

**СТРУКТУРНЫЙ
КОНТРОЛЬ ПРОЯВЛЕНИЙ
КИМБЕРЛИТОВОГО
МАГМАТИЗМА
НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЯКУТСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

552.3 -

СТРУКТУРНЫЙ
КОНТРОЛЬ ПРОЯВЛЕНИЙ
КИМБЕРЛИТОВОГО
МАГМАТИЗМА
НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

1067



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1974



УДК 551.242.51 : 550.83+552.323.6(571.56)

Работа представляет собой фундаментальный труд, посвященный структурному контролю проявлений кимберлитового магматизма как главному критерию алмазности. Характеризуются геофизические поля и методика их интерпретации, дается развернутая картина тектоники, включающей структуры платформенного чехла, орогенный комплекс и рельеф фундамента, состав и внутреннее строение кристаллического фундамента, а также описывается строение земной коры, магматизм, закономерности размещения и прогноз проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы, главное значение для которого имеет благоприятное сочетание структурных и глубинных признаков. В заключение даются практические рекомендации для работ.

Монография рассчитана на широкий круг геологов, геофизиков и специалистов, занимающихся поисками и разведкой как эндогенных, так и нефтегазоносных месторождений.

Авторский коллектив:

*К. Б. Мокшанцев, В. В. Еловских, В. В. Ковальский, Г. И. Штех,
С. Д. Адамов, Ф. Ф. Брафогель, Т. В. Голубева, Л. А. Зимин*

Ответственный редактор *Ю. Н. Трушков*

ВВЕДЕНИЕ

Всестороннее изучение кимберлитового магматизма древних платформ имеет не только практическое, но и большое теоретическое значение для познания строения и развития земной коры и верхней мантии. Многолетние исследования и, в частности, работы советских ученых позволили решить ряд кардинальных проблем геологии кимберлитовой формации, однако наряду с этим остается еще много неясных вопросов, к решению которых различные исследователи нередко подходят с прямо противоположных точек зрения. К числу их в первую очередь относится вопрос о закономерностях формирования и пространственного размещения кимберлитовых тел и полей, хотя именно этот вопрос в конечном итоге определяет роль и место кимберлитового магматизма в развитии земной коры и в определении путей наиболее рациональных и эффективных поисков месторождений алмазов.

Крупнейшим событием в истории изучения кимберлитового магматизма явилось открытие в конце сороковых — начале пятидесятих годов обширной области кимберлитовых проявлений на северо-востоке Сибирской платформы. Открытие это является блестящим примером практического претворения в жизнь смелого научного предвидения. Основываясь на результатах достигнутого к сороковым годам уровня геолого-геофизической изученности восточной части Сибирской платформы, советские ученые и в первую очередь академик В. С. Соболев высказали мнение о сходстве геологического строения и истории развития северо-восточной части Сибирской платформы с Южно-Африканской областью алмазоносных кимберлитовых тел. Последовавшие вслед за этим исследования привели к открытию алмазоносных отложений и первых коренных месторождений алмазов — трубок «Зарница» и «Мир». В последующие годы сотрудниками Амакинской, Ботуобинской и других экспедиций Якутского ордена Ленина территориального геологического управления, ВАГТа, ВСЕГЕИ, НИИГА, ВНИГРИ, ЦНИГРИ, Института геологии Якутского филиала СО АН СССР и других организаций были проведены значительные геологосъемочные, поисковые, региональные геофизические и тематические исследования, выявившие основные черты геологического строения и развития северо-восточной части Сибирской платформы, особенности и состав связанных с ней магматических проявлений и минеральных сырьевых ресурсов.

Достигнутый за последние годы уровень геологической, геофизической и минералогической изученности Якутской кимберлитоносной провинции позволяет ставить и решать наряду с другими проблемами вопрос о закономерностях пространственного размещения кимберлитовых тел и полей на основе главного научного критерия — структурного и глубинного контроля кимберлитового магматизма. Учитывая это обстоятельство, авторы настоящей работы поставили перед собой следующие основные задачи:

1) установить типы структур, наиболее благоприятных для проявления кимберлитового магматизма, в первую очередь благоприятные сочетания глубинных разломов и оперяющих разрывных нарушений, а также сочетания разрывных нарушений и других тектонических структур современного и древнего тектонического плана;

2) установить особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии, определяющие положение проявлений кимберлитового магматизма;

3) наметить участки возможного проявления кимберлитовых тел, в том числе под покровом позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских образований и траппов.

В разработке указанных вопросов участвовал широкий круг исследователей Амакинской, Ботуобинской, Тематической и Геофизической экспедиций Якутского геологического управления и Института геологии Якутского филиала СО АН СССР — С. Д. Адамов, Ф. Ф. Брахофогель, Т. В. Голубева, Э. В. Деньгин, В. В. Еловских, Л. А. Зимин, К. А. Ильговская, В. В. Ковальский, В. Н. Михайлов, К. Б. Мокшанцев, В. Б. Ниворин, К. Н. Никишов, Б. В. Олейников, Б. С. Парасотка, И. А. Погудин, А. Д. Харьков, Г. И. Штех, В. Н. Шукин и другие. Общее руководство работами осуществлялось В. В. Еловских и К. Б. Мокшанцевым.

В ходе работ были использованы обширные материалы геологических, геофизических и тематических исследований указанных выше производственных и научных организаций и собственные работы авторов. Авторским коллективом настоящей работы была проведена практически полная качественная и частично количественная переинтерпретация геолого-геофизических данных, на основании чего и составлены прилагаемые к данной работе результативные карты.

Авторы выражают глубокую благодарность всем организациям и исследователям, предоставившим в их распоряжение первичные материалы, а также оказавшим неоценимую помощь в осуществлении работы: И. С. Бредихину, И. Д. Вороне, В. А. Биланенко, В. А. Побережскому, Е. Д. Черному, Г. Д. Балакшину, Т. С. Кутузовой, С. С. Зубковскому, Г. Г. Панкратову и др.

Весьма признательны авторы также сотрудникам ЯТГУ и ИГ ЯФ СО АН СССР, выполнившим большой объем оформительских работ: М. А. Чуркину, П. Ф. Зольниковой, Г. Г. Борисову, Ю. Х. Протопопову, Р. М. Рыбкину, В. А. Яркому, К. И. Сизых и многим другим.

ГЛАВА I

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ ПРОЯВЛЕНИЙ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА

На протяжении двадцати с небольшим лет, прошедших с начала организации алмазопоисковых работ на территории Сибирской платформы, в ее восточной части проведены большие геологические и геофизические исследования, непосредственным практическим результатом которых явилось открытие значительного количества кимберлитовых тел, в том числе алмазоносных. Наряду с этим собран обширный представительный материал, освещающий геолого-тектоническое строение территории и различные стороны процесса образования и размещения проявлений кимберлитового магматизма.

В настоящее время достаточно твердо установлено, что область распространения как известных, так и предполагаемых кимберлитовых тел, исключая малоперспективные трубки на Алданском щите, охватывает территорию свыше 700 тыс. кв. км. Северная ее граница проходит почти по побережью моря Лаптевых, западная — примерно по 109° в. д., южная — по водоразделу Вилюя и Ньюи, восточная — по западным окраинам Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба.

Большое количество исследований посвящено выяснению особенностей пространственного размещения кимберлитовых тел на территории описываемой кимберлитовой провинции, охватывающих как региональные, так и локальные закономерности, в том числе особенности пространственного распределения отдельных тел.

Анализ геологического строения главных алмазоносных областей земного шара показывает, что, несмотря на большую пространственную разобщенность, все они характеризуются общими геологическими условиями кимберлитобразования. Эти условия заключаются, во-первых, в приуроченности таких проявлений к древним стабилизированным платформам, а во-вторых, в наличии на их территориях масс излившихся базальтов и значительного количества интрузивных и эксплозивных проявлений основного магматизма. Обе эти главные особенности в полной мере характерны и для территории восточной части Сибирской платформы.

Известные на территории провинции проявления кимберлитового магматизма группируются обычно в локальные пространственные сообщества или поля. Общепризнанной схемы пространственного размещения кимберлитовых полей не существует, и поэтому исследователи пользуются своими схемами, существенно различающимися количеством выделяемых полей, их рисовкой и названиями. В настоящей работе использована схема распределения кимберлитовых полей, принятая в Институте геологии ЯФ СО АН СССР (рис. 1).

В пределах полей кимберлитовые тела располагаются группами или «кустами», в которые входит от 3 до 5—8, а иногда и более тел, реже цепочками, ориентированными вдоль направлений дизъюнктивных нарушений, специфичных для каждого отдельного поля. Известны также и одиночные кимберлитовые тела, однако они не являются закономерной

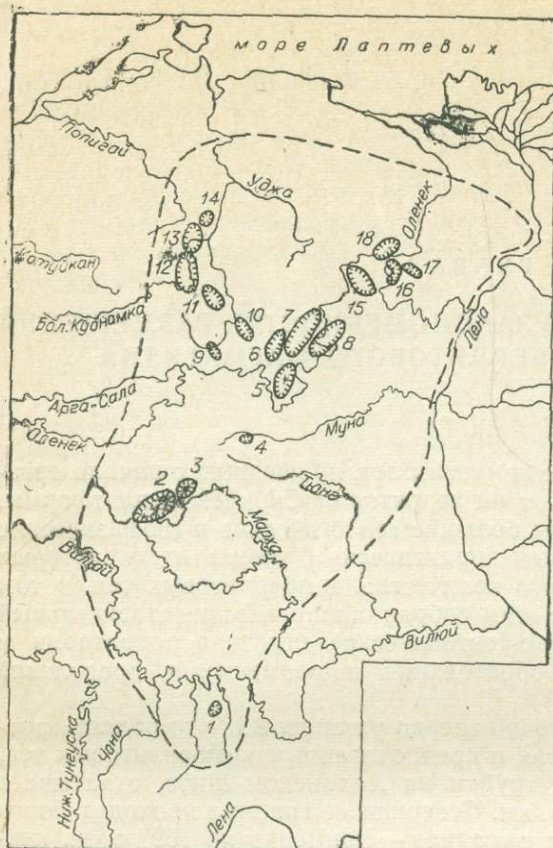


Рис. 1. Схема размещения кимберлитовых полей в восточной части Сибирской платформы.

Контуры кимберлитовых полей: 1 — Мало-Ботуобинское, 2 — Алакитское, 3 — Далдынское, 4 — Верхне-Мунское, 5 — Чомурдахское, 6 — Западно-Укукитское, 7 — Восточно-Укукитское, 8 — Огоньор-Юряхское, 9 — Кураханское, 10 — Лучаканское, 11 — Дюкенское, 12 — Ары-Мастахское, 13 — Старореченское, 14 — Орто-Ыаргинское, 15 — Мерчимденское, 16 — Молодинское, 17 — Толоуское, 18 — Куойское. — — — Контуры Якутской кимберлитовой провинции.

Далдынском и Верхне-Мунском полях все известные кимберлитовые тела представлены взрывным типом. Интрузивные кимберлитовые тела встречаются только в северной части провинции (Чомурдахское, Западно-Укукитское, Восточно-Укукитское, Кураханское, Лучаканское, Дюкенское, Ары-Мастахское, Старореченское, Куойское и Молодинское поля), причем располагаются они среди взрывных кимберлитовых тел, не образуя каких-либо обособленных групп. Частые находки ксенолитов кимберлита, слагающего интрузивные тела, в составе обломочного материала кимберлитовых брекчий почти всех трубок провинции на площадях, где мощность осадочного чехла, по мнению авторов, превышает 2000 м, свидетельствуют о том, что кимберлитовые интрузивы могут присутствовать также и в пределах Мало-Ботуобинского, Алакитского, Далдынского и Верхне-Мунского полей. При этом имеется в виду, что глубина денудационного среза в этих районах пока недостаточна для вскрытия даже их апикальных частей (Ковальский, 1963; Ковальский и др., 1969; Брахфогель, Ковальский, 1970; Никишов и др., 1970). Форма кимберлитовых интрузий изменяется от типично дайковой до неправильно-изометричной (штоковидной). В Чомурдахском поле дайки являются единственной формой интрузивных тел, в обоих Укукитских полях —

особенностью полей, а скорее всего свидетельствуют о недостаточной их изученности и указывают на возможность обнаружения в пределах таких полей по крайней мере еще нескольких кимберлитовых тел. В качестве примера можно привести Мало-Ботуобинское поле, где длительное время были известны только две кимберлитовые трубки («Мир», «Спутник»), тогда как в других полях было уже обнаружено от 9 до 40 и более кимберлитовых тел. Считалось, что Мало-Ботуобинское поле является исключением, но дальнейшие геологопоисковые работы опровергли это мнение, так как, спустя несколько лет, в его пределах был выявлен еще ряд кимберлитовых тел.

По морфогенетическим признакам все кимберлитовые тела подразделяются на два типа: интрузивные (дайки и штоки) и взрывные (трубки взрыва, их апофизы и жилы, представляющие собой результат заполнения кимберлитовой брекчий трещин, существовавших до формирования жерловых каналов или возникших при их образовании). В Мало-Ботуобинском, Алакитском,

резко преобладающей, в Куонапской группе полей — подчиненной и изредка встречающейся. Штоковидные тела появляются в Укукитских полях и составляют основную массу интрузивных тел в пределах Куонапской группы полей. При этом следует указать, что и средние размеры их на дневной поверхности возрастают в этом же направлении.

Эксплозивные тела также изменчивы по форме и величине. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы показывают, что площади поперечных сечений кимберлитовых трубок на дневной поверхности уменьшаются с юга на север (от Мало-Ботубинского поля к Старореченскому), а форма их в плане изменяется от изометричной или субизометричной до неправильной и резко удлинённой.

Помимо изменения формы, размеров и количественных соотношений интрузивных и эксплозивных тел с юга на север провинции, в этом же направлении наблюдаются и отчетливые изменения состава магматических образований, слагающих эти тела. Так, в Чомурдахском поле все интрузивные тела сложены исключительно кимберлитом. В Укукитских полях, кроме этого, появляются отдельные дайки оливиновых мелилититов. В группе Куонапских полей, где около половины известных кимберлитопоявлений представлено различными интрузивами, установлены тела, сложенные, помимо кимберлитов, оливиновыми мелилититами, монтичеллитовыми и пироксеновыми альнеитами, слюдястыми перидотитами и серпентинитами. Наблюдаются отчетливые изменения и в составе самих кимберлитов. Особенности петрографии, минералогии и химизма перечисленных пород позволяют полагать, что они представляют собой единый петрогенетический ряд, крайними членами которого являются кимберлит и перидотит.

Кимберлитовые брекчии, выполняющие трубки и другие тела в южных и северных районах провинции, также несколько различаются между собой по составу и структурно-текстурным особенностям. В кимберлитовых брекчиях северных районов содержится больше двуокиси титана, суммарного железа, пятиокиси фосфора и некоторых других компонентов. С юга на север в кимберлитовых трубках меняется текстура кимберлита-цемента брекчии от массивной к автолитовой, изменяются состав и соотношение ксенолитов и т. п.

Различаются кимберлитовые трубки южных и северных районов провинции также и по содержанию алмазов, их кристалломорфологическим особенностям, среднему весу одного кристалла и некоторым другим свойствам. В интрузивных телах алмазы отсутствуют.

Описанные выше существенные различия в морфогенетических типах, строении, составе и алмазоносности кимберлитовых тел южных и северных районов объясняются различными исследователями по-разному.

В. А. Милашев (1965, 1972) привлекает для объяснения названных различий гипотезу фациальной зональности. По его мнению, в алмазоносных провинциях, в том числе и на Сибирской платформе, существуют закономерно возникшие концентрические структурно-фациальные зоны, в пределах которых располагаются кимберлиты четырех субфаций: алмазной, преимущественно алмазной и отчасти пироповой, преимущественно пироповой и отчасти алмазной, пироповой. Так, районы Мало-Ботубинского, Алакитского, Далдынского и Верхне-Мунского полей являются областью развития кимберлитов алмазной субфации. В пределах Огоньор-Юряхского, Восточно- и Западно-Укукитского, Куранахского и Лучаканского полей локализованы кимберлиты преимущественно алмазной и отчасти пироповой субфации. В Ары-Мастахском, Старореченском и Чомурдахском полях развиты кимберлиты преимущественно пироповой и отчасти алмажной субфации, а в Куойкском, Мерчимденском, Молодинском и Толуопском полях — пироповой субфации. Глубина заложения кимберлитовых трубок, определяющая, по мнению В. А. Милашева, алмазоносность кимберлитовых пород, уменьшается от районов раз-

вития кимберлитовых тел алмазоносной субфации к районам, где развиты тела только пироповой субфации.

Вслед за В. А. Милашевым идею концентрической фациальной зональности кимберлитового магматизма поддерживают и развивают Ф. В. Каминский (1972) и некоторые другие исследователи.

Н. Н. Сарсадских и В. А. Благулькина, отмечая существенные различия между кимберлитовыми телами южной и северной частей провинции, выделяют два основных типа кимберлитов (Сарсадских, Ровша, 1960; Сарсадских, 1968; Благулькина, 1969). Указанные различия они связывают с неодинаковой глубиной заложения мантийных магматических очагов и соответственно с разным составом и алмазоносностью пород мантии, а также с неодинаковой мощностью земной коры. Алмазоносные кимберлиты южных районов провинции образуются, по их мнению, на более значительных мантийных глубинах, чем слабоалмазоносные кимберлитовые тела северных районов провинции.

Авторы настоящей работы считают, что существование различных морфогенетических типов кимберлитовых тел, закономерные изменения их форм, размеров, строения, состава и в значительной мере алмазоносности в направлении от южных частей провинции к северным являются выражением реально существующей вертикальной зональности размещения продуктов кимберлитового магматизма и форм их локализации. Эта вертикальная зональность проявляется на фоне возрастания величины денудационного среза кимберлитовых тел с юга на север (Рожков, Ковальский, 1965; Никишов и др., 1970; Ковальский и др., 1969, 1970; Брахфогель, Ковальский, 1970). Она заключается прежде всего в вертикальной неоднородности строения и состава каждого отдельного кимберлитового тела, отражающих на современной поверхности определенный глубинный уровень времени своего становления, а также в пространственных взаимоотношениях интрузивных и эксплозивных тел в пределах каждого кимберлитового поля. Интрузивные тела локализуются в нижних частях осадочного чехла (дайки — до 2000 м над кристаллическим фундаментом, штоковидные тела — до 1500 м) и фиксируют собой первый этап кимберлитового магматизма, независимо от времени его проявления. Эксплозивные тела (трубки) локализуются в осадочном чехле, прорезая его до палеоповерхности во время своего формирования, и фиксируют собой второй этап кимберлитового магматизма.

Таким образом, горизонтальная фациальная зональность, понимаемая В. А. Милашевым как отражение сложных термодинамических превращений и подкоровой миграции мантийного вещества (Милашев, 1968а, б), по нашим представлениям, является «разверткой» упомянутой вертикальной зональности в горизонтальном плане. Основным фактором, обеспечивающим подобную «развертку», является денудационный срез, возрастающий с юга на север. Величины среза составляют: на Мало-Ботубинском поле — 200 м, на Алакитском — 650, на Далдынском — 900, на Верхне-Мунском — 1300, на Чомурдахском, Западно-Укукитском, Лучаканском — 1800, на Дюкенском — 2400 и на Ары-Мастахском — 2800 м (Брахфогель, Ковальский, 1970). Столь контрастные величины позволяют с уверенностью полагать, что по мере продвижения с юга на север провинции на дневной поверхности обнажаются все более и более глубокие горизонты кимберлитовых тел. Из этого следует, что современное положение кимберлитовых тел в схеме вертикальной зональности не является случайным, а закономерным, причем эта закономерность является одной из важнейших особенностей пространственного размещения кимберлитовых тел на Сибирской платформе.

Весьма большое значение для выяснения особенностей распределения кимберлитового магматизма во времени и принадлежности его к тем или иным тектоно-магматическим циклам имеет возраст кимберлитовых тел. Данным вопросом занимались Ф. Ф. Брахфогель, В. В. Еловских,

В. Т. Изаров, И. П. Илупин, В. В. Ковальский, В. Ф. Кривонос, Б. Н. Леонов, В. А. Милашев, В. И. Михеенко, Н. И. Ненашев, Б. И. Прокопчук, И. С. Рожков, Н. Н. Сарсадских, А. Д. Харьков, В. Н. Шукин, Е. Д. Черный и др.

Количество эпох кимберлитообразования, выделяемых различными исследователями, колеблется в довольно широких пределах. Так, В. И. Михеенко и Н. И. Ненашев (1961) полагают, что все кимберлитовые тела провинции сформировались в один этап (послеюрский). В. В. Еловских допускает существование двух главных эпох кимберлитообразования, связанных с двумя крупнейшими эпохами тектонических движений на Сибирской платформе: позднекаледонской (средний палеозой) и мезозойской (поздняя юра — ранний мел и, возможно, триас). В. В. Еловских отмечает также, что эти разновозрастные кимберлиты принадлежат также и к двум различным формациям, причем среднепалеозойская формация ультраосновных или ультраосновных — щелочных алмазоносных кимберлитов локализована в южной части провинции, а мезозойская формация щелочно-ультраосновных слабоалмазоносных кимберлитов — в северной. В. Ф. Кривонос (1971) выделяет четыре эпохи кимберлитообразования: послераннетриасовую, раннеюрскую (ранне-лейасовую), позднеюрскую и позднеюрскую — раннемеловую. Большинство же исследователей сходятся в мнении о существовании трех эпох кимберлитообразования.

Наиболее ранняя из них (среднепалеозойская) датируется различными исследователями по-разному. Одни считают ее позднесилурийской — раннедевонской (Сарсадских, Благулькина, 1968; Еловских, 1973; и др.), другие — девонской — карбоновой (Изаров и др., 1963; Харьков, 1967), третьи — ранне-среднекарбоновой (Ковальский и др., 1969). В первом случае проявления кимберлитового магматизма относятся к позднекаледонскому тектоно-магматическому циклу, а во втором — к раннегерцинскому. Данная эпоха представлена кимберлитовыми телами Мало-Ботуобинского, Алакитского, Далдынского и, по-видимому, Верхне-Мунского полей. По мнению В. В. Ковальского и Ф. Ф. Брахофогеля, сейчас уже можно уверенно говорить о раннекарбонном времени образования кимберлитов указанных полей. Вторая эпоха кимберлитообразования начинается в среднем — позднем триасе и, видимо, завершается в самом начале юрского времени. В эту эпоху образовались многочисленные кимберлитовые тела Чомурдахского, Западно- и Восточно-Укукитского, Куранахского, Лучаканского и всех Куонапских полей. Третья, наиболее поздняя, эпоха — позднеюрская — раннемеловая проявилась в пределах Куойкского, Мерчимденского, Молодинского и Толуопского кимберлитовых полей.

