пиролит — скопление оливина, омфацитового пироксена и богатого пиропом граната; этот пиролит является материалом более глубоких горизонтов верхней мантии Земли.

Ранее А. Рингвуд [379] рассматривал плагиоклазовый и гранатовый пиролит, а зону перехода характеризовал как совокупность плагиоклаза, граната, оливина и пироксена. Однако опыты Ф. Бойда и Дж. Ингланда [206] показали, что полевые шпаты могут быть стабильными только при давлениях, не превышающих 30 кбар, в связи с чем маловероятно, чтобы плагиоклаз мог находиться во всей переходной зоне. Из кривой равновесия $Cr + Pl + Px \rightarrow Gr + Px + Qz$ также вытекает, что переходная зона может существовать при высокой температуре до глубины около 80 км.

Ю. Н. Рябинин при лабораторных исследованиях [168] обнаружил, что при давлении 66 кбар ($66 \cdot 10^8$ Н/м^2) и температуре 600—2000° С (870—2270 К) происходит распад полевых шпатов ряда альбит — анортит и обра-

зование гранат-пироксеновых пород, откуда видно, что плагиоклаз может существовать вплоть до глубин 200 км.

В. С. Соболев [179] считает, что приблизительно при 30 кбар ($30 \times \times 10^8$ Н/м^2) происходит разложение анортита на гранат, кианит и кварц, поэтому если температура перехода будет соответствовать температурам на глубине до 100 км, то анортит будет сохранять стабильность до этой глубины.

С другой стороны, эксперименты в Институте Корнеги (Вашингтон) 1964 и 1965 гг. над переходом от одной минеральной ассоциации к другой показали, что такие превращения, как Pl + Px → Gr + Px + Pl и Di + + En + Sp → Gr + Fo, могут осуществляться на глубинах 40—80 км только при повышенных температурах, так как даже при высокотемпературном распределении там температура ниже необходимой для превращения, и устойчивыми являются ассоциации граната и диопсида, граната и форстерита. Переход ассоциации En + Sp в ассоциацию Gr + Fo возможен на глубине примерно 90 и 130 км при соответственно низко- и высокотемпературном распределении. Ассоциация Gr + Pl + Px стабильна в случае высокотемпературного распределения до глубин 70 км. Учитывая, что непрерывный ряд граната образуется при $T = 1250°$ С (1520 К) и $P = 33$ кбар ($33 \times \times 10^8$Н/м^2) [79] и что пределом существования алюмосиликатов с координационным числом четыре является давление 25—30 кбар ($25—30 \cdot 10^8$ Н/м^2) [178], можно, по-видимому, сделать вывод, что для стабильности пироксеновой фации необходима высокая температура, которая в большинстве случаев того же порядка или больше температуры плавления гранатового перидотита [334].

Учитывая приведенные данные, выводы В. С. и Н. В. Соболевых [179] и результаты опытов с гранатовым лерцолитом [334], можно считать, что наиболее реальным будет процесс гранатизации шпинелевого перидотита при давлении, большем 20 кбар ($20 \cdot 10^8$ Н/м^2). Если при этом температура будет средней между низко- и высокотемпературным распределением Е. А. Любимовой [101, 105, 106], то в зоне пониженной скорости она будет ниже температуры плавления гранатового перидотита, приведенной в работе [334]. Если же выбрать $T_{макс}$, то возможно возникновение расплава. Наконец, учитывая, что предельное давление для существования богатых алюминием пироксенов — 50 кбар ($50 \cdot 10^8$ Н/м^2) [178, 283], превращения, связанные с переходом от пород с плагиоклазом через породы с пироксеном, насыщенным алюминием, к гранатовому перидотиту, завершаются на глубинах 150—160 км. Кроме того, здесь происходит превращение кварца в коэсит на глубинах 110—120 км. Таким образом, наиболее активная зона, в которой изменение P и T приводит к различным видам превращений, — низы земной коры, с превращением базальт ⇄ эклогит, и часть зоны B до глубины 160 км, где происходит гранатизация шпинелевого перидотита. Тут же осуществляются различные превращения, связанные с образованием эклогитов (см. главу III). Эта область является потенциальным источником образования различных магм.

На глубине 300—350 км возможен полиморфный переход фаялита в шпинель, а вблизи границы зон В и С — коэсит ⇄ стишовит и разложение энстатита на форстерит плюс стишовит.

Используя экспериментальные кривые превращения основных составляющих шпинелевого перидотита в гранатовый, геотермические градиенты для океанических и континентальных условий, вычисленные Дж. Кларком и А. Рингвудом [287], а также принимая кривую, расположенную между кривыми *4* и *6* (см. рис. 18), за равновесную границу перехода шпинелевого перидотита, Мак-Грегор [283] приводит следующее возможное распределе-

ние перидотитов по глубине. В континентальных областях на глубинах более 10 км преобладает поле гранатового перидотита. В областях с нормальным геотермическим градиентом шпинелевые перидотиты образуются в области низких давлений (рис. 18 кривая *4*). Горные области, испытавшие высокотемпературный региональный метаморфизм, и области с аномально высоким геотермическим градиентом находятся в поле стабильности гранатового перидотита. В океанических областях в зависимости от локальных изменений геотермического поля и модульного состава на глубинах свыше 20 км возможны три случая: 1) до глубин 70 км стабилен шпинелевый перидотит, который затем сменяется гранатовым; 2) тонкий слой гранатового перидотита подстилается шпинелевым перидотитом, который переходит в гранатовый и 3) во всей мантии стабилен гранатовый перидотит.

Описанные в главе III эксперименты позволили А. Рингвуду [281—282] уточнить петрологическую модель верхней мантии [379], окончательно принять существование трех фаций пиролита, стабильных при различных физических условиях: шпинелевый, гранатовый перидотит и перидотит, в котором R_2O_3 (в основном Al_2O_3) полностью растворен в пироксене. Максимальное содержание R_2O_3 в пироксене в *PT*-условиях мантии принято равным 4,5 мол. %. Фации разделяются между собой границами, вдоль которых происходят следующие основные фазовые изменения. Шпинелевый перидотит (Ol + 2Px + Sp) превращается в гранатовый [Ol + Ca — Px ($< 1\% R_2O_3$) + En ($< 1\% R_2O_3$) + богатый пиропом Gr] по реакции

$$4MgSiO_3 + MgAl_2O_4 \rightleftarrows Mg_3Al_2Si_3O_{12} + Mg_2SiO_4,$$
$$\text{En} \qquad \text{Sp} \qquad \text{Py} \qquad \text{Fo}$$

где R_2O_3 целиком растворяется в пироксене (оливин плюс алюминиевые пироксены — 4,5% R_2O_3) по реакции

$$xMgAl_2O_4 + (1 + x)\,MgSiO_3 = MgSiO_3 \cdot xAl_2O_3 + xMg_2SiO_4,$$
$$\text{Sp} \qquad \text{En} \qquad \text{En (Al)} \qquad \text{Fo}$$

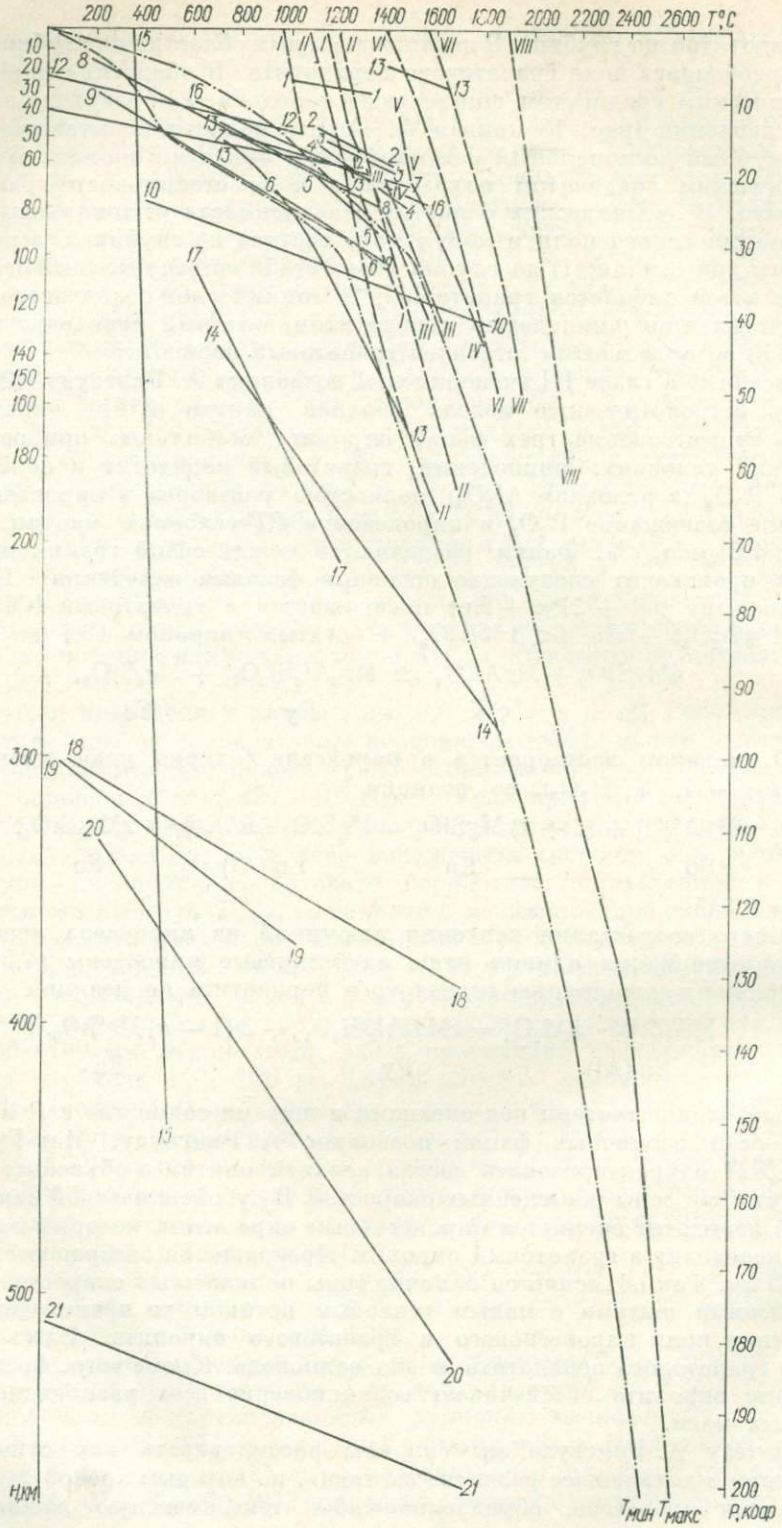
где $x = 0{,}045$.

По мере возрастания давления алюминий из пироксена переходит в гранат и ассоциация оливин плюс алюминиевые пироксены (4,5% R_2O_3) превращается в ассоциацию гранатового перидотита по реакции

$$3MgSiO_3 \cdot xAl_2O_3 = xMg_3Al_2Si_3O_{12} + 3\,(1 - x)\,MgSiO_3.$$
$$\text{En (Al)} \qquad \text{Py} \qquad \text{En}$$

Исследование геотерм под океанами и щитами совместно с P и T полей стабильности различных фаций позволило А. Рингвуду, Мак-Грегору и Бойду [282] охарактеризовать состав верхней мантии и объяснить наличие или отсутствие зоны пониженных скоростей. В субокеанической мантии шпинелевый перидотит сменяется пироксеновым пиролитом, который на глубине 135 км переходит в гранатовый пиролит. Превращения завершаются на глубине 220 км. Так объясняется наличие зоны пониженных скоростей. Под докембрийскими щитами с малым тепловым потоком не происходит четкого пересечения поля пироксенового и гранатового пиролита. Здесь стабильно поле гранатового перидотита и нет волновода. Кроме того, фракционное плавление пиролита обеспечивает возникновение всех разновидностей базальтовых магм.

Гипотезу А. Рингвуда мы склонны рассматривать как существенное дополнение и дальнейшее развитие взглядов, по которым ареной зарождения и развития процессов, обусловливающих тектоническую жизнь земной


200 400 600 800 1000 1200 1400 1600 1800 2000 2200 2400 2600 T°C
H,км
$T_{мин}$ $T_{макс}$ P, кодр

коры, является именно нестабильная (мобильная) зона верхней мантии и главным образом область относительно пониженных скоростей распространения упругих колебаний. В частности, в наших построениях как раз и принимается, что в этой зоне, а также несколько ниже нее, осуществляются процессы фазовых, полиморфных, электронных переходов и химической перестройки вещества верхней мантии [199—207].

Гипотеза А. Рингвуда, в отличие от гипотез теплового расширения в верхней мантии и фазового перехода на границе М, не встречает возражений, высказанных нами в адрес последних. В ней, как и в развиваемой здесь гипотезе полиморфных, фазовых, электронных переходов и химических преобразований, перестройке подвергается вещество слоя верхней мантии, мощность которого измеряется сотнями километров, так что даже трехпроцентное изменение объема будет достаточным для образования прогибов и поднятий земной коры со значительными амплитудами вертикальных перемещений, наблюдаемыми в действительности.

Если гипотезу о полиморфных переходах вещества мантии как о причине вертикальных движений земной коры обосновывать главным образом превращениями кремнезема, то обязательно необходимо наличие в верхней мантии Земли свободного кремнезема. В этом отношении интересны исследования Г. Мак-Дональда [354], который установил, что термохимические данные не противоречат разложению форстерита на окись магния (MgO) и кремнезем в форме коэсита (SiO_2) при давлениях порядка 450 кбар ($450 \cdot 10^8$ Н/м^2) и фаялита на окись железа (FeO) и кремнезем в форме коэсита при давлении всего лишь 60 кбар ($60 \cdot 10^8$ Н/м^2) и при температурах 1000—2000° С (1270—2270 К). Такие условия в мантии существуют на глубинах около 200 км. По другим данным [391], разложение форстерита на окислы начинается на глубине примерно 600 км. Так или иначе есть определенные экспериментальные и теоретические данные, позволяющие предполагать присутствие в мантии свободного кремнезема, способного подвергаться полиморфным переходам с изменением объема.

Полиморфные превращения, связанные с образованием соединений типа шпинелей, могут происходить в верхней мантии на разных глубинах, что обусловлено большим разбросом в значениях давлений, при которых предположительно могут осуществляться такие переходы. По теоретическим расчетам А. Рингвуда [376], образование фаялитовой шпинели может происходить при давлении, соответствующем глубине в 450 км. Р. Венторф фаялитовую шпинель получил экспериментально при давлении 110 кбар (110×10^8 Н/м^2) и температуре 500° С (770° К) [418]. Этому давлению соответствует глубина порядка 300 км. Форстеритовая шпинель может образоваться

Рис. 18. Размещение зон полиморфных и фазовых превращений в коре и верхней мантии Земли.

$T_{мин}$ — низкотемпературное распределение, по Е. А. Любимовой [102, 106]; $T_{макс}$ — высокотемпературное распределение, по Е. А. Любимовой [101].

Кривые полиморфных и фазовых превращений: *1* — форстерит + анортит ⇄ диопсид + энстатит + шпинель; *2* — анортит + энстатит ⇄ гранат + диопсид; *3* — плагиоклаз + пироксен ⇄ гранат + пироксен + плагиоклаз; *4* — диопсид + энстатит + шпинель ⇄ гранат + форстерит; *5* — гранат + плагиоклаз + пироксен ⇄ гранат + пироксен + кварц; *6* — энстатит + шпинель ⇄ гранат + форстерит (*1* — *6* — [283]); *7* — энстатит + сапфирин + (силлиманит?) ⇄ пироп [259]; *8* — альбит + нефелин ⇄ ⇄ жадеит [382]; *9* — альбит ⇄ жадеит + кварц [254]; *10* — кварц ⇄ коэсит, по Ф. Бойду и Дж. Ингланду [259]; *11* — зона превращений [379]; *12* — зона превращений базальт ⇄ эклогит [79]; *13* — протоэнстатит ⇄ ромбический энстатит [262]; *14* — фаялит ⇄ шпинель [244]; *15* — клиноэнстатит ⇄ ⇄ ромбический энстатит [131]; *16* — фаялит + кварц ⇄ ортоферросилит; *17* — ортоферросилит ⇄ клиноферросилит (*16*, *17* — [346]); *18* — коэсит ⇄ стишовит [189—190]; *19* — энстатит ⇄ форстерит + + стишовит, [386]; *20* — форстерит ⇄ шпинель [189—190]; *21* — форстерит ⇄ периклаз + стишовит [189—190].

Кривые плавления: *I* — зона фракционного плавления базальта и эклогита [79]; *II* — зона фракционного плавления «пиролита» [379]; *III* — зона фракционного плавления гранатового лерцолита [334]; *IV* — пирона [259]; *V* — богатого алюминием энстатита [259]; *VI* — диопсида [261]; *VII* — энстатита [262]; *VIII* — форстерита [295].

при давлении 100 кбар ($100 \cdot 10^8$ Н/м^2), что соответствует глубине 300 км [418] и при давлении 175 ± 55 кбар ($175 \pm 55 \cdot 10^8$ Н/м^2), т. е. на глубине 500 ± 140 км [376]. По данным Т. Рикитаке [373], полиморфный переход оливина в шпинель предполагается на глубине 400 км. В проведенных лабораторных исследованиях, на которые мы указывали выше, Р. Венторф не получил форстеритовой шпинели, несмотря на применение давления в 110 кбар ($110 \cdot 10^8$ Н/м^2). Вероятно, давления оказались недостаточными для получения форстеритовой шпинели и поэтому глубины 500 ± 140 км являются более вероятными для образования соединений типа форстеритовой шпинели.

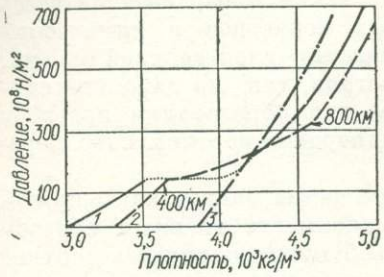


Рис. 19. Кривые $\rho = f(P)$ для габбро-вещества Земли по моделям А и В Буллена [323].

1 — плотность габбро; *2* — плотность по модели *А*; *3* — плотность по модели *В*.

Полиморфный переход габбро, исходя из давлений, при которых он установлен (150 кбар — $150 \cdot 10^8$ Н/м^2), соответствует по глубине границе раздела между слоями *B* и *C* (413 км) [323].

Сравнивая кривую изменения плотности габбро под давлением с кривыми изменения плотности в Земле $\rho = f(P)$ для моделей К. Буллена *A* и *B* (рис. 19), видим, что, если в зоне *B* плотность габбро намного меньше плотностей по моделям *A* и *B*, то после полиморфного перехода кривая $\rho = f(P)$ для габбро расположена между кривыми распределения плотностей по моделям *A* и *B*. Таким образом, плотность габбро, начиная с давлений 200 кбар, может до некоторой степени соответствовать значениям плотностей внутри оболочки Земли по моделям К. Буллена.

Поскольку исследования Д. Хьюза и Р. Мак-Куина проводились при динамических нагрузках, в связи с чем температуры опыта были намного выше температур, предполагаемых в недрах Земли для глубин, соответствующих давлениям эксперимента, то отмеченное совпадение кривых распределения плотностей наблюдается при сопоставлении только по давлению без учета поправки на температуру.

В. Н. Жарков и В. А. Калинин [76] разработали метод получения уравнения состояния дунита и габбро с поправкой за влияние температуры из экспериментальной адиабаты Гюгонио [323]. Исправленная таким образом кривая $\rho = f(P)$ для габбро уже не совпадает с булленовскими моделями слоев *B* и *C*. Отсюда авторы делают вывод, что габбро не удовлетворяет условиям внутри земной оболочки. Следовательно, описанный полиморфный переход габбро нельзя отнести к границе между слоями *B* и С.

Для объяснения переходного характера слоя *C* была применена теория изменения типа связи в соединениях, слагающих слой *C*,— переход ионной связи в ковалентную. Этим переходом, по мнению В. А. Магницкого, В. А. Калинина [123, 125] и Т. Вада [415, 416], охвачена зона *C*, начиная с глубин 500 км и более.

Из сказанного о процессах, протекающих в веществе верхней мантии Земли, а также о дислокациях зон, в которых могут создаваться термодинамические условия, необходимые для возникновения и развития процессов полиморфных и иных превращений вещества, можно сделать следующие выводы.

1. Фазовые, полиморфные и электронные переходы, а возможно и химическая перестройка вещества, осуществляются в определенных термодинамических условиях (в сложных агрегатах, по-видимому, покомпонентно)

при достижении критических уровней термодинамических параметров (давления и температуры).

2. В слое *B* (33—413 км) отдельные компоненты подкорового вещества (кварц, фаялит, возможно, эклогит и др.) подвержены фазовым, полиморфным, электронным превращениям и химическим перестройкам при разных уровнях давления и температуры, что наряду с другими факторами обеспечивает условия для последовательно-послойных полиморфных и других переходов в толще большой вертикальной мощности.

3. В слое *C*, начиная от его границы со слоем *B* и вплоть до границы со слоем *D*, переходы могут происходить во всей массе вещества, слагающего этот слой.

4. Следует считать наиболее вероятным, что фазовые, полиморфные, электронные переходы вещества и его химические перестройки, происходящие в зоне *B* на глубинах от 80 до 413 км, являются главной причиной, обусловливающей движения земной коры. Процессы в слое *C*, охватывая одновременно большие по протяженности в горизонтальном направлении площади и распространяясь в вертикальном направлении на всю толщу слоя, не будут оказывать существенного влияния на формирование отдельных элементов земной коры. Их роль будет сводиться к созданию условий для перехода вещества со свойствами слоя *B* в качественно новое вещество слоя *D*.

ГЛАВА V

ФИЗИЧЕСКАЯ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРЕВРАЩЕНИЙ ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Расчетные формулы

В верхней мантии Земли, как и во всей планете в целом, основным физическим фактором, характеризующим состояние вещества, являются термодинамические условия, главными параметрами которых служат температура и давление. Известно, что оба параметра представляют собой функцию глубины. В этой обстановке, как мы видели, и совершаются процессы преобразования вещества верхней мантии Земли, что приводит к скачкообразным изменениям величины объема и плотности в той или иной зоне, имеющей различные геометрические формы (слой, сфера, эллипсоид, цилиндр и т. д.).

Но на термодинамические условия наряду с общими факторами оказывают влияние еще и сами переходы вещества (полиморфные, электронные, фазовые, химические), происходящие всегда с выделением или поглощением тепловой энергии. Последняя, во-первых, изменяет температуру той части вещества, которая претерпела переход из одного состояния в другое, во-вторых, передается окружающим массам вещества, изменяет в них термодинамические условия, что может привести к возникновению процессов перехода части вещества в новое состояние также с изменением объема, плотности и выделением или поглощением тепловой энергии. Передаваемая смежным объемам вещества энергия может приостановить или полностью прекратить какой-либо процесс, протекающий в этих участках мантии Земли.

Физический и термодинамический эффект фазовых, полиморфных, электронных переходов и химической перестройки вещества мантии, несомненно, оказывает существенное влияние на процесс формирования структурных элементов земной коры. В частности, этим эффектом, по-видимому,

обусловливается колебательный характер вертикальных движений земной коры, если не целиком, то в какой-то определенной мере.

В свете сказанного особо важное значение приобретает изучение *изменений физических и термодинамических параметров* вещества, которые (изменения) происходят в процессе и в результате самих переходов вещества. К числу таких параметров относятся: а) тепловая энергия перехода (скрытая теплота преобразования); б) изменение теплоемкости вещества в процессе его перехода в новое состояние в связи с этим переходом; в) температура плавления вещества до и после перехода, г) величина изменения объема в связи с самим переходом; д) величина изменения объема, обусловленная тепловым расширением (или сжатием) за счет изменения температуры, вызванного переходом; е) коэффициент сжимаемости вещества и его изменение при переходе. Необходимо также выяснить возможность селективного (избирательного) процесса перехода вещества и характер изменения физических параметров при таком переходе.

В настоящее время представления о многих переходах и превращениях носят характер предположений, а имеющиеся экспериментальные данные не всегда получены при тех условиях, которые соответствуют условиям недр Земли, так что оценивать эти параметры можно в основном теоретически и поэтому ориентировочно.

При определении изменений физико-термодинамических свойств вещества мантии Земли обычно исходят из уравнения состояния вещества. Наиболее общим и приемлемым уравнением состояния вещества в недрах Земли на современном этапе изучения проблемы является уравнение Ф. Берча [252], полученное путем использования феноменологической теории конечных деформаций:

$$P = 3K_0 f (1 + 2f)^{5/2},$$

где P — давление; K_0 — модуль сжатия при нормальных условиях; $f = -\varepsilon$ — деформация.

Для изучения переходов отдельных составляющих вещества верхней мантии удобнее пользоваться уравнением состояния для вещества при высоких давлениях и температурах, выведенным исходя из теории твердого тела [60, 120, 121].

Полученные таким образом уравнения состояния применимы для однородной среды, в которой не происходит ни химических, ни фазовых изменений.

В настоящее время достигнут определенный прогресс в изучении сил и энергий взаимодействия в различных типах твердых тел, поэтому можно получать более точные уравнения состояния. Уравнения состояния для различных типов твердых тел (ионные, валентные, молекулярные кристаллы) при высоких давлениях и температуре 0 К вывел Б. И. Давыдов [60]. Этот автор полагает, что при высоких давлениях, господствующих в недрах Земли, ограничение температуры значением 0 К не играет существенной роли.

Исходя из уравнения энергии взаимодействия $U = f(l)$, можно определить модуль всестороннего сжатия K для данной глубины, его изменение при изменении давления, затем плотность ρ и ее изменение по формулам [120]:

$$K = \frac{l^2}{9V}\left(\frac{d^2U}{dl^2} - \frac{2dU}{ldl}\right), \quad \frac{d\rho}{\rho} = \frac{dP}{K},$$

где U — энергия взаимодействия; l — расстояние между частицами; V — молярный объем; P — давление.

Представим теперь энергию взаимодействия ионных и валентных кристаллов, по Б. И. Давыдову [60]. Энергия ионного кристалла запишется в виде

$$U = Ae^{-B \cdot V^{1/3}} - C \cdot V^{-1/3},$$

где A, B, C — постоянные.

Первый член учитывает взаимное отталкивание оболочек ионов, второй — кулоновское притяжение между ионами. В эту формулу не введены поправки за ван-дер-ваальсово притяжение и за энергию нулевых колебаний, вклад которых не превышает 1%.

Энергия взаимодействия нейтральных атомов с ковалентными силами связи состоит из отрицательной энергии ковалентных сил притяжения, представленной членом вида $-Ae^{-B \cdot V^{1/3}}$, и положительной энергии электрического отталкивания между ионными остовами атомов, т. е. между атомами без их внешних валентных электронных оболочек $C \cdot V^{-1/3} e^{-B \cdot V^{1/3}}$. Полная энергия валентного кристалла

$$U = (C \cdot V^{-1/3} - A) e^{-B \cdot V^{1/3}}.$$

Для того, чтобы удостовериться в соответствии того или иного теоретически предполагаемого вещественного состава Земли реальному ее составу, аналитически определяют, к какому распределению плотностей и отношению $\frac{K}{\rho}$ с глубиной приводит этот состав. Принято, что совпадение вычисленных распределений с распределениями по моделям Буллена свидетельствует о правильности сделанного выбора.

Изменения параметров при полиморфных и фазовых переходах (объема, плотности, скоростей сейсмических волн, коэффициента теплового расширения, температуры плавления и др.) рассчитываются, исходя из изменения модуля сжатия. Последнее изменение будем считать известным из экспериментальных данных или из теоретических расчетов по уравнению состояния вещества. Используя формулу зависимости модуля сжатия от плотности и скоростей продольных (v_P) и поперечных (v_S) упругих волн

$$\frac{K}{\rho} = v_P^2 - \frac{4}{3} v_S^2,$$

можно определить относительные изменения этих скоростей

$$\Delta \frac{K}{\rho} = \frac{K}{\rho} - \frac{K_0}{\rho_0} = \Delta \left(v_P^2 - \frac{4}{3} v_S^2 \right) = 2 \left[v_{P_0} \Delta v_P - \frac{4}{3} v_{S_0} \Delta v_S \right].$$

Если известны начальные скорости, то можно взять различные соотношения между $\frac{\Delta v_P}{v_{P_0}}$ и $\frac{\Delta v_S}{v_{S_0}}$, т. е. если

$$\frac{\Delta v_P}{v_{P_0}} = n \frac{\Delta v_S}{v_{S_0}},$$

то

$$\Delta \frac{K}{\rho} = 2 \frac{\Delta v_P}{n v_{P_0}} \left(n v_{P_0}^2 - \frac{4}{3} v_{S_0}^2 \right).$$

В частном случае, если $n = 1$,

$$\Delta \frac{v_P}{v_{P_0}} = \frac{\Delta v_S}{v_{S_0}}, \tag{15}$$

$$\Delta \frac{K}{\rho} = \frac{2 \Delta v_P}{v_P} \cdot \frac{K_0}{\rho_0}. \tag{16}$$

Принятое условие (15) является частным случаем в соотношении скоростей v_P и v_S, поэтому ограничено и действие формулы (16).

Значение коэффициента теплового расширения α можно определять по формуле [109]

$$\alpha = \frac{\gamma K}{a^3 E^2},$$

где γ — коэффициент ангармоничности; K — постоянная Больцмана; a — постоянная кристаллической решетки; E — модуль Юнга.

Для области высоких температур $T \gg \Theta$ (Θ — температура Дебая) и высоких давлений коэффициент α мало зависит от температуры, а определяется в основном давлением и при $P = 0$

$$\alpha = \alpha_0 = \frac{\gamma K}{a_0^3 E_0^2}.$$

Тогда отношение коэффициентов теплового расширения

$$\frac{\alpha}{\alpha_0} = \frac{a_0^3 E_0^2}{a^3 E^2}. \tag{17}$$

Для практических расчетов в формулу (17) целесообразно вместо модуля Юнга ввести модуль всестороннего сжатия K, используя формулу теории упругости:

$$K = \frac{E}{3(1 - 2\sigma)},$$

где σ — коэффициент Пуассона.

В оболочке Земли от основания коры до глубин 600 км, по данным Дж. Джекобса [328], коэффициент Пуассона изменяется в небольших пределах (5%), в то время как изменение остальных модулей (Юнга, сжатия, сдвига) превышает 100%. Поэтому можно считать, что σ постоянна в пределах оболочки, и формула (17) примет вид

$$\frac{\alpha_{вп}}{\alpha_{нп}} = \frac{a_{нп}^3 K_{нп}^2}{a_{вп}^3 K_{вп}^2}. \tag{18}$$

Для определения отношения температуры плавления одной фазы (до перехода) к температуре плавления другой фазы (после перехода) может быть использована приводившаяся уже формула:

$$\frac{T_{m_{вп}}}{T_{m_{нп}}} = \frac{(\beta\rho)_{нп}}{(\beta\rho)_{вп}} = \frac{\rho_{нп}}{\rho_{вп}} \cdot \frac{K_{вп}}{K_{нп}}, \tag{19}$$

где $T_{m_{вп}}$ — температура плавления высокоплотностной фазы; $T_{m_{нп}}$ — температура плавления низкоплотностной фазы; β — коэффициент всестороннего сжатия.

На основании формул (15), (18) и (19) можно определять изменение величин скоростей упругих волн, коэффициента теплового расширения и температуры плавления в мантии Земли, которые обусловлены полиморфными и другими переходами вещества. Применение формул (18) и (19) для определения указанных параметров до и после перехода основано на том, что главное различие в состоянии вещества в разных фазах сводится к различию в значениях плотностей и модуля сжатия. Так как плотность и модуль сжатия входят в правую часть уравнений (18) и (19), то сами величины $\frac{\alpha_{вп}}{\alpha_{нп}}$, $\frac{T_{m_{вп}}}{T_{m_{нп}}}$,

определяемые из этих уравнений, будут отражать наступившие при переходе изменения.

Другим, более достоверным, путем определения параметров при фазовых и полиморфных превращениях могли бы служить данные эксперимента. Однако трудности его проведения не дают пока возможности определить изменение этих параметров даже для тех переходов, которые уже изучаются в лабораторных условиях.

Скрытую теплоту фазового перехода можно определить, сравнивая полученную экспериментально кривую фазового равновесия

$$T = bP - c \tag{20}$$

с дифференциальной кривой фазового равновесия Клапейрона — Клаузиуса

$$\frac{dP}{dT} = \frac{L}{T\Delta V};\ L = \frac{T\Delta V}{b},$$

где T — температура фазового перехода в К; P — давление перехода в барах; b, c — постоянные; L — скрытая теплота перехода одного моля вещества.

Исходя из общего термодинамического тождества для фазовых переходов и зная кривую равновесия фазового перехода, можно определить скачок теплоемкости при фазовом переходе [139]:

$$\Delta C_P = 2T(\Delta\alpha')\frac{dP}{dT} + T(\Delta V)\frac{d^2P}{dT^2} - T(\Delta\beta')\left(\frac{dP}{dT}\right)^2, \tag{21}$$

где C_P — теплоемкость $\alpha' = \left(\frac{dV}{dT}\right)_P$, $\beta' = -\left(\frac{dV}{dP}\right)_T$.

Если кривая равновесия для фазовых и полиморфных переходов задается в виде формулы (20), то уравнение (21) несколько упрощается:

$$\Delta C_P = \frac{T}{b}\left(2\Delta\alpha' - \frac{\Delta\beta'}{b}\right).$$

При расчетах эту формулу удобнее применять в виде

$$\Delta C_P = \frac{T}{b}\left[2(V_{0II}\alpha_{II} - V_{0I}\alpha_I) - \frac{1}{b}(V_{0II}\beta_{II} - V_{0I}\beta_I)\right].$$

Для определения скачка теплоемкости при плавлении можно воспользоваться уравнением плавления Симона

$$\frac{P}{a} = \left(\frac{T}{T_0}\right)^c - 1,$$

где a и c постоянные.

Тогда

$$\Delta C_P = 2\Delta\alpha' c(P + a) + \frac{c(P + a)}{T}[\Delta V(c - 1) - \Delta\beta' c(P + a)].$$

Определение изменений некоторых термодинамических параметров при полиморфных и фазовых переходах

Приведенные в предыдущем разделе теоретические формулы для вычисления характеристик переходов (коэффициента теплового расширения, теплоемкости, темнературы плавления и теплоты перехода) мы применяли для подсчета изменений этих параметров при следующих типах полиморфных и фазовых переходов: образовании жадеита и разложении альбита на

Физические и термодинамические характеристики вещества Земли

Параметр	$NaAlSi_3O_8$ + альбит + $NaAlSiO_4$ ⇄ нефелин ⇄ $2NaAlSi_2O_6$ жадеит	$NaAlSi_3O_8$ ⇄ альбит ⇄ $NaAlSi_2O_6$ + жадеит + SiO_2 кварц	SiO_2 ⇄ кварц ⇄ SiO_2 коэсит	SiO_2 ⇄ коэсит ⇄ SiO_2 стиповерит	SiO_2 ⇄ кварц ⇄ SiO_2 стиповерит
$\rho_{нп} \rightleftarrows \rho_{вп}$, г/см³	2,62 + 2,61 ⇄ ⇄ 3,4	2,62 ⇄ 3,40 + + 2,65	2,65 ⇄ 3,01	3,01 ⇄ 4,35	2,65 ⇄ 4,35
$\Delta\rho$, г/см³	0,78 0,89	0,78 0,03	0,36	1,34	1,70
$V_{нп} \rightleftarrows V_{вп}$, см³	99,79 + 54,15 ⇄ ⇄ 118,46	99,79 ⇄ 59,23 + + 22,66	22,66 ⇄ 19,95	19,95 ⇄ 13,81	22,66 ⇄ 13,81
$-\Delta V$, см³	35,48	17,90	2,71	6,14	8,55
$-\Delta V$, см³/г	0,088	0,068	0,045	0,102	0,147
$\beta_{нп} \rightleftarrows \beta_{вп}$, 10^{-7} см²/бар (10^{-16} м²/Н)	21,16 + (?) ⇄ ⇄ 7,5	21,16 ⇄ 7,5 + + 26,97	26,97 ⇄ 17	17 ⇄ 3,7	26,97 ⇄ 3,7
$-\Delta\beta$, 10^{-7} см²/бар (10^{-16} м²/Н)	14	14 −6	10	13	23
$\alpha_{нп} \rightleftarrows \alpha_{вп}$, 10^{-5} град	1,7 + 3,1 ⇄ ⇄ 0,3	1,7 ⇄ 0,3 + + 4	4 ⇄ 1.8	1,8 ⇄ 0,2	4 ⇄ 0,2
$\Delta\alpha$, 10^{-5} град$^{-1}$	1,4	1,4	2,2	1,6	3,8
$T_{m_{нп}} \rightleftarrows T_{m_{вп}}$, °С (К)	—	—	1470 ⇄ 2167 (1743 ⇄ 2440)	—	—
ΔT, °С (К)	—	—	697	—	—
ΔC_p, кал/град·г (Дж/кг·град)	—	$1{,}8 \cdot 10^{-4}$ (0,75)	$-46{,}7 \cdot 10^{-4}$ (−19,75)	—	—
L, Дж/г	−123	−71	−84	—	—

жадеит и кварц, образовании коэсита и стиповерита, образовании фаялитовой и форстеритовой шпинелей, разложении форстерита и фаялита на окислы. Полученные результаты вычислений и принятые при этом исходные параметры (плотность, молярный объем и коэффициент изотермического сжатия низко- и высокоплотностных фаз) приведены в сводной табл. 17. В таблице даны значения параметров низкоплотностной и высокоплотностной фаз. Разность параметров там, где это возможно, приводится не только для вещества в целом, но и для всех его составляющих. Индекс нп относится к низкоплотностной, вп — к высокоплотностной фазам.

При выборе значений параметров ρ, V, β, α, T_m для низкоплотностных фаз использовались частично данные Ф. Берча, Д. Шерера, Г. С. Спайсера [24], А. Г. Бетехтина [26], Дж. Верхугена [413], Ф. Берча [252], причем были сделаны следующие допущения и предположения.