К настоящему времени вопрос о периодизации проявлений кимберлитового магматизма на разобщенных площадях в общих чертах уже решен и дискуссионными остаются лишь некоторые моменты (точные временные границы отдельных эпох, возраст тех или иных тел и др.). Однако вопрос о возможности неоднократного проявления кимберлитового магматизма на одной и той же территории, т. е. вопрос о возможности сосуществования разновозрастных кимберлитовых тел в пределах одного поля, до сих пор остается открытым. Так, В. Ф. Кривонос (1971) полагает, что на Оленекском поднятии, где развиты кимберлитовые проявления третьей (позднеюрской — раннемеловой) эпохи, в дальнейшем могут быть обнаружены кимберлитовые тела всех трех эпох кимберлитообразования.

Сопоставление времени проявления кимберлитового и траппового магматизма на востоке Сибирской платформы показывает наличие между ними четкой связи. Кимберлитообразование относится к тем же тектоно-магматическим циклам, что и трапповый магматизм, но проявляется несколько позднее в периоды затухания траппового магматизма. Эта осо-

бенность имеет важное значение при определении закономерностей пространственного распределения кимберлитовых тел.

Говоря о роли структурного фактора в процессе кимберлитообразования, следует отметить, что почти все исследователи, занимавшиеся изучением закономерностей пространственного размещения кимберлитовых тел на Сибирской платформе (И. П. Атласов, А. А. Арсеньев, А. М. Абельский, В. М. Барыгин, Ф. Ф. Брахфогель, Б. М. Владимиров, А. Г. Дьяков, В. В. Еловских, Л. Н. Зведер, Л. И. Зимин, А. А. Каденский, М. А. Крутойярский, В. В. Ковальский, Л. Н. Леонтьев, В. А. Милашев, К. Н. Никишов, М. М. Одинцов, А. А. Панкратов, И. С. Рожков, В. С. Соболев, Л. Г. Страхов, В. С. Трофимов, Г. Х. Файнштейн, Ю. М. Шейнман, В. Н. Шукин, Е. Д. Черный, Н. В. Черский и др.), отмечают несомненную связь распределения проявлений кимберлитового магматизма с глубинными разломами и дизъюнктивами осадочного чехла. Однако при оценке роли разрывных нарушений в процессах образования кимберлитовой магмы и формирования кимберлитовых тел мнения исследователей расходятся. Одни из них отводят глубинным разломам роль только подводящих каналов и считают, что в формировании кимберлитовых глубинные разломы сами по себе никакого участия не принимают (Шейнман, 1956; Соболев, 1960; Милашев, 1965, 1971; Страхов, 1971; Одинцов, Владимиров, 1972). Другие считают, что глубинные разломы являются не только подводящими каналами, но и местами формирования кимберлитовых расплавов, происходящего в прямой связи с развитием разломов (Леонтьев, Каденский, 1957; Васильев и др., 1961, 1968; Рожков, Ковальский, 1965; Трофимов, 1967; Сарсадских, 1968; и др.). В. В. Еловских, помимо этого, полагает, что глубинный контроль размещения районов проявления кимберлитового магматизма заключается и в приуроченности этих районов к приподнятым по глубинным разломам блокам земной коры и верхней мантии, причем благоприятным фактором является наиболее высокое гипсометрическое положение внутримантийной границы раздела сред (M_2). Многие исследователи полагают, что зоны крупных глубинных разломов фундамента являются единственными факторами, контролирующими распределение кимберлитовых тел в пределах провинции, причем кимберлитовые поля, по их мнению (в том числе по мнению В. В. Еловских), тяготеют к участкам пересечения разломов различных направлений.

Относительно роли различных нарушений осадочного чехла в кимберлитовом магматизме мнения исследователей также неоднозначны. Одни признают определенную роль в контроле размещения кимберлитовых тел только за разрывными нарушениями (Крутойярский и др., 1959; Милашев и др., 1963; Эрлих, 1963; и др.), другие, признавая существенное значение дизъюнктивов, не менее важную роль отводят и пликативным нарушениям (Атласов, 1957; Ковальский, 1963; Рожков, Ковальский, 1965; Страхов, 1971; и др.).

Наличие в восточной части Сибирской платформы нескольких эпох кимберлитообразования согласуется с данными о существовании нескольких возрастных генераций глубинных разломов, или этапов обновления древних разломов, и повторных внедрений по ним магматических расплавов в более поздние геологические эпохи (Мокшанцев и др., 1968). Весьма интересной является отчетливо намечающаяся закономерность, выраженная в приуроченности кимберлитовых полей к участкам резких перегибов чехла, разграничивающих крупные положительные и отрицательные структуры платформы. Этим перегибам, очевидно, соответствуют глубинные разломы, по которым, по мнению В. В. Ковальского, в разное время перемещались крупные жесткие блоки фундамента. При исследовании геологического положения кимберлитовых тел и их размещения в осадочном чехле выяснилось, что кимберлитовые тела приурочены к наиболее ослабленным структурным элементам платформы (флексурным пе-

регионам, крыльям антиклиналей и синклиналей и т. д.). Это показывает, что структуры осадочного чехла, наряду с глубинными разломами, играют значительную роль в контроле пространственного размещения кимберлитовых тел.

Расположение кимберлитовых тел относительно мелких пликативных структурных форм осадочного чехла остается пока в значительной степени невыясненным. Вместе с тем установлено, что многие трубки приурочены к поднятиям или наиболее ослабленным зонам структурных элементов третьего и более высоких порядков. Данные такого рода получены в результате обычных геологоразведочных работ и могут быть оценены как предварительные. Специальных детальных исследований по выявлению связи пространственного размещения кимберлитовых тел со структурным планом районов их локализации до сих пор не производилось.

Анализ особенностей размещения кустов или групп кимберлитовых тел относительно региональных глубинных разломов показывает, что они далеко не всегда располагаются в осевых частях разломов. Чаще всего кимберлитовые тела находятся в удалении от оси разлома. В таких случаях, как показано В. Н. Щукиным и др. (1969) для Мало-Ботуобинского поля, они связаны с разрывными нарушениями, оперяющими глубинные разломы. Об этом свидетельствует ориентировка длинных осей кимберлитовых трубок в отдельных группах, кустах или цепочках.

Заканчивая краткий обзор представлений о закономерностях изменения фациальных особенностей и размещения кимберлитовых тел на северо-востоке Сибирской платформы, следует подчеркнуть, что авторы признают в этом вопросе ведущую роль двух факторов: структурного контроля и вертикальной зональности проявлений кимберлитового магматизма. Необходимо отметить, что постановка и решение вопросов структурного и глубинного контроля проявлений кимберлитового магматизма в комплексном виде осуществляется впервые.

ГЛАВА II

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАВИМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ И МЕТОДИКА ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Глубинное строение рассматриваемой части Сибирской платформы изучено еще крайне слабо и неравномерно. Достоверные данные о глубине залегания фундамента получены в результате бурения всего четырех скважин. Остальную информацию о рельефе кристаллического фундамента, глубинных разломах, нескрытых интрузивных телах, внутреннем строении фундамента и морфологии глубинных границ раздела земной коры несут в себе главным образом аэромагнитные и гравиметрические данные в совокупности с сейсмическими и магнитотеллурическими исследованиями. Последние, к сожалению, выполнены лишь в крайней юго-западной части изучаемого региона и в небольшом объеме.

Структура геофизических полей, характеризующих отдельные участки территории, существенно различна. В то же время на ней четко выделяются несколько областей с относительно однородным строением гравитационного и магнитного полей: Оленекская, Тунгуская, Анабарская, Лено-Виллюйская, Тунгусская и Предверхоаянская.

Оленекская область характеризуется довольно спокойным магнитным полем с напряженностью аномалий, редко превышающей 1,0—1,5 мГ. Магнитное поле области представлено широкими и четкими, но слабыми по интенсивности дугообразными положительными и отрицательными

аномальными зонами преимущественно север-северо-восточного простирания. Дугообразные аномалии на отдельных участках, расположенных по линиям субширотного простирания, испытывают смещения и нарушения простираний.

Восточной части области свойственны общая повышенная напряженность и более высокая дифференцированность магнитного поля, а также северо-западное простирание аномалий. Наиболее интенсивная и крупная аномалия подобного типа пространственно связана с Кютюнгинским грабеном. Для западной части Оленекского поднятия характерно спокойное положительное магнитное поле. Граница между восточной и западной частями проходит, вероятно, по разлому субмеридионального простирания.

Магнитное поле Оленекской области осложнено влиянием вскрытых эрозией или слепых даек и полей траппов. По аэромагнитным данным, дайки траппов и пластовые интрузии слагают широкую полосу северо-западного простирания, а также прослеживаются в виде отдельных цепочек северо-восточного простирания.

Особое место в Оленекской области занимает Уджинская региональная положительная аномалия, которая имеет субмеридиональное простирание и по конфигурации отличается от других аномалий области. Она связывается К. Б. Мокшанцевым и др. (1964) с мощной зоной глубинных разломов. К аномальным (на общем фоне магнитного поля) структурам относятся и небольшие локальные магнитные аномалии, часть которых при проверке горными работами оказалась обусловленной кимберлитовыми трубками.

Гравитационное поле в Оленекской области в отличие от магнитного характеризуется сильной дифференцированностью. Особенно расчленено оно в восточной части области. Здесь наблюдается система относительно узких и протяженных аномалий различного знака, вытянутых в северо-западном направлении. В западной части области поле силы тяжести относительно спокойное и выражено крупными аномалиями субширотного простирания, осложненными слабо выраженными локальными аномалиями. На севере гравитационное поле понижается и в нем появляются разнонаправленные аномалии.

Магнитное поле *Тюнгской области* отличается четкой зональностью и сочетанием аномалий различных простираний, напряженности и формы. Северную и западную части области занимает дугообразная зона отрицательного магнитного поля, отдельные аномалии которой подчиняются ее общему простиранию. К этой же зоне с внутренней стороны, повторяя ее простирание, примыкает положительная магнитная аномальная зона, состоящая из крупной субмеридиональной аномалии и ряда более мелких аномалий северо-восточного и субширотного простираний.

Аналогичное дугообразное строение имеет магнитное поле на юге и юго-востоке, где также могут быть выделены в направлении от центра области к ее периферии зоны отрицательных значений напряженности магнитного поля, в которых простирание отдельных аномалий согласуется с простиранием самих зон, а также положительная зона, где отдельные аномалии ориентированы в достаточной степени произвольно. Расположенный во внутренней части Тюнгской области участок характеризуется мозаичным магнитным полем, состоящим из чередующихся положительных и отрицательных аномалий изометричной или несколько вытянутой формы.

Магнитное поле Тюнгской области осложняется, кроме того, изометричными аномалиями высокой интенсивности, по-видимому, связанными с нескрытыми массивами изверженных пород, возможно, щелочного состава. Кроме того, отмечается большое количество линейно-вытянутых аномалий северо-восточного простирания «даечного» типа, соответствующих дайкам траппов Вилюйско-Мархинской зоны разломов.

В гравитационном поле Тюнгская область характеризуется очень крупными, относительно пологими аномалиями, расположенными в ее западной, северной и южной частях. В центральной части области поле силы тяжести несколько повышено, и аномалии не имеют закономерной ориентации.

Для Анабарской области характерно чередование широких региональных положительных и отрицательных полосовидных аномалий, протягивающихся иногда на несколько сот километров. Эти аномалии часто фигурируют в литературе под названием «аномалий анабарского типа». Строение магнитного поля в пределах положительных или отрицательных зон очень сложное и неоднородное. Отмечается скачкообразное изменение интенсивности аномалий и величины горизонтального градиента. Интенсивность отдельных аномалий может достигать 3,0—3,5 мэ.

В целом Анабарскую область можно подразделить на 3 района, из которых северо-западный охватывает территорию Анабарского массива и участки, расположенные западнее и южнее его. Именно этот район является типовым для всей Анабарской области. Магнитные аномалии здесь имеют северо-западное и север-северо-западное простирание. В связи с выходами фундамента на поверхность или неглубоким его залеганием магнитное поле этого района характеризуется наибольшей дифференцированностью и интенсивностью.

В бассейне верхнего течения р. Муны Анабарская область разделяется на западную и восточную ветви, огибающие с севера, востока и запада Тюнгскую область аномального магнитного поля.

В восточной ветви магнитные аномалии при движении с севера на юг меняют простирание с северо-западного на субширотное, а затем восточные долины р. Муны снова принимают северо-западное направление. Они отличаются здесь высокой интенсивностью, большими значениями горизонтального градиента и резкой дифференцированностью. Часто внутри аномальных зон одного знака наблюдаются аномалии другого знака. Аномальные зоны изменяют свою ширину и простирание вплоть до появления локальных осложнений поля, ориентированных вкрест простирания самих зон.

Западная ветвь аномалий анабарского типа в южном направлении приобретает субмеридиональное простирание. Для нее характерны меньшая дифференцированность магнитного поля, малые значения горизонтального градиента, выдержанность аномалий по простиранию. В некоторых местах намечается горизонтальное смещение аномальных зон.

Гравитационное поле Анабарской области также резко дифференцировано. Свойственные ему широкие аномалии на севере ориентированы в соответствии с простиранием магнитных аномалий и прослеживаются на сотни километров. В южной части области сходство гравитационного и магнитного полей теряется, и гравитационные аномалии принимают сложные очертания и ориентировку.

Магнитное поле Лено-Виллюйской области имеет сложное строение. Юго-восточная половина области характеризуется положительными региональными субмеридиональными аномалиями, отличающимися от аномалий анабарского типа значительно меньшей протяженностью, большей шириной и невыдержанными простираниями. В целом эти аномалии образуют единую зону северо-восточного простирания, которая на юго-востоке, за пределами характеризуемой территории, сливается с зоной положительного магнитного поля Алданской области. Северо-западной половине Лено-Виллюйской области свойственно отрицательное слабо дифференцированное магнитное поле. Помимо этого в рассматриваемой области распространены отдельные положительные аномалии изометричной формы и даечного типа.

Весьма типично для Лено-Виллюйской области практически прямое совпадение характера гравитационного и магнитного полей. На северо-

западе гравитационные аномалии расплывчатые и не имеют определенной ориентировки; на юго-востоке они имеют те же простирания, что и магнитные, но менее дифференцированы.

Восточная часть *Тунгусской области* резко отличается от ранее описанных областей мозаичным строением гравитационного и магнитного полей. Аномалии характеризуются здесь относительно небольшой интенсивностью, но значительными горизонтальными градиентами. Они обусловлены траповыми телами и как бы наложены на более крупные малоамплитудные аномалии, отражающие глубинное строение территории. На севере рассматриваемой области выделяется несколько интенсивных протяженных линейных аномальных зон с несовпадающими знаками гравитационных и магнитных аномалий.

Предверхоаянская область, включающая собственно Предверхоаянский и Лено-Анабарский прогибы, в магнитном поле выражена пониженными значениями, и лишь на севере, в низовьях р. Лены и вблизи побережья моря Лаптевых, в ней имеется несколько довольно интенсивных изометричных или эллиптических аномалий, расположенных без какого-либо закономерного порядка. Гравитационное поле в отличие от магнитного здесь относительно дифференцировано. В нем выделяются крупные и интенсивные аномалии различных знаков субмеридионального и субширотного простираний, веерообразно расходящиеся от района Уджинского поднятия. Качественная и количественная интерпретация гравиметрических и магнитных материалов производилась по возможности в комплексе с другими геолого-геофизическими данными (МОВ, МТЗ, ТСЗ и др.), а также с учетом результатов глубокого бурения.

Качественная интерпретация осуществлялась путем анализа взаимоотношений гравитационного и магнитного полей между собой, положения в плане и соотношения аномалий, их интенсивности, степени затухания, морфологии, простираний и главным образом непосредственного сопоставления с геологическим строением конкретных регионов. Так, на территории Анабарского массива, где породы фундамента выходят на поверхность, устанавливается хорошая сходимость зон положительных магнитных аномалий с образованиями далдынской и верхнеанабарской серий, а отрицательных — с породами хапчанской серии и верхнеламуйского комплекса (Лутц и др., 1962). Границы между разновозрастными сериями метаморфических пород определяются зонами разломов, которые в магнитном поле отражаются в виде цепочек линейно-вытянутых аномалий или магнитометрических градиентов. Эта надежная геологическая привязка позволяет однозначно интерполировать строение фундамента в районах развития аномалий анабарского типа даже там, где осадочный чехол достигает значительной мощности.

Аналогичные сопоставления произведены для Алданского щита, где область развития пород иенгурской серии четко фиксируется в магнитном поле своеобразной мозаичной дуговой структурой, в то время как более молодым сериям архея отвечает поле, близкое к анабарскому (Лутц и др., 1962; Штех, 1965; Еловских, 1972; и др.).

При сопоставлении геологических и геофизических материалов подчеркнута связь между глубиной залегания фундамента и степенью дифференцированности потенциальных полей. Чем глубже залегает кристаллическое основание, тем более расплывчат характер аномалий вплоть до полного исчезновения локальных модификаций. При плавном погружении фундамента заметно постепенное выравнивание потенциальных полей. В случае наличия выступа фундамента в погруженной области гравитационное и магнитное поля приобретают черты, сходные с полями, свойственными выходам кристаллических пород на дневную поверхность (Суитарский выступ). Грабенообразные образования фундамента в магнитном поле выражены резким изменением интенсивности аномалий, а в гравитационном — резкими градиентами.

В целом магнитное поле обладает более высокими разрешающими способностями. Так, узкие и протяженные пилообразные аномалии всегда совпадают с дайками траппов, а изометричные — с локальными телами основного и щелочного состава. Обычно эти крупные тела фиксируются и в гравитационном поле, что способствует определению их состава.

Особо следует отметить критерии выделения разломов. Анализ геолого-геофизических материалов показал, что разломам, как правило, отвечают следующие основные элементы и особенности строения магнитного и гравитационного полей:

1) узкие линейно-вытянутые интенсивные положительные аномалии или их цепочки, связанные с разломами фундамента или дайковыми сериями трапповой формации;

2) резкие протяженные градиенты между линейными аномалиями разного знака;

3) изменение характера потенциального поля вдоль достаточно протяженной линии;

4) резкая смена ориентировки аномалий в региональном плане;

5) «подвороты», смещения, а также пережимы или сужения аномалий господствующего простираения вплоть до их разрыва на достаточно протяженной линии, ориентированной вкрест господствующего простираения;

6) линейное развитие изометричных аномалий, связанных с пластовыми телами трапповой формации или интрузивами щелочного состава;

7) резкие градиенты изменения интенсивности потенциальных полей.

По особенностям структуры гравитационного и магнитного полей можно судить об очередности (времени) заложения разломов. Например, если разлом выделяется по «пережимам» аномалий или их подворотам, то он заложился позже разлома, выделенного по самим аномалиям.

Определенная трудность возникает при проведении разломов по полосовым аномалиям. При региональных построениях они обычно приводятся по оси аномалий. Если же анализируется материал детальных исследований, а аномалии имеют ширину 30—100 км, то вопрос решается значительно сложнее. После тщательного изучения гравитационного и магнитного полей в областях выходов кристаллических пород был сделан вывод о том, что главные зоны разломов совпадают с зонами максимальных градиентов рассматриваемых потенциальных полей, т. е. проходят по краям широких полосовых аномалий.

Следует особо отметить, что крупномасштабные карты ΔT_a и Δg позволяют выделять сеть мелких опережающих разломов, которые, как будет показано в последующих главах, являются важным и необходимым фактором для формирования кимберлитовых тел и их кустов.

В целом качественная интерпретация магнитных и гравитационных аномалий различной конфигурации и количественные данные о физических свойствах пород позволяют выделить:

1) региональные аномалии, отображающие внутреннее строение кристаллического фундамента как закрытых, так и обнаженных участков Сибирской платформы;

2) аномалии пилообразной формы, соответствующие областям развития пород трапповой формации;

3) линейно-вытянутые аномалии «дачного» типа, отвечающие дайкам основных или щелочных пород (в том числе и нескрытых эрозией);

4) сложные аномалии изометричной формы над массивами щелочных и других магматических пород (в том числе и не выведенных на дневную поверхность);

5) локальные магнитные аномалии «трубчатого» типа;

6) элементы и особенности строения гравитационного и магнитного полей, отражающие разломы различных категорий и глубин заложения;

7) чередование участков пониженной и повышенной интенсивности полей, отражающее поднятия и прогибы фундамента.

Количественной интерпретации были подвергнуты как гравитационные, так и магнитные аномалии. При этом степень детальности обработки зависела от поставленных задач. Для выяснения глубины залегания поверхности фундамента использованы в основном расчеты положения верхних кромок магнитных тел. Гравиметрическое аномальное поле рассматривалось в основном качественно. При выяснении морфологии глубинных границ раздела земной коры гравиметрическое поле, наоборот, легло в основу всех расчетов.

Методические приемы вычисления глубин залегания искомым поверхностям подробно изложены в ранее опубликованных работах и других главах данной монографии (Мокшанцев и др., 1964, 1968; Штех, 1965, 1967, 1972а); в настоящей главе приводятся только принципиальные вопросы методики геологической интерпретации материалов.

Вычисление глубин залегания фундамента по аэромагнитным аномалиям, как правило, осуществлялось по 5—7 методам с последующим осреднением полученных результатов. Резкие отскоки исключались из осреднения «волевым» методом. Расчленение верхних кромок магнитных тел по «этажам» производилось с помощью вариационных графиков и, где это было возможно, по материалам бурения, сейсмическим и магнитотеллурическим данным.

Для района Оленекско-Мунского блока и Лено-Анабарского прогиба преимущество при расчете глубин залегания фундамента было отдано гравиметрическому методу; расчеты производились путем последовательного вычитания гравитирующего эффекта каждой плотностной границы раздела осадочного чехла (Штех, 1972).

В южной части Ботуобинской седловины и в Предпато́мском прогибе значительное место при определении глубин и морфологии фундамента отдано результатам МТЗ.

В заключение еще раз необходимо подчеркнуть, что при построении границ раздела земной коры, выделении разломов и других построениях был использован весь комплекс геолого-геофизических материалов, имевшихся в распоряжении авторов настоящей работы.

ГЛАВА III

ТЕКТОНИКА

Имеющиеся в настоящее время геолого-геофизические данные показывают, что на востоке Сибирской платформы выделяются три крупнейших структурно-формационных, или, иначе говоря, структурно-вещественных, этажа, представляющих собой реальные объемные геологические тела, существенно (качественно) различающиеся по истории своего развития, строению и другим признакам, а соответственно и набору связанных с ними месторождений полезных ископаемых (Мокшанцев, 1968, 1971; Мокшанцев и др., 1968, 1971а, 1971б; Нужнов, 1970).