При вычислении изменений плотности и объема мы пользовались значениями плотностей, определенными экспериментально в нормальных

Таблица 17

при некоторых полиморфных и фазовых превращениях

Шпинель		Разложение на окислы			
Mg_2SiO_4 ⇄ форстерит ⇄ Mg_2SiO_4 форстеритовая шпинель	Fe_2SiO_4 ⇄ фаялит ⇄ Fe_2SiO_4 фаялитовая шпинель	Mg_2SiO_4 ⇄ форстерит ⇄ 2MgO + периклаз + SiO_2 коэсит	Fe_2SiO_4 ⇄ фаялит ⇄ 2FeO вюстит + SiO_2 коэсит	Mg_2SiO_4 ⇄ форстерит ⇄ 2MgO + периклаз + SiO_2 стиповерит	Fe_2SiO_4 ⇄ фаялит ⇄ 2FeO + вюстит + SiO_2 стиповерит
3,20 ⇄ 3,57	4,10 ⇄ 4,56	3,20 ⇄ 3,56 + + 3,01	4,10 ⇄ 5,80 + + 3,01	3,20 ⇄ 3,56 + + 4,35	4,10 ⇄ 5,80 + + 4,35
0,37	0,46	0,36 −0,19	1,70 −1,09	0,36 1,15	1,70 0,25
43,97 ⇄ 39,41	49,70 ⇄ 44,68	43,97 ⇄ 22,65 + + 19,95	49,70 ⇄ 24,77 + + 19,95	43,97 ⇄ 22,65 + + 13,81	49,70 ⇄ 24,77 + + 13,81
4,56	5,02	1,37	4,98	7,51	11,12
0,032	0,024	0,010	0,024	0,053	0,055
7,9 ⇄ 6,21	9,1 ⇄ 5,47	7,9 ⇄ 5,98 + + 17	9,1 ⇄ 5,75 + + 17	7,9 ⇄ 5,98 + + 3,7	9,1 ⇄ 5,76 + + 3,7
1,7	3,6	1,9 −9	3,35 −8	1,9 4,2	3,35 5,4
2,5 ⇄ 0,8	3,5 ⇄ 4,8	2,5 ⇄ 2,8	3,5 ⇄ 2,1	—	—
1,7	−1,3	−0,3	1,4	—	—
1890 ⇄ 2106 (2163 ⇄ 2379)	1205 ⇄ 1944 (1478 ⇄ 2217)	1890 ⇄ 2279 (2163 ⇄ 2552)	1205 ⇄ 1382 (1478 ⇄ 1655)	1890 ⇄ 2279 (2163 ⇄ 2552)	1205 ⇄ 1382 (1478 ⇄ 1655)
216	739	389	177	389	177
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—

условиях, т. е. при атмосферном давлении и комнатной температуре (+ 25° С). Принимали, что различия в $\Delta\rho$ и ΔV при нормальных условиях и условиях высоких давлений и температур на глубине (на разных уровнях термодинамических условий) невелики. Некоторые результаты вычислений по выяснению вносимых при таком предположении ошибок будут приведены дальше.

Плотность форстеритовой шпинели выбрали, предполагая, что объем ее элементарной решетки близок к объему элементарной решетки шпинели Ni_2GeO_4. Плотность фаялитовой шпинели вычисляли, предполагая, что ее элементарная решетка близка к элементарной решетке такого типичного представителя группы шпинелей, как магнетит.

Если в превращениях участвовали более двух компонентов (там, где это возможно), даны значения большинства параметров и их изменений для всех компонентов.

При выборе значений коэффициентов сжимаемости и при вычислениях с применением этого параметра, когда переход происходил в веществе,

состоящем из нескольких компонентов, или если в результате перехода образовывалось многокомпонентное вещество, использовали наименьший из коэффициентов сжимаемости как приводящий к минимальным изменениям объема.

Коэффициент сжимаемости коэсита выбран при допущении, что он не должен отличаться от коэффициента сжимаемости кварца больше чем на порядок величины [354], для стиповерита — что он близок к коэффициенту сжимаемости корунда, так как твердости этих соединений равны [187].

Значение β для фаялитовой шпинели взяли равное β магнетита, для окисла FeO — из сопоставления известных сжимаемостей окислов и других соединений железа, аналогичных соединениям магния.

Для форстеритовой шпинели модуль сжатия K и коэффициент сжимаемости β вычислены, исходя из уравнения состояния [60, 125] при выбранном значении отношения плотностей, равном 0,896.

Все значения коэффициента теплового расширения взяты по экспериментальным данным, и только величина α для фаялита вычислена по формуле Дж. Верхугена [214, 413]

$$\alpha T = b\left(\frac{T}{\Theta}\right)^{3/2},$$

где b — постоянная, равная $25 \cdot 10^{-3}$; Θ — температура Дебая, равная 535 К; T — температура, равная 300 К.

Обсудим вкратце получившиеся результаты с точки зрения возможности применения приведенных формул для вычислений изменений термодинамических параметров при полиморфных и фазовых переходах.

Коэффициенты сжимаемостей всех составляющих высокоплотностных фаз (при $\Delta\rho > 0$) меньше соответствующих значений для низкоплотностных фаз, что в общем подтверждает меньшую сжимаемость более плотных веществ.

Коэффициент теплового расширения для всех высокоплотностных составляющих, кроме перехода фаялит $\rightleftarrows$ шпинель и разложения форстерита на окислы, также меньше, чем для низкоплотностных составляющих. В настоящее время еще невозможно определить, с чем связана перемена знака у $\Delta\alpha$, можно ли считать разный знак при $\Delta\alpha$ закономерным или это вызвано неточностью расчетов.

Температуры плавления всех высокоплотностных фаз значительно выше, чем низкоплотностных. Проведенные нами вычисления температур плавления для высокоплотностных фаз по формуле (19) позволяют сделать вывод, что эта формула применима только в случае небольших различий в коэффициентах сжимаемостей двух фаз; при больших различиях рассчитанные температуры плавления высокоплотностных фаз непримемлемо велики.

Изменения удельной теплоемкости и скрытая теплота перехода вычислены для трех типов переходов, для которых были известны уравнения кривых фазового равновесия. Во всех рассмотренных примерах образование высокоплотностной фазы идет с выделением тепла. Это можно отнести ко всем переходам, при которых возникают соединения с бóльшей плотностью.

Проведенные расчеты подтверждают вывод П. Бриджмена [34], что при высоких давлениях $\Delta\beta$ всегда отрицательно, $\Delta\alpha$ бóльшей частью отрицательно, но не исключены и положительные значения $\Delta\alpha$. Самые большие неопределенности возникают, когда вычисляются изменения удельной теплоемкости C_P при постоянном давлении, где небольшие изменения применяемых параметров приводят к изменениям знака этой величины.

В заключение рассмотрим вопрос об ошибках в определении молярных объемов, к которым приводит применение в расчетных формулах значений

плотностей, известных в нормальных условиях, вместо плотностей, соответствующих глубинным термодинамическим условиям перехода. Примерные расчеты выполнены для разложения альбита (условия нижней границы земной коры) и преобразований кварц ⇄ коэсит ⇄ стиповерит — переходы в условиях верхней мантии (табл. 18). Анализ данных табл. 18 показывает, что

Таблица 18

Изменения объемов при полиморфных и фазовых превращениях

Переход	Молярный объем V, см³/моль				Объем ΔV, см³/моль		$-\delta(\Delta V)$ см³/моль	$\frac{\delta(\Delta V)}{\Delta V}$, %
	0 кбар (10^8 Н/м²)	10 кбар (10^8 Н/м²)	35 кбар (10^8 Н/м²)	115 кбар (10^8 Н/м²)	при давлении 0 кбар (10^8 Н/м²)	при давлении перехода		
$NaAlSi_3O_8$ ⇄ альбит ⇄ $NaAlSi_2O_6$ + жадеит + SiO_2 кварц	99,79 ⇄ ⇄ 59,23 + + 22,66	97,81 ⇄ ⇄ 58,78 + + 22,10	—	—	17,90	16,93	0,97	5
SiO_2 ⇄ SiO_2 кварц коэсит	22,66 ⇄ ⇄ 19,95	—	21,10 ⇄ ⇄ 18,76	—	2,71	2,34	0,37	14
SiO_2 ⇄ SiO_2 коэсит стиповерит	19,95 ⇄ ⇄ 13,81	—	—	16,74 ⇄ ⇄ 13,37	6,14	3,37	2,77	45
SiO_2 ⇄ SiO_2 кварц стиповерит	22,66 ⇄ ⇄ 13,81	—	—	19,28 ⇄ ⇄ 13,37	8,55	5,91	2,94	33

изменения объемов в условиях полиморфных и фазовых переходов (сравнение при разных давлениях) меньше, чем в нормальных условиях. Относительное изменение молярного объема для разложения альбита составляет 5 %, а для переходов кварц ⇄ коэсит — 14 и коэсит ⇄ стиповерит — 45 %.

Таким образом, применение при расчетах молярных объемов, определенных в нормальных услових, вместо значений, соответствующих глубине перехода, для превращений на границе М не приводит к большим ошибкам, чего нельзя сказать о превращениях, совершающихся в верхней мантии Земли.

ГЛАВА VI

ФОРМИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ В СВЯЗИ С ПРОЦЕССАМИ, ПРОИСХОДЯЩИМИ В МАНТИИ ЗЕМЛИ

Общие положения

В построениях, касающихся причин вертикальных движений земной коры, которые лежат в основе всех процессов тектогенеза, мы исходим из ряда основных положений, выведенных в результате анализа и синтеза данных предыдущих глав.

1. Областью, в которой генерируются все движения земной коры, и, более того, областью, с которой связано образование вещества земной коры

с ее «базальтовым» и «гранитным» слоями, осадочным чехлом, гидросферой и атмосферой, служит верхняя мантия Земли, ее первые 500—700 км. Вещество этой зоны находится в наиболее мобильном состоянии, что проявляется в форме очагов землетрясений, в зарождении и образовании магматических зон, плотностных, термических, сейсмических, электрических, радиоактивных и других неоднородностей и т. д.

2. На основании обобщения результатов исследований многих авторов можно предполагать, что именно в мантии, особенно в верхней ее части, могут осуществляться и, несомненно, происходят следующие физические и физико-химические процессы, приводящие к изменению объема, а следовательно и плотности, вещества верхней мантии: а) полиморфные переходы под высокими давлениями при повышенных температурах, связанные с реконструкцией кристаллической решетки, с переходом от одной ее структуры к другой, со скачкообразным уменьшением или увеличением объема; б) электронные переходы вещества, связанные с перемещением под давлением электронов внешнего энергетического уровня на внутренний (не заполненный в соответствии с принципом Паули) энергетический уровень, с уменьшением радиуса атома и соответственно объема вещества в целом, или при уменьшении давления с обратным переходом «вдавленных» электронов на свои прежние орбиты, с увеличением атомного радиуса и объема вещества; в) фазовые переходы газ $\rightleftarrows$ жидкость $\rightleftarrows$ твердое вещество; г) фазовые переходы вещества от одной минерало-петрографической ассоциации к другой с изменением объема при сохранении общего химического состава; д) химические преобразования с изменением объема (и плотности), получившегося в результате реакции вещества по сравнению с объемом вступивших во взаимодействие реагентов; е) тепловое расширение и сжатие вещества в связи с изменением его температуры.

3. В верхней мантии Земли в разное время и различных местах устанавливаются термодинамические условия (их можно назвать критическими), при которых осуществляются перечисленные физические и физико-химические процессы. Возникновение критических термодинамических условий в мантии Земли вызывается дополнительными геодинамическими напряжениями, связанными главным образом с переменами ротационного режима Земли или же с процессами перераспределения термоупругих напряжений.

4. В качестве вторичных, не имеющих существенного значения, а играющих подчиненную роль, мы допускаем явление перемещения («перетекания») вещества в подкоровой зоне. Однако допускаемые нами явления перемещения подкоровых масс имеют совсем иной характер, чем смещения масс в процессе так называемых подкоровых течений, которые, по мнению ряда зарубежных и некоторых наших исследователей, являются движущей силой тектонических процессов. (Здесь мы не рассматриваем вопрос о перемещении масс в масштабе всей планеты, которое связано с перестройкой ее формы при вековых изменениях ротационного режима).

5. Рассматриваются вопросы причин и механизма формирования основных геоструктурных единиц: глубинных разломов, платформенных прогибов и поднятий, впадин внутриконтинентальных морей, геосинклинальных прогибов, складчатых горных сооружений, а также вопросы возникновения и проявлений магматизма.

Исходя из этих общих положений и опираясь на исследования многих авторов, механизм воздействия каждого из указанных процессов, происходящих в верхней мантии, на движения, вызываемые им в земной коре, можно представить схематически в следующем виде (рис. 20).

Фазовый переход базальт ⇄ эклогит на границе Мохоровичича. Повышение температуры в нижних частях земной коры и в подкоровой зоне мантии приводит к перемещению границы М вниз [351], толща эклогитового материала, заключенная между исходным и новым положениями поверхности М переходит в фазу оливинового базальта с уменьшением плотности и увеличением объема на 10%, что и приводит к соответственному подъему вышележащей первоначальной толщи земной коры.

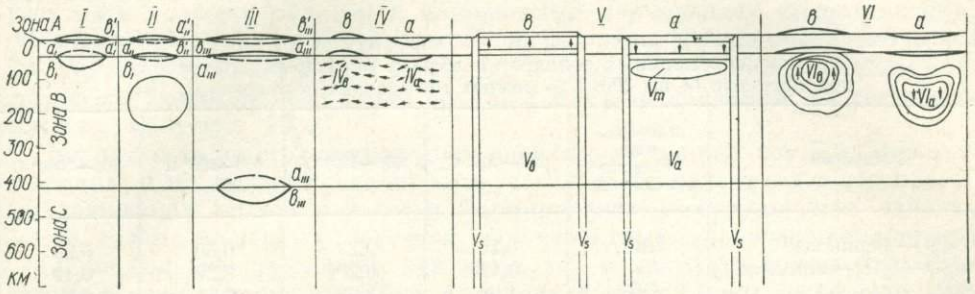


Рис. 20. Принципиальная схема возможных причин формирования прогибов и поднятий в земной коре и глубинных разломов.

I — фазовый переход базальт ⇄ эклогит на границе Мохоровичича: перемещению *M* вверх (a_1) соответствует прогиб (a_1) и перемещению *M* вниз (b_I) соответствует поднятие (b_I); *II* — тепловое расширение и сжатие вещества в верхней мантии: расширение формирует поднятие коры, сжатие — прогиб; *III* — фазовый переход оливин ⇄ шпинель на границе зон *B* и *C*: понижение границы ведет к поднятию коры, повышение — к прогибанию; *IV* — подкоровые течения: перетекание вещества верхней мантии вызывает прогибание коры над зоной оттока и воздымание ее над зоной притока подкоровых масс; *V* — расширение и сжатие подкорового вещества за счет фазовых, полиморфных, электронных переходов и его химической перестройки: уменьшение некоторого объема вещества мантии (область V) ведет к образованию прогиба, его увеличение — к формированию поднятия, в краевых зонах возникают глубинные разломы (V_s), а под корой образуется магматический очаг (V_m); *VI* — всплывание более легкого материала мантии (базальтовые астенолиты VI_b) и погружение более тяжелого (VI_a) приводит к образованию поднятий и прогибов в земной коре, по В. В. Белоусову [20].

Понижение температуры вызывает перемещение границы М вверх, толща оливинового базальта, находящаяся между исходным и новым положениями границы М, переходит в новое фазовое состояние — эклогит с соответствующим увеличением плотности и десятипроцентным уменьшением объема. Это приводит к погружению вышележащей толщи земной коры.

Дискуссионным в этом механизме является вопрос о причинах локального изменения температуры, и, по-видимому, еще более спорным следует считать, что для образования прогибов и поднятий даже на платформах, с их сравнительно малыми амплитудами вертикального перемещения, требуются слишком большие амплитуды перемещения границы М. Это мало вероятно, особенно в случае формирования прогибов, когда необходима слишком большая, нереальная для платформ (да и для геосинклинальных участков), мощность «базальтового» слоя.

Однако у нас нет оснований исключать возможность участия такого процесса в формировании структурных форм земной коры. Правда, мы склонны отвести ему роль дополнительного механизма, порой значительно изменяющего облик геоструктурных единиц, характер строения земной коры этих единиц, сформировавшихся в результате действия главных тектонических сил и процессов. Роль такого фактора сводится в основном к усложнению картины соотношения структурных форм в средних и нижних горизонтах земной коры, в возникновении обращенного рельефа поверхности М по отношению к формам поверхности К и др.

Дальше мы покажем результаты действия этого механизма и его влияние на характер строения земной коры, а также возможности определения особенностей разреза, исходя из фазовой природы поверхности М.

Тепловое расширение и сжатие в верхней мантии Земли. Повышение температуры в локализованной зоне вызывает расширение объема подкорового субстрата и соответственное поднятие вышележащей толщи мантии вместе с земной корой; снижение температуры вызывает сжатие вещества и прогибание вышележащей толщи. Такой про-

Таблица 19

Изменение линейных размеров и объема некоторых минералов при нагревании на 200° С в разных интервалах температуры [24]

Минерал	Линейное или объемное расширение	200—400° С	400—600° С	600—800° С	800—1000° С
MgO — периклаз	Лин.	0,26	0,29	0,30	0,30
$MgO \cdot Al_2O_3$ — шпинель	»	0,17	0,20	0,25	0,19
SiO_2 — кварц	Об.	1,08	2,63	—0,11	—0,13
$CaMgSi_2O_6$ — диопсид	»	0,54	0,58	0,64	0,69
$(MgFe)_2SiO_4$ — оливин	»	0,65	0,74	0,69	0,78

Примечание. Изменение линейных размеров и объема дано в процентах к исходному для каждого столбца таблицы. Числа с минусом означают уменьшение объема, без знака — увеличение.

цесс вполне реален, однако вряд ли он может привести к тем поднятиям и прогибаниям земной коры, которые наблюдаются при формировании геоструктурных единиц. Прежде всего надо иметь в виду, что коэффициент термического расширения вещества мантии, как можно судить об этом по исследованиям ряда авторов, результаты которых обобщены Ф. Берчем и др. [24, 25], достаточно мал.

Из табл. 19, составленной на основании данных Ф. Берча, видно, что при нагревании на каждые 200° С при разных уровнях температуры основные породообразующие минералы мантии Земли — оливин, диопсид, периклаз — дают изменение объема не более чем на 0,8%. Только кварц увеличивает свой объем в интервале температур от 400 (670 К) до 600° С (870 К) на максимальную величину, достигающую 2,63%, но на более высоких уровнях температуры его объем уже уменьшается. Поэтому для получения необходимых амплитуд поднятий и опусканий земной коры потребовалось бы значительное изменение температуры. Учитывая высокую теплопроводность вещества мантии, это крайне маловероятно. Кроме того, такое объяснение причин вертикальных движений земной коры не позволяет объяснить колебательного характера движений, поскольку невозможно представить быстрые перемены термических градиентов во времени со сменой их знака. Однако тепловое расширение или сжатие играет определенную и порой существенную роль в накоплении термоупругих напряжений, термоупругой энергии [106, 107, 109, 110, 111], которая способствует созданию критических уровней термодинамических условий и тем самым протеканию процессов фазовых, полиморфных и электронных переходов, а возможно, и химических реакций. Указанные процессы и реакции как раз и являются непосредственной причиной тектогенеза.

Полиморфный переход оливина в шпинелеподобную модификацию с изменением объема на 10% на границе зон *B* и *C* [373, 375, 379]. Процесс полиморфных и других переходов

приводит к всестороннему сжатию или расширению вещества. Поэтому казалось бы, что при десятипроцентном изменении объема линейные размеры, в том числе и вертикальная толщина слоя, в котором происходит переход, должны измениться на величину, равную $\sqrt[3]{10}$, т. е. на 2,2%. Однако если объем преобразующегося вещества имеет форму слоя с большими горизонтальными и малыми вертикальными размерами, то благодаря перераспределению сил и возникновению внутрислойных деформаций изменение объема будет идти главным образом в направлении наименьшего сопротивления, т. е. в данном случае по вертикали. В связи с этим, по-видимому, почти все 10% изменения объема будут происходить за счет изменения толщины подвергшегося полиморфному переходу слоя, которая изменится на величину, немногим меньшую 10%.

Вероятность такого полиморфного перехода на границе зон *B* и *C* довольно велика, и мы можем предположить участие этого механизма в вертикальных движениях земной коры при формировании геоструктурных единиц. Вместе с тем, во-первых, кажется маловероятным перемещение границы *B* — *C* на большие расстояния как вверх, так и вниз, что нужно для образования соответственно прогибов и поднятий земной коры, даже в том случае, если объем будет изменяться целиком по линии изменения толщины переходного слоя. Во-вторых, учитывая, что глубина залегания поверхности, разделяющей зоны *B* и *C*, превышает 400 км, этот механизм можно принять для формирования только структур большой горизонтальной протяженности — многие сотни километров. В-третьих, крайне сомнительна возможность возникновения глубинных разломов, поскольку необходимая для этого локализация процесса полиморфного перехода на столь большой глубине едва ли возможна, особенно, если учесть, что для этого потребовалась бы резкая локализация температурных условий. Кроме того, передача вверх разрывной дислокации (если такая оказалась бы возможной) через 400-километровую толщу мобильного вещества слоя *B*, внутри которого находится «размягченная» зона волновода Гутенберга, привела бы к ее рассеянию на большие горизонтальные расстояния, а следовательно, к образованию плавной формы структуры земной коры. Полиморфный, а возможно, фазовый или электронный переходы на границе зон *B* и *C* могут иметь значение только при формировании очень пологих поднятий и опусканий земной коры, имеющих малую амплитуду вертикального перемещения и обширные горизонтальные размеры, без существенных нарушений сплошности слоев. По-видимому, это будут синеклизы, антеклизы, обширные валы и мульды на платформах.

Перетекание (перемещение) подкоровых масс. Ряд исследователей среди причин вертикальных движений земной коры большое место отводит подкоровым течениям, проявляющимся, по их мнению, в виде передвижения подкоровых масс в горизонтальном и вертикальном направлениях [16, 245, 343, 344 и др.]. Такой механизм вряд ли может быть принят в качестве причины вертикальных движений земной коры, поскольку аргументация его носит пока почти исключительно характер умозрительных заключений и в то же время он не согласуется с фундаментальным фактом распределения аномалий силы тяжести в зонах прогибов и поднятий земной коры. В связи с оттоком тяжелых подкоровых масс из-под прогнутых участков земной коры (что требуется по гипотезе подкоровых течений) в них должны были бы возникнуть огромной интенсивности отрицательные аномалии, измеряемые сотнями миллигал, чего в действительности не наблюдается. Точно так же нет в природе и положительных аномалий в зонах поднятий земной коры, которые должны были бы возникнуть за счет подтока тяжелых подкоровых масс (рис. 20).

Некоторое смещение подкоровых масс при формировании прогибов и поднятий земной коры мы допускаем, однако его надо рассматривать как следствие, а не причину. К тому же это смещение направлено против того, которое требуется в соответствии с гипотезой подкоровых течений. Перетекание подкоровых масс именно как следствие может рассматриваться и в зонах оледенений, и в зонах послеледникового изостатического выравнивания (Антарктида, Гренландия, Фенноскандия).

Полиморфный, электронный, фазовый переходы и химические преобразования вещества в верхней мантии Земли как причина движений земной коры. Мантия Земли представляет собой многокомпонентную систему минеральных ассоциаций [43, 44, 45, 46, 56, 126, 127, 128, 169, 378, 379]. Поэтому на глубинах от 50 до 200—300 км, где давления составляют от 15×10^3 до $(70—100) \cdot 10^3$ кГ/см^2 $(15 — 100) \cdot 10^8$ Н/м^2), а температуры от 800 до 1700—2000° С (1970—2270 К) [42], вероятны процессы полиморфных, электронных, фазовых переходов, осуществляющихся на разных глубинах в разных компонентах вещества верхней мантии. Не исключена возможность химических реакций, которые могут происходить под высокими давлениями даже в системе тел «твердое плюс твердое» [43, 44]. Эту область глубин мы выбрали на том основании, что она является областью «размягчения» вещества в связи со сближением уровня температур с величинами температур плавления отдельных компонентов или же всего вещества верхней мантии в целом при соответствующих давлениях. Они соответствуют дислокации сейсмического канала (волновода) Гутенберга, образованного при тепловом размягчении того же материала мантии, как полагает Гутенберг, или же при замещении перидотита непосредственно подкоровой зоны переходным пиролитом (оливин — пироксен), имеющим несколько меньшую сейсмическую скорость по отношению к покрывающей перидотито-дунитовой толще, а также и к подстилающей гранат-пиролитовой зоне, как считает А. Е. Рингвуд [282, 379]. Здесь, на основании анализа гравиметрических данных, обнаруживаются плотностные неоднородности вещества верхней мантии, и примерно с тех глубин предполагается поступление расплавленного материала для образования интрузивных и эффузивных пород. Наконец, тут же размещается основная масса очагов землетрясений, что свидетельствует о меньшей стабильности вещества этой зоны по сравнению с ниже- и вышележащими толщами.

Известно, что оболочка Земли, в частности верхняя мантия, примерно наполовину состоит из окиси кремния — основного породообразующего соединения вещества верхней мантии. В настоящее время известно несколько модификаций кремнезема; в частности, для нас представляет интерес коэсит, в который может переходить кварц в условиях мантии на глубинах порядка 110—130 км с уменьшением объема примерно на 12% (плотность изменяется на 13,6%). Если вслед за А. Е. Рингвудом [379] считать, что в верхней мантии возможно наличие пироксена, то можно ожидать полиморфный (?) переход в этой группе минералов, поскольку Бриджмен обнаружил такой переход в пироксените при температуре +150° С (420 К) и давлении около 25000 кГ/см^2 $(25 \cdot 10^8$ Н/м^2), что соответствует глубине порядка 80 км [31].

За время, прошедшее после подготовки первого издания настоящей книги (1963), по данным экспериментальных работ многих исследователей (см. гл. III), количество известных переходов различных веществ увеличилось, благодаря чему расширился интервал температур и глубин протекания указанных процессов, что в значительной мере уменьшило дискус-

сионность вопроса об использовании фазовых, полиморфных и электронных переходов в качестве причин движений земной коры. Дальнейшие экспериментальные исследования, несомненно, раскроют еще более широкую гамму переходов различных, слагающих верхнюю мантию, веществ, чем будет окончательно устранена дискуссионность развиваемого здесь положения о возможности охвата подобными переходами большой вертикальной мощности слоев в верхней мантии Земли.

Выдвинутую А. Е. Рингвудом [376, 377, 378, 379, 381] гипотезу о неоднородном составе мантии мы склонны рассматривать как существенное дополнение и дальнейшее развитие взглядов, по которым ареной зарождения и развития процессов, обусловливающих тектоническую жизнь земной коры, является именно мобильная зона верхней мантии и, главным образом, область относительно пониженных сейсмических скоростей. В наших построениях как раз принято, что именно в этой зоне, а также и несколько ниже нее, осуществляются фазовые, полиморфные, электронные переходы и химическая перестройка вещества верхней мантии [199—210].

Гипотеза А. Е. Рингвуда в отличие от гипотезы теплового расширения в верхней мантии и фазового перехода на границе М не встречает возражений, высказанных в адрес последних. По ней, как и в гипотезе фазовых, полиморфных, электронных переходов и химических преобразований, перестройке подвергается вещество слоя верхней мантии, толщина которого измеряется сотнями километров, так что предполагаемое Рингвудом даже трехпроцентное изменение объема будет достаточным для образования прогибов и поднятий земной коры, характеризующихся значительными амплитудами.

Таким образом, резюмируя результаты рассмотрения принципиальной схемы возможных причин, приводящих к вертикальным движениям земной коры, можно сделать вывод, что главной причиной этих движений является фазовый, полиморфный, электронный переходы и, возможно, химическая перестройка вещества верхней мантии на глубинах от 50 до 200—300 км и более. Перетекание вещества верхней мантии как причина вертикальных движений земной коры отвергается, поскольку оно противоречит распределению аномалий гравитационного поля основных структурных элементов земной коры (см. гл. II). Что касается других процессов, которые могут оказывать определенное влияние на развитие земной коры вообще и на ее вертикальные движения в частности, то тепловое расширение вещества внутри верхней мантии и фазовый переход на границе М должны рассматриваться как дополнительные причины, поскольку они не могут обусловить большие амплитуды поднятий и опусканий, а некоторыми из них нельзя объяснить и колебательный характер вертикальных движений земной коры. Эти причины, по-видимому, вызывают только небольшие по амплитуде вертикальные перемещения земной коры, осложняющие основные направленные, но имеющие колебательный характер движения. Полиморфный переход на границе зон *B* и *C*, учитывая большую глубину ее залегания, может создавать некоторый фон общего поднятия или опускания земной коры на больших площадях с малой амплитудой перемещения и без образования заметных глубинных разломов.

Схемы формирования геоструктурных единиц земной коры

Основываясь на изложенных принципиальных положениях относительно вертикальных движений земной коры, лежащих в основе тектогенеза, перейдем к рассмотрению схем формирования основных геотектонических элементов: глубинных разломов, платформенных прогибов и поднятий,

впадин внутриконтинентальных морей, геосинклинальных прогибов, складчатых горных сооружений, возникновения и функционирования магматических очагов.

Образование глубинного разлома

Главной причиной тектонических движений земной коры, и в первую очередь вертикальных, является изменение объема вещества мантии под действием изменяющихся давлений и температуры за счет фазовых, полиморфных, электронных и химических преобразований. В дальнейшем для краткости мы будем называть такой процесс изменения объема сжатием или расширением, т. е. сокращением или увеличением его.

Один из основных элементов земной коры, определяющий общий структурный план любой территории земного шара, — глубинные разломы. Ими земная кора разделяется на блоки, с обособленными элементами структуры каждого из них и относительными вертикальными и горизонтальными перемещениями. Они же определяют пути миграции различных рудных и других растворов и флюидов, отложение и концентрацию в определенных местах рудных и иных полезных ископаемых. Поэтому мы начнем рассмотрение вопроса о формировании основных структурных элементов земной коры именно с формирования глубинного разлома.

Возникновение и развитие глубинного разлома, исходя из концепции сжатия и расширения вещества в верхней мантии Земли как главной причины тектонических движений, представляется в следующем виде. Процессы сжатия или расширения, связанные с полиморфным, электронным или фазовым переходом вещества в локализованном участке некоторого тонкого горизонтального слоя, распространяются вверх или вниз, захватывая все новые и новые слои, все увеличивающуюся по мощности толщу внутри верхней мантии Земли.

Сжатие и расширение — процессы, распространяющиеся во все стороны. Вследствие некоторого сокращения или увеличения размеров слоя в горизонтальном направлении в граничной области сжимающегося или расширяющегося участка слоя образуется зона изменения напряжений (их ослабления или усиления и некоторой деформации подкорового вещества). Эта область по мере развития процесса полиморфного или иного превращения постепенно распространяется вверх. Над нею возникают скалывающие напряжения и деформации, характеризующиеся силами, направленными вниз над краем сжимающихся и вверх над краем расширяющихся слоев, и силами встречных направлений, возникающими над стабильной частью слоев. Те и другие — проявление сил прочности вещества верхней мантии. Дальнейшее развитие процесса приводит к распространению его вверх до земной коры и далее на область самой коры, которая в начале процесса, имея определенную прочность, остается в напряженном состоянии, но не разрушается. Затем, когда силы прочности оказываются превзойденными, наступает момент дробления коры и вертикального перемещения одного ее блока по отношению к другому.

Термин «глубинный разлом», как следует из предложенной схемы его формирования, применяется здесь в несколько необычном, расширенном смысле, т. е. при выделении такого разлома вместе с чертами внешнего проявления глубинных разломов в приповерхностной зоне Земли, характеристика которых дана в обобщающих работах А. В. Пейве [153—157], В. Е. Хаина [230, 232 и др.], мы будем учитывать совокупность трех генетически связанных глубинных элементов разлома. Один из них — наиболее глубоко размещенный — область дифференциации процесса послойного полиморф-

ного или иного перехода подкорового вещества; вторым элементом является располагающаяся выше, но еще в подкоровом слое, зона напряжений и сдвиговых деформаций; третий элемент — сопровождающая и продолжающая вверх зону сдвиговых деформаций полоса дробления земной коры, где уже проявляются внешние геологические признаки глубинного разлома.

Дадим характеристику этим трем элементам глубинного разлома (рис. 21).

Первый элемент. Область дифференциации процесса полиморфного, электронного и фазового переходов вещества представляется как участок некоторого, по-видимому близкого к горизонтальному, сравнительно тонкого слоя подкорового вещества, где контактируют сжимающаяся или расширяющаяся часть данного слоя со стабильной его частью, не захваченной процессом перехода. Таким участком может быть и зона слоя, где наблюдается изменение скорости самого процесса полиморфного и иного превращения или даже перемена знака этого процесса, т. е. переход вдоль слоя от сжимающейся его части к расширяющейся. В таких участках неизбежно перераспределение существующих напряжений, вследствие чего они (зоны) будут являться местами ослабленными, с нарушенными связями прочности. Связи прочности здесь ослаблены еще дополнительно за счет действия горизонтальных растягивающих или сжимающих усилий, направленных к сжимающейся части слоя или же от расширяющейся его части. Эти участки слоя как раз и являются зонами зарождения глубинных разломов в подкоровом субстрате — в верхней мантии Земли. Глубинные разломы зарождаются, таким образом, на глубинах, измеряемых многими десятками и первыми сотнями километров.

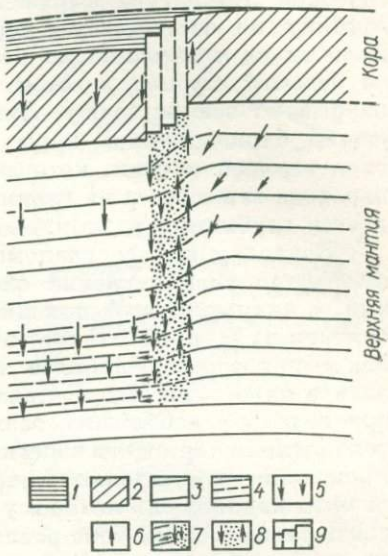


Рис. 21. Схема образования глубинного разлома.

1 — осадочный чехол; *2* — кристаллическая земная кора; *3* — стабильный субстрат; *4* — зона сжатия (область послойного, полиморфного, фазового, электронного превращений подкорового вещества); *5* — направление перемещения масс; *6* — направление действия сил прочности подкорового слоя, возникающих в зоне глубинного разлома; *7* — граничная область сжимающегося слоя подкоровой зоны; *8* — область напряжений и сдвиговых деформаций в подкоровом слое; *9* — зона дробления земной коры (ступенчатая система сбросов).

Второй элемент. Зона напряжений и сдвиговых деформаций появляется выше, над областью дифференциации процесса полиморфного и других переходов вещества. Она вызывается тем обстоятельством, что, например, при сжатии первого и последующих слоев вся вышележащая толща мантии под действием собственного веса и веса коры стремится переместиться вниз, вследствие чего над краем сжимающихся слоев создаются силы, направленные вертикально вниз. Над стабильной же частью слоя, граничащей со сжимающимся его участком, возникают силы реакции прочности, направленные вверх и противодействующие вертикальному перемещению. Аналогичную картину мы будем наблюдать, очевидно, и в краевой части области расширения слоя подкоровых масс, но с обратным направлением сил. Совокупность описанных сил и создает зону напряжений и сдвиговых деформаций (рис. 21).

Третий элемент. Область дробления земной коры образуется над зоной сдвиговых деформаций подкорового слоя после того, как окажется превзойденным предел прочности земной коры. Благодаря «хрупкости» кристаллической земной коры в ее толще возникают многочисленные расколы, сбросы,

на больших глубинах близкие к вертикальным и дифференцирующиеся по направлению от вертикальных до диагональных, иногда очень пологих, приводящих в верхних частях коры к надвиговым явлениям.

Таким образом, зарождаясь в краевых частях зон сжатия или расширения подкорового вещества на глубинах, измеряемых сотнями километров, процесс, формирующий глубинные разломы, развивается вверх, приводя в конечном итоге к разрывам земной коры, в том числе и ее осадочного чехла. Отсюда, между прочим, следует, что встречающееся довольно часто в геологической литературе выражение о «проникновении» разломов на большую глубину не соответствует действительному положению вещей. *Глубинные разломы не проникают на большие глубины, они возникают, зарождаются на большой глубине,* а затем, развиваясь вверх, достигают земной коры и разрывают всю ее толщу. Амплитуда относительных вертикальных перемещений блоков земной коры определяется, очевидно, величиной мощности слоя верхней мантии, который охвачен процессом полиморфного или иного перехода вещества и на границе которого со стабильной частью слоя зарождается глубинный разлом.

Зона глубинного разлома является механически ослабленной, и в ней неизбежно возникновение сложной системы перераспределения напряжений, с концентрацией дополнительных усилий в одних частях разлома и снятием их в других. В связи с этим в местах ослабления возможно расплавление некоторых, наиболее легкоплавких компонентов подкорового субстрата и даже всего его состава в целом и образование магматического очага сравнительно небольших размеров. Вместе с этим глубинный разлом как ослабленная термодинамически и нарушенная механически зона, по которой происходит относительное перемещение масс, несомненно, является своеобразным каналом, по которому может перемещаться жидкая магма как образовавшаяся в самой зоне разлома, так и поступающая сюда из очага расплава, находящегося между областью сжимающегося вещества мантии и земной корой; формирование очага расплава относится к начальному периоду зарождения прогибов земной коры. На рассмотрении этих вопросов мы остановимся дальше.

Формирование магматического очага и прогиба на платформе

Формирование прогибов на платформах обусловливается сжатием (сдавливанием) подкорового вещества на глубине, а поднятия земной коры связаны с расширением подкоровых масс [199—210]. Уточненная схема процессов, с которыми связано формирование платформенного прогиба, представлена на рис. 22.

1. Вследствие довольно резкого изменения ротационного режима Земли, обусловленного действием сил, вызванных внутренними и внешними процессами, а также, вероятно, и в связи с накоплением термоупругих напряжений (см. гл. IV) существующие геодинамические напряжения в мантии Земли, и особенно в ее верхней зоне, перераспределяются. Происходит концентрация напряжений в одних участках мантии и снятие, ослабление — в других.

2. Перераспределение — концентрация дополнительных и снятие части существующих напряжений — вызывает в некоторых *локализованных* зонах мантии изменение термодинамических условий и доводит их до критических уровней в тех, по-видимому, горизонтальных, сравнительно тонких слоях, где они были близки к критическим.

3. При достижении критических уровней термодинамических условий начинается процесс полиморфного, электронного или фазового перехода всего состава подкорового вещества или некоторых из его компонентов.

Ранее было показано, что термодинамические условия в Земле, в том числе и в мантии,являются функцией радиуса (или глубины) некоторого сфероидического слоя. Как следует из экспериментальных данных, для всякого вещества и, в частности, для каждого компонента вещества Земли и мантии существует определенный уровень термодинамических условий. Более того, для большинства, а возможно и для всех веществ, есть не один, а ряд уровней, при которых осуществляются полиморфный, фазовый и электронный переходы с изменением объема. Это положение относится особенно к менее стабильной области верхней мантии Земли, где обнаруживается волновод Гутенберга, или зона термически «размягченного» вещества.

В связи с этим при переменах геодинамических напряжений процессы полиморфных и иных переходов могут возникать на разных глубинах верхней мантии Земли.

4. Полиморфные и другие переходы совершаются с выделением или поглощением тепловой энергии, которая доводит термодинамические условия в соприкасающихся сверху или снизу слоях до критических, в связи с чем в одном из них, а возможно и в обоих, начинается полиморфный (фазовый, электронный) переход всего или каких-то компонентов вещества также с выделением или поглощением тепла. Образовавшаяся тепловая энергия передается предыдущим, а также третьим слоям, где, в свою очередь, вызывает процесс перехода вещества и т. д. Развивается нечто подобное цепной реакции превращений вещества.

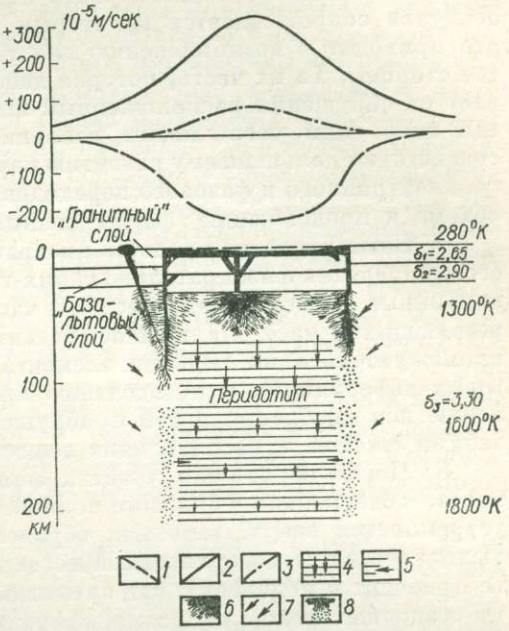


Рис. 22. Схема образования платформенного прогиба.

1 — кривая гравитационного действия дефекта масс у контактов слоев прогнувшегося участка земной коры; *2* — кривая гравитационного действия избытка масс уплотненной зоны подкорового вещества; *3* — кривая суммарного гравитационного действия масс, размещенных у поверхностей Конрада и Мохоровичича; *4* — зона уплотнения (длина стрелок пропорциональна амплитуде перемещения); *5* — зона концентрации напряжений при переходе от стабильного к сжимающему веществу; *6* — зона пониженного давления и расплавления; *7* — направления перемещений подкоровых масс из-под крыльев прогиба под его центральную часть; *8* — глубинные разломы и изверженные породы.

Плотности указаны в 10^3 кг/м^3.

5. Вышележащая толща подкоровых масс под действием собственного веса начинает перемещаться вниз. Земная кора и, вероятно, самый верхний, подкоровый слой мантии на начальном этапе развития такого процесса, благодаря силам прочности и «арочному» эффекту, удерживаются в виде некоего свода. В верхней части мантии в результате эффекта частичного снятия давления земной коры и подкорового слоя наступают условия несколько сниженного давления. Как известно из теоретической и экспериментальной физики, это приводит к уменьшению теплоемкости масс и к спонтанному сбрасыванию образовавшегося избытка скрытой тепловой энергии в форме повышения температуры. Вместе с тем уменьшение давления,

обусловленное «арочным» эффектом участка коры и подкорового слоя, вызывает снижение температуры плавления вещества. Последнее в совокупности с повышением уровня температуры (учитывая близость этого уровня к температурам плавления в верхней мантии Земли) приводит к расплавлению вначале наиболее легкоплавких компонентов подкорового вещества, а затем и всей его массы. Так мы представляем себе причины и механизм образования *магматического очага,* в котором появляются жидкая и газообразная фазы вещества.

6. Появление в верхней части подкоровой зоны жидкой и газовой фаз вещества сопровождается некоторым увеличением объема в зоне расплава, что приводит к возникновению сил расширения. Силы эти направлены во все стороны. Та их часть, которая действует по вертикали вверх, поддерживает от обрушения расположенный выше участок земной коры; направленные вниз силы увеличивают давление в зоне полиморфного перехода и содействуют дальнейшему развитию начавшихся ранее процессов полиморфного, электронного и фазового переходов, что ведет к дальнейшему уменьшению объема и продолжению формирования прогиба.

7. Возникновение процесса превращения вещества на глубине (как всего его состава, так и избирательно каких-то компонент) приводит к зарождению глубинных разломов над краевыми частями сжимающихся и, вероятно, расширяющихся масс. Дальнейшее развитие процесса приводит к образованию промежуточного по глубине элемента разломов (зоны напряжений и сдвиговых деформаций), к преодолению предела прочности земной коры, появлению зон дробления в ней и обрушению ее участка, расположенного над зонами сжатия и расплавления вещества.

8. После обрушения участка земной коры подвижная расплавленная масса, содержащая в большом количестве газовую компоненту, по трещинам устремляется вверх, заполняя образовавшиеся в коре полости трещин и выливаясь на ее поверхность. Многократность процесса излияния лавы часто приводит к появлению над гранитным слоем переслаивающихся эффузивно-осадочных толщ, например эффузивно-осадочная толща среднего девона Днепровско-Донецкой впадины [221].

9. Обрушение участка земной коры восстанавливает прежний уровень давления, уничтожает условия сниженного давления между корой и зоной сжатия вещества, захваченного полиморфным или иным переходом, которые возникают в начальном этапе процесса сжатия вещества на глубине. В связи с этим дальнейшее расплавление (и выплавление) вещества в очаге прекращается, а по использовании запаса расплава прекращается и эффузивная (и интрузивная) деятельность. В последующем благодаря действию нового перераспределения геодинамических напряжений, задержке, или торможению, в опускании участка коры и т. д. могут вновь возникнуть условия для расплавления, однако они будут уже менее эффективными, чем начальные, поскольку связи прочности коры нарушены и «арочный» эффект не будет играть прежней роли.

10. Процесс сжатия (сдавливания), стимулируемый весом обрушенного участка коры, а также весом отлагающихся в прогибе осадков, продолжается обычно в течение длительного геологического времени, измеряемого десятками и сотнями миллионов лет (геологические периоды, эры) и приводит к формированию платформенных прогибов, к накоплению в них мощных толщ осадочных, осадочно-эффузивных и вулканогенных пород.

11. Процесс сжатия (сдавливания) вещества на глубине является *направленным колебательным процессом.* Длительное общее сжатие часто приостанавливается, а иногда заменяется обратным процессом — расширением,

что приводит к временному прекращению осадконакопления и к частичному размыву уже отложившихся толщ. Замена сжатия расширением происходит в связи с изменениями термодинамической обстановки на глубине, вызываемыми, в первую очередь, довольно частыми (в геологическом масштабе времени) сменами геодинамических напряжений, а также и другими причинами, например термоупругими напряжениями, поверхностными термическими возмущениями и т. д.

12. Мы считаем, что так возникает центральная, наиболее глубокая, обычно обрамленная глубинными разломами часть платформенной впадины (прогиба). Бортовые ее части могут образовываться за счет: а) сжатия вещества на глубине непосредственно под крыльями впадины и б) некоторого подтока подкорового вещества из-под крыльев под центральную часть впадины, т. е. к области сжимающегося объема подкоровых масс, послужившего причиной образования центрального прогиба. Здесь можно предполагать проявление эффекта «засасывания», связанного с расширением вверх области действия зоны сжатия вещества на глубине. Оговорим сразу же, что этот подток не имеет ничего общего с движением подкоровых масс, предусматриваемым концепцией подкоровых течений как причины движений земной коры. В нашей схеме подток идет под формирующуюся впадину, а не из-под нее, как это постулируется в гипотезе перетекания, которая считает, что впадина формируется путем оттока подкоровых масс из-под нее и «засасывания» участка земной коры.

13. Глубинные разломы могут образовываться не только над краевыми частями области сжатия или расширения. Они возникают и в центральных, и в крыльевых частях впадин и поднятий именно в тех местах, где изменяется в горизонтальном направлении режим процесса сжатия (сдавливания) или расширения вещества.

Можно предположить, что именно изменение режима процесса сжатия или расширения вещества, наблюдающегося вдоль направления простирания формирующейся впадины или поднятия, ведет к образованию *поперечных глубинных разломов*. Графическое пояснение описанной схемы формирования прогиба в платформенных условиях дано на рис. 22.

В таком виде представляются общие принципы и положения теории формирования прогиба и магматического очага в платформенных условиях. Как видим, образование зоны расплавления и функционирование магматического очага теснейшим образом связаны с формированием прогиба. Это обстоятельство и привело к необходимости совместного рассмотрения условий и путей образования этих геотектонических элементов.

Перейдем теперь к рассмотрению вопроса об участии в формировании прогиба и магматического очага других возможных процессов.

Как известно, при формировании прогиба неизбежно накопление мощных толщ сравнительно рыхлых пород, имеющих обычно низкую теплопроводность. Такие отложения должны действовать как экран для теплового потока, идущего из глубин Земли к ее поверхности и во внешнее пространство. Вследствие этого температура коры и верхней мантии в зоне формирования прогиба будет повышаться. Ее повышению будет содействовать и тепловая энергия, выделяющаяся в зоне полиморфного перехода вещества. Каково же влияние этого повышения температуры на возникновение и развитие других процессов в мантии Земли и земной коре?

Тепловое расширение вещества. Очевидно, указанное повышение температуры не может не привести к *тепловому расширению* вещества мантии и коры в зоне формирования прогиба, а это будет *противодействовать* образованию прогиба.

Фазовый переход на границе Мохоровичича. Повышение температуры, связанное с формированием прогиба, должно привести к понижению поверхности М к переходу эклогита в базальт с увеличением объема. Последнее вызовет соответствующее *противодействие* прогибанию земной коры.

Фазовый переход типа твердое вещество⇄жидкость⇄газ. Повышение температуры, очевидно, может вызвать переход вещества мантии в одном направлении: от твердого к жидкому и от жидкого к газообразному. Это означает, что в подавляющем большинстве случаев будет происходить *увеличение объема,* что будет *препятствовать* формированию прогиба, вызвавшему повышение температуры.

Фазовый переход на границе зон *B* и *C*. В данном случае общее повышение температуры в зоне формирования прогиба должно вызвать понижение поверхности, разделяющей зоны *B* и *C*, т. е. вызвать переход рутилоподобной или шпинелеподобной модификации оливина в орторомбический оливин с *увеличением объема.* Следовательно, процесс будет *противодействовать* формированию прогиба, вызвавшему повышение температуры.

Таким образом, при формировании прогиба на платформе, если оно происходит за счет полиморфного или иного перехода вещества верхней мантии в мобильной зоне на глубинах от 50 до 200—400 км и вызывает повышение температуры, другие возможные процессы, связанные с повышением температуры, как причина вертикальных движений земной коры будут оказывать лишь *противодействие* формированию прогиба.

Формирование поднятия земной коры

Перераспределение геодинамических и термоупругих напряжений приводит к их усилению и концентрации в одних участках верхней мантии и к уменьшению, снятию некоторой части планетарных геодинамических напряжений — в других. Если *концентрация* напряжений, естественно, приводит к увеличению давления и в определенных зонах может привести к полиморфному, электронному и иному переходу вещества с уменьшением объема (что ведет, как мы видели, к образованию прогиба в земной коре), то формирование поднятия земной коры, как обратного явления, будет результатом *снятия* части геодинамических напряжений.

Уменьшение геодинамических и термоупругих напряжений приводит к уменьшению давления, достижению в некоторых местах мантии критических уровней термодинамических условий и к полиморфному, электронному, фазовому переходам некоторой части вещества с уменьшением плотности и *увеличением объема.* Это увеличение объема и создает силы, действующие в основном по линии наименьшего сопротивления, т. е. вверх, против силы тяжести, что и приводит к формированию поднятия в земной коре.

В краевых частях области расширения вещества в подкоровой зоне, аналогично тому, как на периферии зоны сжатия при образовании прогиба, возникает глубинный разлом, имеющий те же главные элементы. Некоторое отличие его от разлома в зоне прогиба, по-видимому, будет состоять в том, что здесь менее вероятно зарождение магматического расплава непосредственно в самой зоне разлома, так как он развивается в условиях горизонтального сдавливания, а не растяжения, как в прогибе.

Расширение вещества верхней мантии при формировании поднятий происходит, вероятно, аналогично сжатию при образовании прогибов, т. е. послойно, в тонких горизонтальных слоях мантии, с последовательным

захватом достаточно больших по мощности толщ. Полиморфный и иной переход вещества с увеличением объема, как правило, осуществляется с поглощением тепловой энергии. При таком переходе температура в расширяющемся слое должна понизиться, что вызовет приток тепла в этот слой из соседних соприкасающихся с ним слоев. Последнее может довести термодинамические условия в них до критического уровня и процесс полиморфного и иного перехода распространится на соседние слои и т. д., чем обеспечивается формирование значительных по амплитуде поднятий земной коры. Если принять, например, что при полиморфном переходе объем вещества изменяется на 5—10%, причем почти все изменение будет идти в сторону изменения только вертикальных размеров слоя, то при образовании прогиба земной коры полиморфным или иным переходом должна быть охвачена толща мощностью порядка 20—10 км на каждый километр подъема коры. Аналогичное соотношение будет наблюдаться и при образовании прогиба за счет сжатия вещества на глубине. Отсюда следует, что при формировании прогибов и поднятий значительной амплитуды полиморфные и иные переходы должны осуществляться в толщах мантии, достигающих многих десятков и даже сотен километров.

В отношении общей схемы формирования самого поднятия земной коры наблюдается полная аналогия со схемой образования прогиба только с заменой знаков протекания процессов на обратные. Что касается образования магматического очага, то при формировании поднятия не возникает условий для расплавления масс подкоровой зоны. Силы расширения, возникающие в зоне полиморфного и иного перехода вещества и приподнимающие при формировании поднятия всю вышележащую толщу подкоровой зоны и кору, сжимают вещество верхней мантии, находящееся между зоной расширения и корой. Это препятствует расплавлению вещества и возникновению магматического очага. Однако условия для расплавления все же могут возникнуть в зонах глубинных разломов благодаря нарушению геодинамического и термодинамического состояний в незначительных объемах, в самой сравнительно узкой зоне глубинного разлома. Расплав в небольших количествах может интрудировать в земную кору и частично вылиться на ее поверхность. Однако масштаб внедрений и излияний будет незначительным по сравнению с подобными явлениями, сопровождающими формирование прогибов.

Каково же будет участие других (назовем их дополнительными) процессов, если исходить из того, что образование поднятия земной коры происходит за счет расширения вещества мантии на глубине, обусловленного некоторым снятием напряжений и вызванными этими полиморфными и иными переходами вещества?

Формирование поднятия на платформах, как правило, ведет к обнажению теплопроводящего докембрийского фундамента, или, по крайней мере, к уменьшению толщи наиболее рыхлых пород верхней части осадочного чехла, характеризующихся малой теплопроводностью. Это, естественно, должно привести к усилению вывода тепловой энергии из коры и мантии во внешнее пространство и к соответственному охлаждению подкорового вещества в области формирующегося поднятия. Снижение температуры будет оказывать следующее влияние на возникновение и развитие ряда процессов в верхней мантии.

Тепловое расширение. Очевидно, что охлаждение должно привести к *сокращению объема* вещества в зоне формирующегося поднятия, что будет *противодействовать* образованию поднятия, замедлять этот процесс и уменьшать амплитуду подъема.

Фазовый переход на границе Мохоровичича. Снижение температуры повышает поверхность М и ведет к переходу базальта в эклогит с *сокращением объема* и, следовательно, *препятствует* формированию поднятия.

Фазовый переход типа твердое вещество $\rightleftarrows$ жидкость $\rightleftarrows$ газ. При снижении температуры и неизменном давлении этот переход может идти, как правило, в направлении газ $\rightarrow$ жидкость $\rightarrow$ твердое вещество с *уменьшением объема* и, следовательно, будет также *препятствовать* формированию поднятия.

Фазовый переход на границе зон *B* и *C*. Охлаждение ведет к фазовому переходу орторомбического оливина в кубический (в рутило- или шпинелеподобную модификацию) с уменьшением объема и к перемещению этой границы кверху, что вызывает *противодействие* формированию поднятия.

Таким образом, при формировании поднятия земной коры, как и при образовании прогиба, перечисленные процессы, во-первых, возникают как следствие самого формирования и, во-вторых, *противодействуют* образованию поднятий и прогибов.

Мы рассмотрели действие на процесс формирования прогибов и поднятий земной коры дополнительных процессов, причем касались только тех из них, которые возникают как следствие формирования структур, вызывающих изменение температуры. Именно эти вариации температуры мы принимали в качестве причины возникновения и развития дополнительных процессов. Вместе с тем следует иметь в виду, что изменения температуры в верхней мантии Земли могут быть обусловлены и другими явлениями, не зависящими от формирования прогиба или поднятия земной коры за счет полиморфных и иных переходов вещества мантии. Поэтому дополнительные процессы могут зарождаться как самостоятельные явления и приводить к формированию незначительных по амплитуде структурных форм и их элементов в земной коре.

О колебательном характере формирования прогибов (поднятий) земной коры

Известно, что процесс формирования прогибов (поднятий) земной коры — процесс колебательный. На фоне общего длительного прогибания наблюдаются частые, сравнительно кратковременные периоды его остановки или даже замены на встречное движение — поднятие.

Такой процесс обусловлен колебательным характером фазовых, полиморфных и электронных переходов, которые лежат в основе причин вертикальных движений земной коры. Мы уже указывали, что колебательный характер процесса формирования прогиба может быть обусловлен попеременным возникновением условий сжатия или некоторого расширения в том или ином слое мантии Земли на фоне общего сжатия (сдавливания). Это и приводит то к погружению вышележащего участка коры, то к его временной остановке и даже подъему. В ряде случаев встречные движения, т. е. периоды поднятий, могут быть достаточно длительными, что приводит к размыву иногда значительных толщ накопившихся ранее осадочных пород.

Мы считаем, что наряду с этим определенная, возможно значительная, роль в колебательном характере направленного процесса сжатия некоторого объема вещества мантии принадлежит самому процессу сжатия — его термическим и термодинамическим эффектам.

Схему колебательного характера процесса формирования прогиба (поднятия) земной коры можно представить в следующем виде.

Нисходящее движение участка земной коры ab (рис. 23) вызывается фазовым, полиморфным или электронным переходом вещества мантии с уменьшением его объема. Переход происходит под действием дополнительных геодинамических и термоупругих напряжений, вызывающих повышение давления в некотором, довольно тонком горизонтальном слое A мантии и сопровождается, как известно, сокращением объема на величину $\Delta_1 V$ и выделением тепловой энергии (см. гл. V).

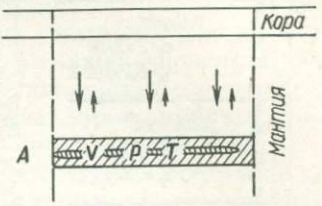


Рис. 23. Схема для объяснения колебательного характера вертикальных движений земной коры при формировании прогиба.

A — слой мантии Земли; V — объем слоя; P — испытываемое им давление; T — температура слоя; стрелки показывают соотношение амплитуд вертикального перемещения вышележащих толщ мантии и земной коры за счет процессов, протекающих в слое A.

Процесс полиморфного или иного перехода осуществляется мгновенно, он протекает адиабатически, в связи с чем выделившаяся тепловая энергия пойдет на нагревание вещества самого слоя и вызовет повышение температуры.

Это нагревание приведет к термическому расширению и увеличению объема слоя на $\Delta_2 V$. Но такое увеличение, в отличие от расширения, связанного с фазовым, полиморфным и тем более электронным переходами, приведет лишь к незначительному увеличению объема, по абсолютной величине намного меньшему, чем уменьшение, вызванное полиморфным или иным переходом, т. е.

$$|\Delta_1 V| \gg |\Delta_2 V|.$$

Кроме того, поскольку вещество данного слоя находится в термодинамических условиях, близких к критическим, его нагревание теплом перехода может вызвать в центральной зоне обратный переход, сопровождающийся расширением, увеличением объема на величину $\Delta V_ц$.

Тепловое расширение слоя, претерпевшего полиморфный или иной переход, и возможный обратный переход части вещества в центральной зоне слоя, могут привести к увеличению объема слоя A на величину $\Delta_2 V + \Delta V_ц$, что может служить причиной остановки нисходящего движения и возникновения встречного — восходящего, но со значительно меньшей амплитудой, чем у нисходящего, поскольку

$$\Delta_2 V + \Delta V_ц \ll \Delta_1 V.$$

В связи с довольно высокой теплопроводностью мантии тепловая энергия фазового или иного перехода за короткий промежуток времени релаксирует, и дополнительные геодинамические (возможно, и термоупругие) напряжения приведут к фазовому, полиморфному или электронному переходу в следующем слое, где появятся критические термодинамические условия, и т. д.

Таким образом, термические и термодинамические свойства самих фазовых, полиморфных и электронных переходов, в сочетании с переменами в геодинамических и термоупругих напряжениях, вероятно, приводят к тому, что процесс формирования прогиба носит колебательный характер.

Формирование глубоких впадин внутриконтинентальных морей

Впадины внутренних морей (Черного, южной части Каспийского, Эгейского, Адриатического и др.) характеризуются наличием интенсивных положительных аномалий силы тяжести в гидротопографической редукции, т. е. при введении поправки, дополняющей плотность морской воды до плотности «гранитного» слоя. Анализ гравитационного состояния этих морских

бассейнов показывает, что под ними существуют зоны уплотненного подкорового вещества на глубине, возникшие за счет полиморфных и других переходов в сравнительно короткие периоды геологического времени [202].

Основные положения, характеризующие процесс формирования глубоких впадин внутриконтинентальных морей, сходны со схемой образования прогиба на платформах. Здесь, как и на платформе, прогибание земной коры является следствием сжатия (сдавливания) вещества в верхней мантии Земли, происходящего при полиморфном, электронном или ином переходе в локализованной зоне. Процесс протекает здесь, по-видимому, более интенсивно, с большей скоростью, чем на платформе.

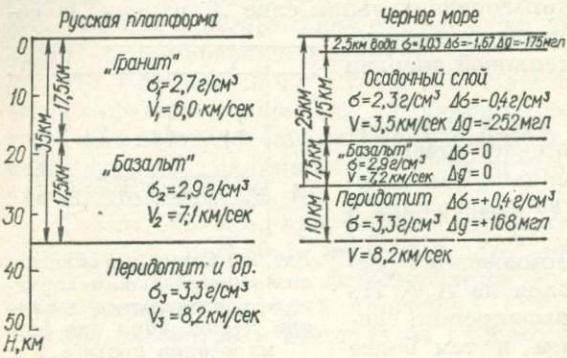


Рис. 24. Сопоставление строения земной коры Черного моря и Русской платформы.

В связи с этим непосредственно под корой образуется значительная по размерам зона резко сниженного давления (сводообразное сдерживание земной коры, связанное с силами ее прочности), что приводит к снижению температуры плавления и уменьшению теплоемкости вещества мантии, к общему подъему уровня температуры в этой зоне, к образованию мощного магматического очага. Расплавление захватывает не только подкоровое вещество, но и нижние части земной коры и приводит к уменьшению ее толщины. При последующем обрушении «повисшего» участка коры нижние ее горизонты по трещинам насыщаются магмой основного, возможно, ультраосно́вного состава и, частично, расплавляются, теряют газовую фракцию. В результате после остывания плотность и скорость сейсмических волн их увеличивается.

Кратковременность образования впадин морей, а следовательно, и кратковременность, т. е. большая скорость, процесса сжатия подкоровых масс на глубине вызывают появление «компенсационных» процессов расширения вещества в верхней мантии, в ее частях, примыкающих к зоне сжатия по горизонтальной периферии. Возможно, в этом находится объяснение тому, что, как правило, внутриконтинентальные моря окаймлены, будто огибаются со всех сторон высоко поднятыми горными сооружениями, воздымание которых, вероятно, и вызвано квазикомпенсационными явлениями (расширением вещества) в подкоровой зоне вокруг области сжатия, обусловливающей образование глубоких впадин внутренних морей.

Сделаем теперь попытку подойти конкретно к решению вопроса о причинах формирования глубокой впадины Черного моря на основании новейших данных, освещающих строение земной коры этого бассейна. По данным глубинных сейсмических зондирований, проведенных за последние годы строение коры Черноморской впадины представляется следующим образом [142].

В верхней части разреза находится слой воды мощностью 2,5 км, далее — слой осадочных пород характеризующийся скоростью прохождения продольных сейсмических волн v_P = 3500 м/сек. Толщина последнего колеблется от 8 до 17 км, достигая в центральной части впадины в среднем 15 км. По приблизительной оценке, сделанной разными авторами [например, 8, 9], средняя плотность этих пород σ = 2,3 г/см³. Под слоем осадочных пород,

согласно сейсмическим данным, находится «базальтовый» слой, толщина которого в центральной части моря составляет около 8 км. Скорость продольных сейсмических волн в нем $v_P = 7{,}2$ км/сек, плотность — $\sigma = 2{,}9$ г/см^3. «Базальтовый» слой подстилается подкоровым субстратом, граничная скорость в котором $v_P = 8{,}2$ км/сек и плотность может быть принята равной 3,3 г/см^3 (рис. 24).

Проведем сравнение описанного строения земной коры Черноморской впадины, ее центральной глубоководной части, с типичным средним строением коры континентального платформенного типа, которую мы вправе принять в качестве исходного, отправного, пункта как наиболее распространенную, занимающую на континентах подавляющее большинство территории.

Аномалии силы тяжести в редукции Буге на платформе, например на Русской (Восточно-Европейской), в среднем близки к нормальному значению. Наблюденные значения силы тяжести в центральной части Черного моря также близки к нормальному значению (не считая отклонений, измеряемых единицами и первыми десятками миллигал).

Строение континентальной платформенной коры примем в таком виде: общая мощность коры равна 35 км, «гранитного» слоя — 17,5 км с плотностью 2,7 г/см^3 и «базальтового» слоя — 17,5 км, но с плотностью, равной 2,9 г/см^3; плотность подкорового субстрата примем равной 3,3 г/см^3 (см. рис. 24).

Определим, какова должна быть аномалия силы тяжести в центральной зоне Черноморской впадины, являющейся внутриконтинентальным образованием по сравнению с Русской платформой, т. е. с зоной типичного строения континентальной земной коры. В данном случае, поскольку расчеты касаются глубин до 35 км (во много раз меньших, чем даже минимальные горизонтальные размеры Черноморской впадины, составляющие южнее Крымского полуострова около 250 км), при определении величины аномалии силы тяжести мы вправе пользоваться формулой для плоскопараллельного слоя

$$\Delta g = 2\pi k \sigma h.$$

Сопоставляя левую (рис. 24) — платформенную и правую — морскую схемы строения земной коры, мы видим, что при переходе слева направо, от платформы к морю, должны получить следующие аномалии силы тяжести. Верхний слой мощностью 2,5 км (вода) имеет плотность 1,03 г/см^3, его избыточная плотность по отношению к «гранитному» слою платформы равна 1,67 г/см^3 и соответственно аномалия равна —175 мгл. Слой осадочных пород мощностью в 15 км с избыточной плотностью (по сравнению с «гранитным» слоем), равной — 0,4 г/см^3, дает аномалию в — 252 мгл. «Базальт», мощность которого равна 8 км (для упрощения расчетов мы приняли 7,5 км), дает аномалию, равную нулю, поскольку его избыточная плотность по сравнению с левым разрезом равна нулю. Наконец, нижний 10-километровый слой подкорового вещества (перидотит, дунит, эклогит и т. п.) с избыточной плотностью, равной + 0,4 г/см^3, создает аномалию + 168 мгл.

Таким образом, если мы будем считать, что ниже 35 км никаких плотностных неоднородностей и изменений нет, т. е. что слева и справа (см. рис. 24) плотности слоев одинаковы, получим общую суммарную аномалию над центральной частью Черного моря, равной —259 мгл. В действительности же наблюденные аномалии, т. е. до введения гидротопографической редукции, близки к нормальному значению. Эти — 259 мгл фактически оказываются чем-то скомпенсированными. Совершенно очевидно, что такая компенсация возможна только за счет действия уплотненных масс, размещенных на глубине. По-видимому, эти уплотненные массы представлены веществом верхней мантии, претерпевшим полиморфный, электронный или

фазовый переход, а возможно, и химическую перестройку. Следовательно, округляя аномалию до 260 мгл и учитывая значительную линейную протяженность глубоководной части впадины Черного моря с востока на запад, мы можем гравитационное действие избыточных масс, размещенных в верхней мантии, рассматривать как действие тел в форме цилиндра с горизонтальными образующими. Принимая в первом приближении их форму за круговой цилиндр, получаем положительное действие этих масс над его осью, т. е. в центре моря,

$$\Delta g_{0\text{макс}} = \frac{2k\lambda}{H} = +260 \text{ [мгл]}.$$

Если знать характер кривой аномалии силы тяжести, обусловленной действием избыточных масс, размещенных в подкоровой зоне (а он может быть определен на основании анализа данных гравиметрических и глубинных сейсмических исследований), то можно определить глубину залегания оси цилиндра, т. е. середины толщи, в которой произошло сжатие (сдавливание) вещества мантии, послужившее причиной формирования Черноморской впадины.

Исходя из реальных данных о строении земной коры, мы приходим к выводу, что основная причина возникновения и формирования глубокой впадины Черного моря заключается в сжатии вещества на глубине, в верхней мантии Земли. Этим в определенной степени решается главный вопрос проблемы.

Вместе с тем возникает и еще ряд вопросов, имеющих частное значение. Прежде всего представляет интерес вопрос — как образовалась кора уменьшенной мощности (толщина ее в центре Черного моря составляет всего лишь 23—25 км)? Куда девался «гранитный» слой? Ведь он, по-видимому, существовал, поскольку здесь мы имеем дело с образованием внутриконтинентального характера. Наконец, почему сокращена мощность «базальтового» слоя? Правильно ответить на эти вопросы крайне сложно, так как в нашем распоряжении нет еще достаточных по количеству и достоверных данных о физических параметрах всех слоев земной коры вообще, и в районе Черного моря в частности. Мы не знаем также, каков характер перехода от континентальной коры к коре Черноморской впадины. По этим вопросам можно высказать лишь некоторые гипотетические соображения и то лишь в самом общем виде.

Формирование Черноморской впадины происходило, по-видимому, в довольно короткий отрезок геслогического времени [6]. В связи с быстрым сжатием вещества на глубине непосредственно под корой образовался мощный магматический очаг, захвативший в последующем нижнюю часть коры, возможно, весь «базальтовый» слой и даже часть «гранитного». Оставшаяся верхняя часть «гранитного» слоя по трещинам была пронизана, инъецирована основной, возможно ультраосновной, магмой, благодаря чему по своим физическим свойствам она приобрела (судя по скоростям сейсмических волн) облик базальта. Этот слой имеет сейчас мощность около 8 км и скорость $v_P = 7{,}2$ км/сек. Так мы представляем себе процесс формирования и особое строение Черноморской глубоководной впадины.

Предлагаемая схема интерпретации имеющихся данных о строении земной коры глубоководной части Черноморской впадины является лишь одной из возможных; необходимо дальнейшее изучение этого интересного региона, получение новых, дополнительных данных, которые позволят прийти к менее дискуссионному решению. Однако и по имеющимся данным можно достаточно уверенно рассматривать земную кору Черноморской впадины как *новообразование*, и ни в коем случае не реликт коры океанического типа, как полагают некоторые исследователи.

Причинами возникновения и последующего развития геосинклинального прогиба служат, на наш взгляд, те же явления сжатия вещества на глубине. На основании анализа распределения гравитационного поля было показано [199—210], что под геосинклинальными прогибами так же, как и под прогибами на платформах, существуют области положительных избыточных гравитационных масс, образовавшихся не иначе, как за счет сжатия вещества на глубине под действием высоких давлений в связи с фазовыми, полиморфными и электронными переходами, послужившими причиной прогибания земной коры.

Таким образом, наряду с общностью причин и основных принципов формирования прогибов земной коры — платформенных, с одной стороны, и геосинклинальных — с другой, в схеме формирования последних и тем более во всем комплексе движений, приводящих к образованию складчатых горных сооружений, есть ряд существенных принципиальных отличий.

Прежде всего в геосинклинальных областях наблюдается этажность размещения зон, в которых происходят превращения вещества с уменьшением (сжатием) или увеличением (расширением) объема, чего, по-видимому, нет на платформах, или этажность выражена там менее четко.

Различия в глубинах размещения зон превращения вещества мантии обнаруживаются при анализе гравитационных данных, на основании которых в геосинклинальных областях выявляются аномальные массы в двух или трех в какой-то мере обособленных глубинных этажах мантии.

Вероятные движения земной коры, охватывающие всю геосинклинальную область или ее крупные части, на которые она делится по простиранию, вызываются процессами, протекающими на больших глубинах, определяемых несколькими сотнями километров. Поскольку геосинклинальные зоны, как правило, занимают большие территории (многие сотни и тысячи километров в длину и сотни километров в ширину), можно предположить, что причиной таких прогибаний могут служить как перечисленные выше процессы, протекающие в нижних частях зоны B (по К. Буллену), так и фазовый переход вещества мантии на границе зон B и C, т. е. на глубинах, определяемых сотнями километров. Не исключается возможность фазовых, полиморфных, а на этих глубинах особенно *электронных*, переходов вещества мантии в верхних частях зоны C.

Отметим, что новейшие экспериментальные данные и теоретические исследования указывают на возможность протекания под давлением при довольно высоких температурах широкой гаммы фазовых, полиморфных, электронных переходов и химической перестройки различных элементов и их химических соединений, образующих множество минеральных видов (см. гл. III). Отсюда следует, что явления сокращения или увеличения объема вещества могут наблюдаться в различных горизонтах, на различных глубинах мантии Земли, определяя тем самым этажность в размещении зон фазовых и иных преобразований. На вероятность этажного размещения зон протекания процессов в мантии Земли указывают, в частности, данные полевых исследований в Средней Азии и на Дальнем Востоке, где обнаружено расслоение мантии [77, 144, 186].

Самый общий принцип определения соотношения горизонтальных размеров геоструктурных зон земной коры с глубинами размещения очагов, вызвавших их образование, заключается в прямой зависимости между ними. Геоструктуры больших горизонтальных размеров формируются за счет

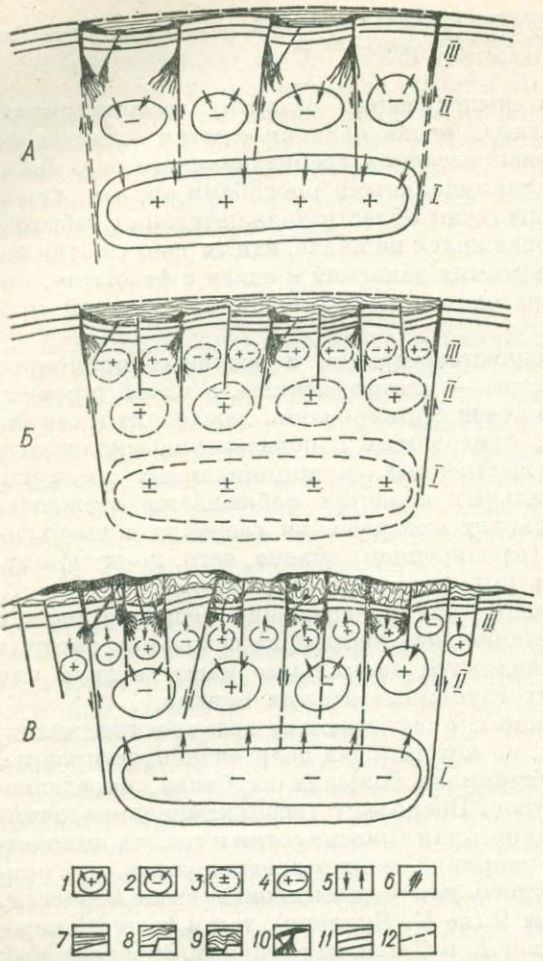


Рис. 25. Схема формирования геосинклинального прогиба и складчатого горного сооружения.

А — начальная и ранняя стадии, *Б* — предынверсионная и инверсионная стадии, *В* — заключительная стадия.

Активные этажи (пояса) мантии Земли: I — нижний, глубины 200 ÷ 500 км, *II* — средний, глубины 100 ÷ ÷ 200 км; *III* — верхний, глубины 50 ÷ 100 км; *1* — зоны сжатия вещества мантии; *2* — зоны расширения; *3* — зоны перемены знака процесса: сжатие заменяется расширением, расширение — сжатием; *4* — зоны частой смены во времени и пространстве сжатия расширением и расширения сжатием, что обусловлено накоплением значительных количеств тепловой энергии и связанной с этим термодинамической неустойчивостью вещества в верхнем активном этаже мантии; *5* — направление перемещения масс, вызванного процессами сжатия и расширения; *6* — глубинные разломы и направления относительного перемещения блоков мантии и соответствующих участков земной коры; *7* — осадочные недислоцированные породы; *8* — зарождение складок над глубинным разломом; *9* — складчатые структуры в осадочном чехле; *10* — магматический очаг (внизу) и изверженные породы (вверху); *11* — двухслойная земная кора; *12* — уровень моря (геоид).

процессов, протекающих на глубинах, определяемых многими сотнями километров. Образование структурных элементов малой горизонтальной протяженности (основное значение принадлежит поперечным горизонтальным размерам) связано с процессами преобразований вещества мантии на малых глубинах, измеряемых первыми десятками километров. Структуры промежуточных размеров, очевидно, связаны с процессами, происходящими на промежуточных глубинах, измеряемых многими десятками, возможно, первой сотней километров.

Надо подчеркнуть еще и другую сторону проблемы зависимости образования тектонических форм земной коры от глубины размещения зон протекания тех или иных процессов в мантии Земли. Известно, что вещество, из которого состоит Земля, неоднородно, причем распределение неоднородностей по глубинам (или по радиусу Земли) таково, что чем больше глубина данного слоя (геосферы), тем больше, крупнее размеры отдельных неоднородностей. На меньших глубинах вещество мантии испытывает более частые перемены состава и состояния, в связи с чем и размеры отдельных неоднородностей значительно меньше тех, которые размещаются на больших глубинах. В общем проявляется та же прямая зависимость размеров неоднородностей от глубины их размещения; с увеличением глубины увеличиваются и размеры отдельных неоднородностей.

Под термином «неоднородность» подразумевается здесь некоторый объем вещества мантии с несколько иными физическими параметрами и составом, чем вмещающие окружающие эту неоднородность массы.

Таким образом, движения участков земной коры и формирование структур крупных масштабов, например целых геосинклинальных областей, вероятно, вызываются процессами фазовых, полиморфных, электронных и, возможно, химических преобразований в крупных объемах вещества мантии, размещенных на больших глубинах порядка 200—500, возможно, 700 км. Наряду с фазовыми и полиморфными переходами здесь, по-видимому, существенную роль играют электронные переходы, поскольку они осуществляются при более высоких давлениях, чем другие формы переходов. Химические реакции на этих глубинах менее вероятны, но не исключены.

Промежуточные по размерам структуры (интрагеосинклинали, интрагеоантиклинали, межгорные и предгорные прогибы и поднятия) формируются в результате процессов, протекающих на промежуточных порядка 100—200 км глубинах в мантии Земли.

Образование более мелких тектонических форм — отдельных прогибов и поднятий, куполов, иногда складок и разрывов внутри интрагеосинклиналей, интрагеоантиклиналей, внутренних и предгорных прогибов — обусловливается процессами преобразования вещества мантии на еще меньших глубинах, определяемых немногими десятками километров, т.е. в зоне мантии, непосредственно подстилающей земную кору.