Нижний, наиболее древний, этаж отвечает кристаллическому фундаменту платформы. Он сложен глубоко метаморфизованными породами архея, возраст которых превышает 2,5—2,6, а возможно, и 3,0 млрд. лет.

Второй — орогенный, или так называемый промежуточный, этаж платформы выделен как самостоятельная структурная единица, по существу, лишь в самые последние годы, в первую очередь благодаря работам якутских геологов. Он начал формироваться, по-видимому, еще в конце архея, после завершения главных процессов консолидации архейского

кристаллического фундамента. В целом этот этаж охватывает метаморфические, осадочные и магматические образования позднего архея, раннего и среднего протерозоя, развитие которых продолжалось примерно 1300—1500 млн. лет и завершилось в начале рифея (1200—1400 млн. лет назад). Продолжительность орогенного этапа вполне сопоставима с длительностью развития не только чехла платформы, но и ее кристаллического фундамента.

На основании материалов, полученных на Сибирской платформе, главным образом на Алданском щите и Анабарском массиве, а также на других древних платформах, в настоящее время выяснено, что орогенный этап имеет крупнейшее значение в строении этих древнейших структурных элементов земной коры, поскольку с ним связано проявление очень интенсивных и своеобразных геологических процессов, предопределяющих образование весьма разнообразных по составу месторождений полезных ископаемых типа Витватерсрандского месторождения золота в Африке, ряда крупных железорудных месторождений Канады и т. п.

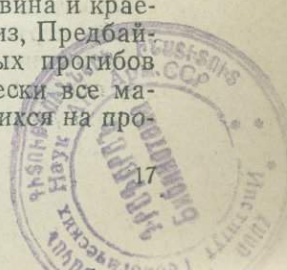
В составе орогенного структурного этажа востока Сибирской платформы выделены главным образом по материалам, полученным на Алданском щите, три структурных комплекса — протоорогенный, или первичноорогенный (эпипротогеосинклинальный), включающий позднерифейские — раннепротерозойские образования борсалинской, субганской и одновозрастных им серий, и два дейтероорогенных, или повторноорогенных, комплекса — удоканский и маймаканский, охватывающих нижне-среднепротерозойские отложения, включая местами, возможно, нижний рифей (Мокшанцев и др., 1971а, 1971б; Нужнов, 1968; Петров, 1971, 1972; и др.).

1067 На северо-востоке платформы выходы нижнего протоорогенного комплекса достоверно не установлены, хотя не исключена возможность, что к ним относятся некоторые магматические образования и зоны диафтореза Анабарского массива, выделявшиеся ранее в верхнеломуйскую серию. Дейтероорогенному удоканскому комплексу Алданского щита отвечает эйекитская серия Оленекского свода и одновозрастные ей магматические образования Анабарского массива (Мокшанцев, 1968; Нужнов, 1968; Шпунт, 1970). Маймаканский комплекс представлен на склонах Анабарского массива, Оленекском своде и Уджинском поднятии только верхней своей частью, т. е. нижним рифеем (мукунская и котуйканская свиты Анабара и их аналоги). Однако в отличие от Алданского щита нижний рифей связан здесь со средним непрерывными переходами и поэтому условно отнесен к основанию чехла.

Верхний, наиболее детально изученный, собственно платформенный структурно-вещественный, этаж исключает чехол платформы и охватывает осадочные и магматические образования от нижнего — среднего рифея и до кайнозоя включительно. Он начал формироваться 1200—1400, а возможно, и 1650 млн. лет назад и разделяется на три структурных комплекса — позднепротерозойский (рифейский), отвечающий стадии ранних синеклиз, ранне-среднепалеозойский, отвечающий стадии зрелых синеклиз, и позднепалеозойский — мезозойский, отвечающий стадии поздних синеклиз (Мокшанцев, 1971).

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Основными структурными элементами рассматриваемой части платформы являются Анабарская антеклиза, Ботуобинская седловина и краевые части обрамляющих их Тунгусской и Вилюйской синеклиз, Предбайкальского, Предверхоянского и Лено-Анабарского краевых прогибов (см. рис. 6). Для их характеристики использованы практически все материалы геологосъемочных и тематических работ, проводившихся на про-



тяжении последних 10—15 лет геологами Амакинской и Ботубинской экспедиций и других организаций.

Характеристика строения большей части Анабарской антеклизы дается ниже главным образом по кровле джахтарского горизонта майского яруса среднего кембрия, к которому Л. А. Зиминым методом схождения были приведены различные, прослеженные в процессе геологосъемочных и тематических работ опорные поверхности нижнего палеозоя.

Позднепротерозойский структурный комплекс

К этому комплексу отнесены образования мукунской и билляхской свит восточного склона Анабарского массива, улаханкурунгская, унгуохтахская и хатчаньрская свиты Уджинского поднятия, сыгынахтахская, кютюнгинская, арымасская, дебенгдинская, хайпахская свиты Оленекского свода и джербинская свита Предбайкальского прогиба.

Границы распространения позднепротерозойских отложений примерно совпадают с контурами Анабарского массива и наиболее приподнятыми частями Оленекского свода и Уджинского блокового поднятия. Относительно неглубокое залегание отложений рифея предполагается на Сектеляхском поднятии и Салабынском выступе.

На восточном склоне Анабарского массива отложения мукунской и билляхской свит, залегающие с резким угловым несогласием на размытой поверхности архея, образуют сравнительно полого наклоненную к востоку-северо-востоку моноклиаль общего север-северо-западного простирания. Моноклиаль усложнена рядом флексур и структурных террас, также имеющих север-северо-западную ориентировку. Длина флексур 10—60 км и более, амплитуда достигает 260—300 м, наклон измеряется первыми градусами. Структурные террасы слабо наклонены к востоку-северо-востоку и имеют размеры от 10×15 до 15×50 км. Закартированные на моноклинали немногочисленные разрывные нарушения имеют север-северо-западное и восток-северо-восточное простирание. Часть их выполнена дайками долеритов.

Уджинское поднятие, расположенное в бассейне среднего и верхнего течения р. Уджи, ограничено с запада, юга и востока разрывными нарушениями. Северная часть поднятия перекрыта мезозоем, однако, по данным аэромагнитной съемки, оно и здесь ограничено разломом субширотного простирания.

Протяженность Уджинского горстообразного поднятия, вытянутого в меридиональном направлении, 100—120 км, ширина 25—30 км. Вскрытая мощность позднепротерозойских отложений, смятых в субмеридиональную складку, превышает 2100 м.

К своду поднятия приурочены два массива (Томтор и Богдо) ультраосновных-щелочных пород ряда якупирангита — ювита кольцевого строения, а также некки, сложенные базальтовыми туфами пермотриасового возраста и круто падающие интрузии диабазов позднепротерозойского возраста (Осипова, Поршнов, 1966), залегающие согласно с вмещающими их дислоцированными позднепротерозойскими отложениями.

Оленекский свод включает Сололийское и Куойкско-Далдынское поднятия, разделенные относительно молодым (средне-позднепалеозойским) Кютюнгинским грабеном.

Центральная часть Сололийского поднятия, сложенная отложениями рифея, интенсивно раздроблена разломами различного, но преимущественно северо-западного простирания на огромное количество узких (иногда до 400 м и менее), но протяженных (нередко до 60—70 км) блоков с вертикальными амплитудами от 10 до 300 м и более; блоки нередко наклонены под разными углами относительно друг друга; в зависимости от глубины эрозионного среза в них, особенно в краевых частях поднятия, наряду с рифейскими выходят на поверхность более молодые вендские и

даже нижнекембрийские отложения. Отдельные разрывные нарушения проявляются и на склонах Сололийского поднятия в пермских, триасовых и даже юрских образованиях. Наклоны пластов рифея и венда внутри отдельных блоков составляют, по данным Б. С. Кутейникова и Л. М. Натапова (1962), 1—3°.

Среди магматических проявлений, относящихся ко времени формирования позднепротерозойского комплекса, на Сололийском поднятии известны силлы и дайки диабазов, а также неки базальтовых туфов (Кутейников и Натапов, 1962).

На Куойкско-Далдынском поднятии, расположенном в бассейне одноименных рек к юго-западу от Сололийского, отложения позднепротерозойского комплекса обнажаются в наиболее приподнятых участках Куойкского купола и на периферии Салабынского (Муоградского) выступа фундамента.

Как и на Сололийском поднятии, породы характеризуемого комплекса разбиты многочисленными разломами преимущественно северо-западного простирания. Блоки, ограниченные этими разломами, в результате радиальных перемещений денудированы в различной степени, поэтому проследить какой-либо опорный горизонт не представляется возможным.

Большинство разрывных нарушений относится к типу сбросов и наклонено под углами 75—85°. Амплитуда радиальных перемещений блоков 20—60, иногда до 180—200 м; протяженность разломов колеблется от 2 до 120 км; в среднем преобладают разрывы длиной 10—20 км.

О распространении отложений позднепротерозойского структурного комплекса под покровом более молодых образований можно судить по очень отрывочным геологическим и геофизическим данным (Мокшанцев, 1971; Мокшанцев и др.; 1968, 1971а; и др.). Резкое сокращение мощностей этих отложений или их отсутствие на поднятиях (например, на южном склоне Анабарского массива и на Мархинском мегавале) при одновременном резком увеличении мощностей и существенном изменении состава в прогибах (более 2100 м на Уджинском поднятии, образовавшемся в центральной части одноименного авлакогена) свидетельствует о том, что на северо-востоке платформы, как и в других ее частях, в позднем протерозое сохранялся дифференцированный рельеф, унаследованный от орогенного этапа, а тектонические движения были довольно интенсивными. В связи с этим накопление осадков рифея происходило главным образом в глубоких прогибах, перикратонных опусканиях, а также на склонах и в меньшей степени на сводах некоторых относительно слабо воздымавшихся поднятий. Можно, в частности, полагать, что крупные острова или архипелаги островов существовали в это время в центральной части Анабарского массива и в расположенной к югу от него части южного склона Анабарской антеклизы, а также на крайнем востоке платформы — на погруженных ныне частях Оленекского и, возможно, Мунского сводов.

Ранне-среднепалеозойский структурный комплекс

Этот комплекс включает два разделенных несогласиями структурных яруса, объем которых несколько меняется в субмеридиональном направлении. Нижний ярус на юге, в Предбайкальском прогибе и на южном склоне Анабарской антеклизы, включает вендские и ниже-среднекембрийские отложения, а на севере, в Суханской впадине и прилегающих к ней регионах, — венд и весь кембрий. Верхний ярус соответственно начинается на юге верхним кембрием, а на севере — нижним ордовиком; завершается он турнейским ярусом нижнего карбона. В составе этого структурного яруса выделяются два подъяруса (или самостоятельных яруса), граница между которыми местами проходит между силуром и девоном, чаще же между нижним и средним девоном.

Раннепалеозойский ярус, сложенный главным образом карбонатными и карбонатно-эвапоритовыми отложениями, распространен на северо-востоке платформы, как и в других ее частях, наиболее широко. Он почти целиком слагает Анабарскую антеклизу и Предбайкальский прогиб, а по отдельным глубоким скважинам и естественным выходам прослежен под чехлом более молодых отложений также на Ботуобинской седловине и в прилегающих синеклизах. Формирование этого яруса происходило в эпоху наибольшего выравнивания платформы, в связи с чем уже вендские отложения (старореченская, туркутская свиты и их аналоги) перекрывают большей частью с несогласием и базальными горизонтами в основании сплошным чехлом все более древние образования, залегая местами непосредственно на кристаллическом фундаменте. Отсутствуют они, насколько позволяют судить современные данные, лишь на участках, где уничтожены последующими процессами эрозии (например, на Анабарском массиве); только на Алданском щите в период их накопления, возможно, существовали отдельные участки низменной суши.

На северо-востоке платформы область сплошного распространения пород нижнего палеозоя примерно совпадает с контурами Анабарской антеклизы. Юго-западная граница последней определяется Вилюйско-Котуйской зоной глубинных разломов, юго-восточная граница — Вилюйско-Жиганской (Вилюйско-Мархинской) зоной глубинных разломов; с востока антеклиза ограничена Молодо-Сюнгюдинской зоной глубинных разломов, с севера — Лено-Анабарским прогибом. По отложениям раннепалеозойского яруса на Анабарской антеклизе выделяются Анабарский массив, Оленекский и Мунский своды, Суханская, Верхне-Силигирская, Верхне-Мунаканская и Линденская впадины, а также некоторые более мелкие структурные элементы.

Анабарский массив, в центральной части которого на дневную поверхность выведены породы кристаллического основания платформы, по нижнепалеозойским отложениям имеет амплитуду, превышающую 2000 м (Мокшанцев и др., 1964). На его склонах в связи со ступенчатым погружением поверхности кристаллического фундамента наблюдаются многочисленные флексуры или флексуорообразные изгибы пластов нижнего палеозоя, наклон которых изменяется от долей градуса до 1—5°, а максимальная амплитуда достигает 300—350 м. Помимо этого на склонах (особенно восточном) массива отмечаются многочисленные небольшие структурные террасы размерами до 20×10 км, ориентированные своими длинными сторонами по простиранию пород, и мелкие брахиантиклинали протяженностью до 20 км при амплитуде 20—40 м.

На северо-востоке Анабарский массив ограничивается дугообразным *Эбелях-Долгойским желобом*, который прослеживается в северо-западном направлении на 110 км; размах его крыльев до 50 км (по стратиграфическому разрезу 140 м), амплитуда 40—140 м, наклон крыльев 20—40°. Борты желоба осложнены мелкими пликативными нарушениями. Так, в бассейне среднего течения р. Эбелях на северо-восточном борту желоба отмечается группа брахискладок с амплитудами 40—60 м; длина их 10—20 км при размахе крыльев от 5 до 10—12 км. Северо-западная часть Эбелях-Долгойского желоба разбита многочисленными разломами преимущественно северо-западного простирания; на юго-западном борту отмечена серия расколов север-северо-восточного направления.

На крыльях *Сололийского поднятия* Оленекского свода отложения нижнего палеозоя полого наклонены к северу и западу под углами 1—2°. Они, так же как и более древние образования центральной части поднятия, интенсивно раздроблены, вследствие чего вся эта структура представляет собой сложную мозаику блоков, перемещенных радиально на различные уровни.

Куойско-Далдынское поднятие по отложениям нижнего палеозоя имеет северо-западную ориентировку; размеры его 250×125 км, амплитуда 300 м (Кутейников, Натапов, 1962). Это поднятие, как и Солонийское, характеризуется интенсивной раздробленностью и представляет собой типичную блоковую структуру, напоминающую горст сложного строения. Размеры отдельных блоков колеблются от 1—5 до десятков квадратных километров; амплитуда их вертикальных дифференцированных перемещений составляет первые десятки метров. На западном крыле поднятия фиксируется значительное количество брахисинклиналей и брахиантиклиналей различного простирания; амплитуда их до 60 м, размеры от нескольких километров до 20—25 км.

В северной части Куойско-Далдынского поднятия широко распространены породы трапповой формации. Анализ аэромагнитных данных показывает, что полости подводящих магму расколов ориентированы в широтном и северо-западном направлениях и отвечают осевой части Молодо-Попигаийской зоны глубинных разломов.

В пределах Куойско-Далдынского поднятия распространены кимберлитовые тела, а также дайки долеритов, имеющие, как правило, северо-западное простирание. Обычно дайки располагаются в виде цепочек протяженностью нередко более 120 км. Наиболее протяженные серии даек распространяются в северо-западном направлении далеко за пределы Куойско-Далдынского поднятия.

Сюнгюдинская седловина, соединяющая Оленекский и Мунский своды, перекрыта в восточной части терригенными мезозойскими образованиями. Длина ее 50—80 км, ширина 40 км; амплитуда (по мощности размывтых юрских отложений) не превышает 140—160 м. Седловина в целом ориентирована в субмеридиональном направлении, но осложнена относительно редкой системой поперечных разломов и связанными с ними блоковыми поднятиями.

Как все структуры краевой восточной части Сибирской платформы, Сюнгюдинская седловина асимметрична. Ее восточная граница, проводимая по флексуобразным перегибам в отложениях мезозоя, характеризуется наибольшими абсолютными отметками кровли джахтарского горизонта (260—320 м), у западной границы, совпадающей с северной частью Муно-Мерчимдемской флексуры, отметки этой опорной поверхности понижаются до 80 м. В восточной части седловины предполагается наличие выступа кристаллического фундамента, погребенного под юрскими отложениями. Сравнительно пологое западное крыло Сюнгюдинской седловины осложнено большим количеством мелких брахискладок.

Мунский свод (размеры 300×100 км) имеет изометричную форму и вытнут в северо-восточном направлении. Его западная граница определяется Муно-Мерчимдемской и Нижне-Мунской флексурами, отделяющими это поднятие от Суханской впадины. На востоке свод ограничен приплатформенным крылом Предверхоанского прогиба, на юге — Линденской впадиной. Абсолютные отметки кровли джахтарского горизонта в наиболее высоко приподнятой южной части свода достигают 400 м, на северо-западе они уменьшаются до 100—140 м; амплитуда свода 260—300 м.

В южной части Мунский свод осложнен Ангаро-Хахчанским валом и Верхне-Мунаканской котловиной. Протяженность Ангаро-Хахчанского вала более 100 км, амплитуда 40—60 м; северное крыло пологое (30 — $50'$), южное — сравнительно крутое, флексуобразное (до 1 — 2°). Верхне-Мунаканская котловина сопряжена с южным крутым крылом Ангаро-Хахчанского вала. От Линденской впадины она отделяется узкой седловиной северо-восточного простирания, являющейся, возможно, окончанием Тюнг-Мунаканского структурного выступа. Размеры котловины по кровле джахтарского горизонта 35×35 км, амплитуда более 100 м. Северное ее крыло нарушено серией мелких разломов, выполненных дайками долери-

тов нижнетриасового возраста; в южной половине выделяется зона дробления восточного — северо-восточного направления шириной 2—5 и длиной 45 км.

Северная часть Мунского свода рассекается серией расколов западного — северо-западного простирания, продолжающихся далеко за его пределы. В триасовый период по этим расколам происходило внедрение базальтовой магмы.

Тюнг-Мунаканский структурный выступ вытянут в северо-восточном направлении между средним течением р. Тюнг и верхним течением р. Мунакан. Пространственно и, по-видимому, генетически он связан с Вилуйско-Жиганской зоной разломов. Длина выступа по кровле джахтарского горизонта 110 км, ширина 15—20 км, амплитуда более 40 м, шарнир его плавно погружается в северо-восточном направлении.

Уджинская седловина протягивается в субширотном направлении между Суханской и Лено-Анабарской впадинами, соединяя Куойско-Далдынское и Анабарское поднятия. Протяженность ее около 150 км при ширине 10—20 км. В литературе она известна также под названием Лено-Попигайского (по И. П. Атласову), или Малоуджинского (по Э. Н. Эрлиху), вала.

Северо-восточный склон седловины очень пологий, юго-западный крутой и в центральной части осложнен флексурой с наклоном слоев до 4° (Эрлих, 1962). Уджинская седловина, как и Оленекское поднятие, разбита многочисленными разломами и состоит из ряда ступенчатых блоков, погружающихся от ее осевой части в сторону прилегающих прогибов. Наиболее крупной структурой, осложняющей Уджинскую седловину, является поперечное Уджинское поднятие, характеристика которого приводится ниже.

Овалообразная *Суханская впадина*, занимающая центральную часть Анабарской антеклизы, ориентирована в северо-северо-западном направлении. По замкнутой стратоизогипсе +100 м кровли джахтарского горизонта длина впадины 350—400 км, ширина 200—230 км, амплитуда прогиба около 700 м. Строение впадины существенно меняется с глубиной, что объясняется значительным изменением мощности выполняющих ее средне-верхнекембрийских отложений.

По кровле джахтарского горизонта юго-восточный и восточный контуры Суханской впадины определяются региональной Муно-Мерчимдемской флексурой, северо-восточная граница — флексуорообразным перегибом пластов, прослеживающихся в северо-западном направлении от бассейна нижнего течения р. Тиректы до верховья р. Уджи, западная граница совпадает с флексуорообразными перегибами пластов на восточном склоне Анабарского массива.

Киччалах-Мерчимдемской флексурой и Укукит-Суханским валом Суханская впадина делится на три части, имеющие различную амплитуду прогиба, форму и площадь. Северная часть Суханской впадины имеет наименьшую амплитуду (320 м) и, по-видимому, соединяется через Эбелях-Долгойский желоб с Попигайским грабенем. Она характеризуется спокойным залеганием пластов (в пределах 10—20') и лишь на восточной ее окраине отмечаются мелкие, различно ориентированные брахискладки с амплитудой 20—40 м.

Киччалах-Мерчимдемская флексура, ориентированная на большей части в широтном направлении, имеет длину 140—150 км и амплитуду 340 м. К западу она переходит в дугообразный Сумунский желоб.

Расположенный южнее, Биректинский прогиб амплитудой до 660 м имеет форму неправильного прямоугольника, вытянутого в широтном направлении. Его плоское, наклоненное к северу днище осложнено резко выраженными ориентированными в разных направлениях брахискладками, длина которых не превышает 10—15 км при амплитуде от 20 до 80 м и ширине от 1 до 5 км.

С юга Биректинский прогиб ограничен Укукит-Суханским и Хампа-Тирехтяхским валами, разделенными зоной мелких брахискладок, ориентированных в субширотном направлении. Длина Укукит-Суханского вала около 100 км, амплитуда 120—160 м. Северное его крыло пологое (15—20'), южное более крутое, прямолинейное, с углами падения пород до 1—2°. Шарнир Хампа-Тирехтяхского вала круто погружается в западном направлении; амплитуда вала около 180 м, длина 40—50 км.

Расположенный в южной части Суханской впадины овалообразный асимметричный Моторчунский прогиб имеет амплитуду 720 м. В его южной части выделяются Чириес-Джаргалахский вал протяженностью 65 км и структурная терраса, отделенная от Верхне-Мунаканской котловины седловиной, являющейся оконечностью Ангар-Хахчанского вала.

Разрывные нарушения в Суханской впадине распространены относительно слабо. Однако пространственное положение и характер тектонических элементов впадины свидетельствуют о наличии крупных расколов в кристаллическом фундаменте, движения по которым привели к возникновению как самой Суханской впадины, так и осложняющих ее структур более высоких порядков, в частности Муно-Мерчимдемской, Киччалах-Мерчимдемской, Долгаской и других флексур.