Так возникает представление об этажном размещении зон протекания физических и химических процессов в мантии, являющихся причиной геотектогенеза. Перечисленные выше три зоны назовем *нижним*, *промежуточным* и *верхним активными поясами* мантии Земли.

Очевидно, что и скорость процессов превращения глубинного вещества в геосинклинальных областях, в строгом соответствии с которой находится скорость формирования этих зон, значительно больше, чем на платформах.

Геосинклинальная область с ее складчатыми горными сооружениями, межгорными и предгорными прогибами и другими структурными формами и разнообразным магматизмом представляет собой исключительно сложное образование земной коры, а значит и в основе формирования такой зоны лежит сложный комплекс процессов и причин, вызывающих эти процессы.

Вопрос, к рассмотрению которого мы подходим, требует больших теоретических исследований, привлечения огромного фактического материала, постановки сложных экспериментов, наконец, проверки предлагаемой схемы формирования структурного облика земной коры на многочисленных конкретных объектах, примерах и т. д. Мы уже теперь располагаем многими необходимыми данными, однако они далеко недостаточны для создания полностью обоснованной теории формирования геосинклинальных областей, прогибания в них земной коры, накопления осадков и магматических масс, образования отдельных структурных форм, включая складчатые горные сооружения.

В настоящее время мы вынуждены ограничить свою задачу рассмотрением лишь основных положений и наметить в самых общих чертах вехи схемы причин и механизма формирования геосинклинальных прогибов и горных складчатых сооружений, основанной на физических и химических явлениях в мантии Земли. С этой целью изучим *начальную*, *промежуточную* и *завершающую* стадии формирования геосинклинальных зон, схема которых показана на рис. 25.

Начальная и ранняя стадии

1. Геосинклинальные области приурочиваются к зонам, в которых в определенные, сравнительно короткие, промежутки геологического времени происходит значительное перераспределение существующих геодинамических

и термоупругих напряжений, концентрация их в локализованных участках верхней мантии Земли. Такие зоны размещаются вдоль некоторых параллелей, меридианов и диагональных к ним направлений и связаны, по-видимому, с местами крупных неоднородностей в строении верхней мантии.

2. Перераспределение геодинамических и термоупругих напряжений (более значительное, чем то, которое приводит к формированию прогибов платформенного типа) вызывает появление критических уровней термодинамических условий в мантии Земли на больших глубинах — 200—400, возможно, 700 км. Благодаря большим масштабам явления критические уровни геотермодинамических условий достигаются одновременно не в одном тонком прослойке вещества мантии, а в нескольких, размещенных в слое значительной мощности (многие десятки, возможно, сотни километров). Это вызывает развитие процесса полиморфного, электронного и других превращений подкорового вещества или отдельных его компонентов одновременно или в течение короткого промежутка времени в очень мощной толще верхней мантии. Назовем эту толщу *нижним активным этажом* или поясом мантии Земли. Даже если скорость сжатия в каждом отдельном слое будет такой, как на платформах, этот процесс в геосинклинали приводит к значительно большей суммарной амплитуде сокращения слоя по вертикали и, как следствие, к большей скорости погружения соответствующего участка земной коры. Так, очевидно, проходят начальная и ранняя фазы формирования геосинклинального прогиба в земной коре.

3. В начале процесса при погружении участка земной коры от положения дуги к положению хорды [87] начинается некоторое волнообразное коробление коры, вызываемое тем, что хорда короче дуги. При этом создаются условия для неравномерного распределения давления земной коры на подкоровый субстрат в начавшей формироваться геосинклинальной области. Неравномерность давления может явиться одной из причин перераспределения геодинамических и термоупругих напряжений в самом верхнем слое мантии, их концентрации в одних местах и частичного снятия в других. Отдельные участки коры, опускающиеся при ее короблении, создают дополнительное давление на подкоровый субстрат, которое может вызвать начало сжатия в среднем и верхнем ярусах (этажах) подкоровой зоны и привести к зарождению интрагеосинклинали. Аналогично относительно приподнятые участки коры снимают часть давления, оказываемого корой на подкоровый субстрат, в связи с чем создаются условия для расширения вещества в верхнем и среднем этажах мантии, что ведет к зарождению интрагеоантиклинали.

Таким образом, зарождение и развитие интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей связано с дифференцированными по площади и глубине процессами сжатия и расширения подкоровых масс в *верхнем* и *среднем активных этажах* мантии Земли.

Интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали являются довольно крупными структурными единицами земной коры. Нам кажется, их формирование может обусловливаться процессами, протекающими в основном в среднем активном этаже мантии.

4. По мере развития процесса сжатия (сдавливания) подкоровых масс в нижнем активном этаже верхней мантии Земли и дифференцированных по площади процессов сжатия и расширения вещества в среднем и верхнем активных этажах происходит общее интенсивное погружение коры всей геосинклинальной области и накопление колоссальных по мощности толщ осадочных пород. В интрагеосинклиналях проявляется действие процессов сжа-

тия вещества мантии, протекающих в двух активных этажах — нижнем и среднем. Их суммарное действие приводит к тому, что опускание здесь идет с большей скоростью и достигает большей амплитуды. Это приводит к накоплению большей мощности осадков, чем в интрагеоантиклиналях. В интрагеоантиклиналях же, благодаря относительному поднятию участка коры, связанному с расширением вещества мантии в среднем активном этаже, его абсолютное погружение идет значительно медленнее и достигает меньшей конечной амплитуды, в результате чего здесь накапливается меньше осадков. Возможны случаи, когда скорость процесса расширения вещества под интрагеоантиклиналью и соответственно скорость воздымания коры интрагеоантиклинали превысит скорость сжатия вещества и общего погружения геосинклинальной области. Это приведет к подъему поверхности коры над уровнем моря и к частичному размыву осадков в зоне интрагеоантиклинали.

В таком виде, исходя из общих принципиальных положений настоящей работы, представляется протекание процессов и общая схема формирования геосинклинальных зон земной коры на начальном этапе, в начальной и ранней стадиях их развития.

Промежуточная стадия

5. В результате значительного и неравномерного по амплитуде и во времени прогибания земной коры геосинклинальной области происходит накопление огромных толщ осадочных образований *переменной* мощности и *переменного* литолого-петрографического и минерального состава. По физическим свойствам эти отложения *неоднородны*: они характеризуются различными плотностями, магнитностью, электрическими, тепловыми и другими физическими параметрами слагающих их пород. В связи с этим и воздействие отложений на подстилающие слои верхней мантии будет различным: при переходе от одного участка к другому, часто на сравнительно коротких расстояниях, будет изменяться давление; температура будет изменяться не только по вертикали, но и в горизонтальных направлениях, что связано с разными условиями «экранирования» теплового потока, направленного из недр Земли во внешнее пространство; будут переменными и условия проникновения различных флюидов из более глубоких частей мантии в ее верхнюю подкоровую зону и т. д.

Все это создает в верхних слоях мантии различные геодинамические и термодинамические условия, причем в ряде мест они доходят до критических уровней, при которых в отдельных, локализованных участках подкоровой зоны возникают процессы фазовых, полиморфных, электронных и химических преобразований вещества мантии.

6. На промежуточной стадии формирования геосинклинальной области процессы в нижнем активном этаже мантии постепенно затухают, общее прогибание всей области замедляется и, наконец, приостанавливается. Ослабляется интенсивность процессов и в промежуточном активном этаже мантии. Постепенно усиливаются и получают наибольшее развитие процессы превращений вещества в верхнем активном этаже мантии, в ее подкоровой зоне, где создаются условия неустойчивого, меняющегося во времени и пространстве, физического состояния.

7. Такие дифференцированные термодинамические условия приводят к сжатию и расширению вещества мантии и к дифференцированным, главным образом, вертикальным перемещениям сравнительно небольших блоков земной коры по возникающим при этих процессах глубинным разломам. В соот-

ветствии со скоростями протекания процессов в подкоровой зоне мантии, в связи с изменениями во времени и пространстве их величин и направления, т. е. в связи с контрастностью перемещений блоков коры, в верхней части последней, в осадочном комплексе пород, возникают условия для образования складок, формируется *складчатость*.

Проблема складкообразования крайне сложна. Существует мнение, что складки образовались за счет горизонтального сдавливания, путем сокращения горизонтальных размеров осадочного комплекса [245, 250, 317, 422].

Образование складок в сравнительно мягких, податливых на деформации, осадочных образованиях может быть связано также с явлением «раздавливания» слоев в момент инверсии геотектонического режима и последующего послойного течения материала, как считают М. М. Тетяев [215] и В. В. Белоусов [12, 16].

В отдельных зонах геосинклинальной области, при ее формировании по предлагаемой нами схеме, могут быть созданы условия для образования складок путем горизонтального сжатия, вертикального раздавливания и послойного течения материала. Однако нам кажется, что основным процессом, который приводит к складкообразованию, является следующий.

В промежуточную стадию формирования геосинклинальных зон, в момент инверсии геотектонических условий и в последующее время возникают глубинные разломы и по ним происходят вертикальные перемещения блоков земной коры в различных направлениях и с разными скоростями. До образования глубинного разлома слоистая осадочная толща лежит на одном горизонтальном основании кристаллического фундамента. В результате различных процессов в мантии начинаются дифференцированные вертикальные перемещения образовавшихся блоков земной коры. При расхождении уровней фундамента двух соседних блоков осадочная слоистая толща растягивается и при последующем их сближении сминается в складки.

Такое представление в какой-то мере перекликается с идеями В. В. Белоусова о формировании «полной складчатости» при реакции слоистых толщ на дифференцированные вертикальные перемещения блоков консолидированной земной коры [13, 19], а также с представлениями В. Е. Хаина [232] об образовании «надразломных складок».

В нашей схеме главная роль в формировании сложных складчатых сооружений отводится особым свойствам слоистых сред, какими являются толщина осадочных пород, лежащая на жестком кристаллическом фундаменте. Это свойство заключается в *необратимости процессов растяжения и утонения слоев осадочных пород* и их смятия: растянутый и утонившийся слой не может возвратиться в исходное состояние. При изменении направления движения соседних блоков коры он сминается в складки; точно так же и смятый в складки слой при новом его растяжении не может расправиться полностью. В целом схема имеет такой вид. Над контактом двух относительно перемещающихся блоков (над зоной разлома), верхние поверхности которых удаляются друг от друга, слоистая среда растягивается, отдельные слои утоняются. При последующем встречном движении блоков, т. е. при сближении этих поверхностей, благодаря необратимости деформации растяжения и утонения слоев, последние собираются в складки. При новом расхождении поверхностей блоков коры, благодаря необратимости процесса образования складок, растяжение слоистой толщи приводит к новому утонению уже смятых слоев и при последующем встречном движении блоков, образовавшиеся в первом цикле складки еще более усложняются и т. д.

Земная кора геосинклинальной области разбита обычно многочислен-

ными разломами на множество блоков. Расстояния между зонами разломов, особенно продольных направлений, невелики, в связи с чем возникающие над ними и прилежащими площадями складки образуют *сплошную складчатую область*. Схема формирования складок показана на рис. 25.

Завершающая стадия

8. Процесс сжатия (сдавливания) вещества в нижнем активном этаже мантии Земли, осуществляющийся за счет фазового, полиморфного, электронного переходов и химических реакций в течение начальной, ранней, и частично, промежуточной стадий формирования геосинклинального прогиба, протекает, как правило, с выделением тепловой энергии, которая расходуется на разогревание самой толщи сжимаемого объема вещества и передается смежным с ним участкам. Это приводит к накоплению тепловой энергии и постепенному повышению температуры. Процесс преобразования вещества из менее плотной в более плотную форму замедляется и затем приостанавливается. Накопившаяся тепловая энергия, повышая температуру, создает предпосылки для противоположного процесса — процесса расширения вещества в нижнем и, вероятно, в среднем активном этаже мантии. При таком состоянии глубинных недр заканчивается промежуточная стадия развития геосинклинали.

9. В создавшихся условиях новое перераспределение геодинамических напряжений, вызываемое изменением ротационного режима Земли в связи с эндогенными процессами и внешними воздействиями на нее космических факторов, а также новое перераспределение термоупругих напряжений, окончательно останавливают, прекращают процесс сжатия вещества в нижнем и, очевидно, процессы сжатия и расширения в среднем активных этажах верхней мантии, создавая условия для обратного процесса — расширения подкоровых масс в местах бывшего сжатия и сжатия их в местах бывшего расширения. Наступает *общая инверсия геотектонического режима*, когда прогибание заменяется общим воздыманием земной коры геосинклинальной области; в зонах интрагеосинклиналей образуются интрагеоантиклинали и наоборот. Инверсия захватывает средний и верхний этажи подкоровой зоны мантии и там происходит перераспределение размещения зон сжатия и расширения. Начавшееся общее расширение вещества мантии в большом объеме нижнего активного этажа приводит к общему воздыманию коры геосинклинальной области и вместе с продолжающимся процессом формирования складок приводит к созданию *сложной складчатой горной страны*. Перераспределение геодинамических и термоупругих напряжений и резкая смена знака общего движения участка коры геосинклинальной области — замена погружения встречным восходящим движением — создает условия для возникновения еще более дифференцированных процессов сжатия и расширения вещества в верхнем активном этаже мантии и вызывает появление множества блоков в земной коре и дифференцированные движения, что ведет к интенсивному складкообразованию. В механизме складкообразования и его причинах, как мы уже говорили, главная роль принадлежит именно дифференцированности (как по площади, так и во времени) сжатий и расширений подкоровых масс в верхнем активном этаже мантии. Сжатия и расширения вызывают многократное чередование растяжений и смятий осадочных толщ в разных местах геосинклинальной области, превращая в складки, более или менее равномерно, всю осадочную толщу геосинклинали. Этот процесс, начавшись в конце промежуточной стадии формирования геосинклинали, продолжается, вероятно, и в начальном периоде завершающей стадии.

10. Расширение вещества в нижнем активном слое мантии в послеинверсионный период, по-видимому, не идет до полного восстановления объема вещества, захваченного сжатием в доинверсионный период. В результате древняя, относящаяся к догеосинклинальной эпохе, поверхность Земли, после завершения цикла формирования геосинклинали и образования горной страны располагается, как правило, ниже уровня моря, т. е. ниже поверхности геоида, возвышаясь над нею только в отдельных местах и создавая ядра древних пород внутри складчатых сооружений. Частичным следствием этого эффекта является наблюдаемое в складчатых зонах утолщение земной коры, или так называемые корни горных сооружений. Главной же причиной появления увеличенной мощности земной коры в геосинклинальных областях является бóльшая, по сравнению с платформенными геоструктурными элементами, подвижность, бóльшая активность верхней зоны мантии, где благодаря концентрации дополнительных геодинамических и термоупругих напряжений активизированная мантия создает интенсивный поток выплавляемого, выжимаемого и вообще поставляемого ею более легкого базальтового, возможно, гранитного, а также и другого материала для образования коры, и, в частности, для формирования месторождений полезных ископаемых — воды, газа, нефти, сульфидных и других руд, серы и т. п.

В настоящее время все большее число исследователей на основании многочисленных фактических данных склоняется к мнению, что сама земная кора (и различного рода включения в ней, в том числе полезные ископаемые), вода в океанах и атмосфера являются продуктами выделений (выплавления, выжимания, дегазации, выделений в результате химических реакций и физических процессов) мантии Земли. Основной поставщик различных веществ — несомненно, внешняя зона мантии, распространенная, по-видимому, от поверхности Мохоровичича до глубин 800—900 км, т. е. зона размещения очагов землетрясений. Основные обобщающие положения этих сложных явлений, происходящих, в частности, в химическом плане, опубликованы А. П. Виноградовым [44]. Мы считаем, что весьма существенную и важную роль в этом «...грандиозном и непрерывном процессе радиального выплавления и дегазации вещества мантии» играют сжатие и расширение подкорового вещества, т. е. его фазовые, полиморфные и электронные превращения, химические перестройки, лежащие в основе геотектонических движений.

11. Передовые прогибы как структурный элемент геосинклинальной зоны формируются, вероятно, за счет, назовем их условно, компенсационных или квазикомпенсационных процессов в подкоровой зоне. В платформенных условиях образования прогибов и поднятий, сжатие и расширение подкоровых масс, протекают медленно, на протяжении длительного времени, измеряемого многими геологическими периодами и даже эрами, благодаря чему «успевают срабатывать» релаксационные процессы. При формировании же геосинклинального прогиба и складчатой горной страны сжатие и расширение протекают во много раз быстрее, захватывая огромную по вертикальной мощности толщу подкорового вещества. Сжатие и расширение, являясь процессами всесторонними, приводят к появлению горизонтальных сил в краевой части сжимающегося или расширяющегося объема подкоровых масс. Благодаря этому, например при расширении, в прилежащей стабильной области подкорового вещества давление возрастает, в связи с чем в ней при достижении критических условий начинается процесс сжатия подкоровых масс за пределами собственно геосинклинальной области, за главным глубинным разломом, отделяющим ее от платформы (см. рис. 25). Это сжатие, стимулируемое действием веса накапливающихся осадков, в течение сравнительно короткого отрезка геологического времени, измеряемого миллионами и первыми

десятками миллионов лет, приводит к образованию *передового прогиба* с его мощной толщей молодых осадков. Можно предполагать, что в начальной стадии формирования геосинклинали «компенсационное» расширение подкоровых масс (аналогичное описанному сжатию) создает вдоль краевых частей зоны общего прогибания некоторые приподнятые зоны коры, которые и служат одним из источников сноса терригенного материала, поступающего в геосинклинальный прогиб. Особенно ярко «компенсационные» процессы проявляются при образовании впадин внутриконтинентальных морей, создавая обрамляющие их поднятия.

На этом мы заканчиваем рассмотрение схемы завершающей стадии формирования геосинклинальной области с ее складчатыми горными сооружениями. Отметим, что в процессе формирования геосинклинали существенную роль играют явления и процессы магматизма, протекающие на протяжении всех трех стадий геосинклинального развития земной коры. В связи с этим магматизм рассмотрим в отдельном разделе.

Магматизм геосинклинальных зон

В сложном процессе формирования геосинклинальной области во многих частях подкоровой зоны, особенно в ее верхнем активном этаже (а может быть, и в среднем) над сжимающимися объемами подкоровых масс создаются условия для расплавления вещества и образования магматического очага примерно по той же схеме, как и на платформах. Существование локализованных магматических очагов под земной корой — неоспоримый факт; в частности, такой очаг обнаружен под Ключевской группой вулканов Камчатки [55]. В краевых частях сжимающихся и расширяющихся объемов подкоровых масс в нижнем, среднем и верхнем этажах мантии зарождаются глубинные разломы, развивающиеся затем вверх и приводящие к разрывам в земной коре. Эти глубинные разломы и являются главными артериями, питающими вулканические аппараты; по ним происходит внедрение магмы в разные слои земной коры и излияние ее на поверхность.

Такова общая схема магматизма в геосинклинальных зонах. Отметим, что магматизм на протяжении времени формирования геосинклинали может проявляться многократно, поскольку в течение этого времени, благодаря сложности процесса, условия для расплавления вещества и образования магматического очага, а также возникновения глубинных разломов как путей миграции магмы могут создаваться в разное время и в различных участках (в доинверсионную, инверсионную и в послеинверсионную, завершающую фазы формирования геосинклинали).

Сопоставим физическую сторону процессов возникновения магмы на глубине и поступления ее в верхние горизонты земной коры с известными геологическими данными, обобщенными в работе Ю. А. Билибина [27].

Магматический очаг, как было показано, возникает в начальный период формирования платформенного и, вероятно, геосинклинального прогиба. Поскольку в начальной стадии образования прогиба как платформенного, так и геосинклинального, процесс протекает качественно одинаково, то и состав магм на платформах и в геосинклиналях на первом этапе их развития должен быть одним и тем же, или, во всяком случае, сходным. Магма может быть, главным образом, ультраосно́вного или осно́вного состава, поскольку в платформенных условиях (геосинклинальный прогиб начинает формироваться также в платформенных условиях) температура не только нижних частей коры, но и самых верхних частей мантии, недостаточна для возникновения расплава даже с учетом эффектов снижения температуры плавления

вещества и повышения уровня его температуры за счет снижения давления. Зона расплавления в этом случае располагается значительно ниже поверхности Мохоровичича и расплавляется вещество верхней части мантии Земли (перидотит, дунит, эклогит). В начальный период, когда температура для полного расплавления всего вещества еще недостаточна, возможно и даже вероятно выплавление легкоплавких элементов субстрата. В связи с этим в земную кору и на ее поверхность наряду с ультраосно́вными породами поступают осно́вные типа базальта, а иногда и кислые дифференциаты осно́вной магмы. Мы уже не говорим о дифференциации магмы в процессе прохождения ее по трещинам через земную кору за счет взаимодействия с кислыми породами «гранитного» слоя и осадочного покрова, возможность которой не вызывает сомнений.

Так представляется в теоретическом плане характер магматизма на платформах и в начальные и в ранние этапы развития геосинклинальных зон (подвижных поясов).

Рассмотрим теперь, что дают нам анализ и обобщение геологических материалов, проведенные Ю. А. Билибиным [27]. Касаясь платформенных областей, этот исследователь пишет: «В целом магматизм и металлогения платформенных областей стоят наиболее близко к магматизму и металлогении ранних этапов развития подвижных поясов. В пределах платформ резко проявлена роль осно́вных и щелочных магм и связанной с ними минерализации, и сведена до минимума роль гранитоидных дифференциатов осно́вных магм и их металлогении». Как видим, и геологические данные свидетельствуют о близости характера и свойств проявления магматизма на платформах, с одной стороны, и в начальные и ранние этапы развития геосинклиналей (подвижных поясов) — с другой. Нам кажется, что магматизм начальных и ранних периодов развития подвижных поясов и магматизм платформ (при образовании прогибов) *возникают* также в *одинаковых и структурных условиях* и только позднее наступают различия, благодаря которым в последующее время мы наблюдаем проявления магматизма уже в «...резко отличной структурной обстановке» [27].

С физической стороны процессы формирования геосинклинального прогиба (начальные и ранние этапы развития подвижных поясов) и прогиба на платформе различаются главным образом количественно — по скорости протекания процесса сжатия вещества на глубине, а следовательно, и процесса прогибания участка земной коры (большая скорость в геосинклинали и значительно меньшая — на платформе). Вероятно, поэтому (как отмечает Ю. А. Билибин) «в отличие от проявлений осно́вных магм в ранние этапы развития подвижных поясов в пределах платформенных областей процессы дифференциации осно́вных магм выражены значительно слабее» [27].

Таким образом, и геологические, и геофизические данные подтверждают наличие одной общей закономерности в проявлениях магматизма в начальные и ранние этапы развития подвижных поясов, с одной стороны, и в начальный период формирования платформенных прогибов — с другой.

Рассмотрим теперь, как же проявляется магматическая деятельность в средние этапы (промежуточная стадия) развития подвижных поясов.

В предлагаемой нами физической схеме формирования геосинклинали начинающий опускаться (вслед за сжатием подкоровых масс) участок земной коры, при его переходе от дуги к хорде, неизбежно коробится, что ведет к возникновению условий для зарождения интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей. В связи с продолжающимся общим прогибанием происходит накопление все больших мощностей осадочных пород, имеющих, как известно, меньшую, чем кристаллические породы, теплопроводность. Благо-

даря этому глубинные изотермические поверхности воздымаются больше, чем приповерхностные, т. е. в зоне формирования геосинклинального прогиба происходит сближение изотермических поверхностей, что равносильно уменьшению геотермической ступени, или увеличению геотермического градиента, и зона высоких температур приближается к поверхности Земли. Мы полностью согласны с А. А. Смысловым, что «большую роль в развитии магматической деятельности наряду с радиоактивностью играет низкая теплопроводность осадочных пород. Расчеты показывают, что под покровом слабометаморфизованных осадочных отложений происходит постепенное и иногда значительное накопление тепловой энергии. При этом, чем больше покров осадочных пород, тем выше располагаются очаги расплава субстрата» [175].

Вместе с тем, в зонах зародившихся интрагеосинклиналей непосредственно под корой, а возможно и в низах самой коры, возникают условия сниженного давления, уменьшения теплоемкости, повышения температуры вещества и, наконец, его расплавления. Благодаря повышению температуры расплавлению подвергается вещество на меньших глубинах, и магматический очаг может разместиться уже не только в подкоровом слое, а и в «базальтовом» или даже в низах «гранитного». Таковы теоретические положения физической схемы.

О том же свидетельствуют и геологические данные. В конце ранних этапов развития подвижного пояса основными становятся сначала гранитоидные дифференциаты базальтовой магмы, затем андезитовая магма, а в средние этапы развития, при возникновении складчатого пояса — самостоятельные гранитные магмы, продолжающие преобладать и в начале позднего этапа развития подвижных поясов.

Как видим, и в этот период развития подвижного пояса физические и геологические данные говорят об одних и тех же явлениях — о подъеме зоны возможного расплавления пород и образовании магматического очага в самых верхах мантии с захватом «базальтового» слоя, а возможно и нижних частей «гранитного».

Во второй половине поздних этапов и в конечные этапы развития подвижных поясов, после образования горной страны, происходит значительный размыв осадочной толщи, а остающаяся ее часть вследствие динамометаморфизма и метаморфизма за счет многократной интрузивной и эффузивной деятельности становится более теплопроводной. Усиливается отдача тепла во внешнее пространство, перемещаются вниз глубинные изотермические поверхности, уменьшается геотермический градиент. Поэтому возникновение расплава на малых глубинах становится уже невозможным, зона магматического очага опускается вниз, в перидотитовый слой.

Геологические данные [27] подтверждают предположение, что во второй половине позднего этапа развития подвижных поясов гранитные магмы первой половины позднего этапа сменяются андезитовыми, а в конечные этапы — гранитоидными дифференциатами базальтовой магмы и, наконец, на вновь образованной молодой платформе появляется базальтовая магма, и цикл замыкается.

«Таким образом, общий ход эволюции магмы в процессе геологического развития подвижных поясов рисуется в следующем виде. Магматическая деятельность в подвижных поясах начинается с проявления основных и ультраосновных магм, как бы наследуемых от тех древних платформ, за счет которых развиваются подвижные пояса. В дальнейшем ходе геологического развития подвижного пояса эти магмы сменяются гранитоидными дифференциатами основной магмы и потом самостоятельными гранитоидными магмами. После превращения геосинклинали в складчатый пояс на-

блюдается последовательная смена магм в обратном направлении: самостоятельные гранитоидные магмы поздних этапов сменяются в конечные этапы развития гранитоидными дифференциатами основной магмы, а для молодой платформы, возникающей в результате длительного развития подвижного пояса, вновь являются характерными недифференцированные основные магмы» [27]. Эта последовательность целиком и полностью укладывается в предлагаемую нами схему причин и механизма формирования основных геоструктурных единиц земной коры и, в частности, в ее элементы, касающиеся условий возникновения и функционирования магматического очага.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные положения гипотезы причин, вызывающих вертикальные движения земной коры и определяющих механизм формирования геоструктурных единиц и их элементов в земной коре, сводятся к следующему.

1. Земля — активная динамическая вращающаяся система. Наряду с внутренними процессами на ее развитие оказывают влияние и внешние факторы. Существенное значение для развития Земли имеет ее вращательное движение, в частности, непостоянство скорости вращения, а также неоднородное строение и состояние вещества в различных геосферах.

2. Неравномерность вращения Земли, особенно его скачкообразные изменения, вызывают перестройку фигуры планеты и возникновение дополнительных геодинамических напряжений, местоположение которых определяется и неоднородностями геосфер, в частности, верхней мантии.

3. Сочетание дополнительных геодинамических напряжений с напряжениями термоупругими, обусловленными неоднородностями распределения источников тепловой энергии и тепловых свойств вещества геосфер, приводит к возникновению в отдельных местах критических термодинамических условий, при которых происходит перестройка вещества с изменением его объема.

4. Ареной процессов, обусловливающих движения земной коры, является верхняя мантия Земли, ее область, размещенная на глубинах от 50 до 300—400, а может быть, и 700 км, т. е. в основном нестабильная зона, характеризующаяся протеканием в ней различных превращений, наличием термически «размягченного» слоя вещества и, возможно, в некоторой мере его неоднородным составом.

5. Основными процессами, вызывающими движения земной коры, служат фазовый, полиморфный, электронный переходы и химические перестройки вещества в толще верхней мантии Земли со скачкообразным изменением объема, происходящие главным образом в интервале глубин от 50 до 400—500 км в связи с изменением термодинамических условий — давления и температуры.

6. В качестве дополнительных, второстепенных причин вероятно участие других процессов, протекающих в той же зоне и в иных частях верхней мантии. К ним относятся: полиморфный переход оливин $\rightleftarrows$ шпинелеподобный оливин на границе зон B и C, фазовый переход базальт $\rightleftarrows$ эклогит на границе Мохоровичича, расширение и сжатие вещества в некоторых частях мантии, вызываемое изменением температуры, и другие процессы, протекающие с изменением объема. Эти дополнительные процессы могут возникать самостоятельно, но могут быть и следствием основных переходов и преобразований вещества, обусловливающих формирование геоструктурных единиц. В последнем случае они направлены так, что препятствуют процессу образования геоструктурных единиц.

7. Подкоровые течения как причина вертикальных движений земной коры и формирования основных структур в ней отрицаются. Горизонтальные перемещения подкоровых масс хотя и происходят, но в малых масштабах и являются следствием процессов сжатия и расширения вещества. Такие перемещения осуществляются в промежутках между зонами сжатия и расширения и направлены от расширяющегося объема к сжимающемуся, из-под формирующегося поднятия под образующийся прогиб, т. е. в направлении, обратном тому, которое требует концепция подкоровых течений.

8. Процессы, перечисленные в п. 5 и частично в п. 6, являющиеся генератором движений земной коры и зарождающиеся в связи с перераспределением геодинамических и термоупругих напряжений, в смысле синхронности их возникновения и охвата территории носят планетарный характер; перераспределение термоупругих напряжений наряду с общепланетарным имеет в значительной степени региональный и даже локальный характер.

9. Сжатием и расширением определенных объемов вещества в верхней мантии обусловливается формирование глубинных разломов, прогибов и поднятий на платформах, образование магматического очага по глубине, формирование геосинклинальных прогибов и складчатых горных сооружений, т. е. всех основных геоструктурных форм. Процессы сжатия и расширения вещества на глубине в связи с неоднородным строением верхней мантии и, особенно, земной коры приводят к возникновению деталей и индивидуальных структурных особенностей, осложняющих основные крупные тектонические формы и приводящих к образованию структур высших порядков.

В настоящее время, как никогда ранее, огромное внимание уделяется разработке вопросов, решение которых имеет первостепенное значение для создания теории тектонических движений. И надо сказать, что в последние годы в этом отношении наука значительно продвинулась вперед: выдвинут ряд гипотез о вещественном составе верхней мантии Земли и нижних горизонтов земной коры; открыты и изучены процессы различных преобразований вещества мантии, приводящих к изменению объема в качестве причин вертикальных движений земной коры; намечены принципиальные пути решения проблемы причин, приводящих к возникновению самих процессов преобразования вещества, и т. д.

В связи с этими исследованиями возникает широкий круг вопросов и целых проблем, без разрешения и разработки которых не может быть создана сколько-нибудь совершенная гипотеза, а тем более теория тектогенеза. Основное направление, по которому должны вестись исследования в этой области,— теоретическое и экспериментальное изучение физических и физико-химических процессов, протекающих при высоких давлениях и достаточно высоких температурах, соответствующих давлениям и температурам в мантии Земли. Исключительно важное значение имеет решение вопросов динамики и термики Земли, лежащих в основе жизни планеты, в основе всех протекающих в ней процессов.

В свете этих положений на ближайшее время выдвигаются задачи изучения вещественного состава и агрегатного состояния верхней мантии; выявления в ней неоднородностей и изучения их физико-химических характеристик; проблемы термодинамики фазовых, полиморфных, электронных, химических и иных преобразований вещества на глубине; исследования его теплоемкости, теплопроводности, скрытой теплоты переходов, температуры плавления, теплового сжатия и расширения вещества и т. п.; проблем скорости, обратимости, селективности, многократности, ритмичности переходов; вопросов количественного изменения объема вещества при переходах; вопроса о характере распространения процесса перехода, форме

и размере объема вещества, подвергающегося преобразованию; ряда проблем геодинамики, концентрации напряжений как геодинамических, так и термоупругих, геометрии размещения зон концентрации напряжений; проблемы радиогенного тепла; влияния на термику Земли поверхностных условий земной коры (осадконакопления, размыва, трансгрессии и регрессий моря и т. д.); проблем периодичности возникновения и колебательного характера протекания процессов, приводящих к движениям земной коры и многое другое.

Существенное значение должны иметь комплексные геофизические исследования по ряду генеральных профилей, размещенных в различных геоструктурных зонах земной коры и охватывающих, по возможности, все территории, морские и океанические зоны Земли. Эти исследования, главным образом глубинные сейсмические зондирования, гравиметрические, а также магнитотеллурические зондирования, должны дать важные данные, анализ и обобщение которых принесет неоценимый материал для дальнейших теоретических разработок в плане создания общей теории тектогенеза.

В будущем необходимо уделить еще большее внимание проведению сложных физических и физико-химических экспериментов, связанных с изучением поведения вещества в условиях, аналогичных существующим в недрах нашей планеты, в ее верхней мантии. Только всесторонность и комплексность исследований могут привести к успешному решению проблемы причин и механизма формирования структур земной коры.

Авторы надеются, что предлагаемая работа привлечет внимание исследователей к изучению глубинных процессов, протекающих в верхней мантии Земли, и к установлению связи с этими процессами формирования структурных единиц земной коры и особенностей их развития, приведет к дальнейшему расширению и углублению экспериментальных и теоретических исследований, направленных на разгадку тайн строения и развития мантии Земли и земной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Е. С.*— Физика твердого тела, 1962, 4, вып. 12.
2. *Алексеев Е. С., Архипов Р. Г.*— Физика твердого тела, 1962, 4, вып. 5.
3. *Альтшулер Л. В., Трунин Р. Ф., Симаков Г. В. и др.*— Физика Земли, 1965, № 10.
4. *Артюшков Е. В.*— Физика Земли, 1966, № 8.
5. *Архангельский А. Д.* Аномалии силы тяжести СССР и их геологическое значение. —S. l.: Соцреконструкция и наука, 1936.
6. *Архангельский А. Д., Страхов Н. М.* Геологическое строение и история развития Черного моря.— М.: Изд-во АН СССР, 1938.
7. *Афанасьев Г. Д.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11.
8. *Балавадзе Б. К.* Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии.— Тбилиси. Изд-во АН ГССР, 1957.
9. *Балавадзе Б. К., Миндели П. Ш.*— В кн.: Тез. докл. конф. Междунар. геофиз. год. М., 1963.
10. *Белоусов В. В.*— Изв. АН СССР. Сер. геол. и геофиз. 1941, № 2.
11. *Белоусов В. В.*— Изв. АН СССР. Сер. геол. и геофиз., 1942, № 5; 1943, № 3.
12. *Белоусов В. В.* Общая тектоника.— М.; Л.: Госгеолиздат, 1948.
13. *Белоусов В. В.*— Сов. геология, 1958, № 1.
14. *Белоусов В. В.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 11.
15. *Белоусов В. В.*— Вестн. АН СССР, 1958, № 9.
16. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники.— М.: Госгеолтехиздат, 1962.
17. *Белоусов В. В.*— Вестн. Моск. ун-та, 1963, № 2.
18. *Белоусов В. В.*— В кн.: Тез. докл. конф. Междунар. геоф. год. М., 1963.
19. *Белоусов В. В., Гзовский М. В.* Экспериментальная тектоника.— М.: Недра, 1964.
20. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков.— М.: Наука, 1966.

21. *Бениофф Х.* Движения по крупнейшим разломам.— В кн.: Дрейф континентов : Горизонт. движения земной коры: Сб. статей/ М. : Мир, 1966.
22. *Берсенев И. И.*— В кн.: Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники. М. : Изд-во АН СССР, 1962.
23. *Берсенев И. И.*— В кн.: Строение и развитие земной коры. М. : Наука, 1964, с. 194—200.
24. *Берч Ф., Шерер Д., Спайсер Г.* Справочник для геологов по физическим константам. М. : Изд-во иностр. лит., 1949.
25. *Берч Ф.*— В кн.: Земная кора. М. : Изд-во иностр. лит., 1957.
26. *Бетехтин А. Г.* Минералогия.— М. : Госгеолтехиздат, 1950.
27. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи.— М. : Госгеолтехиздат, 1955.
28. *Бобриевич А. П., Соболев В. С.*— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1957, 96, № 1.
29. *Бобриевич А. П., Бондаренко М. Н., Гневушев М. А.* Алмазные месторождения Якутии. М. : Госгеолтехиздат, 1959.
30. *Боголепов К. В.*— Геология и геофизика, 1965, № 6, с. 3—16.
31. *Бончковский В. Ф.* Внутреннее строение Земли.— М. : Изд-во АН СССР, 1953.
32. *Борисов А. А.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2.
33. *Бриджмен П. В.* Физика высоких давлений.— М. : Изд-во иностр. лит., 1935.
34. *Бриджмен П. В.* Новейшие работы в области высоких давлений.— М. : Изд-во иностр. лит., 1948.
35. *Булин Н. К.*— В кн.: Тез. докл. конф. Междунар. геофиз. год. М., 1963.
36. *Буллен К. Э.*— В кн.: Физика и химия Земли. М. : Изд-во иностр. лит., 1958.
37. *Буллен К. Э.*— В кн.: Планета Земля. М. : Изд-во иностр. лит., 1961.
38. *Васильковский Н. П.*— В кн.: Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники. М. : Изд-во АН СССР, 1962.
39. *Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М. и др.*— В кн.: Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. Разд. 2. Геофизика. М. : Госгеолтехиздат, 1960.
40. *Венинг-Мейнес Ф. А.* Тепловая конвекция в земной мантии.— В кн.: Дрейф континентов : Горизонт. движения земной коры. М. : Мир, 1966.
41. *Верещагин Л. Ф.* Высокие давления в технике будущего.—М. : Изд-во АН СССР, 1956.
42. *Верхуген И.*— В кн.: Физика и химия Земли. М. : Изд-во иностр. лит., 1958.
43. *Виноградов А. П.* — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, 10.
44. *Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли.— М. : Изд-во АН СССР, 1959.
45. *Виноградов А. П.*— Геохимия, 1961, № 1, с. 3—28.
46. *Виноградов А. П.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11.
47. *Вольвовский И. Е., Рябой В. З., Шрайбман В. И.*— Сов. геология, 1962, № 1.
48. *Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Шрайбман В. И.*— В кн.: Тез. докл. конф. междунар. геофиз. год. М., 1963.
49. *Гагельганц А. А., Гальперин Е. И., Косминская И. П., Кракшина Р. М.*— Докл. АН СССР, 1958, 123, 3.
50. *Гайнанов А. Г.*— Геофиз. исслед. 1964, сб. 1.
51. *Галушко П. Я.*— Геол. журн. АН УРСР, 1960, 20, № 3.
52. *Гальф Я., Штегена Л.*— Геол. журн. АН УРСР, 1960, 20, № 3.
53. *Гамбурцев Г. А.*— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1954, 25.
54. *Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 9.
55. *Горшков Г. С.*— Докл. АН СССР, 1956, 106, № 4.
56. *Горшков Г. С.*— В кн.: Тех. докл. конф. Междунар. геофиз. год. М., 1963.
57. *Гурарий Г. З., Соловьева И. А.*— Докл. АН СССР, 1962, 146, № 4.
58. *Гурарий Г. З., Соловьева И. А.*— В кн.: Строение земной коры по геофизическим данным. М. : Изд-во АН СССР, 1963.
59. *Гутенберг Б.*— В кн.: Земная кора. М. : Изд-во иностр. лит., 1957.
60. *Давыдов Б. И.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, 12.
61. *Дахнов В. П., Дьяконов Д. И.* Термические исследования скважин.— М. : Гостоптехиздат, 1952.
62. *Дедеев В. А.*— В кн.: Материалы к совещ. «Общие закономерности геол. явлений». Л., 1965, вып. 1.
63. *Деменицкая Р. М.*— Сов. геология, 1958, № 6.
64. *Деменицкая Р. М.*— Сов. геология, 1958, № 8.
65. *Деменицкая Р. М.* Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным.— Л. : Гостоптехиздат, 1961.
66. *Дергунов И. Д.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 1.
67. *Дрейф* континентов : Горизонт. движения земной коры/Под ред. С. К. Ранкорна.— М. : Мир, 1966.
68. *Дрикамер Х.*— В кн.: Твердые тела под давлением. М. : Мир, 1966.

69. *Дружинин С. В. и др.*— В кн.: Вторая Всесоюз. конф. по верхней мантии Земли : Тез. докл. М., 1967.
70. *Друмя А. В., Иванчук П. К.*— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1962, 37, 1.
71. *Жарков В. Н.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 4.
72. *Жарков В. Н.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 11.
73. *Жарков В. Н.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 3.
74. *Жарков В. Н.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 9.
75. *Жарков В. Н.*— Тр. Ин-та физики Земли, 1962, 20.
76. *Жарков В. Н., Калинин В. А.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 3.
77. *Зверев С. М.*— В кн.: Вторая Всесоюзная конференция по верхней мантии Земли : Тез. докл. М., 1967.
78. *Зейтц Ф.* Современная теория твердого тела. —М.; Л. : Гостехиздат, 1949.
79. *Йодер Г. С., Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм.— М. : Мир, 1955.
80. *Капустинский А. Ф.*— В кн.: Вопросы геохимии и минералогии.— М. : Изд-во АН СССР, 1956.
81. *Каттерфельд Г. Н.*— В кн.: Сб. IV совещ. по пробл. астрогеологии. Л., 1962.
82. *Кобранова В. П.* Физические свойства горных пород.— М. : Гостоптехиздат, 1962.
83. *Косминская И. П.* Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1958, вып. 4. 33.
84. *Косминская И. П.*— В кн.: Тез. докл. конф. Междунар. геофиз. год. М., 1963.
85. *Косминская И. П. и др.*— В кн.: Тез. докл. конф. МГГ, М., 1963.
86. *Косминская И. П.*— Геофиз. бюл., М. : 1965, № 14.
87. *Косыгин Ю. А., Магницкий В. А.* Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, 1948, вып. 3.
88. *Крат В. А.*— Вопр. космогонии, 1960, 7.
89. *Кропоткин П. Н., Люстих Е. Н., Повало-Швейковская Н. Н.* Аномалии силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники.— М. : Изд-во Моск. ун-та, 1958.
90. *Кропоткин П. Н.*— В кн.: Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники. М. : Изд-во АН СССР, 1962.
91. *Кропоткин П. И., Трапезников Ю. А.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 11.
92. *Кудрявцев Н. А., Воронов П. С., Дерпгольц В. Ф.*— В кн.: V совещ. по пробл. планетологии : Тез. докл. Л., 1965.
93. *Кутас Р. И.*— В кн.: Проблемы физики Земли. Киев : Наук. думка, 1966. (Геофиз. сб.; Вып. 15).
94. *Лебедев Т. С.*— В кн.: Проблемы физики Земли. Киев : Наук. думка, 1966. (Геофиз. сб.; Вып. 15).
95. *Левин Б. Ю.*— Вестн. АН СССР, 1962, 2.
96. *Левин Б. Ю.*— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. : Тр. Второго всесоюз. вулканол. совещ. М. : Наука, 1966.
97. *Левич В. Г.* Введение в статистическую физику.— М. : Гостехиздат, 1954.
98. *Лейпунский О. И.*— Журн. эксперим. и теорет. физики, 1938, 8, вып. 8/9.
99. *Лутц Б. Г.*— Геология руд. месторождений, 1965, № 5.
100. *Любимова Е. А.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 5.
101. *Любимова Е. А.*— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1958, вып. 4.
102. *Любимова Е. А.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 12.
103. *Любимова Е. А.*— В кн.: Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. Разд. 2. Геофизика. М. : Госгеолтехиздат, 1960.
104. *Любимова Е. А.*— Труд. Ин-та физики Земли АН СССР, 1960, № 11.
105. *Любимова Е. А.*— Вопр. космогонии, 1962, 8.
106. *Любимова Е. А.*— Труд. Ин-та физики Земли АН СССР. М. : 1962, 20.
107. *Любимова Е. А.*— В кн.: Тез. докл. конф. Междунар. геофиз. год. М., 1963.
108. *Любимова Е. А.*— В кн.: Тез. докл. конф. Междунар. геофиз. год. М., 1963.
109. *Любимова Е. А.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 3.
110. *Любимова Е. А.*— В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М. : Наука, 1966.
111. *Любимова Е. А.* Исследования по термике Земли : Автореф. дис. д-ра физ.-мат. наук.— М., 1966.
112. *Любимова Е. А., Герцен Р., Удинцев Г. Б.*— В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М. : Наука, 1966.
113. *Любимова Е. А.*— В кн.: Вторая Всесоюзная конференция по верхней мантии Земли : Тез. докл. М., 1967.
114. *Люстих Е. Н.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 6.
115. *Люстих Е. Н.*— Докл. АН СССР, 1948, 59, № 8.
116. *Люстих Е. Н.*— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, 26.
117. *Люстих Е. Н., Магницкий В. А.* Вертикальные движения земной коры, изменения гравитационного поля во времени и перемещение подкоровых масс.— В кн.: Современные движения земной коры.— М. : Изд-во АН СССР, 1963, № 1.

118. *Люстих Е. Н.*— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1965, 50, вып. 1, 2.
119. *Магницкий В. А.*— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Новая серия. Отд. геол., 1948, 23, вып. 2.
120. *Магницкий В. А.* Основы физики Земли.— М. : Госгеолиздат, 1953.
121. *Магницкий В. А.*— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, 26.
122. *Магницкий В. А.*— Вестн. Моск. ун-та, 1956, № 2.
123. *Магницкий В. А.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 6.
124. *Магницкий В. А.*— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1958, вып. 4.
125. *Магницкий В. А., Калинин В. А.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1959, № 1.
126. *Магницкий В. А.*— Вестн. АН СССР, 1961, № 11.
127. *Магницкий В. А.*— Сов. геология, 1961, № 5.
128. *Магницкий В. А., Калашникова И. В.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 8.
129. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли.— М. : Недра, 1965.
130. *Магницкий В. А.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 11.
131. *Марков В. К., Лившиц Л. Д., Делицин И. С.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7.
132. *Марков В. К., Петров В. П., Делицин С. И., Рябинин Ю. П.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 6.
133. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.*— В кн.: Тез. докл. совещ. по пробл. тектоники. М., 1962.
134. *Миркин Л. И.* Справочник по рентгеноструктурному анализу поликристаллов.— М. : Госфизматлитиздат, 1961.
135. *Моисеенко У. И., Соловьева З. А., Кутолин В. А.*— Докл. АН СССР, 1965, 165, № 3.
136. *Моисеенко У. И., Кутолин В. А.*— Геология и геофизика, 1965, № 4.
137. *Моисеенко У. И., Соловьева З. А., Кутолин В. А.*— Докл. АН СССР, 1967, 173, № 3.
138. *Молоденский М. С.*— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, 26.
139. *Мохнаткин М. П.*— Журн. физ. химии, 1956, 30, вып. 12.
140. *Мохнаткин М. П.*— Журн. техн. физики, 1960, 30, вып. 2.
141. *Непрочнов Ю. П., Гончаров В. П., Непрочнов А. Ф.*— Докл. АН СССР, 1959, 129, № 2.
142. *Непрочнов Ю. П.*— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л. : Гостоптехиздат, 1962.
143. *Нерсесов И. Л., Лукк А. А.*— В кн.: Тез. докл. конф. Междунар. геофиз. год, М., 1963.
144. *Нерсесов И. Л., Лукк А. А.*— В кн.: Вторая Всесоюз. конф. по верхней мантии Земли : Тез. докл. М., 1967.
145. *Николаев Н. И.*— Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1965, № 6.
146. *Обручев В. А.*— Изв. АН СССР. Серия геол., 1940, вып. 1.
147. *Парийский Н. Н.*— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1953, 19.
148. *Парийский Н. Н.*— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1953, 19.
149. *Парийский Н. Н.*— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, 26.
150. *Парийский Н. Н.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 1.
151. *Парийский Н. Н.*— В кн.: Тез. докл. конф. Междунар. геофиз. год. М., 1963.
152. *Паулинг Л.* Природа химической связи.— М.; Л. : Госхимиздат, 1947.
153. *Пейве А. В.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5.
154. *Пейве А. В.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1.
155. *Пейве А. В.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3.
156. *Пейве А. В., Страхов Н. М., Яншин А. Л.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 10.
157. *Пейве А. В.*— Геотектоника, 1965, № 1.
158. *Померанцева И. В.*— Прикл. геофизика, 1964, вып. 38.
159. *Порфирьев В. Б.*— В кн.: Проблема миграции нефти и формирования нефтяных и газовых скоплений. М. : Гостоптехиздат, 1959.
160. *Разницын В. А.*— Изв. вузов, 1965, геология и разведка, № 10 .
161. *Рахимова И. Ш.*— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры. Киев : Изд-во АН УССР, 1964. (Геофиз. сб.; Вып. 8).
162. *Рахимова И. Ш., Головач М. Н.*— В кн.: Глубинное строение земной коры. Киев : Наук. думка, 1967. (Геофиз. сб. Вып. 20).
163. *Резанов И. А.*— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, Отд. геол. 1962, вып. 1.
164. *Резанов И. А.*— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики : Геофиз. исслед. строения земной коры. М. : Недра, 1965.
165. *Ризниченко Ю. В., Шамина О. Г.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, 2.
166. *Розова Е. А.*— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1950, 10.
167. *Рускол Е. Л.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 2.
168. *Рябинин Ю. Н., Марков В. К., Петров В. П., Делицин И. С.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 6.
169. *Сафронов В. С.*— В кн.: Тез. докл. конф. МГГ. М., 1963.
170. *Сельский В. А.*— Науч. зап. Львов. политехн. ин-та, 1949, 11, № 3.
171. *Сидоренко Н. С.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 2.

172. *Симоненко Т. М.*— Сов. геология, 1962, № 8.
173. *Симоненко Т. М., Иванов М. М.*— В кн.: Вторая Всесоюз. конф. по верх. мантии Земли : Тез. докл. М., 1967.
174. *Смирнов Я. Б.*— В кн.: Вторая Всесоюз. конф. по верх. мантии Земли : Тез. докл. М., 1967.
175. *Смыслов А. А.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 7.
176. *Соболев В. С.* Введение в минералогию силикатов.— Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1949.
177. *Соболев В. С.*— Геология и геофизика, 1962, № 7.
178. *Соболев В. С.*— Докл. АН СССР, 1964, **156**, № 2.
179. *Соболев В. С., Соболев Н. В.*— Докл. АН СССР, 1964, **158**, № 1.
180. *Соболев В. С.*— Докл. АН СССР, 1965, **160**, № 2.
181. *Соболев Н. В.*— Докл. АН СССР, 1964, **154**, № 5.
182. *Соболев Н. В.*— Докл. АН СССР, 1964, **157**, № 6.
183. *Соболев Н. В.* Парагенетические типы гранатов.— М. : Наука, 1964.
184. *Соболев Н. В., Кузнецова И. К.*— Докл. АН СССР, 1965, **163**, № 2.
185. *Соллогуб В. Б. и др.*— В кн.: Проблемы физики Земли. Киев : Наук. думка, 1966. (Геофиз. сб.; Вып. 15).
186. *Соловьев С. Л. и др.*— В кн.: Вторая Всесоюз. конф. по верх. мантии Земли : Тез. докл. М., 1967.
187. *Стишов С. М., Попова С. В.*— Геохимия, 1961, № 10.
188. *Стишов С. М.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 1.
189. *Стишов С. М.*— В кн.: Тез. докл. конф. Междунар. геофиз. год. М., 1963.
190. *Стишов С. М.*— Докл. АН СССР, 1963, **148**, № 5.
191. *Стовас М. В.*— Геол. журн. АН УРСР, 1957, **17**, вип. 3.
192. *Стовас М. В.*— Науч. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки, 1958, № 3.
193. *Стовас М. В.*— Вестн. Ленингр. ун-та, 1959, № 13.
194. *Стовас М. В.*— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1959, 91, вып. 4.
195. *Стовас М. В.*— Докл. СССР, 1960, **135**, № 1.
196. *Стовас М. В.*— Геол. журн. АН УРСР, 1961, **21**, вип. 2.
197. *Стовас М. В.*— В кн.: Геогр. сб. Льв. ун-та, 1962, № 15.
198. *Стойко Н.*— Астрон. журн., 1959, **36**, № 5.
199. *Субботин С. И.*— Геол. журн. АН УРСР, 1954, **14**, вип. 2.
200. *Субботин С. И.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1955, № 4.
201. *Субботин С. И.* Глубинное строение Советских Карпат.— Киев : Изд-во АН УССР, 1955.
202. *Субботин С. И.*— Науч. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, 1957, 5.
203. *Субботин С. И.*— Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. Сер. геофиз., 1958, вып. 2.
204. *Субботин С. И.*— Геол. журн. АН УРСР, 1958, **18**, вип. 6.
205. *Субботин С. И.*— В кн.: Междунар. геол. конгр. XXI сессия : Докл. сов. геологов. М. : Изд-во АН СССР, 1960.
206. *Субботин С. И.*— Геол. журн. АН УССР, 1960, **20**, вып. 5/6.
207. *Субботин С. И.*— Геофиз. сб. АН УССР, 1962, вып. 2.
208. *Субботин С. И., Рахимова И. Ш.*— В кн.: Комплексные геофизические исследования территории Украины. Киев : Изд-во АН УССР, 1963. (Геофиз. сб.; Вып. 4).
209. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры.— Киев : Наук. думка, 1964.
210. *Субботин С. И.*— В кн.: Строение земной коры и физические свойства горных пород. Киев : Наук. думка, 1965. (Геофиз. сб.; Вып. 1).
211. *Субботин С. И.*— В кн.: Проблемы происхождения нефти. Киев : Наук. думка, 1966.
212. *Тараканов Р. З.*— В кн.: Тез. докл. конф. Междунар. геофиз. год. М., 1963.
213. *Тейтл Х. Е., Тьюв М. А.*— В кн.: Земная кора. М. : Изд-во иностр. лит., 1957.
214. *Тернер Ф., Верхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород.— М. : Изд-во иностр. лит., 1961.
215. *Тетяев М. М.* Основы геотектоники.— М. : Госгеолиздат, 1941.
216. *Тихонов А. Н., Яновский Б. М., Липская Н. В.*— В кн.: Тез. докл. конф. МГГ. М., 1963.
217. *Тихонов А. Н., Липская Н. В.*— В кн.: Вторая Всесоюз. конф. по верх. мантии Земли: Тез. докл. М., 1967.
218. *Трунин Р. Ф., Гоньшакова В. И., Симаков Г. В., Галдин Н. Е.*— Физика Земли, 1965, № 9.
219. *Туезов И. К. и др.*— В кн.: Вторая Всесоюз. конф. по верх. мантии Земли : Тез. докл. М., 1967.
220. *Удинцев Г. Б., Чернышева В. И.*— В кн.: Второй Междунар. океаногр. конгр. : Тез. докл. М. : Наука, 1966.
221. *Усенко И. С., Бернадская Л. Г.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, вып. 2.

222. *Усов М. А.*— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, вып. 1.
223. *Ушаков С. А., Лазарев Г. Е.*— Докл. АН СССР, 1959, **129**, № 4.
224. *Ушаков С. А.*— В кн.: Тез. докл. конф. Междунар. геофиз. год. М., 1963.
225. *Федотов С. А.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, вып. 6.
226. *Федотов С. А.*— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли : Тр. Второго Всесоюз. вулканол. совещ. М. : Наука, 1966.
227. *Федотов С. А., Фарберов А. И.*— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли : Тр. Второго Всесоюз. вулканол. совещ. М. : Наука, 1956, № 3.
228. *Федынский В. В.*— В кн.: Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. Разд. 2. Геофизика. М. : Госгеолтехиздат, 1960.
229. *Фесенков В. Г.*— Астрон. журн., 1957, **34**, вып. 1.
230. *Хаин В. Е.*— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, Отд. геол., 1955, вып. 5.
231. *Хаин В. Е.*— Изв. АН СССР. Серия геол., 1957, вып. 12.
232. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника.— М. : Недра, 1964.
233. *Хесс Х. Х.*— В кн.: Земная кора. М. : Изд-во иностр. лит., 1957.
234. *Хитаров Н. И.*— Геохимия, 1964, № 6.
235. *Шарградский В. А.*— В кн.: Земля во Вселенной. М. : Мысль, 1964.
236. *Цзен Юн-Шэн-Дицюум сюэбао.*— Acta geophys sinica, 1965, **14**, № 2.
237. *Шатский Н. С.*— Бюл. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1955, вып. 5, ст. 5.
238. *Шейнман Ю. М.*— В кн.: Тез. докл. конф. Междунар. геофиз. год. М., 1963.
239. *Эйгенсон М. С.* Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1957.
240. *Эйгенсон М. С.*— Изв. АН СССР. Серия геол., 1962, вып. 4.
241. *Яковкин А. А.*— Информ. бюл. / Межвед. геофиз. ком. при Президиуме АН УССР, 1958, вып. 1.
242. *Adams L. H.*— J. Washington Acad. Sci., 1924, **14**, N 459.
243. *Aki K., Press F.*— Geophys. Roy. Astron. Soc., 1961, 5, № 4.
244. *Akimoto S., Fujusawa H., Katsura T.*— J. Geophys. Res., 1965, **70**, N 8.
245. *Ampferer O.*— J. d. K. K. Geol. Reichsanstalt, Wien, 1909, 58.
246. *Anderson O. L.*— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1964, **54**, N 3.
247. *Anderson O. L.*— J. Geophys. Res., 1965, **70**, N 6.
248. *Balavadze B. K., Mindeli P. Sh.*— Studia geophys. et geodaet., 1965, 9, N 1.
249. *Beck A. E.*— J. Geophys Res., 1961, **66**, N 5.
250. *Bemmelen R.*— In: Rep. XVI Sess. Int. Geol. Congr. USA, 1933, 1936, N 11.
251. *Bernal J. D.*— Observatory, 1936, **59**, N 268.
252. *Birch F.*— J. Geophys. Res., 1952, **57**, N 2.
253. *Birch F.*— J. Geophys. Res., 1960, **65**, N 4.
254. *Birch F., Le Compte P.*— Amer. J. Sci., 1960, N 258.
255. *Birch F.*— J. Geophys. Res., 1961, **66**, N 7.
256. *Birch F.*— J. Geophys. Res., 1962, **67**, N 2.
257. *Birch F.*— Res. 1964, **69**, N 20.
258. *Bowen N. L., Tuttle O. F.*— Geol. Soc. Amer. Bull., 1949, **60**,
259. *Boyd F. R., England J. L.*— Carnegie Inst. Washington, Year Book, 1959, **57**.
260. *Boyd F. R., England J. L.*— Carnegie. Inst. Washington, Year Book, 1961, **60**.
261. *Boyd E. R., England J. L.*— J. Geophys. Res., 1963, **68**, N 1.
262. *Boyd F. R., England J. L., Davis B. T. G.*— J. Geophys. Res., 1964, **69**, N 10.
263. *Bridgman P. W.*— J. Chen. Phys., 1937, 5.
264. *Bridgman P. W.*— Proc. Amer. Acad., 1938, **72**.
265. *Bridgman P. W.*— Proc. Amer. Acad., 1942, **74**.
266. *Bridgman P. W.*— Amer. J. Sci., 1945, N 243—a.
267. *Bridgman P. W.*— Proc. Amer. Acad. Arts Sci., 1948, **76**, N 3.
268. *Bridgman P. W.*— Proc. Amer. Acad. Arts Sci., 1948, **76**, N 3.
269. *Bridgman P. W.*— Proc. Amer. Acad., 1952, **81**.
270. *Brune J., Nafe J., Oliver J.*— Program Abstr. Amer. Geophys. Union, 1960, **28**.
271. *Bucher W. H.*— In: The deformation of the Earth's crust, 1933.
272. *Bucher W. H.*— Geol. Rundsch, 1939, **34**.
273. *Bullard E. C., Maxwell A. E., Revell R.*— Adv. Geophys., 1956, N 3.
274. *Bullen K. E.*— Trans. Roy. Soc. New Zealand, 1937, **67**.
275. *Bullen K. E.*— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1940, **30**.
276. *Bullen K. E.*— Non. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl., 1950, N 6.
277. *Bullen K. E.*— Cambridge Univ. Press, 2 nd. ed., 1953.
278. *Bundy F. P.*— Phys. Rev., 1959, **115**, N 2.
279. *Carnegie* Inst. Washington Year Book, 1959, **58**.
280. *Carnegie* Inst. Washington Year Book, 1962, **61**.
281. *Carnegie* Inst. Washington Year Book, 1963, **62**.
282. *Carnegie* Inst. Washington Year Book, 1964. **63**.

283. *Carnegie* Inst. Washington Year Book, 1965, 64.
284. *Clark S. P.*— Bull. Geol. Soc. Amer. 1956, 67, N 8.
285. *Clark S. P.*— Trans. Amer. Geophys. Union, 1957, 38, N 6.
286. *Clark S. P.*— In: The Earth sciences, Chicago, 1963.
287. *Clark J. S. P., Ringwood A. E.*— Rev. Geophys., 1964, 2, N 1.
288. *Coes L., Jr.*— Science, 1953, N 118.
289. *Cook K. L.*— Adv. Geophys., 1962, N 9.
290. *Cormak N.*— Phys. Rev., 1954, 95, N 2.
291. *Cumming G. L., Konosewich E. R.*— Trans. Amer. Geoph. Union, 1965, 46, N 1.
292. *Dachille Fr., Roy R.*— Amer. J, Sci., 1960, N 258.
293. *Dachille Fr.*— Nature, London, 1963, 198, N 4876, 200, N 4905.
294. *Daly R.*— Geol. Soc. Amer., 1943, 54, N 401.
295. *Davis B. T. C., England I. L.*— J. Geoph. Res., 1964, 69, N 6.
296. *Dorman J., Ewing M., Oliver J.*— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1960, 50, N 87.
297. *Drickamer H. G.*— Rev. Sci. Instrum., 1961, 32, N 302.
298. *Eitel W.*— In: The phisical chemistry of silicates. Chicago, 1954.
299. *Elsasser W. M.*— Phys. Rev., 1939, 55, N 489.
300. *Egyed L.*— Acta geol. Acad. sci., hung., 1956, 4, N 1.
301. *Ewing J. I.* The mantle rocks. New York; London : Interscience, 1963.
302. *Fermor L. L.*— J. Pros. Asiatl. Soc. Bendal., 1912, N 8.
303. *Goranson R. W.*— Sci. Monthly, 1940, Dec., 51.
304. *Green D. H., Ringwood A. E.*— Nature, 1964, 201, N 4926.
305. *Gutenberg B.* Internal constitution of the Earch etc. ed.— New York : McGraw — Hill, 1939.
306. *Gutenberg B., Richter C.*— Geol. Soc. Amer. Spec. pap. 1941, 34.
307. *Gutenberg B.*— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1948, 38, N 2.
308. *Gutenberg B.* Internal constitution of the Earth. New York, 1951.
309. *Gutenberg B.*— Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, 62, N 5.
310. *Gutenberg B.*— Geofis. Pura e Applicata, 1954, 29.
311. *Gutenberg B.*— Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, 65, N 4.
312. *Gutenberg B.*— Geol. Rndsch., 1957, 46, N 1.
313. *Gutenberg B.*— Scientia, 1958, 93, N 1.
314. *Gutenberg B.* Physics of the Earth's interior.— New York : Acad. Press, 1959.
315. *Gutenberg B.*— Ann. geofis. Rome, 1959, 12.
316. *Gutenberg B.*— Science, 1960, 131, N 3405.
317. *Haarmann F.* Die Oszillationstheorie, 1930.
318. *Heitler W.*— Ark. fys., 1956, 10, N 2.
319. *Herzen R., Uyeda S.*— J. Geoph. Res., 1963, N 68.
320. *Hess H. H.*— Proc. Rov. Soc. Ser. A, 1954, 222, N 1150.
321. *Hess H. H.*— Nature, London, 1964, 203, N 4945.
322. *Hughes D. S., Maurette C.*— Geophysics, 1957, 22, N 1.
323. *Hughes D. S., Mac-Queen R. G.*— Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, 39, N 5.
324. *Hunt C. B., Utah U. S.*— Geol. Surv. Profes. Pap., 1958, N 2491.
325. *Jacobs J. A.*— Can. J. Phys., 1953, 31, N 370.
326. *Jacobs J. A.*— Nature, 1954, 173, N 258.
327. *Jacobs J. A., Allan D. W.*— Earth. Trans. Roy. Soc. Can., 1954, 48.
328. *Jacobs J. A.*— Nandbuch Phys., 1956, 47.
329. *Jamieson J. C., Lawson A. W.*— J. Geol., 1958, 66, N 5.
330. *Jeffreys H.* The Earth.— 2nd ed.— Cambridge : Univ. Press. 1929.
331. *Jeffreys H.* The Earth.— 3nd ed.— Cambridge, 1952.
332. *Jeffrieys H.*— Monthly Not. R. Astron. Soc. Geophys. Suppl., 1954, N 6.
333. *Kawada K.*— Bull. Earthquake Res. Inst., 1964, 42, N 631.
334. *Keisuke I., Kennedy G. C.*— Trans. Amer. Geophys. Union, 1966, 47, N 1.
335. *Kennedy G. C.*— Amer. Sci. 1959, 47.
336. *Kennedy G. C., Yayaraman A., Newton K. C.*—In : Int. Symp. Phys. and Chem., High Pressures. London, 1962.
337. *Kennedy G. C.*— Trans. Amer. Geophys. Union., 1963, 44, N 1.
338. *Kennedy S., Mori P.*— J. Geophys. Res., 1962, 67, N 2.
339. *Kingery W. D.*— J. Amer. Ceram. Soc., 1954, 37, N 2.
340. *Kishimoto Y.*— Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, 1956, A28, N 2.
341. *Koenigsberger J.*— Terrestr. magnetism und Atmosph.— Electricity, 1930, 35, N 3.
342. *Kosminskaya I. P., Riznichenko Y. V.*— Res. Geophys., 1964, N 2.
343. *Kraus E. C.*— Z. Dtsch. geol. Ges., 1953, N 2.
344. *Kraus E. C.* Die Entwicklungsgeschechte der Kontinente und Oceane.— Berlin : Akademie, 1959.
345. *Kumasava M.*— J. Geogr., 1964, 73, N 3.

346. *Kuno H.* Petrology and volcanology : Second progr. rep. upper mantle project Jap. 1965—1966.
347. *Lahiri B. N., Price A. T.*— Philos. Trans. Roy. Soc., London, 1939, **A237**, N 509.
348. *Landisman M., Sato Y., Nafe J.*— Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1965, **82**.
349. *Lee W. N. Mac-Donald G. Y. F.*— J. Geophys. Res., 1963, **68**, N 24.
350. *Lindemann* — Phys. Z., 1910, **11**, N 609.
351. *Lovering J. F.*— Trans. Amer. Geoph. Union, 1958, **39**, N 5.
352. *Lubimova H. A.*— Geophys. J. Roy. Astron Soc., 1958, **1**, N 2.
353. *Lyttleton R.*— Proc. Roy. Soc., 1965, **A287**, N 1411.
354. *MacDonald G. J. F.*— Amer. J. Sci., 1956, **254**, N 12.
355. *MacDonald G. J. F., Knopoff L.*— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1958, N 1.
356. *MacDonald G. J. F., Ness N. F.*— J. Geophys. Res., 1960, **35**, N 7.
357. *MacDonald G. J. F.*— Rev. Geophys., 1963, **1**, N 4.
358. *MacFarlane R.*— J. Chem. Phys., 1936, **4**, N 60.
359. *Machado F.*— Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, **39**, N 5.
360. *Mason B.*— Trans. Amer. Geophys. Union, 1953, N 6.
361. *Maxwell A. E., Revelle R.*— Bull. Geol. Amer., 1955, N 5.
362. *Noble D. C.*— Geol. Soc. Amer. Bull., 1961, N 72.
363. *Noble D. C.*— Reply. Geol. Soc. Amer. Bull., 1962, **73**, N 2.
364. *Oxburgh E. R.*— Geoph. J. Roy. Astron. Soc., 1964, **8**, N 4.
365. *Pakiser L. C., Steinhart L. S.*— Res. Geophys., 2. Cambridge, (Mass.) : MII Press, 1964. **2**.
366. *Pakiser L. C.*— In: Geol. Surv. Profess., 1965, Pap. 525-b.
367. *Press F.*— Science, 1961, **133**, N 3, 463.
368. *Press F.*— In: Chap I in Res. in geophys., Solid earth and interfase phenomena. Mass MI T Press, Cambridge, 1964, N 2.
369. *Rait R. W.*— Res. Ceophys. Cambridge, (Mass.) MIT, Press, 1964, **2**.
370. *Ramsey W. N.*— Mon. Not. Roy. Astron. Soc., 1948, **108**.
371. *Ramsey W. H.* On the compressibility of the Earth.— Mon. Not. Roy. Astron. Soc., 1950, **6**.
372. *Rikitake T.*— Bull. Earthguake Res. Inst. Univ. Tokyo, 1952, **30**, N 13.
373. *Rikitake T.*— Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 1959, **37**, N 3.
374. *Rikitake T.*— I. A. G. A. J. geomagnetism and geoelectricity. Tectonophysics, 1964, **1**, N 3.
375. *Ringwood A. E., Vening Meinesz F. A.*— Nature, 1956, **173**, N 4545.
376. *Ringwood A. E.*— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, **13**, N 4.
377. *Ringwood A. E., Seabrook M.*— J. Geoph. Res., 1962, **67**.
378. *Ringwood A. E.*— J. Geoph. Res., 1962, **67**, N 10.
379. *Ringwood A. E.*— J. Geoph. Res., 1962, **67**, N 2, N 11.
380. *Ringwood A. E., Seabrook M.*— J. Geoph. Res., 1963, **68**, N 15.
381. *Ringwood A. E., Green D. H.*— Nature, 1964, 201, N 4919.
382. *Robertson E. C., Birch F., MacDonald G. J. E.*— Amer. J. Sci. 1957, N 255.
383. *Roy R.*— In: Heat flow data for USA : Thesis. Harvard, Mass, 1963.
384. *Scheinmann Y. M.*— Tectonophysics, 1964, **1**, N 5.
385. *Schuiling R. D.*— Econ. Geol., 1964, **59**, N 5.
386. *Sclar C. B., Carrison L. C., Schwarts C. M.*— J. Geoph. Res., 1964, **69**, N 2.
387. *Seki I., Kennedy G. C.*— Amer. Mineral, 1964, **49**, N 11.
388. *Shimazu G.*— J. EarthSci. Nagoya Univ., 1954, **2**, N 1/2.
389. *Seki I., Kennedy G. C.*— Amer. Mineral., 1964, **49**, N 12.
390. *Shimazu G.*— J. Seismol. Soc. Jap., 1958, **11**, N 1.
391. *Shimazu G.*— J. Earth. Sci. Nagoya Univ., 1958, **6**, N 1.
392. *Shimozuru Daizuke* — Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 1964, **42**, N 3.
393. *Sternheimer R.*— Physic. Rev., 1950, **78**, N 235.
394. *Strong H. M.*— J. Geophys. Res., 1959, **64**, N 2.
395. *Survey* and outlook of solid-earth geophysics.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1965, **46**, N 1.
396. *Talwani M., Sutton G. H., Worzel J. L.*— J. Geophys. Res., 1959, **64**, N 10.
397. *Thompson J. B.*— J. Amer. Sci., 1955, **253**, N 65.
398. *Thompson G. A., Talwani M.*— Science, 1964, **146**, N 3651.
399. *Tilton G. R., Reed G. W.*— In: Earth. Sci and Meteoritics. Amsterdam, 1963.
400. *Tryggvason E.*— Ann. Geophys., 1961, **14**, N 4.
401. *Turner F. J., Verhoogen J.* Igneous and metamorphic petrology. New York : Mc. Graw. Hill, 1951.
402. *Uffen R. J.*— Trans. Amer. Ceophys. Union, 1952, **33**, N 893.
403. *Uffen R. J.* Unpublishen thesis. Univ. of Western Ontario. Canada, 1952.
404. *Uffen R. J.*— Trans. Amer. Geophys. Union, 1954, **35**, N 380.

405. *Uffen R. J.*— J. Geoph Res., 1959, **64**, N 1.
406. *Urey H. C.* The planets, their origin and development.— New-Haven : Yale Univ. Press, 1952.
407. *Vacguier V., Affleck J.*— Amer. Geophys. Union Trans., 1941, N 2.
408. *Valle P. E.*— Ann. geofis. Roma, 1952, **5**, N 41.
409. *Vening-Meinisz F. A.*— Proc. Kon. ned. akad. wetensch B, 1956, **59**, N 1.
410. *Vening-Meinesz E. A.*— Proc. Kon. ned. akad. wetensch 1961, **64**, N 4.
411. *Verhoogen J.*— Trans. Amer. Geophys. Union., 1951, N 32.
412. *Verhoogen J.*— J. Geophys. Res., 1953, **58**.
413. *Verhoogen J.*— Trans. Amer. Geophys. Union, 1955, **36**, N 5.
414. *Veronnet A.*— J. Math. Pures et appliques, 1912, N 8.
415. *Wada T.*— Bull. Disaster Prevent. Res. Inst. Kyoto, Univ., 1960, **38**, N 66.
416. *Wada T.*— J. Phys. Earth., 1960, **8**, N 1; Bull. Disaster Prevent Res. Inst. Kyoto Univ., 1960, **31**, N 2.
417. *Wagner P. A.*— S. Afr. J. Sci., 1928, N 25.
418. *Wentorf R. H.*— Nature, 1959, **183**, N 4675.
419. *Wetherill G. W.*— J. Geophys. Res., 1961, **66**, N 9.
420. *Wilimore R. L., Hales A. L., Gane R. G.*— Bull. Seism. soc. Amer., 1952, **42**, N 1.
421. *Williamson E. D., Adams L. H.*— J. Wash. Acad. Sci., 1923, N 13.
422. *Willis B. and Willis S.*— Bull. Geol. Soc. Amer. 1941, **52**, N 10.
423. *Wolff F.*— Nova acta leopoldina. New ser. 1952, **12**, N 38.
424. *Woollard G. P.*— J. Geophys. Res., 1959, **64**, N 10.
425. *Wyllie R. J.*— J. Geophys. Res., 1963, **68**, N 15.
426. *Voder H. S.*— J. Geol., 1952, **60**.
427. *Yoder H. S.*— Trans. Amer. Geophys. Union, 1956, **31**, N 6.

ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ *

Ни одна теория развития земной поверхности не может оставить без внимания происходящие на ней такие основные явления, как подъем, опускание, складкообразование и дрейф обширных областей. Для объяснения этих процессов в настоящее время используется ряд гипотез. В настоящей статье на основании анализа результатов гравиметрических исследований эти процессы объясняются преобразованиями материи в верхней мантии Земли.

Геотектонические гипотезы, опирающиеся в основном на данные геологии, на наш взгляд, слишком отклоняются от исходных процессов в мантии Земли. Они учитывают физические и некоторые химические процессы, происходящие в мантии и влияющие на развитие земной коры, ее движение, формирование и структуру, накопление минерального вещества и т. д. Геологические процессы, установленные путем непосредственных наблюдений, являются лишь одной из форм проявления различных процессов, происходящих в верхней мантии Земли. Проблема верхней мантии была сформулирована как одна из важнейших международных проблем в области геофизики и геологии на XII Генеральной Ассамблее Международного Союза Геодезии и Геофизики в 1960 г. в Хельсинки. Уже тогда было ясно, что открытие тайн верхней мантии прокладывает новые пути к созданию физически, химически и математически обоснованной общей теории тектогенеза.

Каждый вещественный элемент в любой оболочке планеты подвергается воздействию нескольких сил: сил притяжения, центростремительных сил, давлению вышележащих слоев Земли (рис. 1). В связи с этим он находится в равновесии и в состоянии некоторого геодинамического напряжения, величина которого зависит от его положения. Известно также, что каждая из геосфер характеризуется специфическими физическими свойствами. Характерными параметрами, например, являются плотность, прочность, температура, электропроводимость или скорость прохождения некоторых упругих или сейсмических колебаний. В то же время материал неоднороден по составу и состоянию, что проявляется в виде нарушений закономерного распределения физических параметров.

Земля вращается вокруг своей оси с неравномерной скоростью. Вследствие процессов, происходящих в недрах Земли, и под влиянием внешних «космических» факторов скорость вращения постепенно, а иногда и скачкообразно, снижается. Такие изменения вызывают дополнительные геодинамические напряжения. Наряду с этим неоднородности состава и состояния земного материала, а также неравномерное распределение источников тепла и неравномерная передача энергии приводят к теплоупругим напряжениям в оболочках Земли (рис. 2).

* S. I. Subbotin.— In.: Ideen des exakten Wissens: Wissenschaft und Technik in der Sowjetunion. Stuttgart, 1970, N 5, S. 259—265.