Анабаро-Тюнгская (Тюнг-Силигирская) седловина, четко выраженная на всех современных картах широкой полосой выходов среднекембрийских отложений, протягивается в северо-западном направлении более чем на 300 км между Суханской впадиной и Верхне-Мунским прогибом, соединяя между собой Мунский свод и Анабарский массив. Значительная часть ее юго-западного склона перекрыта верхнекембрийскими отложениями, относящимися, как уже отмечалось, на южном склоне Анабарской антеклизы (в отличие от Суханской впадины) к среднепалеозойскому структурному ярусу. По мнению одних исследователей (В. В. Грицик, Л. А. Зимин), верхнекембрийские (нижнеордовикские, по Л. А. Зимину) отложения залегают здесь на среднем кембрии со стратиграфическим и даже угловым несогласием; другие, например К. К. Макаров, считают, что на южном склоне антеклизы, как и в Суханской впадине, наблюдается непрерывный разрез кембрия.

Наиболее приподнятой юго-восточной части Анабаро-Тюнгской седловины отвечает очень крупный *Оленек-Тюнгский вал*, прослеженный на протяжении почти 300 км от среднего течения р. Тюнкяна до р. Оленек. По данным В. В. Грицика, этот вал асимметричен; наклон его юго-западного крыла не превышает 18—20°, падение пород на северо-восточном крыле достигает одного-полтора градусов. Амплитуда вала 250—300 м; в юго-западной части он очень широкий (до 100—150 км), к северо-западу периклинально замыкается, переходя далее в Нижне-Силигирскую перемычку, которая, в свою очередь, расширяясь, сливается со склоном Анабарского массива. В пределах вала выделяется ряд структур более высоких порядков — брахискладок, куполов, структурных носов, флексур.

Верхне-Силигирская субмеридиональная овалообразная впадина расположена к юго-западу от Нижне-Силигирской перемычки, которой отделена от Моторчунского прогиба Суханской впадины. Амплитуда ее по кровле джахтарского горизонта более 1000 м, размеры (по стратоизогипсе — 300 м) в меридиональном направлении превышают 150 км, в широтном — 100 км. Возможно, она является частью более крупной региональной структуры, погребенной на юге под отложениями среднепалеозойского структурного яруса. Восточный борт впадины флексуобразный и имеет наклон 5—6°; на ее наиболее пологом северо-западном борту углы падения пород не превышают 30—40°.

Западная часть Верхне-Силигирской впадины разбита системой расколов и трещин на ряд блоков. Вдоль южной части впадины в субширотном направлении протягивается Верхне-Силигирский вал, рассматриваемый Л. А. Зиминим в качестве северо-западного ответвления Оленек-

Тюнгского вала. Он осложнен рядом брахискладок, мелких мульд, структурных террас и разрывов со смещением крыльев до 60 м.

На юге рассматриваемой территории отложения раннепалеозойского структурного яруса участвуют в строении *Предбайкальского краевого прогиба*, который входит в ее пределы своей крайней северо-восточной частью, примыкающей к Ботуобинской седловине. По сути дела, он относится уже к структурам ограничения Якутской кимберлитовой провинции, и поэтому на характеристике его мы не останавливаемся. Отметим лишь, что этот прогиб прошел сложный путь развития (Бобров, 1964, и др.; Мокшанцев и др., 1964, 1968; и др.). В позднем протерозое, а по мнению некоторых исследователей, и в раннем палеозое (Павловский, 1959) в южной его части существовало краевое перикратонное опускание платформы, моноклинально погружавшееся в сторону прилегающей Байкало-Патомской геосинклинальной области и ограниченное с севера и северо-запада Ангаро-Ленской антеклизой и Ботуобинской седловиной. В венде и раннем — среднем кембрии, после замыкания байкальской геосинклинали, на месте перикратонного опускания сформировался собственно Предбайкальский краевой прогиб, под приплатформенным крылом которого были погребены значительная часть Ангаро-Ленской антеклизы и частично Ботуобинская седловина, от которых краевой прогиб отделяется Ангаро-Вилуйской зоной глубинных разломов.

Анализ изменения мощностей и фаций отложений раннепалеозойского структурного яруса наряду с приведенными выше данными показывает, что к концу раннего палеозоя, по-видимому, в середине или конце кембрия, а, возможно, и несколько ранее на северо-востоке платформы начали формироваться многие из тех структурных элементов, которые мы наблюдаем и в настоящее время (Мокшанцев, 1968; Мокшанцев и др., 1964, 1968; и др.). В области современной Анабарской антеклизы в той или иной форме существовали Анабарское, Оленекское, Мунское и другие более мелкие поднятия, а также Суханская, Верхне-Силигирская и, возможно, другие впадины. В обрамляющих Анабарскую антеклизу областях, в частности, на месте северной части Вилуйской синеклизы, восточной части Тунгусской синеклизы, в Предбайкальском и, возможно, Предверхоянском краевых прогибах, где значительно нарастают мощности нижнего палеозоя, по-видимому, формировались сложно построенные зоны опускания, погребенные ныне под более молодыми отложениями. В то же время структура северо-востока платформы весьма существенно отличалась от современной. Так, вендские, ранне-средне- и местами, возможно, позднекембрийские отложения перекрывали, уменьшаясь в мощности, многие из тех поднятий, где они сейчас полностью или частично уничтожены эрозией (Анабарский массив, Оленекское и другие поднятия). На крайнем востоке платформы Оленекское, Мунское поднятия и Сюнгюдинская седловина распространялись далеко на восток, в пределы современного Предверхоянского прогиба, в центральной части Лено-Анабарского прогиба, возможно, существовало крупное Сапныйское поднятие и т. д.

Среднепалеозойский структурный ярус

Отложения среднепалеозойского структурного яруса, главным образом его нижнего подъяруса, распространены на южном склоне Анабарской антеклизы, на Ботуобинской седловине, а также в примыкающих к ним частях Вилуйской и Тунгусской синеклиз, в Предбайкальском и, возможно, других краевых прогибах.

На юго-восточном склоне Анабарской антеклизы к наиболее хорошо выраженным структурам нижнего подъяруса среднепалеозойского структурного яруса относятся Верхне-Мунский прогиб, Бай-Юряхская котловина, Силигир-Моркокинское поднятие и ряд более мелких структурных элементов.

Верхне-Мунский прогиб расположен к юго-западу от Оленек-Тюнгского вала; его юго-западная граница проводится по Мархинской флексуры. Наиболее глубоко погруженная часть прогиба (Ханьинская плако-синклиналь, по В. В. Грицику) сильно смещена к юго-западу и находится близ Мархинской флексуры. Прогиб ориентирован в северо-западном направлении и имеет форму неправильного прямоугольника размером 220×60 км. Его максимальная амплитуда (по подошве мархинской свиты) 240 м, наклон северо-восточного крыла $10-25'$, юго-западного — до 6° (Мархинская флексура). Наклоненный к юго-западу северо-восточный склон Верхне-Мунского прогиба осложнен брахискладками с амплитудами не более 40 м. Разрывные нарушения не имеют заметного распространения и приурочены к центральной части прогиба, где выражены зоной трещиноватости широтного простирания.

Расположенное к юго-западу от Верхне-Мархинского прогиба очень крупное (250×70 км) *Силигир-Моркокинское поднятие* выделяется авторами как единая структура в существенной мере условно. Оно сильно вытянуто в северо-западном направлении и сложено в своей северо-восточной наиболее приподнятой части верхнекембрийскими, а на юго-западе главным образом нижнеордовикскими отложениями. В юго-восточной части поднятие довольно резко поворачивает на юго-запад, образуя своеобразный структурный выступ, названный Л. А. Зиминим Нижне-Моркокинской седловиной. На северо-востоке характеризуемое поднятие резко ограничено Мархинской флексурой и Байаттах-Алакиским желобом, на юго-западе его граница на значительном протяжении определяется Далдынской флексурой.

Наиболее крупной структурой Силигир-Моркокинского поднятия является расположенный вдоль его северо-восточной границы Мархинский мегавал, протягивающийся в северо-западном направлении на 240 км. Он состоит из собственно Мархинского вала и расположенной на продолжении последнего Орто-Силигирской антиклинали, сочленяющейся в бассейне р. Алаakit с Байаттах-Алакиским желобом. Северо-восточное крыло Мархинского мегавала, совпадающее, по существу, с Мархинской флексурой, относительно крутое ($2-6^\circ$), юго-западное — пологое ($10-40'$). Наибольшая амплитуда мегавала относительно Ханьинской плако-синклинали 140 м, ширина не превышает $10-12$ км.

Вдоль юго-западного борта Силигир-Моркокинского поднятия, в $50-60$ км от Мархинского мегавала, протягивается Далдынский вал, переходящий в северо-восточном направлении в систему пликативных нарушений, среди которых крупнейшим является Далдынская флексура. Амплитуда вала $100-120$ м, длина более 100 км, ширина $10-25$ км. К юго-восточному окончанию Далдынской флексуры кулисообразно примыкают ориентированные преимущественно в субмеридиональном направлении брахискладки длиной до 30 км при размахе крыльев $4-5$ км и амплитуде $40-50$ м.

Ограничивающие Силигир-Моркокинское поднятие Мархинская и Далдынская флексуры и сопровождающие их системы брахискладок и валов, несомненно, являются отражением в чехле крупных погребенных разломов северо-западного простирания.

Юго-восточная часть характеризуемого поднятия, или Нижне-Моркокинская седловина по Л. А. Зимину, осложнена рядом ориентированных в северо-восточном направлении мелких брахискладок, флексур и структурных носов, простирание которых меняется от северо-восточного до юго-западного. Вся эта часть Силигир-Моркокинского поднятия разбита серией разрывных нарушений и даек северо-восточного направления, относящихся к Вилуйско-Жиганской зоне глубинных разломов.

К югу от Далдынской флексуры расположены многочисленные брахискладки, ориентированные в широтном, меридиональном и северо-восточном направлениях. Наиболее крупной структурой среди них является

субмеридиональный Ат-Басский вал, разделяющий Верхне-Моркокинскую и Бай-Юряхскую впадины. Длина его более 60—70 км, ширина 5—10 км, амплитуда от 20 до 30 м.

Расположенная к юго-востоку от Ат-Басского вала субмеридиональная овальная в плане *Бай-Юряхская котловина* имеет протяженность 80 км, амплитуда ее 100—200 м, наклон крыльев 20—30'. С юга котловина ограничена Мегеляхской антиклиналью, ориентированной в северо-западном направлении. Амплитуда ее около 200 м, протяженность 25—30 км.

К западу от Ат-Басского вала выделяется северо-восточная часть субмеридиональной *Верхне-Моркокинской впадины*, характеризующаяся ступенчатым строением крыльев, на которых наблюдается чередование флексурообразных перегибов с амплитудой 60—80 м и структурных террас шириной в 5—20 км, высота которых уменьшается к центру впадины.

Отмеченные особенности структур, расположенных к юго-востоку от Силигир-Моркокинского поднятия, свидетельствуют о существенном влиянии на их строение и развитие погребенных субмеридиональных разломов фундамента, четко выделяющихся здесь по гравимагнитным данным.

Ботуобинская седловина (по Л. А. Зимину, Ботуобинский вал), расположенная в бассейнах рек Улахан-Ботуобия и Чоны, протягивается более чем на 300 км от южного склона Анабарской антеклизы до северо-восточной части *Ангаро-Ленской (Средне-Сибирской) погребенной антеклизы*. Шарнир седловины слабо изогнут и постепенно воздымается от долины р. Вилюя в сторону Анабарской антеклизы и по направлению к Непскому своду, расположенному в крайней северо-восточной части Ангаро-Ленской антеклизы.

В приподнятых частях седловины и в ее своде обнажаются породы позднего кембрия и раннего ордовика, в прогнутой части — отложения чуньского и усть-кутского ярусов ордовика, на крыльях — отложения среднего — позднего ордовика и силура; часть седловины перекрыта позднепалеозойскими и раннемезозойскими осадками. Западное крыло седловины пологое с углами падения пород до 1°, восточное — более крутое (4—6°). На восточном крыле прослеживается известная Вилюйско-Жиганская (Вилюйско-Мархинская) зона разломов, ширина которой достигает 40 км. В южной части седловины, в бассейне р. Улахан-Ботуобии, установлена Ахтарандинская зона разломов, имеющая субмеридиональное направление. Длина этой зоны 200 км при ширине 30 км.

На Ботуобинской седловине разными исследователями в отложениях среднепалеозойского структурного яруса выделяется значительное количество пликвативных структур, из которых наиболее достоверно установлены и относительно детально изучены электроразведкой, частично сейсморазведкой и в еще меньшей степени глубоким бурением только Мирнинский и Сюльдзюкярский своды. Расположены они кулисообразно, имеют изометричную форму и слабо вытянуты в северо-восточном направлении. В пределах обоих сводов намечено несколько очень пологих куполовидных и брахиантиклинальных структур, из которых более или менее детально изучены в ходе нефтегазопроисковых работ лишь крупное Средне-Ботуобинское куполовидное поднятие и смежные с ним складки.

Помимо охарактеризованных выше структурных элементов, отложения нижнего подъяруса среднепалеозойского структурного яруса слагают северо-восточный склон Тунгусской синеклизы и ряд синклиналей в северо-восточной части Предбайкальского краевого прогиба.

Образования верхнего подъяруса (средний — верхний девон и турнейский ярус нижнего карбона) наиболее широко распространены в Ыгыаттанском и Кемпендяйском прогибах Вилюйской синеклизы, уже за пределами рассматриваемой территории. Незначительно обнажены они в нижней части северо-восточного склона Тунгусской синеклизы.

Наиболее крупной структурой территории собственно Якутской кимберлитовой провинции, формирование которой связано с концом среднего

палеозоя, является *Кютюнгдинский прогиб*, разделяющий Сололийское и Куойкско-Далдынское поднятия Оленекского свода. Этот прогиб, ограниченный крупными разломами, имеет грабенообразное строение. Его плоское днище, по данным Е. С. Кутейникова и В. В. Истратова (1963), полого погружается на юго-восток, в сторону Предверхоанского прогиба. Борты прогиба относительно крутые (до 4°), ширина его 50—70 км, протяженность до 180 км. Прогиб выполнен нижнекаменноугольными отложениями, в основании которых залегают позднекембрийские образования, погруженные в осевой части прогиба на глубину 400—500 м.

На северо-восточном крыле Кютюнгдинского прогиба располагается узкая зона параллельных разрывов протяженностью около 90 км. Амплитуда смещений по ним 150 м на левобережье р. Оленек и 300 м на ее правобережье. В крайней юго-восточной части прогиба амплитуда радиального перемещения по разрывам превышает 600 м. Аналогичная зона разломов с амплитудами от 200 до 400 м прослежена на юго-западном крыле прогиба. Северо-западное центриклинальное окончание прогиба также разбито многочисленными разломами преимущественно северо-западного направления (Леонов и др., 1971).

Рассматривая особенности распространения и строения отложений среднепалеозойского структурного яруса в целом, можно отметить, что уже в начале их формирования (нижний подъярус) на северо-востоке платформы более четко обособились известные в настоящее время структурные элементы, в частности Анабарская антеклиза и отдельные осложняющие ее структуры, в связи с чем отложения низов среднего палеозоя распространены значительно меньше, чем более древние образования чехла, хотя не исключена, конечно, возможность, что на части территории они были эродированы в ходе последующей эволюции платформы.

Этот процесс тектонической дифференциации платформы в еще большей степени усилился во вторую половину среднепалеозойского времени, т. е. в конце силура, девоне и раннем карбоне, когда осадконакопление локализовалось в относительно узких, нередко грабенообразных прогибах и впадинах, главным образом на месте современных Тунгусской и Вилюйской синеклиз, в Предверхоанском и Лено-Анабарском прогибах (Мокшанцев и др., 1968).

Позднепалеозойский — кайнозойский структурный комплекс

Отложения данного комплекса распространены главным образом по периферии рассматриваемой территории, в основном за пределами Якутской кимберлитовой провинции, в связи с чем связанные с ними структурные элементы рассматриваются ниже лишь в самых общих чертах. В составе комплекса выделяются четыре структурных яруса. Первый из них охватывает образования раннего — среднего карбона, перми и триаса, второй — нижней и средней юры, третий — верхней юры и нижнего мела и четвертый — верхнего мела и кайнозоя.

Отложения нижнего структурного яруса, представленные главным образом верхним палеозоем и в меньшей степени нижним триасом (с верхним триасом на большей части рассматриваемой территории связан перерыв в осадконакоплении), распространены на востоке Тунгусской синеклизы, на приплатформенных крыльях Лено-Анабарского и частично Предверхоанского прогибов и в восточной погруженной части Вилюйской синеклизы.

В Тунгусской синеклизе угленосные отложения верхнего палеозоя и осадочно-вулканогенные образования нижнего триаса залегают весьма полого, с перерывом и несогласием перекрывая более древние структурные элементы. Местами в них отмечаются очень пологие, но нередко крупные куполовидные поднятия и брахискладки, в ядрах которых иногда выходят отложения среднего палеозоя. На приплатформенных крыльях

ях Лено-Анабарского и северной части Предверхоанского прогибов отложения рассматриваемого структурного яруса резко несогласно перекрывают различные горизонты нижнего палеозоя и реже верхнего протерозоя и образуют пологие, наклоненные в сторону осевых частей прогибов моноклинали, местами осложненные брахискладками, флексурами, структурными носами и террасами.

Со склонами Анабарской антеклизы указанные выше структурные элементы сочленяются в большинстве случаев по зонам глубинных разломов, и в связи с этим их краевые части, как правило, сопровождаются более или менее интенсивными проявлениями траппового магматизма.

Среднемезозойский (нижне-среднеюрский) структурный ярус, представленный морскими и в меньшей степени континентальными терригенными отложениями, слагает в пределах рассматриваемой территории Ангаро-Виллюйский наложенный прогиб и склоны Виллюйской синеклизы, Предверхоанского и Лено-Анабарского прогибов. Слагающие этот ярус образования залегают, как правило, очень полого, перекрывая со стратиграфическим и местами угловым несогласием все более древние отложения, начиная с позднего протерозоя и кончая нижним триасом. Как правило, в них выделяется значительное количество различных пликтивных и реже разрывных нарушений, нередко выполненных дайками магматических пород.

Терригенные, нередко угленосные континентальные и в значительно меньшей степени морские отложения верхнемезозойского и кайнозойского структурных ярусов выполняют Виллюйскую синеклизу, Предверхоанский и Лено-Анабарский прогибы, а кайнозойские отложения образуют также несколько неглубоких плоских наложенных прогибов на Анабарской антеклизе. Именно с этими структурными ярусами связано формирование упомянутых краевых и последующих их предгорных прогибов, которые ранее представляли собой, по сути дела, перикратонные опускания платформы (Мокшанцев, 1971; Мокшанцев и др., 1971а; и др.).

Приведенные данные показывают, что в конце палеозоя, мезозое и кайнозое произошла коренная (качественная) перестройка северо-восточной части платформы, в результате чего окончательно сформировалась ее современная структура.

ОРОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС И РЕЛЬЕФ ФУНДАМЕНТА

Орогенный структурный этаж на северо-востоке Сибирской платформы изучен, как уже отмечалось выше, очень слабо в связи с незначительным распространением слагающих его образований на дневной поверхности. Учитывая это обстоятельство, мы вынуждены привлечь для его характеристики материалы, полученные на Алданском щите (Мокшанцев, 1968, 1969, 1971; Мокшанцев и др., 1968, 1971а, 1971б; Нужнов, 1968, 1970; Петров, 1971, 1972; и др.).

Позднеархейский протоорогенный комплекс, завершающий развитие архенд, представлен на западе Алданского щита, как это справедливо, по-видимому, считает А. Ф. Петров, борсалинской молассоидной серией, слагающей здесь ряд приразломных грабен-синклиналей, прогибов и грабенов. Представлена эта серия в нижней части вулканогенно-терригенными и в верхней — терригенными образованиями с подчиненной им железисто-кварцевой формацией. В заключительную фазу ее формирования интенсивно проявилась эффузивная деятельность и затем внедрились крупные тела пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации, типичной, по Ю. А. Кузнецову (1964), для геоантиклинальных орогенных зон. В центральной части щита аналогом борсалинской серии, возможно, является близкая по составу и условиям залегания унгринская (дѣс-леглерская) серия так называемого «Унгринского клина».

Дейтероорогенный раннепротерозойский комплекс начинается на западе Алданского щита субганской осадочно-вулканогенной серией, также выполняющей ряд приразломных прогибов и грабенов. Обе эти серии характеризуются метаморфизмом от высоких ступеней амфиболитовой до зелено-сланцевой фаций, прорваны интрузиями гранитоидов и практически входят в состав кристаллического фундамента, в связи с чем выделение их геофизическими методами под чехлом на большей части территории востока Сибирской платформы практически невозможно.

На Анабарском массиве аналоги указанных выше серий достоверно не установлены, однако не исключена возможность, что с нижней из них разновозрастные выделяемые здесь Б. Г. Лутцем (1971) связанные с глубинными разломами позднеархейские полиметаморфические зоны (бывшая верхнеломуйская серия), сложенные пестрой смесью интенсивно перемятых, милонитизированных, катаклазированных и нередко гранитизированных биотитовых, амфиболитовых и биотит-амфиболитовых гнейсов и сланцев.

Существенно иной состав и строение имеют выделяемые на Алданском щите и частично Анабарском массиве ниже-среднепротерозойские удоканский и маймаканский дейтероорогенные комплексы, отделенные от более древних образований раннего протерозоя и архея перерывом и резким несогласием.

Раннепротерозойский удоканский комплекс представлен на Алданском щите мощными (до 7—12 км) молассовыми осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями удоканской серии и ее аналогов, прорванными куандинскими и чуйско-кадарскими гранитоидами (возраст 1770—2000 млн. лет). Они выполняют систему субширотных на юге и субмеридиональных на севере грабенов (Удоканский и др.), контролируемых зонами глубинных разломов. На Оленекском своде удоканским отложениям, по-видимому, соответствует дислоцированная эйекитская серия, также представленная слабо метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами мощностью более 3—3,5 тыс. м и прорванная гранитоидами с изотопным возрастом 1900—2000 млн. лет.

Среднепротерозойский маймаканский структурно-формационный комплекс прослежен в многочисленных прогибах и грабенах Алданского щита. Опорный разрез этого комплекса вскрывается в Улканском прогибе, где относящиеся к нему отложения состоят из несогласно залегающих улканской (трахиандезитовая и андезит-липаритовая формации), уянской (вулканогенно-осадочная трахибазальтовая и красноцветная молассовая формации) и учурской (красноцветные песчаники и светлые доломиты) серий. Две нижние серии, известные в узкой зоне Улканского прогиба, прорваны одноименными гранитами (1600—1770 млн. лет) и образуют нижний структурный ярус. К верхнему ярусу относится учурская серия.