Общий эффект дополнительных геодинамических и теплоупругих напряжений приводит к локальным изменениям термодинамических условий, существующих в каждом пункте планеты. При достижении определенного критического уровня давления и температуры в разных материалах происходят фазовые переходы и переходы электронов, а также химические преобразования, при которых изменяются структура кристаллической решетки, атомно-электронная структура и химические связи; происходит также скачкообразное изменение объема этого материала. Такое изменение в определенной части мантии является непосредственной причиной вертикальных движений вышележащих частей земной коры. При этом над зоной уменьшения объема происходит опускание земной коры, а над зоной увеличения объема — ее воздымание. Сейсмологами установлено, что максимальная подвижность и нестабильность состояния вещества приурочена к верхней мантии Земли, особенно ее внешней части. Этот слой, известный также под названием волновода Гутенберга, находится примерно на глубинах от 80—100 до 250—300 км; упругие колебания распространяются в нем со сравнительно малой скоростью. Очевидно, вещество в слое Гутенберга, благодаря довольно высоким температурам, находится в термически «мягком» состоянии, близком к состоянию плавления. Как показали опыты, проведенные физиками, именно в таких термодинамических условиях наиболее легко происходят фазовые переходы, полиморфные и другие преобразования материала.

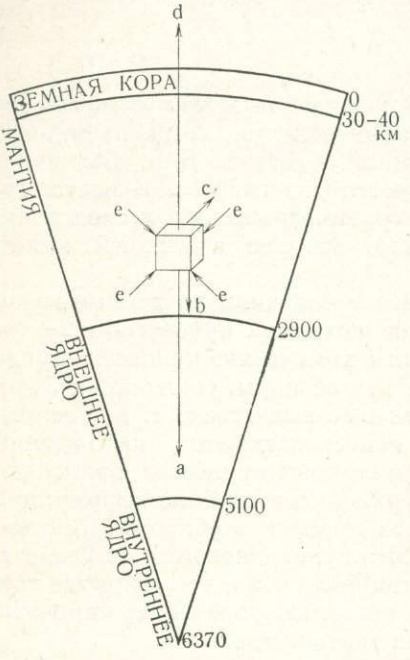


Рис. 1. Действие сил на элемент массы в Земле.

a — силы притяжения, *b* — давление вышележащих слоев, *c* — центробежная сила, вызванная вращением Земли, *d* — силы сопротивления (прочности) нижележащих слоев, *e* — геодинамические и термоупругие силы.

Геологи и геофизики, занимающиеся вопросами тектонических движений, придерживаются двух точек зрения. Одни предполагают, что изгибы коры вызваны излияниями пластических масс под корой. Земная кора опускается в зону, освобожденную от «излившегося» материала. Напротив, причиной воздымания является приток подкоровых масс. Другие считают основной причиной образования впадины сжатие определенного объема материала. Причиной воздымания коры, по их мнению, является расширение определенного объема мантийного вещества, в результате которого часть коры перемещается вверх. Анализ гравитационных аномалий позволяет сделать вывод, что более основанной является вторая точка зрения. Она подтверждается наличием максимумов силы тяжести в зонах опускания, что свидетельствует о наличии под ними уплотненного материала. Гравитационные минимумы соответственно приурочены к зонам воздымания, что свидетельствует о наличии в этих местах растяжения и ослабления мантии (рис. 4).

Таким образом, основной причиной формирования впадин и поднятий земной коры, т. е. ее основных структурных форм, являются сдвиг и растяжение находящихся под земной корой масс мантии. Излияние и приток ман-

тийного вещества не могут быть главной причиной тектогенеза, так как это противоречит основному геофизическому фактору — распределению аномалий силы тяжести.

Горизонтальная краевая зона области, в которой происходит сжатие или расширение мантийного вещества, является местом возникновения глубинных разломов — важных структурных элементов земной коры и мантии. Глубинный разлом, на наш взгляд, состоит из трех генетически

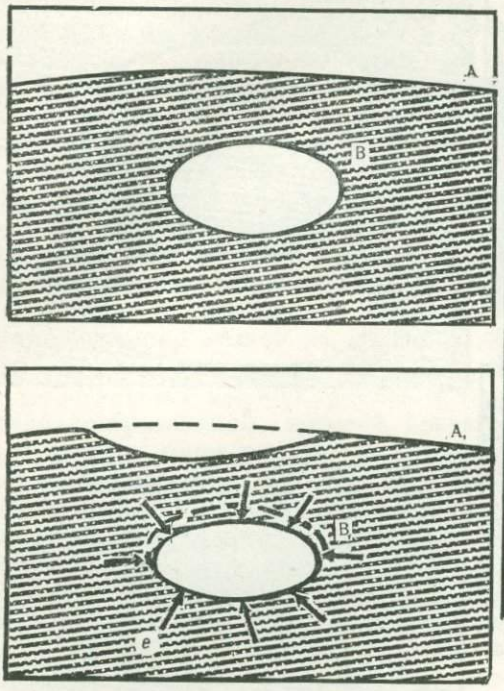


Рис. 2. Влияние дополнительных геодинамических и термоупругих напряжений на элемент материала верхней мантии.

A — положение земной поверхности; *B* — контур объема материала мантии до возникновения дополнительных геодинамических и термоупругих напряжений; A_1 — положение земной поверхности; B_1 — положение контура материального элемента мантии, обусловленное влиянием дополнительных геодинамических и термоупругих напряжений (сил *e*).

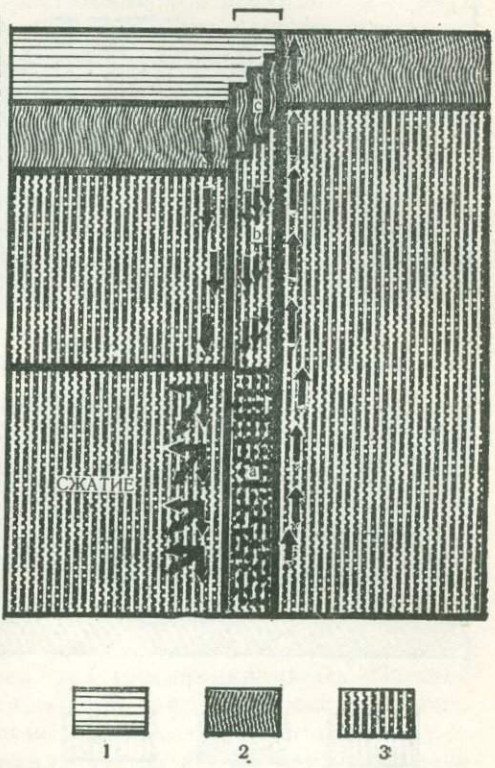


Рис. 3. Образование глубинного разлома.

a — зона ослабленных напряжений в мантии Земли; *b* — зона обратных напряжений; *c* — зона нарушения.
1 — осадочный слой; *2* — кора; *3* — мантия.

связанных элементов: а) зоны ослабления напряжений в мантийном веществе; б) зоны обратных напряжений, сдвиговых деформаций и турбулентных (вращательных) движений, находящейся под областью разлома и простирающейся до самой подошвы земной коры; в) зоны разрыва земной коры и вертикальных движений отдельных блоков земной коры (рис. 3).

Крайне важным для решения проблемы тектонических движений является вопрос возникновения и образования очагов магмы, т. е. зон расплавленного мантийного вещества. По последним данным геофизики мантия состоит из твердого вещества. Однако петрологические и минералогические исследования дают основание предполагать, что расплавленная жидкая магма образуется на глубине в мантии. Итак, возникает вопрос: чем вызван расплав пород? Возникновение очага расплава представляется нам связанным прежде всего с образованиями углублений в земной коре. Изменение скорости

вращения приводит к возникновению дополнительных геодинамических напряжений в определенной зоне. Это приводит к образованию участка сжатого вещества, что является начальной фазой образования впадины (рис. 4). После некоторого уменьшения объема вещества начинается погружение вышележащего слоя под влиянием силы тяжести. При этом под земной корой, которая первоначально благодаря собственной прочности приобретает фор-

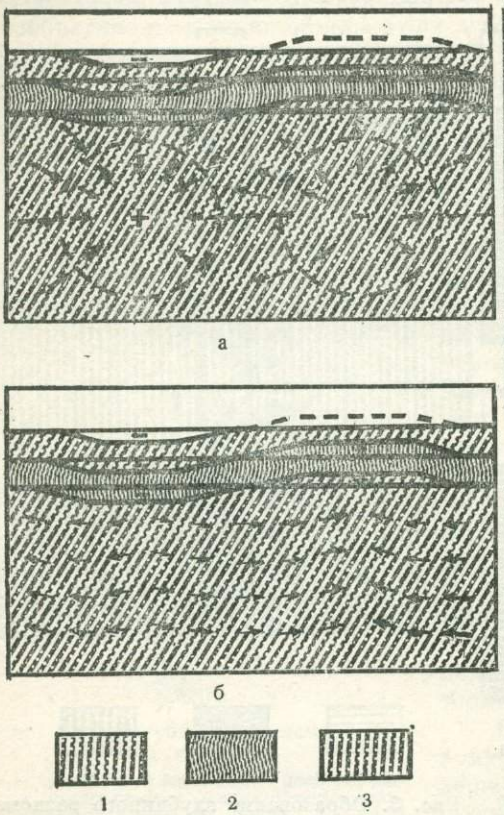


Рис. 4. Схема образования впадин и подъемов в земной коре.

а — в результате сжатия (+) и расширения (—) мантийного материала; *б* — в результате переполнения этим материалом. 1 — «гранитный» слой земной коры, 2 — «базальтовый» слой земной коры, 3 — дунит, перидотит, эклогит — породы, входящие в состав верхней мантии Земли.

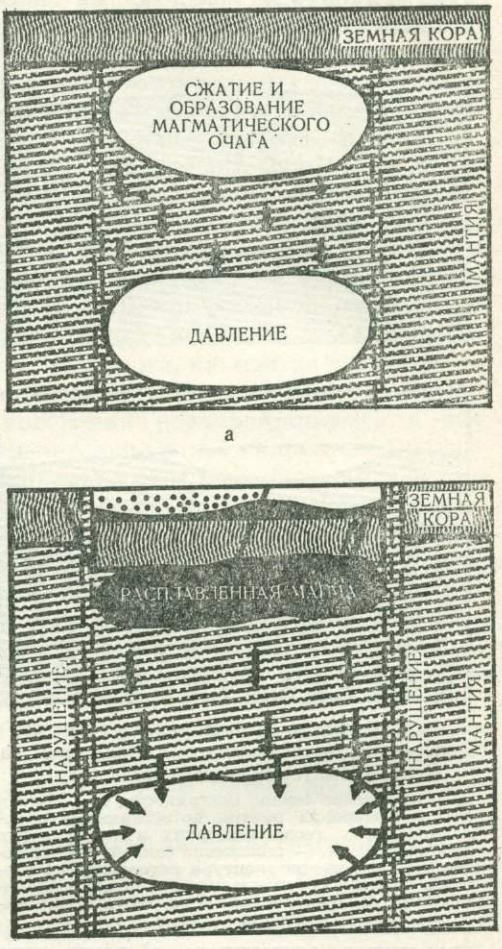


Рис. 5. Схема образования впадин в земной коре.

а — начальная стадия, *б* — конечная стадия.

му купола, образуется область пониженного давления. Снижение давления приводит к уменьшению теплопроводимости, а получающийся при этом избыток тепловой энергии находит выражение в повышении температуры. Кроме того, спад давления, как известно, приводит к снижению температуры плавления вещества. В результате на участке образования впадины между земной корой и зоной давления наблюдается повышение температуры с одновременным снижением температуры плавления имеющегося там материала: начинается плавка всего вещества мантии или его отдельных частей. Так возникает магматический очаг (рис. 5). Очаг плавления может образовываться также при

формировании других структурных элементов, в частности поднятий земной коры и глубинных разломов. Но и здесь непосредственной причиной является наличие подобных физических условий. Процессы опускания и воздымания участков земной коры носят колебательный характер: при общем нисходящем движении с образованием впадин наблюдается также спокойное состояние, а иногда даже воздымание; при восходящих движениях тоже эпизодически наблюдаются спокойное состояние и кратковременные нисходящие движения.

Причину таких явлений можно достаточно обоснованно объяснить, исходя из основных причин тектогенеза. Прежде всего следует учесть, что сжатие (или расширение) некоторой части мантии, связанное с полиморфным переходом, первоначально происходит лишь на небольшом участке. Но поскольку такие переходы, как правило, сопровождаются отдачей или поглощением тепла, изменяется также термодинамическое состояние сопредельных областей: здесь происходят также полиморфные и другие переходы, которые в свою очередь связаны с поглощением и отдачей тепла.

Скачкообразные полиморфные, фазовые и другие переходы мантийного вещества охватывают все новые участки мантии, причем в зависимости от распределения геодинамических и термоупругих напряжений или термодинамических условий может происходить кратковременное обращение основного движения земной коры. Таким образом можно объяснить колебательный характер при погружении или воздымании участков земной коры.

Следующей важной проблемой тектогенеза является проблема причины складкообразования, которой посвящены многие гипотезы. Сюда входят как сжатие горизонтально залегающих слоев при сближении двух неподвижных глыб земной коры, так и гравитационный тектогенез, т. е. сжатие слоев при их скольжении с вышележащих частей земной коры под действием силы тяжести. Сюда входит также изгиб пластичных слоев под влиянием вертикального давления.

Мы, однако, считаем, что складкообразование является следствием часто чередующихся воздыманий и погружений блоков земной коры, вызываемых сжатием и расширением некоторых частей вещества мантии. Такой процесс, очевидно, наиболее характерен для геосинклинальных областей. При общем погружении коры геосинклинальной зоны возникают многочисленные продольные и поперечные разломы, разделяющие земную кору на целый ряд блоков. При разделении верхних частей любых двух сопредельных блоков, расположенный на них горизонтальный слой осадков (отложений) растягивается и в конечном итоге разрывается. При изменении знака относительного вертикального движения блоков растянутые слои уже не могут возвратиться в свое первоначальное положение и сжимаются в складки. Частое изменение знака смещения блоков приводит к образованию сложной складчатой структуры в зоне сбрасывания и на ее ближайших окраинах. Наличие огромного количества блоков и разделяющих их разломов приводит к образованию сплошной сложной структуры (рис. 6). Формирование геосинклинальной области и складчатых гор имеет следующие отличительные особенности: в мантии Земли есть два, а возможно и три, активных пояса, в которых происходят фазовые изменения и другие преобразования вещества. Некоторые процессы, происходящие в земных недрах, а также внешние воздействия приводят к изменениям скорости вращения Земли. В связи с неоднородностью состава и состояния вещества мантии в некоторых зонах нижнего пояса сначала возникают дополнительные геодинамические напряжения, которые вызывают фазовые и другие преобразования мантийного вещества с уменьшением объема; это приводит к образованию впадины в земной коре и накоплению в ней осадков. Неравномерность сжатия

мантийного вещества на глубине приводит к образованию многих разломов, а затем и очагов магмы — источников интрузивных или изверженных пород. В период после инверсии при геосинклинальном развитии, т. е. после изменения знаков при геодинамических напряжениях, начинается общее воздымание. В связи с неоднородностью состава мантии и распределения физических параметров, оно сопровождается возникновением многих очагов

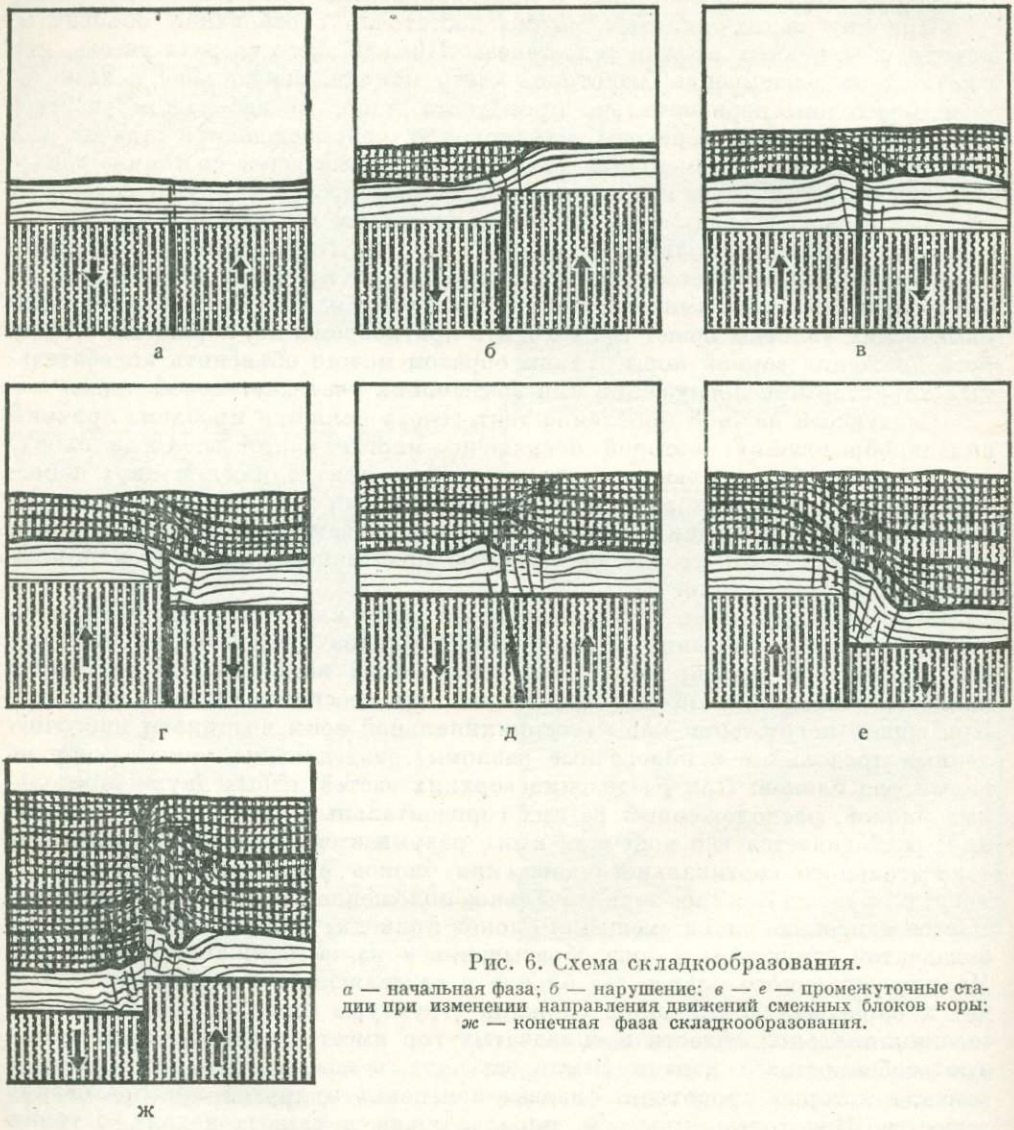


Рис. 6. Схема складкообразования.

а — начальная фаза; *б* — нарушение; *в* — *е* — промежуточные стадии при изменении направления движений смежных блоков коры; *ж* — конечная фаза складкообразования.

уплотнения или растяжения вещества. Это приводит к складкообразованию. Общее же воздымание, зависящее от растяжения вещества в нижнем слое, приводит к горообразованию. Этим в достаточной степени объясняется возникновение всех основных элементов тектоники — погружения земной коры, ее воздымания, наличия глубинных разломов, очага магмы, складкообразование и, наконец, наличие геосинклинальной области и горообразование.

Наблюдаемые в природе горизонтальные смещения слоев земной коры, очевидно, связаны с переходом основных вертикальных движений в наклонные и даже горизонтальные. Особой формой проявления такого перехода, вероятно, является гравитационный тектогенез, при котором сравнительно мягкие и податливые осадочные слои под влиянием силы тяжести смещаются почти горизонтально в погруженные зоны земной коры. Что касается относительных горизонтальных движений частей земной коры на сотни и даже тысячи километров, наблюдаемых в Тихом океане и других областях земного шара, то они, по-видимому, охватывают не только земную кору, а и более глубокие слои Земли и связаны, вероятно, с неравномерным вращением планеты. Такое вращение можно назвать «слоистым», в нем угловые скорости отдельных «слоев» на разных широтах несколько различны, чем объясняется наличие в зонах контактов таких «широтных слоев» разломов планетарного масштаба. В связи с этим происходят значительные горизонтальные смещения блоков. Подобные явления наблюдаются на Солнце и Юпитере, где благодаря меньшей средней плотности и прочности материала этих тел (по сравнению с Землей) разделение по слоям в широтном направлении, очевидно, происходит легче, чем на Земле.

Неясным остается вопрос о происхождении больших разломов, направление которых отклоняется от широтного. Можно, правда, предполагать, что это связано с миграцией полюсов (оси вращения), предполагаемой по данным палеомагнитных исследований. Последнее (явление) означает, что эти направления когда-то совпадали с широтными и что смещение блоков в данном случае тоже связано со «слоистым» вращением Земли с разными угловыми скоростями.

Науке предстоит еще исследовать экспериментально физические и физико-химические процессы, происходящие при высоких давлениях и температурах, и разработать их теорию. Необходимо исследовать широкие явления геотермии и геодинамики, вещественный состав, агрегатное состояние и другие физические и химические свойства разных геосфер, особенно верхней мантии, так как она является источником материала земной коры и энергии, обусловивших образование геоструктур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Belousow W. W.— Die Erdrinde und der obere Mantel des Festlandes. M.: Nauka, 1966.

Winogradow A. P.— Die chemische Evolution der Erde. M., 1959.

Ljubimowa I. A.— Die Verteilung der Wärmeelastischen Spannungen innerhalb der Erde und ihre Wachstumsgeschwidigkeiten.—Mitteilungen d. AK. d. Wiss. d. UdSSR, Serie Geophysik, 1963, N 3.

Ljustig E. N.— Eine gravimetrische Metode für die Untersuchung der Ursachen von Schwingungsbewegungen der Erdrinde und einige Ergebnisse ihrer Amwendung. Mitteilungen d. A. d. Wiss. d. UdSSR, Serie Geologie, 1948, N 6.

Subbotin S. I., Naumtschik G. L., Rachimowa I.— Sch.: Erdmantel und Tektogenese. Kiew, Nauk. dumka, 1968.

Gutenberg B.— Physics of the Earth's Interion. New York —Akad. Press, 1959.

Mason B.— Polymorphism and orogeny. Trans. Amer. Geophys. Union, 1953, N 6.

Ringwood A. A.— A model for the upper mantle.— J. Geophys. Res., 1962, 67, N 2.

Subbotin S. I., Naumtschik G. L., Rachimowa I.— Dh.: Structure of the earths crust and upper mantle. Processes in the upper mantle. Influence of upper mantle processes on the structure of the earths crust.— Tectonophysics, E. P. C.— Amsterdam, 1965, 2, N 2/3.

Subbotin S. I., Naumtschik G. L., Rachimowa I. S.— Der Einfluß von Unwandlungsprozessen der Materie im oberen Erdmantel auf die Bildung geostruktureller Elemente der Erdrinde.— Geophysik und Geologie, 1966, N 8.

О ПРИЧИНАХ ОБРАЩЕННОСТИ РЕЛЬЕФА И ПРИРОДЕ ГРАНИЦЫ МОХО *

Образование различных тектонических форм в земной коре обусловлено процессами, протекающими в верхней мантии Земли, в ее мобильной зоне, известной под названием волновода Гутенберга.

На основании анализа и обобщения данных многих исследований [1—5, 8—13, 15, 16 и др.] в ряде работ [6, 7, 14] показано, что причиной формирования прогибов, поднятий и других тектонических форм земной коры являются процессы сдавливания (сжатия) и расширения некоторых объемов вещества верхней мантии Земли. Эти сокращения и увеличения объемов вещества мантии вызваны изменениями геодинамических напряжений и термодинамических условий и связаны с его полиморфными, фазовыми, электронными переходами и химическими преобразованиями.

Изменения объема вещества мантии вызывают перемещения находящихся над этими объемами участков земной коры вниз (над сжатиями) или вверх (над расширениями), вследствие чего поверхности Мохоровичича, Конрада и фундамента (нижняя поверхность покрова осадочных пород) должны быть конформными (рис. 1). В действительности же часто наблюдаются обращенные формы рельефа поверхности М по отношению к границам Конрада и фундамента. Примерами могут быть Днепровско-Донецкая и глубоководная Черноморская впадины, а также складчатые сооружения Карпат, Крыма и Кавказа (рис. 2). В центральных частях впадин поверхность Мохо вместо прогиба образует антиклиналеподобное поднятие, а под поднятыми горными сооружениями — синклинальный прогиб.

Известно, что поверхность К представляет собой «химическую» границу. По ней контактируют различные по вещественному составу слои «базальта» и «гранита», т. е. химически различные слои.

Вопрос о природе поверхности М до сего времени однозначно не решен. По мнению одних ученых, поверхность М является «химической». Предполагается, что по ней контактирует нижний слой земной коры, представленный базальтом, с верхним слоем мантии Земли, представленным перидотитом, возможно, дунитом или же другим веществом, химический состав которого отличается от состава базальта коры. По мнению других исследователей,— она фазовая. Предполагается, что по ней контактирует нижний слой земной коры, представленный базальтом, с верхним слоем мантии, представленным эклогитом, химически эквивалентным базальту и отличающимся от него лишь входящими в его состав минеральными ассоциациями [15].

Из сказанного будто следует вывод, что различные формы и даже обращенность рельефа поверхности М по отношению к поверхностям Конрада и фундамента осадочного покрова можно объяснить только фазовой приро-

* С. И. Субботин.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев : Наук. думка, 1971, с. 14—18.

дой поверхности М. Однако анализ термодинамической обстановки в зонах прогибов и платформенных поднятий земной коры показывает иное.

Рассмотрим процесс формирования впадины. Начавшееся сжатие некоторого объема вещества в верхней мантии на начальном этапе формирования прогиба приводит к конформному прогибанию всех поверхностей разделов: Мохоровичича, Конрада и фундамента осадочного чехла. Но образующаяся в прогибе осадочная толща, обладая меньшей, чем «гранитный» слой, теплопроводностью, становится тепловым экраном, частично запирающим тепловой поток во внешнее пространство. Благодаря этому происходит накопление тепловой энергии в зоне впадины, что ведет к повышению температуры.

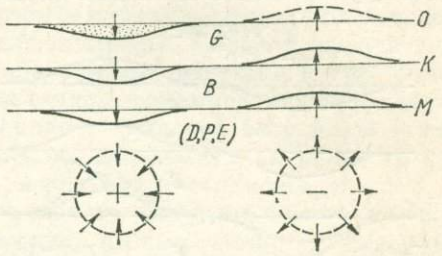


Рис. 1. Схема механизма формирования прогибов и поднятий земной коры.

Буквы на схеме: *O* — дневная поверхность и кровля «гранитного» слоя; *K* — поверхность Конрада; *M* — поверхность Мохоровичича; *D*, *P*, *E* — дунит, перидотит, эклогит; *B* — «базальтовый» слой; *G* — «гранитный» слой. Плюсом обозначена зона сжатия вещества мантии, минусом — зона расширения.

Если поверхность М фазовая, то в связи с повышением температуры осуществляется переход от более плотной фазы к менее плотной, т. е. от эклогита к базальту, и поверхность М перемещается вниз. К общему прогибанию, вызванному сжатием вещества в подкоровой зоне мантии, прибавится дополнительное перемещение поверхности М вниз, что никак не может привести к наблюдаемому во многих впадинах обращенному рельефу Мохо. Аналогичная ситуация наблюдается и при формировании поднятия земной коры. При начавшемся расширении вещества мантии произойдет конформное изгибание вверх поверхностей М, К и кровли «гранитного» слоя. Последующий размыв приподнятой части «гранитного» слоя приведет к усиленному выводу тепла во внешнее пространство и к понижению температуры в зоне поднятия. При фазовой природе М это вызовет переход базальта в более плотную модификацию — в эклогит, что переместит границу М вверх. К общему подъему, вызванному расширением вещества мантии, прибавится дополни-

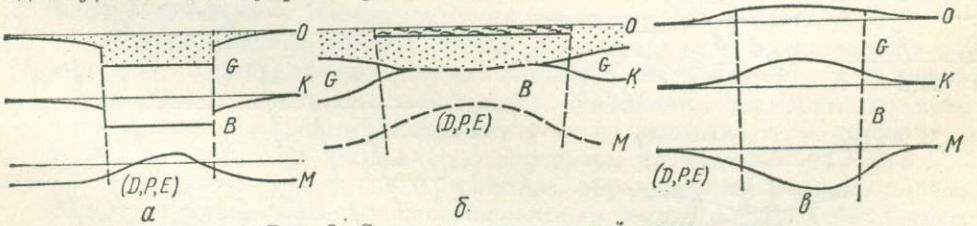


Рис. 2. Схемы строения земной коры.

а — Днепровско-Донецкая впадина, *б* — впадина Черного моря, *в* — Карпаты, Крым, Кавказ. Значения буквенных обозначений на схемах см. рис. 1.

тельное перемещение границы М вверх вследствие фазового перехода, что также не может привести к обращенным формам ее рельефа (рис. 3). Из этого следует, что возникновение обращенного рельефа поверхности М по отношению к рельефу поверхности К и других границ в зонах прогибов и платформенных поднятий земной коры не может быть объяснено фазовым переходом на границе М.

Более обоснованным является представление о том, что обращенные формы поверхности М образуются за счет действия магматического очага, возникающего, например, при формировании прогибов земной коры. Механизм этот представляется в следующем виде [6, 7, 14]. На начальном этапе

образования прогиба сжатие вещества на глубине приводит к перемещению вниз слоев мантии, размещенных между зоной сжатия и земной корой. На этом этапе земная кора удерживается силами прочности в виде свода, в связи с чем под корой создаются условия пониженного давления, что влечет за собой уменьшение теплоемкости вещества и повышение его температуры. Кроме того, уменьшение давления вызывает снижение температуры плавления вещества. Все это приводит в начале процесса к покомпонентному, а затем и к общему плавлению вещества мантии. На последующем этапе формирования прогиба образование чехла менее теплопроводящих осадочных пород вызывает дополнительное повышение температуры, что приводит к интенсификации процесса плавления, к увеличению размеров магматического очага. В дальнейшем расплавлению подвергается не только вещество мантии, но и низы «базальтового» слоя, а в некоторых случаях происходит полное расплавление и ассимиляция этим расплавом всего «базальтового» слоя. В особо благоприятных условиях накопление тепла может привести к расплавлению не только «базальтового», но частично и «гранитного» слоя, инъецированию его по образовавшимся трещинам магмой основного и ультраосновного состава и даже к его частичному переплавлению.

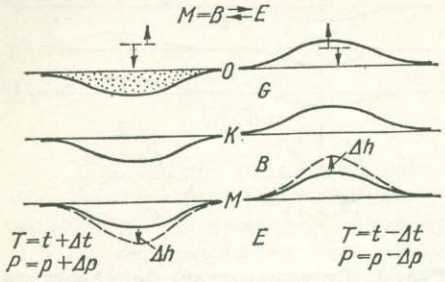


Рис. 3. Схема дополнительного перемещения фазовой границы M при формировании прогибов и поднятий земной коры.

E — эклогитовый слой мантии; *T*, *t*, Δt — температура и ее приращение; *P*, *p*, Δp — давление и его приращение; Δh — приращение глубины при перемещении границы M. Остальные значения буквенных обозначений см. на рис. 1. Штриховой линией показано перемещение границы M в связи с фазовым переходом.

В дальнейшем вследствие растрескивания коры магматический очаг теряет газовую фракцию и наиболее легкие компоненты расплава, которые проникают в верхние горизонты коры и на ее поверхность. Происходит значительная потеря тепловой энергии, благодаря чему расплавленные массы застывают и на их контакте с неподвергавшейся расплавлению частью «базальтового» слоя образуется обращенная (по отношению к поверхности K) форма рельефа поверхности M. Как видно, в этом случае поверхность M уже

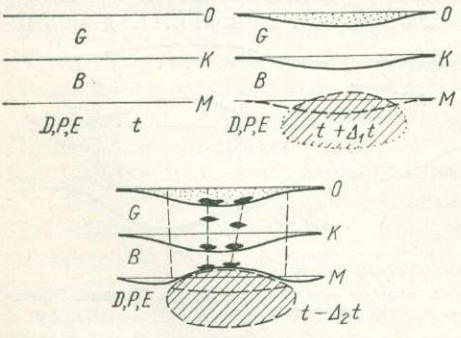


Рис. 4. Схема формирования обращенной формы рельефа границы Мохоровичича.

t, $\Delta_1 t$, $\Delta_2 t$ — температура и ее приращения. Остальные значения буквенных обозначений см. на рис. 1.

Рис. 5. Схема выявления магматического очага (расплава) под земной корой по тени в поперечных сейсмических волнах.

не будет фазовой, она приобретает облик «химической» границы, отделяющей базальт от сложного по своему составу материала, образовавшегося путем расплавления вещества верхней мантии с добавлением базальта нижней части коры.

Схема формирования обращенной формы рельефа поверхности М в зонах прогибов показана на рис. 4: в верхней левой части — нормальная континентальная кора, состоящая из «гранитного» и «базальтового» слоев, подстилаемых мантией из дунита, перидотита или эклогита, в правой верхней части — начальная стадия образования прогиба и магматического очага. В нижней части рисунка показана завершающая стадия формирования прогиба, когда вследствие потери магматическим расплавом тепловой энергии, а также газовой и более легкой жидкой фракции он застывает, и на контакте коры с базальтом создается обращенная форма рельефа поверхности М.

Возможность образования магматического очага под земной корой подтверждают результаты сейсмологических исследований, проведенных на Камчатке Г. С. Горшковым. Как показано в его работе [2], при подходе сейсмических волн японских и филиппинских землетрясений к району действующих камчатских вулканов образуется тень в поперечных волнах, связанная с экранированием поперечных колебаний веществом, находящимся в жидкой фазе и имеющим форму линзы, расположенной под земной корой (рис. 5).

Примером прогиба с обращенным рельефом поверхности М является Днепровско Донецкая впадина, где в связи с подъемом поверхности М в центральной части впадины резко уменьшается мощность «базальтового» слоя. Еще более разительным примером обращенности может быть рельеф поверхности М глубоководной впадины Черного моря. Здесь магматический очаг, возникший при формировании впадины, захватил всю толщу «базальтового» слоя, полностью ее ассимилировал, а также проплавил и инъецировал расплавленными массами основного, возможно и ультраосновного, состава всю толщу «гранитного» слоя, приблизив его по физическим свойствам к «базальтовому». Не исключено, что самые низы осадочного чехла также подверглись проплавлению и вместе с гранитным слоем образовали новый слой базальтового облика (верхняя левая и нижняя части рис. 2).

Таким образом, даже в случае, если граница М имеет вообще фазовую природу, в центральных частях впадин, при обращенности ее рельефа по отношению к поверхностям Конрада и фундамента, она теряет эту природу и преобразуется в границу изменения состава вещества, т. е. становится границей «химической», создаваемой действием магматического очага.

Что касается вопроса о причинах обращенности рельефа поверхности М по отношению к вышележащим границам земной коры в зонах современных поднятий в областях складчатых сооружений, то наличие обращенных форм не противоречит фазовой природе, а скорее подтверждает ее. В этих случаях, например в зонах молодых складчатых сооружений (Карпаты, Крым, Кавказ и т. п.), увеличение мощности «базальтового» слоя и образование так называемых корней горных сооружений соответствуют фазовой природе поверхности Мохо. Действительно, наличие мощной толщи осадочных пород, обладающих свойствами теплового экрана, приводит к накоплению тепловой энергии и повышению температуры во всей геосинклинальной зоне, в частности в зоне поверхности М. В связи с этим на ней осуществляется фазовый переход эклогита в менее плотную модификацию — в базальт. Благодаря этому происходит наращивание снизу «базальтового» слоя с образованием выступов земной коры вниз, известных под названием «корней горных сооружений» (верхняя правая часть рис. 2).

Мы рассмотрели некоторые частные случаи решения вопроса о природе поверхности М. Проблема поверхности М — ее природы, форм рельефа, участия ее в процессах, формирующих геотектонические единицы, приобретает все большее значение. С ней связан прогресс знаний о структуре Земли, ее мантии и, особенно, земной коры. С этой проблемой связан и ряд задач научного обоснования прогноза поисков полезных ископаемых, поскольку процессы, протекающие в верхней мантии и на ее границе с земной корой, являются прямой причиной образования вещества коры, а также прямой или косвенной причиной формирования структурных форм земной коры и связанных с ними месторождений минерального сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков.— М. : Наука, 1966.
2. *Горшков Г. С.*— Докл. АН СССР, 1956, **106**, № 4.
3. *Любимова Е. А.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, вып. 3.
4. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли.— М. : Недра, 1965.
5. *Стишов С. М.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, вып. 1.
6. *Субботин С. И.*— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1955, вып. 4.
7. *Субботин С. И.*— Геофиз. сб. АН УССР, 1967, № 19.
8. *Aki K., Press F.*— Geophys. J., 1961, N 5 (4).
9. *Bullen K.*— In: Physics and chemistry of the Earth's. London, 1956.
10. *Goranson R. W.*— Sci. Monthly, 1940, **51**, Dec.
11. *Gutenberg B.*— New York; London : Acad. press, 1959.
12. *Lovering J. F.*— Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, **39**, N 5.
13. *Ringwood A. E.*— J. Geophys. Res., 1962, **67**, N 2.
14. *Subbotin S. I., Naumchik G. L., Rachimova J. Ch.*— Tectonophysics, 1965, **2**, N 2/3.
15. *Turner F. I., Verhoogen I.*—In: Igneous and metamorphic petrology. New York : McGram-Hill.
16. *Voder H. S., Tilley C. E.*— J. Petrology, 1962, **3**, N 3.

ВОПРОСЫ ТЕОРИИ ТЕКТОГЕНЕЗА *

Современный этап развития научных представлений о строении различных геосфер и о взаимодействии процессов, протекающих в разных сферах Земли, характеризуется тем, что подавляющее большинство исследователей недр нашей планеты — геофизиков и геологов — согласны с концепцией взаимодействия коры с мантией Земли. Более того, существует общепринятое мнение, по которому процессы в мантии, особенно в верхней, служат источником энергии тектонических движений и источником вещества, из которого сформировалась земная кора. Таким образом, мантия и кора представляют собой единую тесно взаимодействующую систему, где кора является производной от мантии. Вещество и энергия мантии обеспечивают образование земной коры и ее движений, формируют глобальные структурные единицы, а также частные тектонические формы и месторождения минерального сырья.

Этим положением объясняется то, что в последние одно-два десятилетия исследователями недр все большее внимание уделяется именно изучению мантии, выявлению и анализу взаимоотношений и взаимосвязей между процессами, протекающими в мантии и коре, связей структурных особенностей коры с процессами в верхней мантии Земли. Изучение этих вопросов вылилось в международную проблему под названием «Верхняя мантия Земли и ее влияние на развитие земной коры», которой были посвящены работы 60-х годов.

С начала 70-х годов стало выясняться, что такая постановка исследований уже не отвечает требованиям познания геологических процессов и их следствий, что для этого необходимо изучать не только кору и верхнюю мантию, а всю планету, включая процессы в нижней мантии, на границе мантии с ядром и в самом ядре Земли. Таким образом, проект 60-х годов расширился и перерос в 70-х годах в «Геодинамический проект», предусматривающий изучение всей Земли в целом.