На Анабарской антеклизе образования нижнего яруса маймаканского комплекса не установлены, а к верхнему, по-видимому, относятся близкие по составу к учурской серии нижнерифейские терригенно-карбонатные отложения Анабарского массива, Оленекского свода и Уджинского вала, условно включенные нами выше в состав платформенного чехла.

С орогенными структурными комплексами Сибирской платформы, как показывают современные данные, связаны интенсивные проявления эффузивного и интрузивного магматизма. Примерами последнего являются кадарские габбро-анортозиты, южноучурские габбро-гранофиры, улканские, каундинские и чуйско-кадарские граниты Алданского щита, габбро-диабазы, кварцевые диориты и порфиroidные граниты Оленекского свода, гранитоиды и анортозиты Анабарского массива, а также многие другие интрузивы с изотопным возрастом 1700—2400 млн. лет. Важно при этом подчеркнуть, что преобладающее распространение среди

них имеют гранитоиды и некоторые другие породы с возрастом $1900 \pm \pm 100$ млн. лет, т. е. отвечающие рубежу между ранним и средним протерозоем.

Рассмотренные выше особенности строения орогенного структурного этажа, а именно наличие в его составе мощных слабо измененных терригенных и осадочно-вулканогенных образований, накапливающихся в различных впадинах и прогибах, разделенных крупными блоковыми поднятиями фундамента, дают возможность с достаточной долей уверенности проследивать их распространение под платформенным чехлом по косвенным геологическим и главным образом геофизическим данным. Последние же показывают, что на востоке платформы имеется система прогибов и впадин фундамента, глубина которых (до 8—12, а местами, возможно, и более километров) значительно превышает мощность собственно платформенных отложений и которые, следовательно, в нижней части выполнены более древними доплатформенными (досреднерифейскими) отложениями, по-видимому, синхронными с осадочно-вулканогенными образованиями нижнего и среднего протерозоя Алданского щита, Анабарского массива, Уджинского и Оленекского поднятий.

Рассмотрим с этой точки зрения строение рельефа фундамента северо-восточной части Сибирской платформы. Этому вопросу посвящено значительное количество работ (Атласов и Польшкин, 1969; Булина, 1963; Николаевский, 1968; Проводников, 1966; Ремпель и Пятницкий, 1967; Савинский, Туголесов, 1967; и др.). Неоднократно к этому вопросу обращались также сотрудники Амакинской, Центральной геофизической и других экспедиций ЯТГУ А. А. Гудков, П. Н. Меньшиков, Т. С. Кутузова и др., а также авторы настоящей работы (Мокшанцев и др., 1964, 1968; Штех, 1963, 1967, 1972а). Однако полученные в последние годы новые сейсмические, электроразведочные, гравиметрические и аэромагнитные материалы, а также профили ТСЗ позволяют значительно уточнить представление о структуре поверхности консолидированной коры, что, в частности, нашло отражение из опубликованных в 1971 г. картах масштабов 1 : 1 500 000 и 1 : 2 500 000 (Мокшанцев и др., 1971а, 1971б) и особенно на карте, прилагаемой к настоящей работе (см. рис. 6).

Приведенные выше данные (глава II) показывают, что различные по составу и возрасту блоки кристаллического фундамента Якутской кимберлитовой провинции существенно различаются по строению физических полей, в связи с чем для каждого из них применялись индивидуальные методические приемы определения глубин залегания кристаллического основания. Например, в западной части провинции, в основании которой распространены складчатые сооружения анабарид, для гравитационного и магнитного полей характерна резкая дифференцированность и в подавляющем большинстве случаев совпадение в плане магнитных и гравитационных аномалий, что свидетельствует о неглубоком залегании кристаллического фундамента. В связи с этим вычисления глубин для данного района производились по аэромагнитным данным, а гравиметрические материалы учитывались лишь качественно. В отличие от этого в пределах Оленекского блока магнитное поле плоское, однородное и имеет в большинстве случаев отрицательные значения, а поле силы тяжести, наоборот, дифференцировано, и поэтому определение глубин залегания фундамента для данного района проведено в существенной мере по гравитационным данным. Методика расчетов приведена в ранее опубликованных работах (Штех, 1967; Мокшанцев и др., 1968), и поэтому здесь мы на ней не останавливаемся.

Всего для характеризуемой территории было вычислено около 2500 значений глубин по аэромагнитным данным и немногим более 1200 по гравиметрическим. Кроме того, при построениях учтены глубины залегания верхних кромок магнитных тел, вычисленные Т. С. Кутузовой, Т. В. Голубевой, М. Ш. Розенталем и др. Всего же для построения карты

рельефа фундамента использовано более 4500 точек глубин залегания верхних кромок магнитных тел, а также все имеющиеся данные ТСЗ, МТЗ и бурения.

Погрешности при определении глубин залегания фундамента указанными выше методами, как показывают расчеты и накопленный за многие годы опыт, достигают 15—20, а иногда и более процентов, что позволяет проводить изолинии поверхности кристаллического основания в лучшем случае через 1 км. В связи с этим структурные элементы с амплитудой менее 1 км, а также некоторые структуры, намеченные в результате качественной интерпретации гравимагнитных данных, выделены на карте условными изолиниями. Нельзя не отметить при этом то обстоятельство, что по мере накопления новых материалов и особенно данных бурения, сейсморазведочных и электроразведочных работ для многих районов востока Сибирской платформы все более четко проявляется прямая связь между строением гравитационного поля и рельефом фундамента, что имеет весьма важное значение для качественной, а частично и количественной интерпретации гравимагнитных данных.

Характеристика практически всех выделенных в рельефе фундамента структур приведена в табл. 1, поэтому ниже мы остановимся лишь на главных чертах строения кристаллического основания северо-востока платформы.

Крупнейшим надпорядковым структурным элементом поверхности фундамента характеризуемой территории является сложно построенный Анабаро-Оленекский относительно приподнятый мегаблок, примерно совпадающий с Анабарской антеклизой. На севере он ограничивается Лено-Хатангским и на востоке — Предверхоанским перикратонными опусканиями, на месте которых в позднем мезозое сформировались краевые прогибы. На юге и западе с Анабаро-Оленекским мегаблоком по зонам глубинных разломов граничат опущенные Вилюйский и Тунгусский мегаблоки, также примерно отвечающие одноименным синеклизам. Системой выступов фундамента, совпадающих с Ботуобинской седловиной, Анабаро-Оленекский мегаблок на юго-западе соединяется с Ангаро-Ленским грядообразным поднятием фундамента, в крайней северо-восточной части которого, близ границы Якутской кимберлитовой провинции, располагается Непский погребенный выступ. К югу от последнего выделяется Предбайкальское перикратонное опускание, почти полностью погребенное под Ангаро-Ленским нижнепалеозойским краевым прогибом.

Анабаро-Оленекский мегаблок состоит из крупных субмеридиональных Анабаро-Айхальского и Оленекско-Мунского блоков, разделенных Уджинско-Тюнгской системой прогибов; границы между этими крупнейшими элементами определяются Усумунской, Уджинской, Верхне-Тюнгской и другими субмеридиональными зонами глубинных разломов.

Анабаро-Айхальский блок, в свою очередь, разделяется Верхне-Оленекским, Верхне-Мунским и другими субширотными разломами на две, по существу, самостоятельные части. Северная часть, отвечающая Анабарскому массиву, построена относительно просто и представляет собой ограниченное разломами сводово-глыбовое поднятие треугольной формы с плоской вершиной, расчлененной взаимопересекающимися разломами на ряд выступов и прогибов, более или менее четко выраженных в современном рельефе. Восточный склон Анабарского поднятия относительно крутой, западный — значительно более пологий; оба они осложнены ступенчатыми сбросами и несколькими структурными выступами и носами, крупнейшими из которых являются Эбеляхский и Средне-Силигирский (табл. 1).

Южная часть Анабаро-Айхальского блока построена сложнее. По полученным в самое последнее время данным здесь выделяются субмеридиональные Айхальский и Мархинский выступы фундамента, разделенные глубоким Верхне-Силигирским желобом. Контуры отмеченных

Структуры рельефа фундамента северо-восточной части Сибирской платформы

Название	Местоположение	Простираение	Длина, км	Ширина, км	Глубина залегания фундамента, км
<i>I, II. Анабаро-Айхальский блок</i>					
<i>I. Анабарское поднятие</i>					
1. Анабарский массив	Верховья р. Анабар		300	300	Выше 0
2. Эбеляхский выступ	Междуречье рек Уджи и Анабара	Юго-восточное	130	60	2—4
3. Средне-Силигирский выступ	Ср. течение р. Силигир	Субширотное	90	60	< 2
<i>II. Айхало-Мархинское поднятие</i>					
1. Айхальский выступ	Р-н р. Айхал	Субмеридиональное	280	100	2—4
2. Мархинский »	Ср. течение р. Марха	»	215	70	»
3. Верхне-Силигирский желоб	Верхнее теч. р. Силигир	»	280	50	> 4
<i>III. Уджинский палеоавлакоген</i>					
1. Уэллеский прогиб	Река Уэле	Северо-западное			
2. Желинденский »	Верхнее теч. Желинде	Меридиональное	120	30	> 8
3. Усумунская впадина	Ср. теч. р. Усумун	»	40	25	> 6
4. Лучиканская »	Ниж. теч. р. Укукит	»	65	25	> 3
5. Хастахский прогиб	Междуречье Бура и Буолкалаха	Северо-восточное	250	120	> 8
6. Биректинская впадина	Верх. теч. р. Биректе	Меридиональное	140	85	> 6
7. Укукитская »	Ср. теч. р. Укукит	»	90	45	> 6
8. Билирский (Сапыйский) выступ	Река Билир	»	50	15	> 3
9. Уджинский »	Река Уджа	»	65	20	> 4
10. Ырычанский »	»	»	70	15	> 5
11. Укукитский »	Река Укукит	»	65	25	> 4
<i>IV. Оленекско-Мунский блок</i>					
1. Тюмятинский »	Река Келимяр	Меридиональное	70	40	> 3
2. Сололийский »	Верх. р. Буор-Эйекит	Северо-западное	150	95	> 1
3. Бенчиюменский »	Река Бенчима	Северо-восточное	70	35	> 1
4. Куойкско-Далдынский »	Реки Далды, Куойка	Северо-западное	215	90	> 1
5. Моторчунский горст	Река Моторчуна	»	250	30	> 1
6. Мунский выступ	Река Муна	»	150	70	> 1
7. Верхне-Эйекитский прогиб	Верх. р. Эйекит	Северо-восточное			> 3
8. Кютюндинский грабен	Река Кютюнде	Северо-западное	150	40	> 2
<i>IV Тюнгский блок</i>					
9. Чимидикянский выступ	Река Чимидикян	»	125	35	> 2
10. Средне-Тюнгский »	Средн. течение р. Тюнг	Субмеридиональн.	190	80	> 3
11. Ертюкянский »	Басс. р. Ертюкян	Северо-западное	140	100	> 4
12. Верхне-Мунский прогиб	Реки Ханна и Муна	Меридиональное	290	110	> 5
<i>V. Ботуобинский блок</i>					
1. Моркокинский выступ	Река Моркока	Меридиональное	130	45	> 3
2. Очугейский (Сюльдзюкярский) »	Р. Очугей-Ботуобия	Северо-восточное	85	65	> 2
3. Мирненский »	Мирный	»	125	75	> 2
4. Непский »	»	Меридиональное	> 125	> 50	> 2
5. Огогутский прогиб	Река Огогут	Северо-восточное	90	40	> 6
<i>VI. Вилюйский блок</i>					
1. Саагытайский выступ	»	Северо-восточное	70	25	> 6
2. Линденский прогиб	Устье р. Линды	»	340	160	> 11
3. Ыгыаттанский прогиб	Низ. р. Ыгыатта	»	250	70	> 7
<i>VII. Предпатоумский блок</i>					
1. Бетинченская перемычка	Река Бэтинча	Северо-восточное	150	50	
2. Ньюско-Джербинский прогиб	Реки Нью-Джерба	»			
<i>VIII. Восточно-Тунгусский блок</i>					
1. Могдинский выступ	»	Северо-западное	> 150	> 50	> 3
2. Верхне-Моркокинский прогиб	Верх. р. Моркока	Северо-восточное	> 200	> 50	> 4

структур и многие особенности их строения определяются Восточно-Моркокинским, Адакит-Котуйканским и другими субмеридиональными разломами, а также субширотными разломами Южно-Анабарской и Мархинской систем.

Верхне-Силигирский желоб, насколько позволяют судить имеющиеся данные, осложнен рядом небольших внутренних поднятий, а на севере разделяется на две веерообразно расходящиеся ветви; фундамент в его пределах погружен, возможно, местами более чем на 5—6 км. Айхальский выступ расчленен субширотными разломами на попеременно относительно приподнятые и погруженные участки, в пределах которых глубина залегания фундамента меняется от 1,5—2 до 3 и даже 4 км.

Мархинский выступ наименее разломом северо-западного простирания и неглубоким прогибом разделен на два поднятия, на вершинах которых проблематично намечается еще несколько неровностей рельефа фундамента, которые, возможно, отражаются в структуре чехла в виде Мархинского и других валов.

Оленекско-Мунский блок Северо-Моторчунским и Мотлодинским разломами северо-западного простирания разделяется на Оленекское и Мунское поднятия фундамента, соединенные Сюнтюлинской седловинной. Эти наиболее крупные элементы в свою очередь, расчленяются разломами на ряд горстообразных выступов и грабенообразных прогибов, как правило, вытянутых в северо-западном направлении и реже обладающих неперпендикулярными изометричными очертаниями.

На Оленекском поднятии фундамента выделяются Куойкско-Далдынский, Сололийский, Бенчименский и Тюмятинский выступы, разделенные Кютюндинским грабеном и Верхне-Эйекитским приразломным прогибом. Наиболее крупные и детально изученные Куойкско-Далдынский, Сололийский выступы на востоке погребены под покровом верхнепалеозойских и мезозойских отложений, а на западе четко вырисовываются в структуре нижних горизонтов чехла. (Кутейников, Натапов, 1962; Леонов, 1970; Мокшанцев и др., 1964, 1971; и др.). Продольными и поперечными разломами они расчленены на ряд поднятых на разную высоту горстообразных поднятий, в пределах которых в наиболее приподнятых частях выступов глубина залегания фундамента меняется, как считают многие исследователи, от 0,5 до 1 км. Не исключено, что это мнение ошибочно, поскольку к фундаменту обычно относится эйекитская серия, выходы которой зафиксированы в ряде пунктов близ границы Предверхоанского перикратонного опускания. Вместе с тем выше уже отмечалось, что эта серия по составу, степени метаморфизма и изотопному возрасту близка к нижнепротерозойской удоканской серии Алдана и, следовательно, относится к орогенному комплексу (Шпунт, 1971; Мокшанцев и др., 1971а; и др.).

В связи с этим истинная глубина залегания архейского кристаллического фундамента здесь может оказаться значительно большей, чем предполагается. Косвенно в пользу этого говорят и некоторые геофизические данные. Так, магнитное поле Оленекского поднятия и смежных с ним районов по своему характеру и строению близко к аномальным магнитным полям, свойственным областям развития иенгрид, но отличается от них меньшей напряженностью, что логичнее всего объяснить (если верна первая предпосылка) более глубоким залеганием в данном районе иенгрского фундамента, перекрытого мощной толщей каких-то более молодых, слабомагнитных образований. Именно это обстоятельство, возможно, привело Э. Н. Эрлиха (1962) и других сотрудников НИИГА к выводу о существовании в Суханской впадине двух поверхностей раздела кристаллического фундамента, первая из которых располагается на глубине 4—6, а вторая — 12—13 км.

Тюмятинский и Бенчименский выступы Оленекского поднятия, так же как Верхне-Эйекитский прогиб, полностью погребены под чехлом платформенных отложений и изучены еще очень слабо. Поверхность фундамента в их пределах по предварительным данным погружена на глубину 2—3 км и более.

Мунское поднятие в рельефе фундамента имеет значительно более сложное строение, чем это представлялось ранее. Оно вытянуто в северо-западном направлении примерно на 250 км и, по-видимому, состоит из нескольких разделенных разломами узких (20—30 км), но протяженных (до 150—200 км) горстов и грабенов, погружающихся в северо-западном и юго-восточном направлениях. В центральной, наиболее приподнятой части поднятия фундамент залегает, по-видимому, в среднем на глубинах около 1 км. Однако перепад глубин в разных блоках фактически может оказаться значительным (до нескольких сот метров), что невозможно установить на современной степени изученности данной территории.

Сюнжюдинская седловина по строению близка к Мунскому поднятию, но значительно уже его (в среднем 75—120 км), а фундамент в ее пределах местами погружен до 1,5—2,0 км. Наиболее резко на этой седловине выделяется узкий (50 км), но протяженный (до 250 км) Моторчунский горстообразный выступ, который может рассматриваться, возможно, в качестве самостоятельной структуры.

Центральная Уджинско-Тюнгская прогнутая зона Анабаро-Оленекского мегаблока разделяется Тюнг-Селигирской (Анабаро-Тюнгской) седловиной, соединяющей Мунский и Анабарский выступы, на самостоятельные Уджинский и Тюнгский относительно погруженные блоки.

Главным структурным элементом Уджинского блока является Уджинский палеоавлакоген (Мокшанцев, 1971б). Системой разломов, главным образом субмеридионального и северо-западного простираний (Уджинский и другие), он расчленяется на ряд глубоких (возможно, до 6—8 км и более) прогибов и разделяющих их поднятий, в пределах которых фундамент, по предварительным данным, залегает на глубинах от 2—3 до 4—5 км. В центральной части, в районе максимального сближения Анабарского поднятия и Оленекско-Мунского блока, Уджинский авлакоген сильно сжат; на юге и особенно на севере, уже в пределах Лено-Хатангского перекратонного опускания, образующие его прогибы веерообразно расходятся, разделяясь выступами фундамента.

В самом общем виде в рассматриваемом палеоавлакогене выделяются две системы прогибов, разделенных относительно небольшими по размерам Уджинским, Ырычанским, Укукитским и др. выступами фундамента, контролируемые Уджинским и оперяющими его разломами и образующими, по мнению С. Д. Адамова, А. А. Гудкова и других, единое валообразное поднятие, наиболее приподнятое (до 2—3 км) на юге и севере и значительно опущенное (до 4—5 км) в центральной части.

На юге Уджинского палеоавлакогена, в пределах собственно Анабаро-Оленекского мегаблока, западнее Уджинского разлома, расположены разделенные поперечными субширотными поднятиями Джелендинский прогиб, Усумунская и Лучиканская впадины, а восточнее этого разлома — Биректинская и Укукитская впадины. На севере, в Лено-Хатангском перикратонном опускании, Уджинский палеоавлакоген разделяется, как выяснено в самое последнее время, крупным Саппыйским выступом фундамента на две практически самостоятельные ветви. Северо-западная ветвь представлена глубоким (до 10 км) Уэльесским прогибом, открывающимся в сторону полуострова Нордвик, северо-восточной ветви отвечает крупный замкнутый Хастахский прогиб, расчлененный поперечными разломами и связанными с ними поднятиями на ряд котловин глубиной до 6—8 км.

Тюнгский опущенный блок, примерно совпадающий с одноименной погребенной областью развития иенгрид, ограничен на западе Уджинским и Верхне-Тюнгским, на северо-востоке — Верхне-Линденским и на юге — Вилуюско-Мархинским разломами. В центральной его части выделяется крупный широтно вытянутый Чимдикянский выступ фундамента, обрамляемый на юге, западе и севере относительно глубокими (4 км и более) впадинами Верхне-Мунского прогиба. На юге, вдоль борта Вилуюского палеоавлакогена, в пределах Тюнгского блока, расположены пологие, но крупные по размерам Средне-Тюнгский и Ертюкянский выступы с амплитудой в 1—2 км, в наиболее поднятых их частях фундамент залегает на глубине 3—4 км. С запада к Ертюкянскому выступу примыкает очень крупный и глубокий субмеридиональный Огогутский прогиб, отделенный от Верхне-Мунского прогиба поперечным поднятием, контролируемым Мархаринским и другими оперяющими его разломами.

Весьма интересным является то обстоятельство, что некоторые структурные элементы Тюнгского блока — Чимидикянский, Ертюкянский и Средне-Тюнгский выступы и южная наиболее глубокая впадина Верхне-Мунского прогиба совпадают, как мы увидим ниже, с кольцевыми структурами иенгрид, что лишний раз свидетельствует о необычной стабильности этих древнейших структур земной коры (Мокшанцев и др., 1968, 1971а, 1971б; Мокшанцев, 1971 и др.).

Рассматривая Уджинско-Тюнгскую зону Анабаро-Оленекского мегаблока в целом, нетрудно заметить, что в ее пределах выделяется система глубоких, преимущественно субмеридиональных, прогибов и впадин, вытянутых в виде единой цепочки общей протяженностью более 1000 км вдоль «Главной», или Уджинско-Оленекской, шовной зоны и оперяющих ее более мелких глубинных разломов.

В пределах *Ботуобинской седловины* на продолжении Айхальского и Мархинского выступов выделяются кулисообразно расположенные Моркокинский (?), Очугейский (Сольджюкярский) и Мирненский (Ботуобинский) выступы фундамента. Глубинное строение этого района намечено в самых общих чертах, буквально в последние годы, в результате нефтепоисковых работ.

Расположенное севернее наиболее слабо изученное Моркокинское поднятие, выделяемое в значительной мере условно, почти полностью перекрыто силлами траппов (Мокшанцев и др., 1964). С запада и востока оно ограничено соответственно Восточно-Моркокинским и Верхне-Тюнгским глубинными разломами, в поперечном направлении, по-видимому, расчленено на ряд глыб субширотными разломами Тунгусско-Вилуйской системы. Фундамент в наиболее приподнятой части, по предварительным данным, залегает на глубине 2,5—3 км.

Очугейский, или Сьюльджюкярский, выступ фундамента, выделенный впервые в виде самостоятельной структурной единицы, по существу, лишь в настоящей работе, имеет изометричную форму и слабо вытянут в северо-восточном направлении. В его сводовой части намечается несколько более мелких поднятий фундамента, частично выраженных в структуре чехла. Этот выступ насыщен интрузиями траппов и разбит на мелкие блоки большим количеством разновозрастных взаимопересекающихся разломов.

Расположенный юго-восточнее Мирненский (Ботуобинский) выступ фундамента в общем сходен по строению с Очугейским, с той разницей, что в его пределах значительно менее широко развиты трапповые интрузии. В последние годы этот выступ детально изучался в ходе нефтегазопонсковых работ, и поэтому у нас нет необходимости останавливаться на его характеристике.