На Украине, в Институте геофизики Академии наук УССР, разрабатываются некоторые аспекты названной проблемы. В 60-х годах в Институте изучались вопросы, связанные с причинами тектонических движений, и разрабатывались схемы формирования основных структурных единиц в земной коре. Исходные положения исследований базировались на важных физических экспериментах, проведенных Бриджменом и другими исследователями, благодаря которым стало известно поведение различных веществ при высоких термодинамических параметрах (P, T), соответствующих условиям в земной коре и верхней части верхней мантии Земли.

На первых этапах работ Института основное внимание было уделено вертикальным движениям участков земной коры, их причинам и следствиям.

* С. И. Субботин.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев : Наук. думка, 1975, с. 144—153.

В частности, разрабатывались схемы формирования основных структурных элементов коры, таких как платформенный прогиб, поднятие, глубинный разлом, магматический очаг, геосинклинальный прогиб, складчатые и горные сооружения.

Элементы гипотезы о причинах тектогенеза и схемы формирования структурных единиц в земной коре, разработанные в 60-х годах, [18, 19], сводятся к следующему. В основу были положены такие исходные данные: 1) наличие плотностных и иных неоднородностей в верхней мантии Земли, в частности наличие зон уплотненного вещества мантии под прогибами и разуплотненного под поднятиями земной коры; 2) обоснованное теоретически и подтвержденное экспериментально существование процессов фазовых, полиморфных, электронных переходов и химических преобразований вещества мантии с изменением его объема в связи с изменением термодинамических условий при высоких давлениях и повышенных температурах; 3) наличие в земной коре структурных форм со значительными вертикальными перемещениями — поднятиями и опусканиями участков земной коры.

Основные положения гипотезы причин тектогенеза, главным образом вертикальных движений земной коры, определяющих механизм формирования структурных единиц и их элементов, представляются в следующем виде.

1. Земля — вращающаяся термодинамическая система. Ее развитие определяется характером внутренних процессов и внешними космическими факторами. Существенное влияние на развитие Земли оказывают изменения скорости вращательного движения, а также неоднородное строение и состояние вещества в разных геосферах.

2. При однородно-слоистом строении Земли и равномерном ее вращении каждый элемент вещества планеты находится в условиях определенных геодинамических напряжений. Назовем их *нормальными*. Неравномерность вращательного движения, особенно его скачкообразные изменения, вызывают возникновение *дополнительных* геодинамических напряжений.

3. Неоднородное распределение источников тепловой энергии, неоднородности тепловых свойств и вызванная этим неравномерность теплопередачи и накопления тепловой энергии приводят к возникновению в определенных зонах геосфер термоупругих напряжений [12].

4. Сочетание дополнительных геодинамических напряжений с термоупругими изменяет в отдельных зонах геосфер термодинамические условия и в некоторых случаях может довести их до «критических» уровней, при которых происходят полиморфные, фазовые, электронные и химические преобразования вещества мантии, изменения плотности и, главным образом, его объема. Именно изменение объема служит непосредственной причиной вертикальных движений земной коры и образования ее структурных форм.

5. Местом процессов преобразования вещества, обусловливающих движения земной коры, является верхняя мантия, точнее ее нестабильная зона на глубинах от 50 до 400, а возможно и до 700 км. Эта зона характеризуется наличием в ней слоя термически размягченного вещества с неоднородным составом и состоянием. В этом веществе протекают процессы фазовых и других превращений и химических преобразований.

6. Основными процессами, вызывающими движения земной коры, служат сдавливание (сжатие) и расширение некоторого объема вещества верхней мантии Земли. Фазовые, полиморфные, электронные переходы и химические преобразования вещества происходят за счет перестройки кристаллической решетки, изменения электронной структуры атома, его радиуса, межатомных

расстояний, нарушения и изменения химических связей. Эти процессы вызываются изменением термодинамических условий.

7. Возможно участие и других процессов, протекающих в той же зоне, а также и в других частях мантии. К ним относятся: полиморфный переход оливин $\rightleftarrows$ шпинелеподобный оливин на границе зон *B* и *C*, фазовый переход базальт $\rightleftarrows$ эклогит на границе М, расширение и сжатие вещества, вызываемые изменением температуры. Такие процессы (назовем их дополнительными) могут возникать самостоятельно, однако они могут быть и следствием основных переходов и преобразований вещества, обусловливающих формирование геоструктурных единиц. В последнем случае они направлены всегда так, что препятствуют формированию геоструктурных единиц.

8. Процессы в мантии, зарождающиеся в связи с возникновением дополнительных геодинамических и термоупругих напряжений и являющиеся причиной движений коры, в смысле охвата территории и синхронности их проявления, носят общепланетарный характер; перераспределение термоупругих напряжений, наряду с планетарными, несет черты регионального и даже локального характера.

9. Сжатием и расширением определенных объемов вещества мантии обусловливаются формирование глубинных разломов, прогибов и поднятий на платформах, образование магматических очагов, геосинклинальных прогибов и складчатых горных сооружений. Процессы сжатия и расширения вещества на глубине, в связи с неоднородным строением мантии и земной коры, приводят к возникновению деталей и частных структурных особенностей, осложняющих основные крупные формы, и к образованию структур более высоких порядков.

Мы перечислили в тезисной форме лишь главные положения элементов теории причин тектонических движений и механизма формирования основных структур земной коры. Анализ имеющихся физических, химических, геологических, геофизических предпосылок и исходных данных, а также обоснование всех построений можно найти в работах [18, 19]. В них главное внимание обращено на вертикальные движения, на их причины и следствия. Сделана также попытка развить некоторые аспекты этих построений, например вопрос о формировании складок и складчатых зон.

Таким образом, в 60-х годах рассматривалось хотя и очень существенное и важное, но только одно из явлений динамики земной коры. Не менее важно и другое явление — горизонтальные перемещения крупных участков земной коры (а, по-видимому, и мантии), имеющие большое значение в тектогенезе и играющие существенную роль в геологической жизни Земли.

Известно, что в геологическом строении, в тектонике и формировании структурного облика земной коры (как верхних ее горизонтов, так и глубинных) большое, по-видимому определяющее, значение имеют разрывные нарушения, в особенности глубинные разломы, захватывающие глубины мантии Земли на многие десятки и первые сотни километров. Об этом свидетельствуют, например, сейсмологические данные о размещении очагов землетрясений, поступление на поверхность и в приповерхностные слои земной коры магматических пород.

Очевидно, что возникновение разломов вызывается разнонаправленными перемещениями одних блоков тектоносферы по отношению к другим. Эти блоки состоят из участков земной коры и части мантии, распространяющейся, по крайней мере, до верхней границы слоя Гутенберга. Наиболее крупными блоками охватывается, по-видимому, еще и весь слой Гутенберга, возможно, и подстилающие его слои мантии. Толщина тектоносферы достигает в этом случае многих сотен километров.

В течение последнего десятилетия в литературе появляется все больше сведений о наличии крупных сдвиговых деформаций в земной коре. Талассо-Ферганский сдвиг, разломы Сихоте-Алиня, разрывы Копетдага, сдвиги Восточно-Сахалинских гор, сдвиговые деформации Тихоокеанского пояса, Байкало-Енисейские сдвиги, разломы Казахстана и Средней Азии, сдвиги Сан-Андреас и другие в Калифорнии, Альпин — в Новой Зеландии, Филлипинский, Атакама в Чили, Лембанг в Западной Яве, фронтальные разломы Скалистых гор, Восточно- и Западно-Азорские зоны разломов, Оуэн в Индийском океане, Гвинейская и Центрально-Атлантическая зоны разлома в экваториальной Атлантике, разрывы Мендосино, Пайонир в северо-восточной части Тихого океана и многие другие — вот перечень только некоторых, наиболее широко известных, разломно-сдвиговых дислокаций.

Большое количество разрывных нарушений, в том числе и глубинных разломов, выявлено во всех частях земного шара как на континентах, так и в океанах. Они характеризуются большими горизонтальными смещениями при различных амплитудах вертикальных перемещений блоков. Так, по разлому Сан-Андреас сдвиговые деформации, происходившие на протяжении всей мезо-кайнозойской истории его развития, дают общее смещение по мезозойским отложениям до 560 км. По разлому Оуэн в Индийском океане одна часть срединно-океанического хребта оказалась смещенной относительно другой на 270 км. Гвинейская зона разлома обнаруживает левостороннее сдвиговое смещение более чем на 230 км, а аналогичный сдвиг Срединно-Атлантического рифта на ее западном продолжении достигает 700 км и т. д.

Среди глубинных разломов известны и прямолинейные, секущие поверхность земного шара по большим кругам, и дугообразные, соответствующие его сечениям по малым кругам разных радиусов, и имеющие криволинейную, часто округлую форму. Такие формы простирания разрывов позволяют считать, что в их происхождении существенную роль играют как поступательные, так и вращательные, т. е. в целом поступательно-вращательные, или винтовые, вихревые движения блоков тектоносферы.

Вдоль глубинных разломов наблюдаются перемещения одного блока тектоносферы по отношению к другому в любых произвольных направлениях, содержащих и вертикальную, и горизонтальную составляющие, причем максимальная амплитуда вертикальных перемещений обычно не превышает одного, максимум двух десятков километров, в то время как горизонтальные смещения достигают многих десятков и даже сотен километров (сдвиги в Калифорнии, в Индийском, Атлантическом и Тихом океанах, Байкало-Енисейские сдвиги, разломы Казахстана и Средней Азии и многие другие).

Тектоносфера, в состав которой входят кора и верхняя мантия Земли, представляет собой сложно построенную гетерогенную внешнюю твердую оболочку планеты, состоящую из множества блоков, разнящихся по вещественному составу, агрегатному состоянию и величинам физических параметров. Такие, в какой-то мере обособленные и внутренне консолидированные объемы, или блоки, вещества Земли принято называть неоднородностями; их можно рассматривать как своего рода вкрапленности в общую массу вещества планеты.

Если в качестве исходной примем концепцию образования планет Солнечной системы из обломочно-пылевой и газообразной материи путем ее «слипания» в сгустки — планеты, мы неизбежно придем к мысли, что в Земле, и особенно в тектоносфере, как наиболее дифференцированной оболочке планеты, существует множество блоков-неоднородностей вещества самых различных размеров — от песчинок до крупных глыб, масса которых, возможно, превышает массу Луны [15].

Существование таких неоднородностей, отличных по плотности, магнитности, электропроводности, упругим, реологическим, радиоактивным, тепловым и другим свойствам от вмещающих масс, не может не привести к возникновению сил, обусловливающих движение таких консолидированных блоков-неоднородностей во вращающемся теле планеты и их перемещению относительно соседних блоков.

В энергетике разнообразных движений и процессов, происходящих в тектоносфере, существенную роль играют внутренние процессы Земли — дифференциация ее вещества, образование ядра Земли, разделение массы планеты на геосферы с переносом вещества в понимании Белоусова, Хаина, Беммелена, Артюшкова и других исследователей [3, 4, 5, 22, 24 и др.].

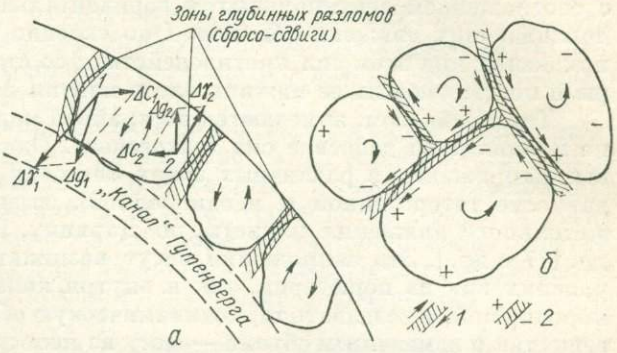


Рис. 61. Схема поступательно-вращательного движения блоков тектоносферы в вертикальном разрезе (*а*) и в горизонтальной плоскости (*б*).

Весьма важным обстоятельством в проблеме причин и механизма тектогенеза является наличие неоднородностей в тектоносфере, и в первую очередь неоднородностей плотностных, создающих значительные силы тектогенеза. Наряду с этими, гравитационными по природе, силами в энергетике тектонических движений определенную роль играют также силы, вызываемые существованием магнитных, электрических, тепловых и других неоднородностей.

Обратимся к рассмотрению сил гравитации, действующих на элемент консолидированной массы-неоднородности, находящейся во вращающемся теле планеты и имеющей некоторую избыточную плотность. Нетрудно видеть, что на каждый элемент массы-неоднородности действуют, помимо регулярных, дополнительные силы — силы притяжения $\Delta\gamma$ и центробежные ΔC (рис. 61, *а*). Суммирование этих элементарных сил $\Delta\bar{\gamma} + \Delta\bar{C} = \Delta g$ по всему объему приводит к представлению о наличии сил, сообщающих массе-неоднородности в общем случае поступательное и вращательное движения. Очевидно, что поступательное движение будет зависеть от соотношения физических параметров неоднородности и вмещающих масс и будет совершаться вообще с переменной скоростью вдоль криволинейного направления. Вектор вращательного движения по той же причине будет иметь переменную величину и изменяющееся направление.

Таким образом, консолидированное тело (неоднородность), или блок тектоносферы, будет испытывать поступательно-вращательное, т. е. в общем случае винтовое, движение.

Естественно, что составляющие винтового движения могут иметь разные величины и могут наблюдаться различные их соотношения. В одних случаях будет превалировать поступательное движение и тогда вероятно возникновение линейных разрывов, в других — вращательное с образованием кольцевых структур.

Верхнюю часть мантии и земную кору, или тектоносферу в целом, можно рассматривать как геосферу, состоящую из множества консолидированных блоков разных размеров, различающихся по физическим параметрам. Поступательно-вращательные движения приводят к возникновению сдви-

говых и иных напряжений на периферии блоков, на их контактах с вмещающими массами и с соседними блоками. Такие напряжения разрешаются в виде крупных и мелких разрывов, в форме глубинных нарушений сбросо-сдвигового характера, которым принадлежит определяющая роль в формировании структурно-тектонического облика планеты (рис. 61, *б*).

Эти нарушения представляют собой довольно широкие зоны с ослабленной прочностью, где возникают и усиливаются подвижность вещества мантии и дробление пород земной коры. Отмеченное выше различие в амплитудах горизонтальных и вертикальных перемещений связано, по-видимому, с соотношением вертикальных и горизонтальных составляющих сил, обусловливающих движение блоков. Оно связано также и с соотношением возникающих при этом сил противодействия со стороны масс самой тектоносферы и подстилающих ее нижних слоев мантии Земли.

Таким образом, намечаются по крайней мере две формы, в которых должно проявляться действие сил тектогенеза. Одна из них — это дополнительные напряжения в различных зонах Земли (и особенно в тектоносфере как наиболее гетерогенной и неоднородной), вызываемые переменностью вращательного движения планеты, по Дарвину, Веронне, Лейбзону, Стовасу и др. [17 и др.]. Эти напряжения могут возникать на различных глубинных уровнях как на периферии, так и внутри консолидированных блоков-неоднородностей, и создавать термодинамическую обстановку для преобразований вещества с изменением объема — одну из непосредственных причин тектонических движений.

Вторая форма — поступательно-вращательное движение блоков тектоносферы, приводящее к различным по амплитуде относительным горизонтальным и вертикальным перемещениям одних блоков по отношению к другим. При этом возникают крупные зоны разрывов — глубинные разломы, представляющие собой довольно широкие области подвижности, нарушенности вещества верхней мантии и раздробленности пород земной коры. Ширина их достигает десятков и даже сотен километров. Такое движение также сопровождается дополнительными напряжениями в приконтактовых зонах, где создаются условия для превращений вещества с изменением объема, что служит одной из причин тектонических движений.

Обратимся к некоторым примерам, подтверждающим существование блоков тектоносферы и их поступательно-вращательных движений. Например, кольцевые структуры, в образовании которых, есть основания предполагать, участвовали такие движения, выявляются по данным аэрофотосъемки и геофизических исследований на Кольском геофизическом полигоне, где круговые разломы в сечении составляют от 1 до 160 км [21].

О. И. Слензак, анализируя формы размещения элементов тектоники земного шара, пишет: «...в итоге вращательное движение Земли создает вихри литосферы — окаменевшие вихри с вполне закономерным расположением и типом структур земной коры и верхней мантии, петрографических ассоциаций и минеральных концентраций, расположение которых контролируется симметрией вихревой системы» [16, с. 72—73].

В магнитном и гравитационном полях территории Украины прослеживаются две крупные структуры — Северная и Южная, диаметром в 400 и 300 км соответственно, ограниченные дуговыми (круговыми) разломами. Эти структуры представляют собой древние приподнятые блоки земной коры с эрозионным срезом на 3—6 км ниже окружающих участков [8].

Изучая структурные формы верхних горизонтов земной коры железорудной провинции Большого Кривого Рога, размещенной в центральной части Украинского щита, Г. И. Каляев [9 и др.] приходит к выводу, что ос-

новную роль в формировании структурного облика этого региона, наряду с линейными дислокациями, играют куполовидные формы. Их диаметр составляет 20—70 км. Мы считаем, что в этом, как и в других случаях, можно предполагать наличие кольцевых структур, формирование которых обусловлено поступательно-вращательными движениями в тектоносфере. Не исключено, что процессы гранитизации, о которых пишет Г. И. Каляев, являются функцией поступательно-вращательных движений.

Ю. М. Шейнманн, анализируя ход развития земной коры и формирования в ней тектонических структур в результате дифференциации вещества в глубинах Земли, приходит к выводу, что «Для древнейших пород характерны неправильно разбросанные крупные куполообразные формы, интенсивно дислоцированные внутри. Примером подобного строения может служить архей Алданского щита» [23, с. 8].

Г. Л. Поспелов в результате анализа большого количества планетарного материала приходит к выводу, что древнейшие толщи земной коры «...представлены системами неправильно разбросанных сложных куполовидных ячеек, интенсивно дислоцированных внутри, особенно по краям, и разделенных промежутками со значительно менее интенсивной складчатостью. Размеры таких куполовидных форм («овоидов» и амебовоидных образований, по Л. И. Салопу и Ю. М. Шейнманну) достигают в поперечнике от десятков до сотен километров» [14, с. 23].

Характеризуя эволюцию коры от древних образований к более молодым, Г. Л. Поспелов квалифицирует ее как переход от пятнистых (цилиндрических или конических) активных стоковых структур к линейным. «Однако, — пишет он, — это не означает, что произошло полное вырождение пятнистых тектонических структур в «линейный» этап развития тектонического стиля поверхности коры. Примерами структур подобного же типа могут служить «кольцевые» и «вихревые» структуры послекембрийского времени. Количество подмеченных структур такого рода непрерывно увеличивается. К ним относятся кольцевые структуры, более или менее отчетливо связанные с некоторыми типами магматизма,... или особыми полями планетарных деформаций вихревого типа,... или же с влиянием конвективных течений на региональные деформации, как в случае фестончатых структур островных дуг... В известной мере к кольцевым структурам предельно крупного типа, по-видимому, можно отнести и такую очерченную кольцеобразной системой глубинных разломов структуру, как впадина Тихого океана. Известно, что кольцевые тектонические (тектоно-магматические) структуры распространены на Луне и открыты на Марсе... Это может свидетельствовать о характерности структур такого типа для тектоники планет с твердой поверхностью» [14, с. 25].

Можно было бы продолжить перечисление литературных источников, в которых приводятся данные о наличии структурных форм кругового или кольцевого типа или же дается физическая и геологическая интерпретация наблюдаемым кольцевым аномалиям различных физических полей Земли. Конечно, не все кольцевые структуры имеют одинаковую природу, не все они обусловлены поступательно-вращательными движениями блоков тектоносферы. В качестве примера можно указать на кольцевые структуры метеоритного происхождения. Однако и приведенного материала достаточно, чтобы убедиться в довольно широкой распространенности кольцевых структурных образований и, как нам кажется, в правомерности концепции, по которой причина тектонических движений заключается в действии дополнительных сил — притяжения и центробежных, т. е. гравитационных, а также магнитных и иных, воздействующих на блоки-неоднородности

тектоносферы. Главным источником этих движений и сил, их вызывающих, является вращение планеты [11, 17 и др.].

Еще на одном обстоятельстве следует остановить внимание — на данных о смещении по разлому Сан-Андреас в Калифорнии. Выше уже упоминалось, что общее горизонтальное перемещение по мезозойским отложениям составляет здесь 560 км. Диббль [26] сообщает, что по четвертичным отложениям оно составляет всего лишь 16—32 км, по плиоцену — до 80, по верхнему и среднему миоцену — до 130, по нижнему миоцену и олигоцену — до 280, для эоценовых отложений амплитуда достигает уже 360 и, наконец, по мезозойским отложениям — 560 км. Аналогичное явление наблюдается и на других разломах. Все это несомненно указывает на длительное существование источника напряжений и перемещений, что может быть связано с наличием крупных длительно живущих неоднородностей в теле Земли с их поступательно-вращательными движениями. Можно допустить, что даже такие крупнейшие структуры Земли, как материки, являются отражением сложно построенных, но в определенной степени единых консолидированных блоков, имеющих планетарные масштабы. В состав нижних частей таких планетарных блоков входят, по-видимому, не только нижние слои верхней мантии, но и верхние горизонты нижней мантии Земли, а возможно, и вся толща мантии в целом.

Что касается молодых кольцевых структурных образований, то они могут быть как унаследованными от древнейших структур архея и протерозоя, так и возникшими в более поздние геологические эпохи. Переход к линейным формам, начиная с протерозойского времени, вероятно, связан со снижением подвижности тектоносферы, с бóльшей консолидацией вещества мантии и коры, с укрупнением блоков тектоносферы.

Систему поступательно-вращательных движений блоков тектоносферы следует рассматривать лишь как одну из возможных причин и форм части тектонических движений, наряду с которыми несомненно существуют и другие системы, вызываемые другими силами и процессами. Не исключено, что поступательно-вращательные движения в какой-то мере обусловлены горизонтальными напряжениями в астеносфере, например по Артюшкову [3].

Контракция Земли (Эли де Бомон), ее пульсации (Бухер [25], Усов, Обручев, Белоусов [4, 5]), мобилизм и его новые формы (Тейлор, Вегенер [6], Краус, Кропоткин [10]), конвекция в мантии (Белоусов, Хаин, Беммелен и др. [4, 5, 22, 24 и др.]), зонное выплавление (Виноградов [7]), неомобилизм и тектоника плит (Ле Пишон [2, 1], Хейртцлер и др.), горизонтальные напряжения в коре и мантии (Артюшков [3 и др.]), процессы в мантии, на ее границе с ядром и в самом ядре Земли (Магницкий, Люстих, Белоусов), ротационные процессы и напряжения, вызываемые неравномерностью вращения планеты при наличии в ней неоднородностей (Дарвин, Лейбензон, Вероннe, Стовас и др.), расширяющаяся Земля (Хильгенберг [27], Эдьед, Кириллов, Нейман), космические воздействия [20], перемещения блоков литосферы [13] и многое другое вносит свой существенный вклад в представления об энергетике земных недр, в познание геологических процессов, протекающих в приповерхностных зонах Земли и влияющих на формирование ее тектонического лика. Но вместе с тем в последнем фундаментальном обзоре геотектонических гипотез, в проведенном глубоком анализе существовавших и существующих концепций, один из крупных современных тектонистов — Хаин приходит к выводу, что «Анализ современного состояния представлений в области теоретической геотектоники и особенно их фактической базы показывает, что создание в настоящее время достаточно обоснованной и детально разра-

ботанной модели тектогенеза является еще преждевременным. Однако некоторые принципиальные положения такой модели уже могут быть намечены с использованием идей различных исследователей. ...При этом прежде всего должен быть рассмотрен вопрос об основных движущих силах тектонических процессов» [22, с. 488].

Предлагаемая гипотеза причин движений в тектоносфере выдвигается в порядке обсуждения. Она должна получить физико-математическое обоснование на базе сведений о распределении физических параметров слагающего тектоносферу вещества, физических полей Земли, вещественного состава, плотностных, реологических, тепловых и иных свойств вещества коры и мантии Земли. Прежде всего необходимо определить величины сил, возникающих за счет отличия физических параметров вещества неоднородностей от физических свойств вмещающих их масс или от обобщенных средних значений свойств для данного участка Земли: достаточны ли эти силы для преодоления сил, оказывающих сопротивление поступательно-вращательным движениям глыб тектоносферы (силы трения, прочность, упругость, вязкость и т. д.). Огромная роль принадлежит при таких движениях фактору времени, и он должен быть рассмотрен особо.

При разработке гипотезы возникает ряд крупных и мелких вопросов, от решения которых будет зависеть и общий успех разрешения проблемы тектогенеза в целом. Прежде всего имеются трудности физического и математического характера, преодоление которых потребует значительных усилий. Попытка решения некоторых вопросов этой проблемы предпринимается в Институте геофизики АН УССР.

Главнейшей задачей исследований Института геофизики Академии наук Украинской ССР является разработка научных основ изучения структуры земной коры и закономерностей размещения в ней месторождений минерального сырья с целью расширения минерально-сырьевой базы республики и страны в целом. Средством решения этой исключительно сложной и трудной задачи является развитие геофизических методов исследований с помощью теоретических и методических разработок, с применением тонкого физического эксперимента и использованием прецизионной аппаратуры.

Развитие геологических наук подошло в настоящее время к такому уровню (рубежу), когда дальнейший прогресс сдерживается отсутствием разработанной общей теории тектогенеза, т. е. теории причин тектогенеза, геологических процессов вообще, теории формирования геологических регионов и провинций, наконец, формирования отдельных структурных единиц и месторождений полезных ископаемых. Поэтому одним из направлений исследований Института геофизики АН УССР являются изложенные исследования в плане создания элементов теории причин тектогенеза и схем формирования структур в земной коре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аникеев К. А.* Прогноз сверхвысоких пластовых давлений и совершенствование глубокого бурения на нефть и газ.— Л. : Недра, 1971.
2. *Артоболевский И. И., Генкин М. Д., Гринкевич В. К.* и др. Оптимизация в теории машин ЛП-поиском.— Докл. АН СССР, 1971, 200, № 6.
3. *Артюшков Е. В.* Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5.
4. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков.— М. : Наука, 1966.
5. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов.— М. : Наука, 1968.
6. *Вегенер А. В.* Происхождение материков и океанов.— М. : ГИЗ, 1924.
7. *Виноградов А. В.* Происхождение оболочек Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11.

8. *Гинтов О. Б.* О кольцевой структуре магнитного и гравитационного полей Украины.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1972, № 5.
9. *Каляев Г. И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции.— Киев : Наук. думка, 1970.
10. *Кропоткин П. Н.* Проблема дрейфа материков (мобилизма).— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 31.
11. *Личков Б. Л.* К основам современной теории Земли.— Л. : Наука, 1965.
12. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны.— М. : Наука, 1968.
13. *Пейве А. В.* Тектоника и магнетизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3.
14. *Поспелов Г. Л.* Некоторые вопросы эндогенной геодинамики.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971.
15. *Сафронов В. С.* Эволюция допланентного облака и образование Земли и планет.— М., Наука, 1969.
16. *Слензак О. И.* Вихревые системы литосферы и структуры докембрия.—Киев : Наук. думка, 1972.
17. *Стовас М. В.* Неравномерность вращения Земли как геотектонический фактор.— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1959, № 4.
18. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Процессы в верхней мантии Земли и их влияние на развитие земной коры.— Киев: Наук. думка, 1964.
19. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия Земли и тектогенез.— Киев : Наук. думка, 1968.
20. *Тамразян Г. П.* Некоторые главнейшие планетарные тектонические закономерности и их причинные связи.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1967, № 11.
21. *Токарев В. А.* Круговые разломы Мурманского облака.— В кн.: Исследование строения и современных движений земной коры на Мурманском полигоне.— М. : Наука, 1972.
22. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника.— М. : Наука, 1972.
23. *Шейнманн Ю. М.* Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— Геотектоника, 1970, № 4.
24. *Bemellen R. W.* On mega — undations : a new model of the Earth's evolution.— Tectonophysics, 1965, 3, N 1.
25. *Bucher W. H.* The deformation of the Earth's crust.— Princeton : Univ. press, 1933.
26. *Dibblee I. W.* Evidence for cumulative offcet on the San Andreas fault in central and norther California.— Bull. Calif. Div. Mines and Gad., 1966, N 190.
27. *Hildenberg O. H.* Der Einfluss der Masses der Erdexpansion auf die vererzang und die lage der Erdpole N.— Jb. Geol. Pal. Monatsh, 1969, N 3.

О ПРОБЛЕМАХ ТЕОРИИ ТЕКТОГЕНЕЗА*

Последние десятилетия отмечены бурным развитием наук о Земле. Эти науки представляют собой комплекс различных естественных знаний, которые дополняют друг друга и в местах своих соприкосновений и пересечений дают наиболее плодотворные результаты. Еще не так давно геология — классическая наука о земной коре — стояла в стороне от точных наук, базировались в основном на эмпирических данных и только в некоторой мере на точных астрономогеодезических показателях. Теперь в геологическую науку внедрились математика и мощная вычислительная техника, физика с ее новыми открытиями, химия, с ее выдающимися достижениями, наконец, космические исследования. В течение довольно короткого времени это объединение наук раздвинуло горизонты геологии и не только обогатило средствами современного инструментального анализа традиционные исследования в области стратиграфии, палеонтологии, минералогии, литологии, гидрогеологии и т. д., но и создало такое новое мощное направление, как геофизика с ее многочисленными разделами: гравиметрией, сейсмометрией, магнитометрией, электрометрией, ядерными и скважинными методами. Неизмеримо расширились методы математического, физического и иного моделирования полей Земли и геологических процессов, резко увеличился поток информации о геологических, геофизических, геохимических и гидрофизических процессах, о тонких преобразованиях вещества на разных уровнях: молекулярном, атомном, электронном, ядерном и т. д. Кроме того, резко увеличилось количество глубоких скважин, дающих все более полное и точное представление о земных слоях, а высокий уровень полевых и лабораторных экспериментов стал рядовым явлением.

Однако, несмотря на несомненные успехи техники и развитие методики исследований, фундаментальное познание структуры земной коры продолжает оставаться делом трудным и сложным, ибо оно связано с изучением процессов, протекающих в глубинах коры и мантии Земли, т. е. в толщах, недоступных для непосредственного наблюдения. Вдобавок, процессы, происходившие в далеком геологическом прошлом и их следствия, как правило, завуалированы позднейшими перестройками земных масс и поэтому то́, что в геологии по сути является целью исследований — познание структуры земной коры и прогноз полезных ископаемых осуществляется на основании неполных, часто искаженных и отрывочных данных. Вследствие этого в геологии, как в науке глобального характера, нельзя обойтись без синтезирующего анализа, который может связать в некую правдоподобную систему элементы нарушенных связей, чередование катаклизмов и эпох относительного покоя, причины глубинных и поверхностных движений.

---

* С. И. Субботин.— Геофиз. сб., 1976, вып. 70, с. 7—12. Печатается с небольшими сокращениями.

Только отталкиваясь от схемы, хотя бы приблизительно выражающей действительный ход эволюции коры и мантии Земли, можно рассчитывать на получение исходных данных для решения вопросов структуры толщ коры и прогноза полезных ископаемых.

Во все времена накапливаемые геологические данные давали материал для разработки гипотез о происхождении и развитии материков и океанов, о глубинных процессах, о строении Земли в целом. Некоторые гипотезы владели умами исследователей многие десятки и даже сотни лет, как, например, гипотеза контракции, но проходили годы и под натиском новых убедительных фактов гипотезы рушились, давая место новым идеям и концепциям.

Как было отмечено ранее, чем ближе к нашему времени, тем богаче, качественнее и конкретнее получаемая нами информация об окружающем нас мире. Ряд существующих ныне гипотез о Земле опирается на больший и лучше проверенный научный материал, чем это было ранее. Поэтому в целом они могут уже послужить достаточно надежной канвой для создания общей теории Земли, в частности теории тектогенеза, или хотя бы послужить наметкой решения проблемы энергетики причин и схем формирования главнейших структур земной коры.

Попытки теоретических обобщений делаются многими исследователями земных недр. К числу таких обобщений относятся и работы, проведенные в течение последнего десятилетия в Институте геофизики АН УССР. Был ряд публикаций [5, 6, 9, 10], в которых сделана попытка объяснить причины тектонических движений и схемы формирования ряда структурных единиц земной коры, а также показана ведущая роль вертикальных сил и обусловленных ими вертикальных движений геологических масс.

Исходными положениями для такого вывода служат представления о Земле как о термодинамической системе, вращающейся с дискретнопеременной скоростью. Плотностные неоднородности, имеющиеся в различных геосферах, и неравномерность вращения Земли вызывают появление зон дополнительных геодинамических напряжений. Геодинамические и термоупругие [3] напряжения создают очаги, где могут возникать критические термодинамические условия, при которых неизбежны фазовые, полиморфные, электронные переходы и химические перестройки вещества с изменением его объема в сторону уменьшения или увеличения. Превращения вещества выражены в изменении кристаллической решетки, электронной структуры атома, изменении его радиуса, межатомных расстояний, в разрушении одних и появлении других химических связей. Изменение объемов вещества на глубине, на наш взгляд, — непосредственная причина вертикального перемещения вышележащих толщ, образования в земной коре прогибов и поднятий, разломов, магматических очагов и других структурных форм [5, 6, 9, 10].

Эта концепция зарождалась без учета данных о больших горизонтальных перемещениях: блоков коры по разломам; малые же горизонтальные перемещения объяснялись как трансформации вертикальных движений по разломам при их развитии вверх. В последние 10—15 лет в геологической литературе появляется все больше сведений о существовании разрывных нарушений со значительными горизонтальными смещениями блоков земной коры, расположенных по разные стороны от разломов. Это широко известные разломы Копетдага, Сихоте-Алиня, сдвиговые деформации Байкало-Енисейской зоны, Казахстана и Средней Азии, разломы в северо-восточной и восточной частях Тихого океана (Мендосино, Кларнон, Клиппертон и др.), сбросо-сдвиги Калифорнии (Сан-Андреас), Новой Зеландии (Альпин), острова Явы (Лембанг), сбросо-сдвиги в Индийском океане (Оуэн), в Атлантическом океане (особенно поперечные нарушения его срединного рифта),

Гвинейская зона разлома и ее продолжение в центральной части Атлантического океана. Амплитуда горизонтальных смещений часто достигает нескольких сотен километров. Например, Гвинейская зона разлома и ее западное продолжение в Атлантическом океане характеризуется амплитудой горизонтального смещения соответственно в 230 и 700 км; смещение по разлому Сан-Андреас (Калифорния) составляет 560 км и т. д. Особый интерес представляет то обстоятельство, что по разным возрастным толщам наблюдается различная амплитуда перемещений, пропорциональная возрасту пород.

Уместно подчеркнуть, что сведения о крупных разрывных нарушениях распространены во всей мировой геофизической и геологической литературе и поэтому можно сослаться на эти тектонические формы, как на бесспорные данные, как на одну из определяющих форм тектонического облика планеты.

Глубинные разломы и кольцевые структуры указывают на непрестанные движения земной коры и подкоровых масс, т. е. на присутствие мощных глобальных сил, управляющих жизнью Земли. Задача современной геологии — объяснить действие этих сил: их зависимость от общего движения планеты и влияния космических факторов, их воздействие на земные массы в течение геологических эпох, последовательность и связь движений с прошлым, а также влияние на будущие формирования.

Сочетание кольцевых структур с глубинными разломами подсказывает еще один путь разгадки причин тектонических движений, их кинетики и динамики. Как отмечено в работах [7, 11], тектоносфера является комплексом блоков, в состав которых входит земная кора и верхняя часть мантии Земли. Благодаря гетерогенности состава и строения тектоносферы, каждый ее блок может рассматриваться как консолидированная неоднородность (гравитационная, магнитная и т. п.), на каждый элемент которой в соответствии с ее избыточной массой, намагниченностью и другими физическими параметрами действует определенная дополнительная сила притяжения, магнитная и другие, а также сила центробежная.

Эти элементарные силы, в зависимости от знака избыточных гравитационных, магнитных и других масс, имеют различные направления. Их интегрирование по объему консолидированной неоднородности приводит к силе, сообщающей массе неоднородности (блоку тектоносферы) поступательное движение, и паре сил, сообщающей ей вращательное движение. Под действием этих двух сил блок тектоносферы испытывает поступательно-вращательное, т. е. винтовое движение. Существенным является при этом фактор времени, в течение которого проявляется действие этих сил. Размеры блоков-неоднородностей тектоносферы (геоблоков по Красному, [1, 2]) могут изменяться от весьма малых величин до массивов в несколько десятков, сотен и даже тысяч километров в поперечнике. Ширина зон разломов составляет соответственно единицы, десятки и сотни километров при неограниченной, вообще говоря, амплитуде относительного горизонтального перемещения блоков. Амплитуда вертикального перемещения ограничена, как известно, одним, максимум двумя десятками километров. Такое соотношение горизонтальных и вертикальных перемещений связано, по-видимому, с тем, что вертикальные перемещения, а помимо сил трения, вязкости и других — общих для любого направления — движения сдерживаются действием мощных сил изостазии, противодействующих, как правило, силам тектоническим. При описанных движениях блоков внутри них и в разделяющих из зонах разломов создаются те условия для фазовых, полиморфных и иных преобразований вещества мантии, о которых уже упоминалось. Это дает нам основание считать, что главными причинами тектогенеза являются дополнительные геодинамические и термоупругие напряжения, возникающие в неоднородной

мантии при переменах скорости вращения Земли, и поступательно-вращательные движения блоков тектоносферы [4—7, 9—11].

Полагаем, что эта концепция опирается на реальные физические, химические и другие факторы, но она претендует только на то, чтобы встать в ряду прочих возможных схем. Путь создания теории тектогенеза лежит через глубокий анализ всяких концепций и схем, через их тщательный отбор и использование тех, которые строятся на надежном фактическом материале, не допускающем многозначного толкования.

Советская и зарубежная геологическая наука располагает большим набором гипотез, заслуживающих самого пристального рассмотрения и оценки.

Развитие геологических идей зависит прежде всего от использования богатого арсенала научных знаний, усиления технических средств и расширения круга исследований. Но в большой степени оно зависит также от диалектического подхода к готовому материалу, от умения в каждом случае взять из потока информации то единственно верное сочетание фактов, которое исключает ложные построения. Увлеченный поиск закономерностей развития мира, обращение к гипотезам, как к необходимому звену научного мышления, всегда было и будет долгом и надеждой каждого исследователя земных недр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Красный Л. И.*— Геоблоки и геотектоника, 1967, № 5.
2. *Красный Л. И.*— Геоблоки и тектоника плит.— Геофиз. сб., 1976, вып. 70, с. 7—12.
3. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. —М. : Наука, 1958.
4. *Стовас М. В.*— Неравномерность вращения Земли как геотектонический фактор.— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1959, № 4.
5. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.*— Процессы в верхней мантии Земли и их влияние на развитие земной коры.— Киев : Наук. думка, 1964.
6. *Субботин С. И. , Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.*— Мантия Земли и тектогенез.— Киев : Наук. думка, 1968.
7. *Субботин С. И.*— Вопросы теории тектогенеза.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине.— Киев : Наук. думка, 1975.
8. *Dibblee T. W.*— Evidence for cumulative offset on the san Andreas fault in central and norther California.— Bull. Calif., Div. Mines and Gad., 1966, 190.
9. *Subbotin S. I., Naumchik G. L., Rakhimova I. Sh.*— Structure of the earth's crust and upper mantle; Processes in upper mantle processes on the structure of the earth's crust.— In: Tectonophysics. Amsterdam : EPC, 1965.
10. *Subbotin S. I., Naumchik G. L., Rakhimova I. Sh.*— Der Einfluss von Umwandlungsprozessen der Materie in oberen Erdmantel auf die Bildung geostruktureller Element der Erdrinde.— Geophys. und Geol., 1966, N 8.
11. *Subbotin S. I.*— Zu den Ursachen und dem Mechanismus tektonischer Bewegungen.— Z. Geol. Wiss. I, 1937.

СПИСОК НАУЧНЫХ ТРУДОВ С. И. СУББОТИНА

1935

1. Палетка для вимірювання положення рівноваги крутильних терезів.— Вісті Київ. гірничо-геол. ін-ту, 1935, № 2, с. 87—89.
2. Результаты гравиметрических разведок в Роменском соленосном районе.— Разведка недр, 1935, № 13, с. 27—29.

1936

3. Гравіметричні дослідження в Роменському районі.— В кн.: Матеріали геофізичних розвідок в УРСР. К., 1936, ч. I, с. 201—205.

1940

4. Фоторегистрация азимута гравитационного вариометра / В. С. Федукович, С. И. Субботин.— Материалы по геологии и гидрогеологии, 1940, № 3, с. 89—100.

1941

5. Краткие итоги региональных геофизических исследований Днепровско-Донецкой впадины / В. С. Завистовский, С. И. Субботин.— В кн.: Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. Киев, 1941, вып. 1, с. 89—97.— Библиогр.: 11 назв.

1943

6. Ориентир-автомат гравитационного вариометра.— Обмен опытом нефт. пром-сти. Сер. Геология и разведка, 1943, № 1, с. 1—2.

1945

7. Аномалії сили ваги України та їх інтерпретація.— Інформ. бюл. / АН УРСР, 1945, № 4/5, с. 85—87.— Рез. рос. мовою.

1947

8. Геофізичні дослідження Закарпатської області.— Доп. та повідомл. Льв. держ. ун-ту, 1947, вип. 1, с. 124—125.
9. Глубинное строение Львовско-Брестской впадины по данным геофизических исследований.— В кн.: Науч.-геол. совещ. по угленосности и нефтеносности палеозойских отложений зап. обл. УССР. Киев, 1947, с. 1—5.
10. Использование кривизн при интерпретации гравитационных данных.— Прикл. геофизика, 1947, вып. 3, с. 150—158.

1948

11. К вопросу о связи Львовской мульды с Днепровско-Донецкой впадиной.— Тр. Льв. геол. о-ва. Сер. Геология нефти, 1948, вып. 1, с. 79—84.
12. Результаты гравиметрических исследований Закарпатской области УССР и их геологическая интерпретация.— Там же, с. 70—78.

1949

13. Геологическая интерпретация данных геофизических исследований в западных областях УССР.— В кн.: Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам Украинской ССР. Киев, 1949, с. 370—389.— Библиогр.: 44 назв.
14. Измерение величины $\frac{d^2w}{dy^2} - \frac{d^2w}{dx^2}$ при работе гравитационного вариометра в четырехазимутальном цикле.— Науч. зап. / Львов. политехн. ин-т, 1949, вып. 11. Сб. нефт. фак., № 3, с. 181—185.
15. К вопросу о методике анализа гравитационного поля с целью геологического истолкования его аномалий.— Там же, с. 173—180.
16. Некоторые результаты изучения плотности пород Украинского докембрийского массива.— Науч. зап. / Львов. политехн. ин-т, 1949, вып. 16. Сб. нефт. фак., № 4, с. 111—123.
17. Об одной обратной задаче гравиметрии.— Науч. зап. / Львов. политехн. ин-т, 1949, вып. 6. Сб. нефт. фак., № 2, с. 129—138.

1950

18. Гравітаційні аномалії України та їх інтерпретація.— Геол. журн., 1950, **10**, вип. 3, с. 53—63.— Рез. рос. мов.

1951

19. Закономірності розподілу щільності порід Львівської мульди.— Геол. журн., 1951, **11**, вип. 1, с. 67—70.— Рез. рос. мов.
20. Памяти Владимира Александровича Сельского.— Минерал. сб. / Львов. геол. о-во при Львов. ун-те, 1951, № 5, с. 375—376.

1954

21. Про стан підкорової речовини у зонах прогинів та піднять земної кори.— Геол. журн., 1954, **14**, вип. 2, с. 54—67.— Бібліогр.: 11 назв.

1955

22. Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований / Отв. ред. В. Б. Порфирьев.— Киев : Изд-во АН УССР, 1955.— 260 с., табл.— (АН УССР. Ин-т геологии полез. ископаемых). Библиогр.: 338 назв.
23. К вопросу об интерпретации некоторых аномалий силы тяжести Карпатской зоны.— Науч. зап. / Львов. политехн. ин-т, 1955, вып. 35. Сер. нефт., № 6, с. 31—37.
24. О погрешностях определения притяжения глубинных аномальных масс при гравиметрическом изучении причин вертикальных движений земной коры.— Там же, с. 38—56.— Библиогр.: 13 назв.
25. О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1955, № 4, с. 332—338.— Библиогр.: 14 назв.

1957

26. О причинах вертикальных движений земной коры.— Науч. сообщ. /Ин-т геологии и географии АН ЛитССР, 1957, 5, с. 5—20.— Библиогр.: 22 назв.

1958

27. Аномалии силы тяжести и глубинное строение альпийской геосинклинальной области Европейской территории СССР.— В кн.: Восьмая науч. сессия, посвящ. двадцатипятилетию со дня основания Ин-та геофизики АН ГССР : Тез. докл. Тбилиси, 1958, с. 8—11.
28. Глубинная тектоника западной части УССР в зонах размещения газовых месторождений.— В кн.: Конф. и координац. совещ. по вопр. комплекс. использ. природ. горючих газов Украины : Тез. докл. Киев, 1958, с. 26—29.
29. До питання про механізм формування прогинів земної кори і про тектоніку фундаменту Дніпровсько-Донецької западини.— Геол. журн., 1958, **18**, вип. 6, с. 3—16.— Бібліогр.: 60 назв.— Рез. рос. мов.
30. О природе некоторых аномалий силы тяжести Днепровско-Донецкой впадины.— Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. Сер. геофиз., 1958, вып. 2, с. 3—14.— Библиогр.: 21 назв.

1959

31. Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований и перспективы поисков нефтеносных структур.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность западных и южных областей Украины. Киев, 1959, с. 34—47.— Библиогр.: 22 назв.
32. Итоги научно-исследовательских геофизических работ по Украине и перспективы их развития.— В кн.: Тезисы докладов по методике и технике геофизической разведки в УССР. Киев, 1959, с. 11—13.
33. К вопросу о тектонической природе Припятского прогиба.—В кн.: Совещ. по вопр. нефтеносности и газоносности Припят. прогиба : Тез. докл. Минск, 1959, с. 26—29.
34. Планетарное распределение силы тяжести Земли и его связь со структурой земной коры.— В кн.: Тезисы докладов по методике и технике геофизической разведки в УССР. Киев, 1959, с. 20—22.
35. Успіхи геофізичних досліджень західних областей Української РСР за роки радянської влади / С. І. Субботін, А. П. Бондаренко, Г. І. Круглякова, В. І. Клушин, Ю. Л. Наумчик, Г. І. Петкевич.— В кн.: Матеріали до вивчення геології та корисних копалин західних областей УРСР. К., 1959, с. 118—148.— Бібліогр.: 41 назв.

1960

36. Глубинная структура территории Украинской ССР по данным геофизических исследований.— В кн.: Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. Разд. 2. Геофизика: Глубин. строение земной коры по геофиз. данным. М., 1960, с. 58—66.— Библиогр.: 30 назв.— Рез. на англ. яз.
37. О глубинной тектонике западной части Украинской ССР в зонах размещения месторождений горючего газа.— В кн.: Комплексное использование горючих газов Украины. Киев, 1960, с. 46—54.— Библиогр.: 17 назв.
38. О причинах и механизме образования платформенных и геосинклинальных прогибов земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М., 1960, с. 39—49.— Библиогр.: 33 назв.— Рез. на англ. яз.
39. Причини тектонічних рухів та механізм формування основних геоструктурних елементів земної кори.— Геол. журн., 1960, **20**, вип. 5, с. 3—15; вип. 6, с. 3—16.— Бібліогр.: 54 назв.— Рез. рос. мов.
40. Про будову глибинних зон Карпат.— В кн.: Матеріали з геології західних областей Української РСР. К., 1960, с. 23—26.

1961

41. О связи месторождений нефти и газа с глубинными разломами на территории Украинской ССР.— Геол. сб. Льв. геол. о-ва при Льв. ун-те, 1961, № 7/8, с. 39—53.— Библиогр.: 50 назв.— Рез. на англ. яз.
42. Особенности глубинной тектоники Восточных Карпат / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб.— В кн.: Резюме сообщений Карпато-Балк. геол. ассоц., V конгр. Бухарест, 1961, с. 76.
43. Рец. : З приводу статті П. Я. Галушко «Про можливості вивчення причин вертикальних рухів земної кори за аномаліями сили тяжіння». Геол. журн., 1960, **20**, вип. 3 / С. І. Субботін, Г. Л. Наумчик.— Геол. журн., 1961, **21**, вип. 1, с. 84—86.— Бібліогр.: 13 назв.

1962

44. Вопросы геофизики / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб.— В кн.: Материалы V съезда Карпато-Балкан. геол. ассоц. Киев, 1962, с. 15—17.
45. К вопросу об изучении верхней части оболочки : Выступление.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР : Сб. докл. Л., 1962, с. 468.
46. Некоторые особенности тектоники Советских Карпат и прилегающих регионов / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб.— В кн.: Материалы V съезда Карпато-Балкан. геол. ассоц. Киев, 1962, с. 87—100.
47. О причинах тектонических движений и магматизме.— Геофиз. сб., 1962, вып. 2, с. 3—13.— Библиогр.: 34 назв.

1963

48. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов.— Докл. АН СССР, 1963, 153, № 2, с. 440—443.— Библиогр.: 8 назв.
49. Физические и геофизические проблемы теории тектонических движений / С. И. Субботин, И. Ш. Рахимова.— Геофиз. сб., 1963, вып. 4, с. 3—13.— Библиогр.: 57 назв.
50. O izučavanju grade Dubinskih zona zemljine kore u Karpatsko-Balkanskom regionu i susednim oblastima / A. V. Čekunov, B. M. Čirić, D. I. Prosen, V. I. Slavin, V. B. Sollogub, S. I. Subbotin.— Vesn. primen. geofiz. Ser. C, 1963 / 1964, kn. 4/5, s. 5—13.— Bibliogr.: 8 ref.

1964

51. Знакомтесь : планета Земля : Рассказывает акад. АН УССР С. Субботин.— Комс. знамя, 1964, 19 февр.
52. Обговорення звіту про наукову діяльність Академії наук УРСР у 1963 році : На заг. зборах Акад. наук УРСР. К., лют., 1964 р.— Доп. АН УРСР, 1964, № 4, с. 438.
53. Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры / С. И. Субботин, Г. Л. Наумчик, И. Ш. Рахимова.— Киев : Наук. думка, 1964.— 136 с., табл.— (АН УССР. Ин-т геофизики).— Библиогр.: 289 назв. Изд. на англ. яз. см. № 65, 66, 67; на нем.— № 71, гл. 6.
54. Строение глубинных зон земной коры Украинского кристаллического щита / Н. П. Семененко, С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, М. Н. Ивантишин, А. В. Чекунов, В. Д. Ладиева.— Сов. геология, 1964, № 11, с. 48—60.— Библиогр.: 19 назв. Изд. на англ. яз. см. № 76.
55. Deep structure of the Ukraine area from the geophysical research data / S. I. Subbotin, B. L. Gurevitch, G. K. Kushelov, V. B. Sollogub, A. V. Chekunov, M. V. Chirvinskaya.— In : Rep. Twenty-second Sess. / Int. Geol. Congr. Pt. 2. Proc. sect. 2. Geol. results appl. geophys. New Delhi, 1964, p. 66—89.— Bibliogr.: 32 ref. (Изд. на рус. яз. см. № 59).
56. Рец. : Рецензия на книгу В. А. Андреева и И. Г. Клушина «Геологическое истолкование гравитационных аномалий» / С. И. Субботин, И. А. Балабушевич.— Сов. геология, 1964, № 11, с. 148—149.

1965

57. В глубины Земли и глубины Космоса : [О связи науки о Земле с Космосом. Беседа с дир. Ин-та геофизики С. И. Субботиным].— Крас. звезда, 1965, 3 дек.
58. Вопросы геофизики / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб.— В кн. : Материалы VI съезда Карпато-Балкан. геол. ассоц. Киев, 1965, с. 62—66.
59. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований / С. И. Субботин, Б. Л. Гуревич, Г. К. Кужелов, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, М. В. Чирвинская.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М., 1965, с. 56—69.— Библиогр.: 31 назв. Изд. на англ. яз. см. № 55.
60. Об изучении строения глубинных зон земной коры в Карпато-Балканском регионе / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, В. И. Славин, А. В. Чекунов.— В кн.: Материалы VI съезда Карпато-Балкан. геол. ассоц. Киев, 1965, с. 86—97.
61. Отчет о работе геофизической комиссии КБА / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб.— Там же, с. 84—86.
62. Планета розповідає : До проблем геофізики.— Знання та праця, 1965, № 1, с. 8.
63. Причины, схема формирования и структура земной коры Черноморской впадины.— В кн.: Докл. VII конгр. Карпато-Балкан. геол. ассоц. Ч. 6. Секция геофизики. София, 1965. с. 165—168.— Библиогр.: 18 назв.
64. Строение земной коры впадины Черного моря, причины и схема ее формирования. — Геофиз. сб., 1965, вып. 1, с. 3—17.— Библиогр.: 45 назв.
65. Influence of upper mantle processes on the structure of the Earth's crust / S. I. Subbotin, G. L. Naumchik, J. Sh. Rakhimova.— Tectonophisics, 1965, 2, N 2/3, p. 185—209.— Bibliogr.: 43 ref. [Изд. на рус. яз. см. № 53, гл. 6].
66. Processes in the upper mantle / S. I. Subbotin, G. L. Naumchik, J. Sh. Rakhimova.— Ibid., p. 151—184.— Bibliogr.: 143 ref. [Изд. на рус. яз. см. № 53, гл. 3, 4, 5].
67 Structure of the Earth's crust and upper mantle / S. I. Subbotin, G. L. Naumchik, J. Sh. Rakhimova.— Ibid., p. 111—150.— Bibliogr.: 232 ref. [Изд. на рус. яз. см. № 53, гл. 1, 2].

1966

68. Верхняя мантия и глубинная нефть.— В кн.: Проблемы происхождения нефти. Киев, 1966, с. 52—62.— Библиогр.: 53 назв.
69. Кора і мантія Землі.— К., 1966.— 38 с.— (Т-во «Знання» УРСР. Сер. 8, № 15, В лаб. вчених).
70. Проблеми глибинної будови земної кори і мантії території УРСР та акваторії прилегаючих морів.— Геол. журн., 1966, 26, вип. 5, с. 60—63.
71. Der Einfluss von Umbandlungsprozessen der Materie in oberen Erdmantel auf die Bildung geostruktureller Elemente der Erdrinde / S. I. Subbotin, G. L. Naumtschik, J. S. Rachimova.— Geophys. und Geol., 1966, N 8, S. 26—46.— Bibliogr.: 29 Ref. [Изд. на рус. яз. см. № 53, гл. 6].

1967

72. Закономерности рельефа поверхности Мохоровичича Карпато-Балканского региона и некоторых смежных территорий /С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, Д. Просен, Т. Драгашевич, Э. Митух, К. Пожгай.— Vesn. primen. geofiz. Ser. C, 1967/1968, кн. 8/9, с. 201—207.— Библиогр.: 14 назв.
73. Изучение верхней мантии и земной коры на территории Украины.— Вестн. АН СССР, 1967, № 8, с. 43—46.
74. Проблемы верхней мантии земли.— Геофиз. сб., 1967, вып. 19, с. 5—12.— Библиогр.: 20 назв. Рез. на англ. яз.
75. Crustal investigations of East Carpathians and adjoining regions by means of deep seismic sounding / S. I. Subbotin, V. B. Sollogub, A. V. Chekunov, L. P. Livanova.— In : Papers 9th Assembly of the European seismological commission. Kobenhavn, 1967, p. 17—27.
76. Deep crustal structure in Ukrainian crystalline shield / N. P. Semenenko, S. I. Subbotin, V. B. Sollogub, M. N. Ivantishin, A. V. Chekunov, V. D. Ladjeva.— Int. Geol. Rev., 1967, 9, N 1, p. 49—58.— Bibliogr.: 19 ref. [Изд. на рус. яз. см. № 54].
77. Investigation of deep crustal structure of the oil-and gas-bearing provinces of the Ukraine by means of seismic methods / S. I. Subbotin, V. B. Sollogub, E. K. Lossovsky, A. V. Chekunov, M. V. Chirvinskaya, I. A. Garkalenko, N. T. Turchanenko.— In : Proc. 7th World Petrol Congr. Barking, 1967, vol. 2. p. 685—696. Discuss. p. 777—780. [Изд. на рус. яз. см. № 81].
78. The junction of the deep structures of the Carpathian-Balkanian on region and the Black and Adriatic seas / S. I. Subbotin, V. B. Sollogub, D. Prosen, T. Dragašević, E. Mituch, K. Pozhgay.— In : XIYth General Assembly / Int. Union Geodes. and Geophys. Vol. 8. Upper mantle commitee. Abstr. of papers. Zürich, 1967, p. 59.
79. Problem of causes of tectonic movements.— In : Papers 9th Assembly of the European seismological commission. Kobenhavn, 1967, p. 319—324.

1968

80. Геофізика в геологорозвідувальній справі України / С. І. Субботін, І. А. Балабушевич, І. З. Гонтовий, Б. Л. Гуревич, М. Ф. Скопиченко, М. Т. Турчаненко.— В кн.: Багатства надр України. К., 1968, с. 45—87.
81. Изучение глубинного строения нефтегазоносных провинций Украины методами сейсморазведки / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, Е. К. Лоссовский, А. В. Чекунов, М. В. Чирвинская, И. А. Гаркаленко, Н. Т. Турчаненко.— В кн.: Новое в разведочной геофизике и ее методах. М., 1968, с. 6—27.— Библиогр.: 9 назв. [Изд. на англ. яз. см. № 77].
82. Мантия Земли и тектогенез / С. И. Субботин, Г. Л. Наумчик, И. Ш. Рахимова.— Киев : Наук. думка, 1968.— 174 с., табл.— (АН УССР. Ин-т геофизики).— Библиогр.: 427 назв.
83. Новые данные о строении земной коры Украины (по геофизическим исслед.) / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, М. В. Чирвинская, Н. Т. Турчаненко, И. А. Гаркаленко.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М., 1968, с. 15—21.— Библиогр.: 11 назв. Рез. на англ. яз. [Изд. на англ. яз. см. № 90].
84. О причинах обращенности рельефа и природе границы Мохо.— В кн.: Симпоз. по пробл. связи поверхност. структур земной коры с глубин. : Тез. докл. Киев, 1968, с. 10—11.
85. Строение земной коры Украины по данным региональных геофизических исследований / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, В. П. Компанцев, Н. Т. Турча-

ненко, И. А. Гаркаленко, М. В. Чирвинская.— В кн.: VI науч.-техн. геофиз. конф. Симпоз. Б. Строение земной коры и верхней мантии. М., 1968, с. 5—7.

86. Рельеф поверхности Мохоровичича Карпато-Балканского региона и смежных территорий / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, Д. Просен, Т. Драгашевич, Э. Митух, К. Пожгай.— Сов. геология, 1968, № 2, с. 5—14.— Библиогр.: 16 назв. [Изд. на англ. яз. см. № 88].
87. Crustal structure of Southeastern Europe according to the data of deep seismic soundings / S. I. Subbotin, V. B. Sollogub, D. Prosen, T. Dragašević, E. Mituch, K. Posgay.— Boll. geofis. teor. appl., 1968, **10**, N 39, p. 241—264.— Bibliogr.: 23 ref.
88. Junction of deep structures of the Carpatho-Balkan region with those o the Black and Adriatic seas / S. I. Subbotin, V. B. Sollogub, D. Prosen, T. Dragašević, E. Mituch, K. Posgay.— Can. J. Earth Sci., 1968, 5, N 4, pt 2, p. 1027—1035.— Bibliogr.: 17 ref. [Изд. на рус. яз. см. № 86].
89. New data on crustal structure of Ukraine / S. I. Subbotin, V. B. Sollogub, E. K. Lossovskiy, A. V. Chekunov, M. V. Chirvinskaya.— In : Report 23th Session / Int. Geol. Congr. : Abstr. Prague, 1968, p. 149.
90. New data on crustal structure of the Ukraine / S. I. Subbotin, V. B. Sollogub, A. V. Chekunov, M. V. Chirvinskaya, N. T. Turchanenko, I. A. Garkalenko.— In : Report 23th Session / Int. Geol. Congr. Proc. Sectin 5. Geol. Results Appl. Geophys. Prague, 1968, p. 121—128.— Bibliogr. : 11 ref. [Изд. на рус. яз. см. № 83].

1969

91. Погляд углиб планети : Про вивчення земної кори. (До 50-річчя Акад. наук УРСР).— Наука і суспільство, 1969, № 5, с. 16—17.
92. Зінаїда Миколаївна Аксентьєва : (Учений — гравиметрист. 1900—1969). / С. І. Субботін, Є. П. Федоров, М. А. Попов та інш.— Вісн. АН УРСР, 1969, № 3, с. 110.
93. Junction of the deep structures of the Carpatho— Balkan region with those of the Black and Adriatic seas / S. I. Subbotin, V. B. Sollogub, D. Prosen, T. Dragašević, E. Mituch, K. Posgay.— C. r. Union geodes. et gèophys. int., 1969, N 15, pt 1, p. 232—233.
94. Phase transformations within the Earth's mantle as a cause of crustal movement and a sourse of crustal material.— In : Int. Symp. Phase Transformat. and Earth's Interior. Canberra, 1969, p. 105—106.

1970

95. Вікна в глибини Землі : Про геол. вивчення планети Земля.— Під прапором ленінізму, 1970, № 13, с. 65—68.
96. Глубинные процессы в коре и мантии Земли и их роль в развитии земной коры / С. И. Субботин, Р. И. Кутас, Г. Т. Собакарь.— Геофиз. сб., 1970, вып. 38, с. 10—21.— Библиогр.: 23 назв. Рез. на англ. яз.
97. Нове про глибинну будову Землі.— В кн.: Наука і культура. К., 1970, с. 154—159.
98. Під корою Землі : До пробл. дослідження верхньої мантії Землі та її впливу на розвиток зем. кори / Опрацював В. Блюмкін.— Наука і суспільство, 1970, № 2, с. 9—11.
99. Строение земной коры Украины по данным региональных геофизических исследований / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, В. П. Компанцев, Н. Т. Турчаненко, М. В. Чирвинская, И. А. Гаркаленко.— В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики. М., 1970, с. 27—31.— Библиогр.: 11 назв.
100. Der obere Erdmantel.— In : Ideen des exakten Wissens : Wissenschaft und Technik in der Sowjetunion. Stuttgart, 1970, N 5, S. 259—265.— Bibliogr.: 9 Ref.
101. Phase transformations within the Earth's mantle as a cause of crustal movement and a sourse of crustal material.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, 3, p. 499—502.

1971

102. Глубинное строение земной коры и некоторые вопросы региональной тектоники Украины по данным геофизических исследований / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, З. А. Крутиховская, И. А. Гаркаленко, М. В. Чирвинская, Н. Т. Турчаненко.— В кн.: Региональная тектоника Украины и закономерности размещения полезных ископаемых. Киев, 1971, с. 23—24.
103. Некоторые вопросы строения и эволюции земной коры / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, В. Е. Хаин, В. И. Славин.— В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев, 1971, с. 257—281. [Изд. на англ. яз. см. № 115; на нем.— 114].

104. О причинах обращенности рельефа и природе границы Мохо.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. К., 1971, с. 14—18. Резюме на англ. яз. [Изд. на англ. яз. см. № 113].
105. Планета загадок : [Про явища, що відбуваються в земній корі. Бесіда з дир. Ін-ту геофізики АН УРСР С. І. Субботіним].— Людина і світ, 1971, № 4, с. № 13—19.
106. Про причини рухів земної кори.— Вісн. АН УРСР, 1971, № 2, с. 51—58.— Библиогр.: 19 назв.
107. Additional stresses and phase transformations in the Earth's upper mantle.— J. Geophys. Res., 1971, 76, N 5, p. 1447—1449. — Bibliogr.: 15 ref.
108. Aspects of theory of causes of tectonic crustal movements.— В кн.: Наукові дослідження Інституту геофізики АН УРСР 1967—1971 : Повідомл. XV Генер. Асамблеї Міжнар. геодез. і геофіз. союзу. К., 1971, с. 11—13.

1972

109. Внесок в геологічну теорію і практику : В. Б. Порфир'єв і Г. Н. Доленко.— Лауреати Держ. премії УРСР 1971 р. — Вісн. АН УРСР, 1972, № 4, с. 93—95.
110. Новые данные о геологическом строении Украины по материалам геофизических исследований / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, И. А. Гаркаленко, М. В. Чирвинская, М. А. Бородулин.— В кн. : VII науч.-техн. геофиз. конф. Регион. геофизика. М., 1972, с. 4—5.
111. Обговорення звіту (Б. А. Патона) про діяльність Академії наук УРСР у 1971 році та завдань на 1972 рік у світлі рішень XXIV з'їзду КПРС і XXIV з'їзду КП України.— Вісн. АН УРСР, 1972, № 6, с. 22—23.
112. От Мадраса до Мангалора : [О геофиз. исслед. на п-ове Индостан].— Правда Украины, 1972, 31 окт.
113. Causes of the Mohorovičič surfase reversed topography with respect to the overlying discontinuities.— In: Simp. Mohorovičičevom discontinuitetu. Zagreb, 1968. Zagreb, 1972, s. 189—202. [Изд. на рус. яз. см. № 104].
114. Einige Fragen des Baus und der Evolution der Erdkruste / S. I. Subbotin, V. B. Sollogub, A. V. Chekunov, V. E. Chain, V. I. Slavin.— In : Die Struktur der Erdkruste Mittel- und Südosteuropas nach Angaben der Tiefenseismik. Berlin, 1972, s. 171—185. [Изд. на рус. яз. см. № 103].
115. Some remarks concerning the structure and evolution of the Earth's crust / S. I. Subbotin, V. B. Sollogub, V. Ye. Khain, V. I. Slavin, A. V. Chekunov.— Geoliz. közl., 1972, spec. ed., p. 151—165. [Изд. на рус. яз. см. № 103].
116. Рец. : Гипотеза дренажной оболочки земной коры : [В кн. : Григорьев С. М. Роль воды в образовании земной коры.] С. И. Субботин, В. И. Оноприенко.— Геол. журн., 1972, 32, вып. 5, с. 148—152.
117. Залізо з докембрію : [Розповідь З. О. Крутиховської та С. І. Субботіна про нові методи розвідки залізних руд. З приміт. ред.].— Наука і суспільство, 1973, № 3, с. 6—9.
118. Обговорення звіту про діяльність Академії наук УРСР у 1972 році та завдань на 1973 рік.— Вісн. АН УРСР, 1973, № 6, с. 18—19.
119. Пізнання планети Земля : [Геофіз. дослід. Бесіда з дир. Ін-ту геофізики АН УРСР акад. АН УРСР С. І. Субботіним. З приміт. ред.].— Під прапором ленінізму, 1973, № 24, с. 49—50.
120. Поваренних Олександр Сергійович : [Присудження премії ім. В. І. Вернадського за монографію «Кристаллохимическая классификация минеральных видов».— К. : Наук. думка, 1966].— Вісн. АН УРСР, 1973, № 6, с. 98.
121. Crustal structure of Central and Southeastern Europe by data of explosion seismology/ V. B. Sollogub, D. Prosen, C. Dachev, I. Petkov, T. Velchev, E. Andonova, S. Mihailov, E. Mituch, K. Posgay, H. Militzer, C. Knothe, I. Uchman, P. Constantinescu, I. Comea, S. I. Subbotin, A. V. Chekunov, I. A. Garkalenko, V. E. Khain, V. I. Slavin, B. Beranek, Y. Weiss , A. Hrdlička, A. Dudek, M. Zounkova, M. Suk, M. Feifar,B. Milovanović, M. Roksandić.— Tectonophysics, 1973, 20, N 1/4, p. 1—33.— Bibliogr. : 11 ref.
122. Structure of the Earth's crust on the territory of the U. S. S. R. / N. A. Belyaevsky, A. A. Borisov, V. V. Fedynsky, E. E. Fotiadi, S. I. Subbotin, I. S. Volvovsky.— Ibid., p. 35—45.— Bibliogr.: 24 ref.
123. Zu den Ursachen und dem Mechanismus tektonischer Bewegungen.— Z. geol. Wiss., 1973, 1, № 1, s. 23—28.— Рез. на нем., рус. и англ. яз.

1974

124. Богатства Земли : Природоведч. музей АН УССР / С. И. Субботин, А. Гродзинский, П. Бабий.— Правда Украины, 1974, 24 сент.

125. Научные геофизические исследования в вузах Украины.— Геофиз. сб., 1974, вып. 61, с. 3.
126. О роли научных исследований в повышении эффективности геологоразведочных работ.— В кн.: Повышение экономической эффективности геологоразведочных работ в Украинской ССР : Тез. докл. респ. совещ. геологов, Киев, 1974, с. 10—12.
127. Підсумки й перспективи вивчення Чорноморської западини геофізичними методами / С. І. Субботін, А. В. Чекунов, І. О. Гаркаленко.— Вісн. АН УРСР, 1974, № 5, с. 36—42.
128. Про Землю треба знати багато : Бесіда з Секретарем Відділу наук про Землю акад. АН УРСР С. І. Субботіним. Бесіду записав О. Яроменюк.— Літ. Україна, 1974, 12 лют.
129. Фундаментальна праця в галузі металогенії : Вчені Академії наук Української РСР — М. П. Семененко, Я. М. Белєвцев, Г. І. Каляєв, В. І. Скаржинський — лауреати Державної премії УРСР 1973 року. / — Вісн. АН УРСР, 1974, № 4, с. 103—105.
130. Crustal structure of Central and Southeastern Europe by data of explosion seismology / V. B. Sollogub, D. Prosen, C. Dachev, I. Perkov, T. Velchev, E. Andonova, S. Mihailov, E. Mituch, K. Posgay, H. Militzer, C. Knothe, I. Uchman, P. Constantinescu, I. Comea, S. I. Subbotin, A. V. Chekunov, I. A. Garkalenko, V. E. Khain, V. I. Slavin, B. Beranek, Y. Weiss, A. Hrdlička, A. Dudek, M. Zounkova, M. Suk, M. Feifar, B. Milovanovič, M. Roksandič.— In : The structure of the Earth's crust based on seismic data. Amsterdam etc., 1974, p. 1—33.— Bibliogr.: 11 ref.
131. Structure of the Earth's crust on the territory of the U. S. S. R. / N. A. Belyaevsky, A. A. Borisov, V. V. Fedynsky, E. E. Fotiadi, S. I. Subbotin, I. S. Volvovsky.—Ibid., p. 35—45.— Bibliogr.: 24 ref.

1975

132. Будова і еволюція земної кори на території Української РСР у світлі нових даних і уявлень : [Доп. на Заг. зборах Від-ня наук про Землю] / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов.— Вісн. АН УРСР, 1975, № 6, с. 48.
133. Вопросы геофизических исследований на X Конгрессе Карпато-Балканской геологической ассоциации / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, Н. П. Михайлова, В. И. Хоменко.— В кн.: Геофизические исследования земной коры и мантии Украины. Киев, 1975, с. 107—109.
134. Вопросы теории тектогенеза.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев, 1975, с. 144—153.
135. Геофизические поля : Гравитацион. поле / Ю. Д. Буланже, Б. К. Балавадзе, С. И. Субботин, М. Е. Артемьев, А. В. Чекунов, П. Ш. Миндели, И. А. Гаркаленко.— В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., 1975, с. 164—175.
136. Заключение : [Обобщение исслед. по геоморфологии, геологии, геофизике Черномор. впадины и ее обрамления] / М. В. Муратов, С. И. Субботин.— Там же, с. 329—332.
137. О координации работ и подготовке к изданию монографии по проблеме «Гравитационная модель земной коры и верхней мантии». —Геофиз. сб., 1975, вып. 65, с. 88—90.— Рез. на англ. яз.
138. Общая модель земной коры. — В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., 1975, с. 272—274.
139. Причины и механизм формирования Черноморской впадины. — Там же, с. 323—328.
140. Роль і завдання наукових досліджень у підвищенні ефективності геологорозвідувальних робіт на Україні. — Вісн. АН УРСР, 1975, № 8, с. 69—75. — Бібліогр.: 7 назв.
141. Состояние и проблемы развития петрофизики кристаллических пород при геологических исследованиях / С. И. Субботин, М. И. Толстой, Г. Т. Продайвода.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев, 1975, с. 3—13. — Библиогр.: 30 назв. — Рез. на англ. яз.
142. Строение верхней мантии и происходящие в ней процессы / С. И. Субботин, И. Ш. Рахимова. — В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., 1975, с. 316—322.
143. Строение глубинных зон земной коры и механизм формирования Черноморской впадины. Значение исследований глубиных зон литосферы. — Там же, с. 269—272.
144. Строение земной коры внутренних морей западного Тетиса и вопросы ее дальнейшего изучения / С. И. Субботин, И. А. Гаркаленко, Р. Х. Греку, О. В. Казаков, Я. П. Маловицкий, А. П, Милашин, Б. А. Нелепо, М. Р. Пустильников, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов. — Геофиз. сб., 1975, вып. 67, с. 34—41. — Библиогр.: 24 назв. — Рез. на англ. яз.

145. Усенко Іван Степанович, Щерба Ігор Борисович, Заяц Аеліта Петрівна.: [Спеціалісти у галузі мінералогії, Лауреати премії ім В. І. Вернадського]. — Вісн. АН УРСР, 1975, № 6, с. 100—101, портр.
146. «Этажи» Земли : [О работе геологов и геофизиков отд-ния наук о Земле АН УССР.]— Правда Украины, 1975, 5 июня.

1976

147. Некоторые проблемы развития петрофизики кристаллических пород / С. И. Субботин, М. И. Толстой.— В кн.: Вопросы прикладной геохимии и петрофизики. Киев, 1976, с. 61—71.— Библиогр.: 43 назв. Рез. на англ. яз.
148. О проблемах теории тектогенеза.— Геофиз. сб., 1976, вып. 70, с. 7—12.— Библиогр.: 36 назв.— Рез. на англ. яз.
149. Про діяльність Бюро Відділення наук про Землю : [Доп. акад.— секретаря АН УРСР С. І. Субботіна].— Вісн. АН УРСР, 1976, № 1, с. 12—14.
150. Про причини рухів земної кори.— В кн.: На магістралях науки. К., 1976, с. 58 — 71.— Бібліогр.: 40 назв.
151. Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов Тетиса в свете новых данных и представлений / С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов.— Геофиз. сб., 1976, вып. 70, с. 13—45.— Библиогр.: 104 назв.— Рез. на англ. яз.
152. Deep crustal structure of the Southeastern part of the Indian shield / K. L. Kaila, P. R. Reddy, V. G. Krishna, Hari Narain, S. I. Subbotin, A. V. Chekunov, G. E. Kharechko, A. A. Tripolsky.— In : 25 th Int. Geol. Congr. Abstr. Canberra etc., 1976, vol. 2, p. 368—369.

1978

153. Строение коры и верхней мантии по гравиметрическим данным / С. И. Субботин, В. И. Старостенко, В. Г. Козленко.— В кн.: Тектоносфера Земли. М., 1978, с. 220—266.— Библиогр.: 165 назв.

1979

154. Гравиметрия при изучении земной коры и верхней мантии / С. И. Субботин, В. И. Старостенко, В. Г. Козленко.— В кн.: Субботин С. И. Избранные труды. К., 1979, с. 475 [Данное изд.].
155. Избранные труды.— К.: Наук. думка, 1979,— с. 475 [Данное изд.].

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Очерк жизни и научной деятельности академика АН УССР С. И. Субботина 5

ГРАВИМЕТРИЯ ПРИ ЛОКАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Гравиметрические исследования в Роменском районе 15
Гравитационные аномалии Украины и их интерпретация 18
О природе некоторых аномалий силы тяжести Днепровско-Донецкой впадины 26
Гравиметрические исследования строения земной коры и верхней мантии 37

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ И КАРПАТО-БАЛКАНСКОГО РЕГИОНА

Глубинное строение Советских Карпат 133
Новые данные о строении земной коры Украины (по геофизическим исследованиям) 243
Рельеф поверхности Мохоровичича Карпато-Балканского региона и смежных территорий 249
Изучение глубинного строения нефтегазоносных провинций Украины методами сейсморазведки 260
Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов Тетиса в свете новых данных и представлений 275

ПРОЦЕССЫ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ И ТЕОРИЯ ТЕКТОГЕНЕЗА

Мантия Земли и тектогенез 307
Верхняя мантия 437
О причинах обращенности рельефа и природе границы Мохо 444
Вопросы теории тектогенеза 449
О проблемах теории тектогенеза 459

Список научных трудов С. И. Субботина 463

СЕРАФИМ ИВАНОВИЧ СУББОТИН

Вопросы гравиметрии, исследования земной коры и мантии, теория тектогенеза

Избранные труды

Печатается по постановлению ученого совета Института геофизики им. С. И. Субботина АН УССР

Редактор *Н. Я. Соколова*
Редактор-библиограф *Л. П. Шевченко*
Оформление художника *Д. Д. Грибова*
Художественный редактор *И. Н. Косарева*
Технический редактор *Б. М. Кричевская*
Корректоры *П. С. Бородянская, Е. А. Михалец*

Информ. бланк 2859
Сдано в набор 14.12.78.
Подп. в печать 02.07.79.
БФ 00181. Формат 70×100/16. Бумага типогр. № 1.
Обыкн. нов. гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 38,84.
Уч.-изд. л. 40,78.
Тираж 1000 экз. Заказ № 9—310. Цена 5 руб. 40 коп.

Издательство «Наукова думка». 252601, Киев, ГСП, Репина, 3.

Книжная фабрика «Коммунист» РПО «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, 310012, Харьков-12, Энгельса, 11.

2920

«НАУКОВА ДУМКА»