На востоке Мирненский свод широкой крупной субширотной Бетинченской перемычкой соединяется с погребенным Сунтарским поднятием фундамента. Эта перемычка, отделяющая Ыгыаттанскую впадину от Предпатомского прогиба, осложнена рядом разрывных нарушений и небольшими поднятиями фундамента. К юго-западу от Мирненского выступа располагается, как уже отмечалось, Непский погребенный выступ фундамента, входящий уже в состав Ангаро-Ленского грядобразного поднятия фундамента.

Крайняя восточная часть *Тунгусского мегаблока*, входящая в пределы рассматриваемой части платформы, изучена еще крайне слабо и к тому же пронизана многочисленными внедрениями траппов, сильно затрудняющих интерпретацию геофизических данных, в связи с чем строение рельефа ее фундамента может быть намечено в настоящее время лишь в самых общих чертах. Однако имеющиеся данные показывают, что внутри этого мегаблока имеются значительные неровности поверхности консолидированной коры, которая местами погружается до 4 км и более (Верхне-Моркокинский прогиб). Судя же по данным красноярских и иркутских геологов, в западных районах синеклизы имеются очень глубокие (до 8 км и более) прогибы, разделенные крупными, сильно приподнятыми блоками фундамента (Савинский, Туголесов, 1967, и др.).

Другие ограничивающие Анабаро-Оленекский мегаблок и Ботуобинскую седловину впадины и прогибы фундамента — Предпатомский, Палеовилуйский, Предверхоянский и др. — расположены практически за пределами рассматриваемой территории и, кроме того, относительно детально изучены, поэтому едва ли есть необходимость останавливаться на их характеристике в данной работе. Отметим лишь, что в их пределах выделяются, с одной стороны, очень глубокие (до 10—12 км и более) погружения фундамента, а с другой — разделяющие их сильно приподнятые выступы (типа Сунтарского), где фундамент залегает на глубинах от 0,5 до 1—2 км (Мокшанцев и др., 1964, 1968, и др.; Штех, 1965; и др.).

Приведенные данные показывают, что фундамент северо-восточной части Сибирской платформы характеризуется сильно расчлененным рельефом, который, как это видно из первого раздела настоящей главы, лишь в очень слабой форме отражается, а местами и вообще практически не выражен в структуре платформенного чехла. Размах высот поверхности консолидированной коры достигает 2—4, местами 6—8 и даже 10—12 км, в то время как амплитуда структур чехла по верхним его горизонтам лишь в редких случаях составляет 2—3 км, а чаще не превышает нескольких сот и даже десятков метров.

Наиболее глубоко (до 10—12 км и более) поверхность фундамента погружена по зонам разломов в обрамляющих Анабаро-Оленекский мегаблок и Ботуобинскую седловину синеклизах и перикратонных опусканиях. Однако и внутри Анабаро-Оленекского мегаблока выделяются контролируемые глубинными разломами Уджинский, Верхне-Мунский и другие прогибы и впадины, в которых, по самым скромным оценкам, поверхность фундамента погружена на глубины до 4—8 км и более. Весьма характерно при этом, что простираение структур фундамента и некоторые другие особенности его строения подчинены, как будет показано ниже, структурному плану археид.

Таким образом, становится совершенно ясным, что рельеф поверхности консолидированной коры в существенной мере отражает структуру орогенного этажа, а не платформенного чехла, что полностью согласуется с приведенными выше данными по Алданскому щиту и частично Анабарскому массиву; в пользу этого свидетельствует и тот факт, что во многих случаях, как это неоднократно отмечалось в литературе (Мокшанцев и др., 1968, 1971а; и др.), глубина фундамента в наиболее глубоких прогибах Вилюйской синеклизы, Предпатомского и других перикратонных опусканий не компенсируется мощностями выполняющих их отложений чехла. Очень отчетливо это видно и на примере Анабаро-Оленекского мегаблока.

В пределах последнего, как было показано выше, структура поверхности фундамента в существенной мере нивелируется уже вендскими отложениями, которые сплошным очень полого залегающим чехлом перекрывают практически все неровности рельефа фундамента и в то же время характеризуются относительно небольшими градиентами мощностей (от первых десятков метров до 200 м на Уджинском поднятии). Несколько большие перепады мощностей характерны для позднепротерозойского комплекса чехла, мощность которого на Уджинском поднятии достигает, возможно, 2—2,5 км. В то же время даже на этом обращении поднятии, где на поверхность выведены наиболее древние горизонты чехла, фундамент залегает на глубине минимум 3—4 км и, следовательно, перекрыт мощной толщей дорифейских отложений. Это обстоятельство позволяет утверждать, что и в других частях Уджинского палеоавлагодена осложняющие его глубокие прогибы и впадины в нижних частях выполнены дорифейскими образованиями, поскольку даже в осевой части Суханской впадины суммарная мощность чехла едва ли превышает 3—4 км.

Таким образом, на северо-востоке платформы четко намечается контролируемая глубинными разломами система прогибов и поднятий фундамента, в той или иной степени отражающая структуру ранне- и среднепротерозойского орогенных этапов развития территории. Областям прогибания этих этапов отвечают Уджинский и, возможно, Верхне-Силигирский, Верхне-Мунский и некоторые другие прогибы Анабаро-Оленекского мегаблока, а также наиболее глубокие прогибы и впадины обрамляющих его синеклиз и перикратонных опусканий; поднятия выражены Анабарским и другими выступами фундамента. Весьма интересной в этом отношении представляется северо-восточная часть Анабаро-Оленекского мегаблока, где, как уже отмечалось, эйекитская серия, возможно, рас-

пространена значительно шире, чем это представляется в настоящее время, а кристаллический фундамент, сложенный иенгридами, погружен на очень значительную глубину (до 12—14 км, по Э. Н. Эрлиху и др.).

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Проблеме внутреннего строения и состава фундамента восточной части Сибирской платформы посвящены работы Б. Г. Лутца, К. Б. Мокшанцева, А. А. Николаевского (1962), А. И. Краснова (1964), Г. И. Штеха (1964, 1965), К. Б. Мокшанцева, А. А. Гудкова и др. (1968), Р. А. Гафарова (1965), Г. Д. Бабаяна (1968), А. А. Николаевского (1969), Л. В. Булиной, Т. Н. Спичарского (1970), В. В. Еловских (1968, 1972), К. Б. Мокшанцева (1971), последовательно отражающих эволюцию представлений и углубление наших знаний о фундаменте.

Изучение строения и состава фундамента необходимо для интерпретации материалов региональных геофизических исследований, выяснения строения и истории развития глубинных разломов, реконструкции разновозрастных блоковых перемещений, структурного контроля проявлений магматизма и, наконец, для общего познания глубинного строения и формирования земной коры. Составленная схематическая карта строения кристаллического фундамента охватывает всю восточную часть Сибирской платформы (рис. 2), поскольку ее построение практически невозможно без привлечения материалов по Алданскому щиту. Основана она на комплексной интерпретации материалов региональных геофизических исследований и изучения геологического строения Алданского щита и Анабарского массива. На территории этих древнейших структур Сибирской платформы архейский фундамент непосредственно выходит на дневную поверхность и доступен исследованию различными методами.

В связи с тем, что по вопросу стратиграфического расчленения архея и происхождения континентальной коры докембрия среди исследователей нет единого мнения, в данной работе принят авторский вариант интерпретации строения и истории развития щитов по материалам мелко- и среднемасштабного картирования. Теоретической основой для этого служит принцип единого историко-геологического подхода к изучению закономерностей эволюции геосинклиналильных систем как раннего докембрия, так и фанерозоя, основанный на структурно-формационном анализе первичного состава метаморфических серий архея (Еловских, 1968, 1972).

На Алданском щите вскрывается уникальный по своей полноте и разнообразию разрез архея, по которому по существу можно судить о строении «гранитного» слоя земной коры. Он представлен пятью главными кристаллическими сериями, из которых иенгрская считается наиболее древней — раннеархейской, а журультинская, тимптонская, джелтулинская и олекминская — позднеархейскими. Иенгрская серия слагает центральную, тимптонская и джелтулинская — восточную, журультинская — южную, а олекминская — западную части Алданского щита. В самой верхней части разреза архея выделяется, как уже отмечалось выше, протоорогенная борсалинская серия. Южное обрамление Алданского щита представлено становой серией, которая считается аналогом олекминской. Наконец, залегающие в основании иенгрской и журультинской серий Кабактинский блок и блоки, сложенные горбыляхской свитой, рассматриваются в качестве выступов «базальтового» слоя.

Материалы по статистической обработке определений абсолютного возраста (Мануйлов, Неелов, 1968; Фрумкин, Нужнов, 1968) и новые определения возраста архейских пород Алданского щита (Соботович, Рудник, 1971) с учетом развития процессов «омоложения» древних толщ под влиянием более молодых метаморфических процессов — все

это, вместе взятое, позволяет считать рубеж 3300—3500 млн. лет верхней возрастной границей иенгурской серии. Другой рубеж — 2500—2600 млн. лет — является верхней возрастной границей курультинской, тимптонской, желтулинской, оленекской и борсалинской серий позднего архея. Этот рубеж согласно проекту международной геохронологической шкалы 1966 г. принимается за границу между археем и протерозоем. Кроме того, довольно отчетливо намечается возрастная граница между курультинской, тимптонской, желтулинской и олекминской сериями, с одной стороны, и борсалинской, с другой, равная 3000—3100 млн. лет.

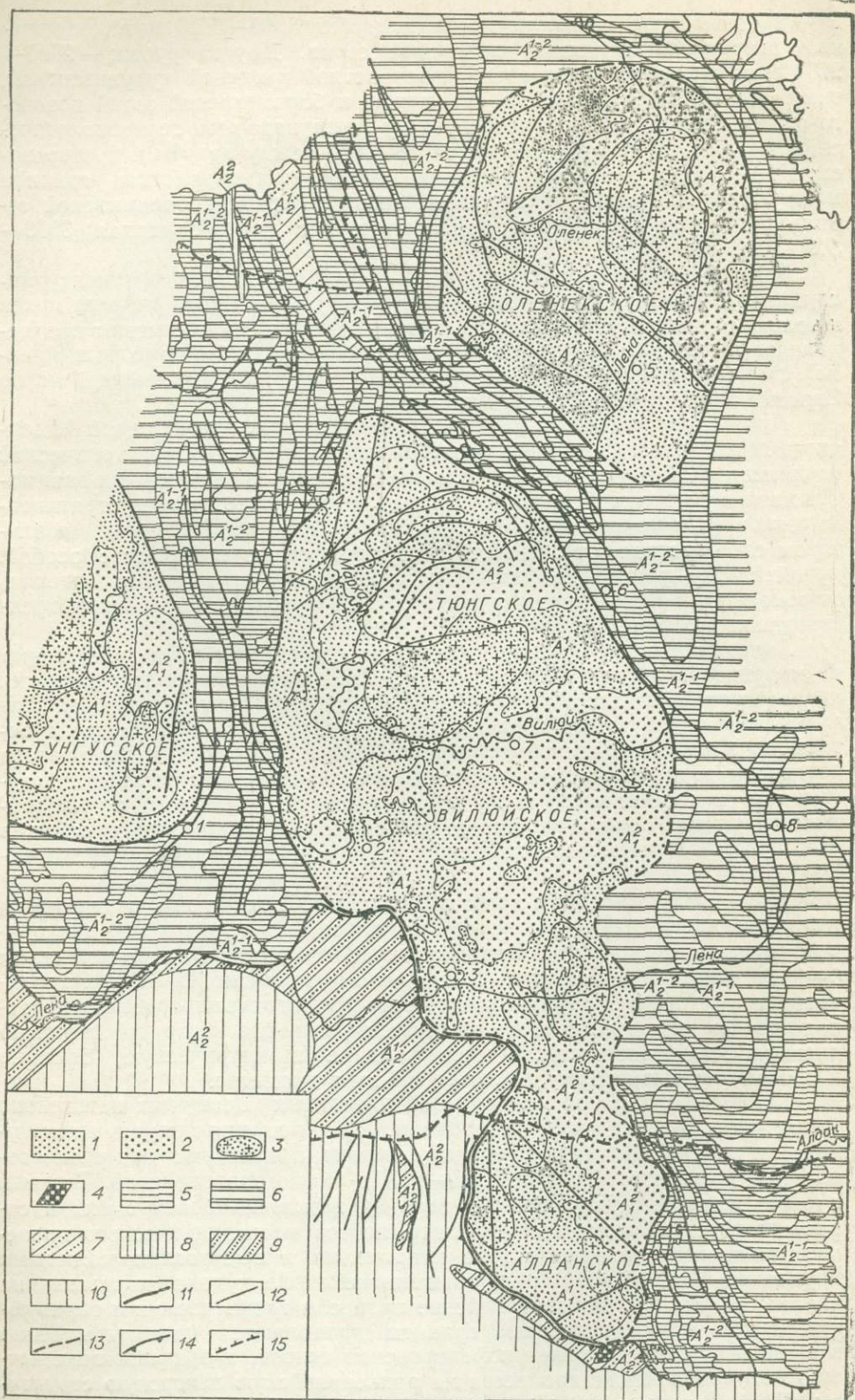
Многие исследователи относят иенгурскую, тимптонскую, желтулинскую и курультинскую серии к алданскому комплексу раннего архея и только становую, олекминскую и борсалинскую серии считают позднеархейскими. Разделение архея на алданский и олекмо-становой комплексы (саамиды и карелиды) принято, например, на тектонической карте Евразии под редакцией А. Л. Яншина.

По нашему мнению, резко отличный от всех других серий Алданского щита специфический концентрически-зональный тектонический план иенгурской серии, ее исключительно своеобразный состав и взаимоотношение с другими сериями, наконец, ее наиболее древнее стратиграфическое положение в разрезе и залегание непосредственно на базальтовом слое заставляют выделять иенгурскую серию в качестве особой, древнейшей — раннеархейской (катархейской) структуры и отделять от всех других более поздних образований археид. Аналогичные представления развивает Л. И. Салоп (1970).

Иенгурская серия в нижней части разреза состоит преимущественно из кварцитов, высокоглиноземистых и биотит-амфибол-плагиоклазовых гиперстенсодержащих парагнейсов и кристаллических сланцев, составляющих в совокупности верхнеалданскую свиту (включая в нее суонитскую и нижнюю часть нимырской свиты). Верхняя часть разреза иенгурской серии характеризуется развитием, наряду с высокоглиноземистыми и пироксен-амфибол-плагиоклазовыми парагнейсами и кристаллическими сланцами, также карбонатно-магнезиальных сланцев мраморов, кальцифиоров и диоксидовых пород, составляющих федоровскую свиту.

Обе описанные свиты залегают согласно, причем верхнеалданская распространена преимущественно в западной, а федоровская — в восточной частях поля иенгрид. Видимая мощность разреза иенгурской серии 6—9 км, а общая ее мощность не превышает, вероятно, 12—15 км. Складчатые сооружения иенгрид отличаются концентрически-зональным расположением складок, поэтому вся область выходов иенгурской серии на дневную поверхность также имеет в плане изометрическую, близкую к концентрической форму, достигая 300 км в диаметре.

Породы иенгурской серии на значительных площадях интенсивно гранитизированы и мигматизированы. Гранитизация приурочена к куполам и антиклинальным складкам, причем существуют два разновозрастных процесса гранитизации — ранне- и позднеархейский. Первый проявляется преимущественно в породах верхнеалданской свиты и сопровождается образованием гранито-гнейсов метасоматического происхождения, переслаивающихся с кварцитами и высокоглиноземистыми породами. Наиболее крупные гранито-гнейсовые купола показаны на карте (см. рис. 2). Позднеархейские процессы гранитизации и образующиеся при этом аляскитовые граниты проявляются преимущественно в антиклинориях, сложенных федоровской свитой, и обвязаны воздействием позднеархейских процессов на раннеархейскую иенгурскую структуру. Последняя вследствие этого в значительной мере утрачивает правильную концентрическую зональность и приобретает изометричную форму.



Изучение литологического состава иенгрской серии (Кулиш, 1972) свидетельствует о ее возникновении в результате метаморфизма первичных песчано-глинистых и карбонатных пород, обогащенных гидроокислами железа. Одной из главных особенностей первичного осадконакопления, отмечаемой Е. Л. Кулишом (1972) для верхнеалданской свиты и Р. А. Энтиным (1971) для федоровской свиты, является наличие ритмичной слоистости и микрослоистости, свидетельствующей, как отмечает последний, о принадлежности отложений к флишу.

Вопрос о происхождении и источниках первичного кластического материала, поступавшего в первозданный водный бассейн, является дискуссионным. По нашему мнению, песчано-глинистые отложения могли быть продуктами латеритного выветривания кремнеземистых дифференциатов, возникавших в процессе кристаллизации и охлаждения базальтового расплава.

О залегании под иенгрской серией образований, возможно отвечающих «базальтовому» слою, свидетельствуют некоторые данные по геологическому строению Алданского щита. Так, например, упоминавшийся выше Кабактинский выступ сложен меланократовыми двупироксеновыми ортогнейсами, в составе которых принимают участие эклогитоподобные породы (гранат-гиперстен — клинопироксеновые кристаллические сланцы), обладающие повышенной плотностной характеристикой. Описываемые породы были выделены В. А. Кудрявцевым (1966) под названием «кабактинской серии» и считаются теперь доиенгрскими катархейскими образованиями (Павловский, 1970). Они выступают в виде блоков метаморфизованного в гранулитовой фации базальтового субстрата, находящегося в основании иенгрской и курультинской серий.

Близкий к кабактинской серии состав имеют породы горбыляхской свиты, которые, согласно легенде алданской серии Государственной геологической карты, располагаются в основании верхнеалданской свиты. Их, возможно, также следует относить к выходам «базальтового» слоя. Наконец, можно отметить, что ксенолиты амфиболитов, составляющие до 90% всех ксенолитов архейских пород, содержащихся в позднемезозойских интрузиях щелочных пород Алданского щита, очень близки к эклогитоподобным породам Кабактинского блока. В то же время они не известны в составе иенгрской и других архейских серий. По мнению А. Н. Угрюмова (1971), описываемые ксенолиты выносятся из зоны основных пород, залегающих под иенгрской серией.

На основании приведенных выше материалов, можно с достаточной степенью достоверности считать, что иенгрская серия возникла в результате первичного осадконакопления кластических, а частично, воз-

Рис. 2. Схема строения кристаллического фундамента восточной части Сибирской платформы. Сост. В. В. Еловских, К. Б. Мокшанцев, Г. И. Штех, В. Н. Михайлов с исп. матер. Т. С. Кутузовой, Т. В. Голубевой, Г. Д. Бабаяна, Р. П. Гоголевой, А. А. Гудкова, И. М. Фрумкина.

Первичные раннеархейские ядра материковой коры, сложенные иенгрской серией и ее аналогами, в том числе: 1 — преимущественно верхнеалданской свитой (A_1^1), 2 — преимущественно федоровской свитой (A_1^2); 3 — наиболее крупные гранито-гнейсовые купола; 4 — Кабактинский выступ «базальтового» слоя. Алдано-Анабарская позднеархейская складчатая область: 5 — антиклинорий, сложенные тимптонской и верхнеанабарской эвгеосинклинальными сериями (A_2^{1-1}); 6 — синклинорий, сложенные джелтулинской и хапчанской сериями (A_2^{1-2}); 7 — далдынская серия (A_2^1); 8 — верхнеломуйская серия (A_2^2). Курультино-Становая позднеархейская складчатая область: 9 — курультинская серия (A_2^1); 10 — становая и олекминская серии и их аналоги (A_2^2). Разломы архейского возраста: 11 — граничные, разделяющие разновозрастные складчатые структуры фундамента; 12 — внутрискладчатые; 13 — границы раннеархейских ядер предполагаемые; 14 — условная граница Алдано-Анабарской и Курультино-Становой позднеархейских складчатых областей; 15 — границы Алданского щита и Анабарского массива. Скважины опорного бурения: 1 — Ботубинская, 2 — Сунтарская, 3 — Наманинская, 4 — Мархинская, 5 — Джарджанская, 6 — Бахынайская, 7 — Вилуйская, 8 — Намская.

можно, и хемогенных карбонатных пород в специфических протогеосинклинальных бассейнах флишевого типа на «базальтовом» субстрате. Концентрическая конфигурация бассейна, по-видимому, подчинялась элементам кратерного рельефа поверхности «базальтового» слоя, а образование первозданного бассейна было связано с центрами охлаждения верхней части «базальтового» слоя и уходом на глубину слоя плавления (Хаин, 1964).

В результате раннеархейских процессов инверсии, метаморфизма и ультраметаморфизма иенгрский флишевый бассейн оказался преобразованным в жесткое ядро первичной материковой коры (литоплнт, по Ю. Д. Дзевановскому и Е. П. Миронюку), который в позднеархейском протогеосинклинальном бассейне играл роль геоантиклинального поднятия. Иенгрское гранито-гнейсовое ядро может рассматриваться также в качестве нуклеарной структуры Е. В. Павловского, с той лишь разницей, что гранитизации подвергались в данном случае не бескорневые зеленокаменные ядра, а терригенно-карбонатные осадочные породы, отложившиеся в первозданных геосинклинальных бассейнах концентрической формы.

Тимптонская серия характеризуется развитием пироксеновых и дупироксеновых ортогнейсов, амфиболитов, биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов, возникших в результате метаморфизма в гранулитовой фации терригенно-лавовых толщ преимущественно диабазового состава, являющихся древними эвгеосинклинальными образованиями. Мощность отложений 7—8 км. В состав тимптонской серии входят иджакская, суннагинская и нельгуйская свиты, причем иджакская свита непосредственно контактирует с иенгрской серией без видимого углового несогласия, обтекает ее с востока и отчетливо приспосабливается к конфигурации раннеархейского иенгрского ядра.

Выходы тимптонской серии на дневную поверхность в восточной части Алданского щита образуют в плане огромные дуги северо-западного простирания, обращенные выпуклостями на юг и юго-запад. Они являются специфическими структурами типа антиклинорий, в то время как джелтулинской серией сложены разделяющие их синклиновые структуры.

Тимптонские антиклинории рассматриваются нами в качестве древнейших островных дуг, возникших в позднеархейском протогеосинклинальном бассейне на коре океанического типа. Рост островных дуг происходил, по всей вероятности, в результате подводных излияний магмы по крупным разрывным нарушениям, одновременно с которыми в стороне от островных дуг вследствие оттока магмы и прогибания участков, расположенных между дугами, происходило накопление терригенных и карбонатных осадков джелтулинской серии. Следовательно, островные дуги являлись в позднем архее центрами тектонической и магматической активности и роста материковой коры в латеральном направлении.

Джелтулинская серия характеризуется развитием высокоглиноземистых силлиманитовых, андалузитовых, кордиеритовых, гранатовых, биотитовых и пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев, мраморов, кальцифиров и диопсидовых пород. Породы возникли в результате метаморфизма терригенно-карбонатных толщ, отложение которых происходило в первичных миогеосинклинальных прогибах, преобразованных в последующем в синклинории (внешние зоны островных дуг). Разрез джелтулинской серии включает улунчинскую, сеймскую, сутамскую, юриканскую и худуринскую свиты и завершается анатектонидными амфибол-биотитовыми и аляскитовыми гранитами. Общая мощность отложений более 5—6 км.

Осадконакопление в желтулинских прогибах началось, вероятно, несколько позднее заложения тимптонских островных дуг, но затем происходило одновременно с ростом последних. Оба описанных выше типа прогибов относятся к раннегеосинклинальным.

Судя по тому, что тимптонская и желтулинская серии не сменяются вверх по разрезу более поздними флишеидными кристаллическими сериями, можно считать, что эволюция тимптоно-желтулинского протогеосинклинального бассейна ограничилась внутрискладчатой инверсией и превращением его в область ранней консолидации.

Курультинская серия слагает территорию кряжа Зверева в южной части Алданского щита и, кроме того, выступает в виде отдельных блоков из-под становой и олекминской серий. Курультинская серия характеризуется развитием меланократовых пироксеновых, дупироксеновых, биотитовых и амфиболовых гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов. В средней части ее разреза преобладают гранатовые и силлиманитовые гнейсы и присутствуют кварциты. Мощность отложений более 9—10 км (до 15 км).

Перечисленные породы образовались в результате глубинного метаморфизма в гранулитовой фации осадочно-вулканогенных отложений первичных эвгеосинклинальных прогибов, развивавшихся на коре океанического типа. В южной части Алданского щита они деформированы в системы субширотных линейных складок. По степени метаморфизма, составу пород, взаимоотношению с другими сериями и многим другим особенностям курультинскую серию следует рассматривать в качестве возрастного аналога тимптонской серии, отличающегося от последней формационным составом отложений.

Олекминская серия отделяется от иенгурской Амгинским разломом и залегает на курультинской серии, которая выступает в виде блоков, приуроченных к Амгинскому, Темулякитскому и другим глубинным разломом. По данным И. М. Фрумкина (1968) и Е. П. Миронюка (1968), описываемая серия представлена толщей пород, метаморфизованных в высокотемпературной амфиболитовой фации. Господствующее положение среди них занимают биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманковые гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты. Породы характеризуются закономерным ритмичным переслаиванием, что дает основание относить Олекминский прогиб как по составу первичных песчано-глинистых пород, так и по характеру их переслаивания к позднегеосинклинальному флишевому прогибу. Мощность отложений 6—10 км. Они дислоцированы в системы сравнительно простых антиклинальных и синклинальных складок субмеридионального простирания. Узкие сжатые антиклинальные складки с крутопадающими крыльями разделены широкими пологими синклиналями.

В мульдах некоторых наиболее крупных и наименее эродированных складок в протяженных узких прогибах, тяготеющих к глубинным разломом, залегает *борсалинская серия*. И. М. Фрумкин и др. она относится к верхней части разреза олекминской серии, хотя существенно отличается от нее широким развитием гранатовых, гранат-биотит-роговообманковых, силлиманит-гранатовых, мусковитовых и других слюдяных гнейсов и кристаллических сланцев. Специфической особенностью борсалинской серии является наличие в ее составе крупных горизонтов железистых кварцитов, близких к джеспилитам Кривого Рога. Возникновение борсалинской свиты следует, по-видимому, связывать с метаморфизмом в амфиболитовой фации первичных морских молассоидных отложений остаточных прогибов, знаменующих проявление инверсионной (по В. В. Еловских) или протоорогенной (по К. Б. Мокшанцеву) стадии позднеархейских протогеосинклинальных областей.

Становая серия относится к складчатому обрамлению Алданского щита и отделяется от него Становым глубинным разломом — линеамен-

том трансконтинентального типа. По составу метаморфических и первичных осадочных песчано-глинистых пород она очень близка к олекминской серии и также образовалась, по всей вероятности, в позднегеосинклинальном флишевом прогибе. Отмечаемая в верхней части разреза становой серии брянтинская серия (Рудник, Соботович, 1971), является в свою очередь, аналогом борсалинской серии. Породы становой серии дислоцированы в системы простых линейных складок субширотного простирания и перекрывают с угловым несогласием фундамент, сложенный эвгеосинклинальной курультинской серией.

На архейских складчатых сооружениях Алданского щита несогласно залегают узкие линейные грабены, приразломные прогибы и впадины ранне-среднепротерозойского возраста. Наиболее ранние из них выполнены осадочно-вулканогенными отложениями субганского комплекса, которые в вертикальном разрезе сменяются терригенными осадками удоканского и маймаканского комплексов, которые, однако, чаще залегают в самостоятельных прогибах и впадинах.

Перечисленные ранне-среднепротерозойские серии являются, по мнению В. В. Еловских, новообразованиями, возникшими в орогенную континентальную стадию эволюции архейских геосинклинальных складчатых поясов, а К. Б. Мокшанцевым (1971) выделяются в самостоятельный дейтероорогенный комплекс.

Анабарский массив сложен позднеархейскими отложениями, подразделяемыми на далдынскую, верхнеанабарскую и хапчанскую серии (Лутц, 1970). Первые две представлены пироксеновыми двупироксеновыми ортогнейсами, плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, видимая мощность которых превышает 7 км. Хапчанская серия отличается развитием двупироксеновых и салитовых плагиогнейсов, чередующихся с мощными горизонтами биотит-гранат-гиперстеновых плагиогнейсов и пачками мраморов и кальцифиров. Общая видимая мощность хапчанской серии превышает 5 км.

Породы далдынской и верхнеанабарской серий возникли, по всей вероятности, в результате глубокого метаморфизма в гранулитовой фации первичных терригенно-вулканогенных пород, выполнявших эвгеосинклинальные прогибы. Образование хапчанской серии связывается с метаморфизмом песчано-глинистых и карбонатных отложений, заполнявших миогеосинклинальные прогибы. Отложения дислоцированы в системы относительно простых протяженных линейных антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания.

Сопоставление стратиграфических разрезов, вещественного состава пород, магматических образований и металлогении архея Анабарского массива с кристаллическими толщами Алданского щита позволяет уверенно параллелизовать далдынскую и верхнеанабарскую серии соответственно с курультинской и тимптонской, а желтулинскую с хапчанской серией. Материнские протогоосинклинальные прогибы Анабарского массива следует в связи с этим также рассматривать в качестве ранних представителей позднеархейского тектоно-магматического цикла. Указанное сходство очень хорошо подтверждается закономерной эволюцией магматических процессов, выраженных на Анабарском щите, точно так же как и на Алданском, последовательным проявлением габбро-гарцбургитовой формации, ультраметаморфогенной формации чарнокитовых гранитов и плагиогранитов и, наконец, формации аляскитовых гранитов.

Кроме описанных выше серий метаморфических пород в центральной части Анабарского щита располагается узкая, постепенно расширяющаяся к северу Котуйкан-Монхоольская и другие зоны амфиболитовых, биотитовых и гранатовых гнейсов и кристаллических сланцев, приуроченные к зоне глубинных разломов. В этих зонах закономерно проявляется магматический формационный ряд, аналогичный магматическому ряду Станового хребта. Последний представлен формациями габбро-

анортозитов, диорит-гранит-гранодиоритов и двуслюдяных высокоглиноземистых гранитов, сопровождаемых соответствующей минерализацией.

Котуйкан-Монхоольская зона рассматривается Б. Г. Лутцем (1971) и др. в качестве зоны диафтореза и катаклаза, возникшей в результате переработки позднеархейских метаморфических пород гранитоидными интрузиями и глубинными притоками вещества. Эти процессы К. Б. Мокшанцевым связываются с позднеархейским — раннепротерозойским орогенным этапом развития платформы. В отличие от этого В. В. Еловских считает, что состав пород, характер разреза, магматизм и металлогения вполне позволяют уверенно параллелизовать описываемую зону со Становой зоной Южной Якутии и считать ее позднеархейским флишевым прогибом (верхнеломуйская серия).

Результаты анализа особенностей строения региональных магнитных и гравиметрических полей на Алданском щите и Анабарском массиве и сравнение их с геологическими данными свидетельствуют о том, что основные складчатые системы кристаллического фундамента находят отчетливое отображение в геофизических полях. Различным формам проявления раннедокембрийской складчатости соответствуют различные морфологические типы магнитных и гравитационных аномалий. Особенно большое значение для изучения строения и вещественного состава кристаллического фундамента, скрытого под осадочным чехлом, имеет интерпретация карт магнитного аномального поля. Последняя позволяет по интенсивности, конфигурации и особенностям строения аномалий и сопоставления их с геологическим строением архейских отложений, обнажающихся на щитах, проследить распространение кристаллических серий на территории Лено-Енисейской плиты, закрытой осадочным чехлом.

Древнейшая иенгрская серия Алданского щита характеризуется, согласно А. Н. Краснову (1964), Р. А. Гафарову (1965, 1971) и др., повышенным положительным магнитным полем мозаичного строения. Характерной особенностью для последнего является концентрически-зональное расположение магнитных аномалий, чередование сильно- и слабомагнитных кольцевых и полукольцевых полос, овальных и изометрических форм, подчиненных общей концентрической конфигурации ядра. На основании построения структурно-корреляционных схем А. Н. Краснов (1964) одним из первых установил, что верхнеалданская свита в общем случае является немагнитной, а федоровская магнитной. Отдельные минимумы магнитного поля фиксируют купола и изометричные складки, сложенные кварцитами и гранито-гнейсами верхнеалданской свиты, в то время как сильно магнитные аномалии, имеющие дуговые концентрические и линейные формы, отвечают синклиниям и в меньшей степени антиклиналиям, состоящим из сильномагнитных пород федоровской свиты. Концентрической форме иенгрского ядра подчиняются также и разломы, связанные с его внутренней структурой. В общем конфигурация и строение магнитного поля иенгрской серии настолько специфичны, что позволяют выделять аналогичные образования в других частях фундамента Сибирской платформы, скрытого под осадочным чехлом.

Антиклинальные и синклинальные зоны, сложенные соответственно тимптонской и джелтулинской сериями, хорошо вырисовываются в магнитном поле восточной части Алданского щита в виде чередующихся полос региональных положительных и отрицательных аномалий. Антиклиналиям отвечают магнитные максимумы, синклиориям — минимумы, обязанные сильной магнитности тимптонской и слабой — джелтулинской серий. Особенно отчетливо выделяются в магнитном поле интенсивные магнитные полосовые аномалии, отвечающие тимптонской серии. В плане они имеют форму огромных крутых дуг, обращен-

ных выпуклостью на юг и юго-запад, и нередко рассматриваются в качестве древнейших глубинных разломов. Это правильно только отчасти, так как линейные разрывные нарушения, по которым происходили излияния базальтовой магмы, располагались, вероятно, либо по краям, либо в центральных частях аномалий, в то время как сами полосовые аномалии отражают вещественный состав и конфигурацию тимптонской кристаллической серии.

Благодаря хорошо выраженной дифференциации тимптонской и желтулинской серий по магнитным свойствам, представляется возможность более или менее обоснованно проследить контуры распространения этих серий, а следовательно, и образованных ими структурных форм под осадочным чехлом.

Магнитное поле южной части Алданского щита, где распространена преимущественно курультинская серия, также является специфичным. В составе его выделяются крупные изометричные или вытянутые в широтном направлении, расплывчатые сильно- и слабомагнитные положительные аномалии.

Западной части Алданского щита и северной окраине зоны Становика — Джугджура, сложенным олекминской и становой сериями, свойственны нормальные, пониженные местами, сложно варьирующие региональные магнитные поля, на фоне которых выделяются узкие линейные магнитные положительные аномалии. Последние в западной части Алданского щита имеют субмеридиональное, а в Становой зоне — широтное простирание и фиксируют в основном положение глубинных разломов и связанных с ними прогибов борсалинской серии с характерными для последней протяженными пластовыми залежами железистых кварцитов. Местами полосовые магнитные аномалии отвечают выступам на поверхность из-под олекминской серии узких линейных блоков, сложенных курультинской серией.

Метаморфические породы Анабарского массива характеризуются системой чередующихся широких линейных магнитных максимумов и минимумов северо-западного простирания, соответствующих, так же как в восточной части Алданского щита, антиклинориям и синклинориям. Наиболее интенсивной намагниченностью, вследствие высокого содержания магнетита в породах, обладает далдынская серия, меньшей — верхнеанабарская. Обе эти серии выражены положительными полосовыми магнитными аномалиями, ширина которых примерно соответствует ширине выходов самих серий на дневную поверхность. Хапчанская серия, подобно желтулинской серии Алданского щита, отчетливо фиксируется полосовыми минимумами магнитного поля.

Следует отметить, что далдынская и верхнеанабарская серии по сравнению с тимптонской серией Алданского щита обладают более высокой намагниченностью, однако данное обстоятельство не дает оснований противопоставлять их друг другу и считать разновозрастными образованиями. Как мы увидим далее, структурное единство, общность состава и одновозрастность указанных кристаллических серий Анабарского массива и Алданского щита хорошо подтверждаются в магнитном поле непосредственными переходами друг в друга свойственных им аномалий по простиранию.

Геологическая интерпретация аномального поля силы тяжести восточной части платформы свидетельствует, что строение кристаллического фундамента находит в нем значительно более сложное отражение, чем в магнитном поле. На Алданском щите и Анабарском массиве, а также в областях неглубокого (до 1—2 км) залегания фундамента в аномальном гравитационном поле в той или иной степени (нередко в очень затушеванной форме в связи с влиянием глубинных факторов) выражены не только структура, а и вещественный состав архейских складчатых сооружений. В областях более глубокого погружения фундамента в по-

ле силы тяжести во многих случаях отражаются не столько внутренний состав и строение фундамента, сколько его рельеф, возникший в результате раздробления и блоковых подвижек консолидированной коры в орогенный и платформенный этапы развития. Рельеф же фундамента, как мы видели в предыдущих разделах, только частично согласуется со структурным планом архейд, причем нередко между ними наблюдаются довольно сложные соотношения. Так, например, на месте позднеархейских антиклинальных зон со свойственными им широкими положительными полосовыми магнитными аномалиями на востоке Лено-Енисейской плиты нередко располагаются отрицательные формы рельефа — впадины или желоба, выраженные минимумами силы тяжести. В то же время соседние с депрессиями поднятия фундамента, выраженные гравитационными максимумами, местами приурочены к участкам знакопеременного или отрицательного магнитного поля. Наряду с этим обращает на себя внимание тот факт, что ориентировка как положительных, так и отрицательных элементов рельефа фундамента и отвечающих им гравитационных аномалий во многих случаях следует направлению поздних архейд, хотя крупные элементы рельефа нередко имеют изометричную форму и захватывают части нескольких различных по направлению, величине и морфологии позднеархейских складчатых структур.

В большей степени гравитационное поле отражает внутреннюю структуру катархейских гранито-гнейсовых ядер фундамента. Прежде всего это находит выражение в совпадении ориентировки гравитационных аномалий с элементами катархейского складчатого фундамента. Сами гранито-гнейсовые купола, устанавливаемые обычно по конфигурации знакопеременных отрицательных и положительных магнитных аномалий, нередко бывают выражены крупными изометричными аномалиями силы тяжести, имеющими положительные или отрицательные значения, в зависимости от того, приподняты или опущены соответствующие блоки фундамента. Связано это, по-видимому, с тем, что гранито-гнейсовые купола обладают значительной прочностью и реагируют на вертикальные подвижки, как единые жесткие блоки.

Сопоставление магнитных и гравитационных данных позволяет, таким образом, сделать вывод о том, что в гравитационных полях находят свое отражение и рельеф и некоторые особенности внутреннего строения фундамента, в том числе конфигурация и ориентировка ряда структурных элементов, а на участках его неглубокого залегания и вещественный состав, что позволяет в той или иной степени использовать гравитационные данные для прослеживания складчатых сооружений архейд под чехлом.

В результате комплексной интерпретации геологических материалов и данных региональных геофизических исследований устанавливается, что архейский кристаллический фундамент восточной части Сибирской платформы является сложным гетерогенным сооружением (см. рис. 2). Главными его элементами по морфологии и вещественному составу являются катархейские гранито-гнейсовые ядра первичной материковой коры изометричной, близкой к концентрической формы, а также облекающие их позднеархейские линейные складчатые системы. Кроме описанного выше Центрально-Алданского ядра к северу от него располагаются Вилюйское и Тунгуское ядра, образующие в совокупности вытянутую в северо-западном направлении складчатую систему иенгрид. Намечаются также изолированные катархейские ядра вне пределов этой системы — Оленекское в северо-восточной и Тунгусское в западной частях описываемой территории.

Обтекающие и разделяющие перечисленные катархейские структуры позднеархейские дугообразные складчатые системы образуют в совокупности Алдано-Анабарскую складчатую область, в которой иенгриды играют роль геоантиклинальных поднятий. В пределах этой складчатой

области интенсивные положительные магнитные аномалии Анабарского массива образуют под осадочным чехлом обширную виргацию, веерообразно расходящуюся к югу и юго-востоку. Юго-восточная, или Анабаро-Якутская, ветвь прослеживается на расстояние около 1000 км при ширине 150—200 км от Уджинского поднятия на севере до Предверхоанского прогиба на юго-востоке. Эта складчатая система, разделяющая Оленекское и Тюнгское ядра и обтекающая с востока Вилюйское ядро, сложена аналогами метаморфических пород Анабарского массива. Западная, или Анабаро-Мирнинская, ветвь поздних архейд прослеживается в меридиональном направлении через западную часть Анабарского щита, вдоль всей западной части Алдано-Анабарской складчатой системы, в том числе вдоль восточной части Тунгусской синеклизы, также частично сложенной аналогами метаморфических серий Анабарского массива. Анабаро-Мирнинская складчатая система обтекает и разделяет катархейские ядра — Тунгусское на западе, Тюнгское и Вилюйское на востоке. Заканчивается она в Ангаро-Ленском прогибе дугами, обращенными выпуклостями на юг, которые, в свою очередь, срезаются Курультино-Оленекской (Становой) складчатой областью поздних архейд.

Продолжением к югу Анабаро-Якутской ветви поздних архейд является Восточно-Алданская складчатая система, сложенная тимптонской и джелтулинской сериями Алданского щита. Эта система состоит из целого ряда дуг, как бы вложенных одна в другую, переходящих на территорию Алданского щита и срезаемых на юге Становым структурным швом. По мере приближения к Предверхоанскому краевому прогибу, вследствие погружения кристаллического фундамента на глубину более 5—6 км, магнитное поле становится расплывчатым и невыразительным, в связи с чем расчленение кристаллического фундамента становится невозможным.

Описанная выше Алдано-Анабарская складчатая область обрамляется с юго-востока, юга и юго-запада Курультино-Становой системой поздних архейд. Граница между ними устанавливается по изменению характера магнитных полей. В обширных, слабо дифференцированных магнитных полях, отвечающих областям совместного распространения курультинской и становой серий, как правило, отсутствуют аномалии, которые могли бы послужить основой для расчленения позднеархейских складчатых сооружений на отдельные хорошо диагностируемые в магнитном поле складчатые структуры. Данное обстоятельство связано, по-видимому, с особенностями строения и развития Курультино-Становой складчатой области, сложенной мощными кристаллическими сериями выдержанного состава, сменяющимися друг друга не в латеральном, а в вертикальном направлении.

В целом, однако, курультинская серия прослеживается на значительно больших площадях, чем станова и олекминская серии, распространяясь в зоне Становика до границ с иенгской серией, а за пределами западной части Алданского щита — на территорию Ангаро-Ленского прогиба, Березовской впадины и северо-западного склона Алданской антеклизы. С описанными выше архейскими складчатыми системами связаны крупнейшие системы глубинных разломов, к числу которых относятся Анабаро-Якутская, разделяющая Оленекское и Тюнгское ядра, Анабаро-Олекминская, ограничивающая Тюнгское и Вилюйское ядра с запада и Тунгусское с востока, и другие.

Наибольшее значение в составе этих систем имеют граничные мантийные разломы, обрамляющие перечисленные выше гранито-гнейсовые ядра иенгрид. Вдоль западной и южной границ Оленекского ядра проходят Уджинский и Северо-Моторчунский, а вдоль северной границы Тюнгского ядра — Верхне-Линденский разломы. На западной границе Тюнгского и Вилюйского ядер располагается Верхне-Тюнгский, а на окраине Тунгусского ядра — Ахтарандинский глубинные разломы.

Внутрискладчатые мантийные разломы, в свою очередь, разграничивают древние архейские антиклинории и синклинории. К числу их принадлежат Жиганский и Мунский (Анабаро-Якутская складчатая система), Онне-Силигирский, Молбо-Силигирский, Алакит-Котуйканский, Восточно-Моркокинский и Моркокинский разломы (Анабаро-Олекминская).

Раннеархейские гранито-гнейсовые ядра, подобно позднеархейским системам, характеризуются развитием внутрискладчатых мантийных разломов, имеющих обычно дугообразную форму, подчиненную концентрической структуре ядер. В составе Оленекской концентрической складчатой системы следует, например, отметить Буолколахский, Бурский, Эйекитский, а в составе Тюнгской и Вилюйской систем — Верхне-Линденский и Верхне-Тюкянский разломы.

Перечисленные выше древнейшие системы мантийных разломов, несомненно, играли большую роль в процессе становления и развития архейского кристаллического фундамента. В свою очередь, многие из них были, как об этом свидетельствуют результаты комплексной интерпретации геологических и геофизических материалов, унаследованы в процессе формирования рельефа фундамента и платформенного чехла.

Изучение внутреннего строения и вещественного состава кристаллического фундамента восточной части Сибирской платформы позволяет в первом приближении воссоздать картину эволюции земной коры раннего докембрия. В течение раннеархейского (катархейского) цикла или этапа (древнее 3,3—3,5 млрд. лет) происходило образование сначала коры океанического типа в специфических «панэвгеосинклинальных», или «ультрагеосинклинальных», условиях (Хаин, 1964). Затем на этой коре из позднегеосинклинальных флишоидных прогибов возникли гранито-гнейсовые ядра первичной материковой коры, сложенные верхнеалданской и федоровской свитами иенгурской серии и их аналогами. Указанные ядра являлись первыми геосинклинальными поднятиями в архейских геосинклиналиях.

Позднеархейский цикл, или этап (3,5—2,6 млрд. лет), характеризовался заложением и развитием между катархейскими ядрами, на коре океанического типа, новых геосинклинальных бассейнов и разрастанием континентальной коры в латеральном направлении. Примерно в середине позднеархейского цикла, на рубеже 3000 млн. лет, завершилось развитие Алдано-Анабарской геосинклинальной области. Ранняя консолидация последней и превращение ее в складчатое сооружение явились, по нашему мнению, главной причиной возникновения в дальнейшем на ее месте Сибирской платформы.

Курультинская эвгеосинклинальная область, обрамляющая Алдано-Анабарскую, образовалась, по всей вероятности, одновременно с нею, но отличается более продолжительным развитием. Во второй половине позднеархейского цикла (этапа), в интервале времени 3000—2600 млн. лет, на коре материкового типа, сложенной курультинской серией, образовались позднегеосинклинальные флишоидные и молассоидные прогибы. В конце цикла на их месте возникли складчатые сооружения, которые значительно увеличили мощность коры в вертикальном направлении и составили в дальнейшем фундамент Байкальской и других позднепротерозойских и палеозойских геосинклинальных областей.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Приведенная выше краткая характеристика тектоники северо-восточной части Сибирской платформы показывает, что в строении и развитии всех ее структурных этажей и особенно кристаллического фундамента и орогенного этажа крупная роль принадлежит глубинным

разломам, которые контролируют многие тектонические структуры и подавляющую часть магматических проявлений. В структуре чехла глубинные разломы проявляются слабее, и поэтому выделяются главным образом по некоторым косвенным признакам, в связи с чем до недавнего времени считалось, что они вообще не играют сколько-нибудь заметной роли в строении древних платформ. Однако на примере рассматриваемой территории видно, что глубинные разломы, частично древние, частично новообразованные, оказывают весьма существенное влияние и на формирование структуры чехла.

Для характеристики глубинных разломов были использованы имеющиеся довольно многочисленные литературные источники (Атласов и др., 1968; и др.; Булина, 1963; Краснов и Масайтис, 1955; Мокшанцев, 1968; Мокшанцев и др., 1964, 1968; и др.; Николаевский, 1968; и др.), однако, учитывая специфику настоящей работы, а также недостаточную сходимость, а иногда и противоречивость материалов, авторы были вынуждены провести полную переинтерпретацию комплексных геолого-геофизических данных, в связи с чем прилагаемая карта (см. рис. 6) является в существенной мере оригинальной и, как мы надеемся, более или менее объективно отражает распространение разновозрастных глубинных разломов.

О принципах выделения глубинных разломов по данным региональных геофизических исследований говорилось выше (глава II). Добавим к этому, что при трассировании разломов авторы помимо региональных геофизических материалов учитывали также данные МТЗ, ТСЗ и, главное, геологические критерии — наличие флексур и флексуорообразных перегибов чехла, линейных зон дислокаций, роев даек, зон сгущения приповерхностных разрывных нарушений и т. п. Многие разломы, выделенные под чехлом, тщательно прослежены по геолого-геофизическим данным в виде непосредственного продолжения разломов, закартированных на Алданском щите, Анабарском массиве, Оленекском своде и Уджинском поднятии.

Глубинные разломы подразделены в соответствии с представлениями А. В. Пейве (1956), В. Е. Хаина (1964) и др. на мантийные и коровые. К мантийным отнесены крупнейшие, длительно развивающиеся разломы, с которыми ассоциируют (хотя бы в один этап их развития) основные и ультраосновные магматические породы — кимберлиты, траппы, меймечиты и т. п. Мантийное происхождение указанных пород доказано многими учеными и не может в настоящее время вызывать сомнений (Заварицкий, 1946; Соболев и др., 1967; Соболев, 1968; Шейнман, 1968; и др.).

Мантийные разломы достаточно четко выделяются по магнитометрическим и гравиметрическим данным, поскольку установлено, что многие полосовые и локальные изометричные магнитные и нередко совпадающие с ними гравиметрические аномалии связаны со скрытыми на глубине телами основных и ультраосновных пород, контролируемыми глубинными разломами. Именно эти обстоятельства послужили основанием для выделения большинства глубинных разломов фундамента на Лено-Енисейской плите, в северной части которой располагается Якутская кимберлитовая провинция. Доказательства подобной связи между указанными типами магнитных и гравитационных аномалий и мантийными разломами приводились многими исследователями, однако наиболее детально она установлена в последнее время в результате геологосъемочных и геофизических работ на Алданском щите и Анабарском массиве.

В основу выделения коровых глубинных разломов положены такие признаки, как большая их протяженность, длительность, многофазность и унаследованность развития, влияние на процессы складчатости и осадконакопления и т. п.

По возрасту глубинные разломы, в соответствии с приведенным выше вертикальным структурным расчленением платформы, условно подразделены на три главные группы. К первой группе относятся архейские разломы, выраженные только во внутренней структуре фундамента и не выраженные или очень слабо выраженные в его рельефе, ко второй — протерозойские и нижнепалеозойские (?) разломы, выраженные в рельефе фундамента, нижних горизонтах чехла, но не отраженные в верхних горизонтах последнего, к третьей — палеозойские и мезозойские собственно платформенные разломы, выраженные в структуре чехла. В первой и второй группах выделены граничные разломы, разделяющие разновозрастные складчатые системы архейд фундамента и его мегаблоки, и внутрискладчатые (внутриорогенные), а во второй и третьей группах (условно) — унаследованные и новообразованные разломы. Помимо этого, на прилагаемой карте (см. рис. 6) отражены предполагаемые крупные разломы невыясненной глубинности, возраста и строения.

Глубинные разломы разного возраста образуют сложно построенную ортогональную сетку, в которой в самом общем виде выделяются четыре главных направления: субмеридиональное (преимущественно северо-северо-западное), субширотное (от восточно-северо-восточного до восточно-юго-восточного), северо-западное и северо-восточное. Как правило, глубинные разломы группируются в крупные протяженные системы, состоящие из нескольких зон разрывных нарушений преимущественно одного или двух возрастов (см. рис. 6). Наиболее древние, по-видимому, раннеархейские Оленекская и Тюнгская системы разломов связаны с одноименными блоками предполагаемого развития иенгрид. Они обладают типичными для последних дугообразными или неправильно-концентрическими простираениями и, несомненно, относятся к категории мантийных, возможно, сверхглубоких разломов, поскольку чаще всего трассируются по резко выраженным полосовым дугообразным или концентрически-округлым магнитным аномалиям и, судя по Алданскому щиту, сопровождаются зонами диафтореза и милонитизации, а также линейно-вытянутыми массивами магматических пород.

В *Оленекской системе* выделяются 5 или 6 таких дугообразных разломов — Буолкалахский (17)*, Бурский (18), Беенчименский (19) и др., обрамляющие по периферии центральное ядро архейского фундамента, совпадающее с вершиной Оленекского свода. В *Тюнгской системе* выделено несколько субпараллельных дугообразных древних глубинных разломов, раскрывающихся к югу, в сторону Вилюйской синеклизы, и разделяющих между собой кольцевые структуры иенгрид Тюнгского ядра (см. рис. 2,6)**.

Весьма интересным является то обстоятельство, что эти несомненно наиболее древние на северо-востоке платформы системы разломов в той или иной степени проявляются в верхних, орогенном и собственно платформенных этажах, и, следовательно, уже после консолидации кристаллического фундамента в течение долгого времени продолжали активно развиваться. Так, на Оленекском своде и смежных с ним структурах некоторые из них полностью или частично наследуются орогенными и даже платформенными разломами, а в Тюнгской системе с ними помимо этого нередко связаны дугообразно расположенные системы даек траппов.

Аналогичное строение, по-видимому, имеет Мойеро-Киренгская система глубинных разломов на крайнем юго-западе характеризуемой территории, также связанная с условно выделяемым блоком иенгрид,

* Здесь и далее цифры в скобках отвечают номерам разломов на рис. 6.

** На рис. 6 они не пронумерованы.

однако она изучена значительно меньше, и на ее характеристике мы не останавливаемся.

Упомянутые выше древнейшие системы дугообразных разломов так же, как и сами блоки иенгрид, ограничены грандиозными по протяженности Уджинским (1), Северо-Моторчунским (3), Верхне-Лиинденским (6), Верхне-Тюнгским (21) и Ахтарандинским (31) граничными разломами, отделяющими их от более молодых складчатых сооружений археид. Указанные граничные разломы чаще всего фиксируются по резкой смене характера и строения магнитного и гравитационного полей; нередко с ними связаны также системы узких линейно-вытянутых положительных полосовых магнитных аномалий и более или менее резкие градиенты силы тяжести. Почти все эти разломы унаследованно развивались в протерозое и, возможно, раннем палеозое и разделяют, как было показано выше, крупные структурные элементы орогенного этажа, а некоторые из них, например Ахтарандинский, четко проявляются также в платформенном чехле.

Расположенные между охарактеризованными граничными разломами Анабаро-Мирненская и Анабаро-Якутская системы глубинных разломов связаны с одноименными системами анабарид (Мокшанцев, 1968, 1971; Мокшанцев и др., 1968, 1971а). Анабаро-Мирненская система протягивается в субмеридиональном (северо-северо-западном) направлении вдоль восточного края характеризуемой территории на расстояние более 1000 км, сливаясь на юге с аналогичной системой разломов западной части Алданского щита. Анабаро-Якутская система, разделяющая Оленекский и Тюнгский блоки иенгрид, прослеживается в виде крутой дуги, простираение которой меняется от субмеридионального на севере до юго-восточного на юге, от Уджинского поднятия до Мунского свода и также продолжается далеко на юг вплоть до Алданского щита. На севере, в области Анабарского массива, эти две системы разломов практически сливаются между собой.

подавляющее большинство разломов, входящих в Анабаро-Мирненскую и Анабаро-Якутскую системы, имеют очень древний, возможно, позднеархейский, возраст и, как это видно на Анабарском массиве и Алданском щите, разделяют зоны распространения разновозрастных серий метаморфических пород анабарского, тимптоно-джелтулинского, батомгского и олекмо-станового комплексов или контролируют крупные структурные элементы типа антиклинориев и синклинориев внутри них. В то же время многие из этих разломов — Мунский (4), Усумунский (8), Онне-Силигирский (25), Молбо-Силигирский (26) и другие продолжали унаследованно развиваться в протерозое, а возможно, и раннем палеозое и соответственно ограничивают или осложняют различные орогенные и наследующие их позднепротерозойские и раннепалеозойские платформенные структуры, в связи с чем находят то или иное выражение в рельефе фундамента. Некоторые унаследованные, а частично, возможно, новообразованные разломы (Эбеляхский (7), Алакит-Котуйканский (27) и др.) выражены в структуре верхних горизонтов чехла и отнесены соответственно к категории платформенных. Некоторые из них, например Алакит-Котуйканский и Восточно-Моркокинский, имеют весьма важное структурное значение, разграничивая такие крупнейшие платформенные структуры, как Анабарская антеклиза и Тунгусская синеклиза.

Не исключена возможность, что и другие разломы Анабаро-Мирненской и Анабаро-Якутской систем (Жиганский, Деленджинский, Верхне-Котуйканский и др.) (см. рис. 6) сохраняли подвижность или во всяком случае служили магмаподводящими каналами вплоть до раннего мезозоя, поскольку с ними нередко территориально связаны молодые магматические проявления и, в частности, кимберлитовые тела, а также зоны сгущения мелких разрывных нарушений, флексуорообразные перегибы слоев и зоны повышенной трещиноватости пород.

Все разломы рассматриваемых двух систем, или во всяком случае подавляющая их часть, относятся к категории мантийных. На Анабарском массиве и Алданском щите, где разломы характеризуемого типа в последнее время детально изучены геолого-геофизическими методами, они выражены «залеченными» разрывными нарушениями различного типа, зонами повышенной трещиноватости, диафтореза и милонитизации, с ними связаны также многочисленные интрузии и дайки магматических пород, а на Алданском щите — позднеархейские и раннепротерозойские приразломные прогибы, сложенные осадочно-вулканогенными толщами борсалинской, субганской серий и их аналогов, а также более молодые протерозойские прогибы и грабены. Под чехлом, на Лено-Енисейской плите, эти разломы чаще всего трассируются по резко выраженным полюсовым аномалиям и гравитационными градиентами.

Наиболее древние (в большинстве случаев архейские) разломы характеризуются, таким образом, или различно ориентированными дугообразными, или преимущественно субмеридиональными и близкими к ним простираниями, свойственными архейским структурам фундамента.

Разломы всех других направлений имеют более молодой, протерозойский или фанерозойский возраст и относятся к категориям орогенных и платформенных. Наиболее типичны в этом отношении субширотные разломы Южно-Анабарской, Тунгусско-Виллюйской и Южно-Тунгусской систем, секущие почти под прямыми углами или по диагонали складчатые сооружения фундамента и наложенные на них орогенные поднятия и прогибы (Айхальское и другие). Большинство этих разломов — Средне-Куонапский, Айхальский, Батырский и др. — имеют относительно небольшую протяженность (до 200—300 км) и не распространяются восточнее Уджинской (1) и Верхне-Тюнгской (21) шовных зон, которые, как будет показано ниже, имеют важнейшее структурное значение. Разломы данного типа чаще всего выделяются по резким изгибам и пережимам магнитных и гравитационных аномалий и, насколько позволяют судить далеко не достаточные данные, выражены в рельефе фундамента, расчленяя его на ряд относительно небольших, смещенных по отношению друг к другу блоков.

Отдельные субширотные разломы — Арга-Салинский (41), Верхне-Оленекский (42), Верхне-Мунский (43) в Южно-Анабарской системе, Мархаринский (45), Чилли-Кенкемесский (Мархаратинский) (46), Ейкский (47) в Тунгусско-Виллюйской системе и некоторые другие — имеют значительно большую протяженность (до 500—600 км и более) и соответственно большее структурное значение. Они рассказывают различные структурные элементы фундамента и прослеживаются не только по изгибам и пережимам аномалий, но также по гравитационным градиентам и зонам резких, нередко скачкообразных изменений уровней, а иногда и самого характера магнитного и гравитационного полей. Этими разломами фундамент платформы разбивается на крупные субширотные блоки, нередко существенно смещенные как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Например, Арга-Салинский, Верхне-Оленекский и другие разломы ограничивают зону относительного опускания фундамента, отделяющую Анабарское поднятие от Айхальского и Мархаринского выступов фундамента, разломы Тунгусско-Виллюйской системы контролируют крупную субширотную зону поднятий и т. п.

В целом субширотные разломы Южно-Анабарской и других систем расчленяют фундамент на ряд относительно узких пластин, смещенных относительно друг друга не только в вертикальном, а и в горизонтальном направлении (правые сдвиги), причем амплитуда горизонтальных подвижек по ним иногда довольно значительна и достигает 20—30 км и более. В верхних ярусах чехла субширотные зоны разломов или не выражены вовсе, или находят лишь косвенное отражение в виде зон сгущения даек, небольших разрывных нарушений, флексуобразных пере-

гибов и т. п. Возраст их точно не установлен, но он явно доверхнепалеозойский и в то же время послепалеозойский (скорее всего, протерозойский — раннепалеозойский), что и послужило основанием для отнесения рассматриваемых разрывных нарушений к категории новообразованных разломов. Не установлена и глубинность этих разломов. На карте они условно выделены как коровые, однако, судя по геофизическим данным, с некоторыми из этих разломов связаны массивы сильно магнитных пород, по-видимому, основного и ультраосновного состава, что должно свидетельствовать о принадлежности части из них к мантийным разломам.

Куойкская и Ангаро-Вилюйская системы глубинных разломов имеют близкое строение и различаются между собой главным образом простираниями и структурным положением. Они состоят из новообразованных и в меньшей степени унаследованных послепалеозойских орогенных и собственно платформенных разломов и являются составными частями крупнейших на северо-востоке Евразии сквозных систем, протягивающихся далеко за пределы Сибирской платформы (Мокшанцев, 1968, 1971). Обе системы разломов играют важную роль и в структуре самой платформы. Погребенные орогенные разломы — Куойкский (15), Молодинский (16) в Куойкской системе, Верхне-Линденский (32) в Ангаро-Вилюйской системе и другие — контролируют контуры и некоторые особенности строения крупных блоковых структур поверхности кристаллического фундамента; более молодые платформенные разломы — Северо-Кютюнгинский (13), Южно-Кютюнгинский (14), Верхне-Линденский (32), Вилюйско-Мархинский (34) и другие, с одной стороны, отделяют Анабарскую антеклизу от перикратонных опусканий и краевых прогибов платформы и Вилюйской синеклизы, а с другой — определяют формирование структур первого и второго порядка внутри этих крупнейших надпорядковых структурных элементов, например Кютюнгинского грабена, Сололийского и Куойкско-Далдынского поднятий.

Многие разломы Куойкской и Ангаро-Вилюйской систем четко прослеживаются по геофизическим данным и относятся к категории мантийных. На поверхности, особенно в областях выходов нижнего структурного комплекса чехла, характеризующиеся системами разломов сопровождаются многочисленными разрывными нарушениями (сбросами, сдвигами и т. п.), флексурами, структурными террасами, мощными протяженными зонами даек и интрузиями траппов.

Особое место на северо-востоке платформы занимают *Усун-Кюельская, Мархинская и Ыгыаттанская системы*. Они состоят преимущественно из новообразованных собственно платформенных и в меньшей степени погребенных орогенных разломов и намечены главным образом по геологическим данным, т. е. по резко выраженным флексуобразным перегибам чехла, зонам сгущения мелких разрывных нарушений и даек и другим признакам. Часть этих разломов, однако, более или менее четко фиксируется и по гравимагнитным материалам (изгибы и пережимы аномалий, гравитационные градиенты и т. п.). Почти все разломы указанных трех систем отнесены к категории коровых, однако тот факт, что многие из них контролируют распространение вскрытых и нескрытых на поверхности магматических тел, в том числе кимберлитов, свидетельствует о глубинном, возможно, мантийном происхождении некоторых из них, что является весьма важным обстоятельством и требует дополнительного изучения.

Приведенные данные показывают, что рельеф фундамента, а частично и структура чехла Якутской кимберлитовой провинции контролируются взаимопересекающимися зонами унаследованных и новообразованных орогенных и платформенных разломов, которые одновременно являются важнейшими магмоподводящими каналами. Структурное значение этих разломов различно. Наиболее крупные и долгоживущие

разломы (Эйекитский, Верхне-Моркокинский и др.) относятся к структурам первого порядка и разграничивают крупнейшие блоки земной коры, другие имеют меньшее структурное значение, т. е. являются структурами второго и более высоких порядков.

К числу важнейших структурных швов востока платформы относится, в частности, намеченная С. Д. Адамовым «Главная», или, как мы предлагаем ее назвать, Уджинско-Оленекская зона разломов. Она протягивается почти в меридиональном направлении через всю восточную часть платформы, отделяя центральную, относительно погруженную по фундаменту ее область от расположенной западнее системы поднятий (Анабарское, Мархинское, Айхальское и др.). В состав этой зоны входят крупнейшие глубинные разломы весьма древнего заложения — Уджинский (1) и Верхне-Тюнгский (21), а также некоторые оперяющие их более мелкие разломы. К югу Уджинско-Оленекская шовная зона прослеживается вплоть до Оленекского, Чарского и других разломов востока Алданского щита и, следовательно, по своим размерам и значимости в структуре платформы вполне сопоставима с расположенной западнее (за пределами Якутии) Тунгусско-Котуйской (Саяно-Анабарской) зоной (Мокшанцев, 1971). Вместе они отделяют центральную наиболее приподнятую по фундаменту часть Сибирской платформы от прогнутых ее частей, расположенных западнее (в области Тунгусской синеклизы) и восточнее (в области Суханской впадины и Вилуйской синеклизы).

ВЫВОДЫ

Изложенные данные позволяют сделать некоторые важные, с нашей точки зрения, выводы об особенностях развития северо-восточной части платформы и соотношении в ее пределах разновозрастных структурных этажей.

В конце архея и раннем — среднем протерозое, после консолидации архейского фундамента, рассматриваемая территория, как и вся Сибирская платформа, прошла длительный путь орогенного развития, который можно условно подразделить на два главных этапа. В первый из них, отвечающий борсалинскому и субганскому времени, территория платформы обладала еще весьма значительной тектонической активностью, что обусловило относительно высокую степень метаморфизма (от амфиболовой до зелено-сланцевой фации) пород борсалинской и субганской серий, вошедших практически в состав фундамента.

Во второй, ранне-среднепротерозойский, этап интенсивность тектонических движений несколько понизилась, в результате чего молассовые отложения удоканской, маймаканской серий и их аналогов были изменены в значительно меньшей степени, хотя и среди них на отдельных участках, подвергшихся, по-видимому, длительному глубокому опусканию, фиксируются существенно метаморфизованные (вплоть до амфиболитовой и зелено-сланцевой фаций) образования. В целом, однако, отложения этого возраста по своим физическим свойствам уже существенно отличаются от пород фундамента, и поэтому распространение их устанавливается не только в местах выходов на поверхность, а и под чехлом платформы. При этом не исключена возможность, что в наиболее глубоких прогибах Лено-Енисейской плиты, также как, например, в Удоканском прогибе, нижние части этих отложений изменены в большей степени и фиксируются геофизическими методами в виде единой поверхности с архейским кристаллическим фундаментом.

Наиболее вероятным представляется распространение нижне-среднепротерозойских орогенных отложений в Кемпендяйском и других глубоких прогибах Вилуйского и Уджинского палеоавлакогенов,

в Верхне-Силигирском желобе, Верхне-Мунском и некоторых других прогибах фундамента.

В целом имеющиеся данные показывают, что территория восточной части Сибирской платформы в раннем и среднем протерозое и в самом конце архея представляла собой тектонически подвижную складчато-глыбовую область типа современного Забайкалья и Центральной Азии, состоявшую из систем межгорных прогибов и грабенных в разделявших их Анабарского, Айхальского, Мархинского, Мирненского и других сводовых и глыбовых поднятий фундамента, которые и отражаются в той или иной мере в рельефе фундамента. Эти структуры контролировались зонами глубинных разломов, по которым происходили контрастные тектонические движения, обусловившие интенсивные проявления магматизма от кислого до основного и ультраосновного состава. Большая часть глубинных разломов была унаследована от архейского протогеосинклиналичного этапа, в связи с чем многие орогенные складчато-глыбовые структуры характеризуются субмеридиональными и близкими к ним простираниями, совпадающими с простираниями архейских структур фундамента. Однако наряду с этим выделяются и discordантные к последним субширотные поднятия и прогибы типа Вилюйского палеоавлакогена, по-видимому, связанные с охарактеризованными выше новообразованными зонами разломов.

Формирование нижнего (позднепротерозойского или средне-поздне-рифейского) структурно-формационного комплекса чехла (стадия ранних синеклиз) происходило в условиях, когда существенно стабилизированная территория платформы подвергалась значительному выравниванию, но в то же время обладала еще относительно высокой тектонической подвижностью и состояла из крупных, возможно, разделявшихся разломами пологих впадин-синеклиз и обширных, также очень пологих участков суши. В разрезе этого комплекса значительная роль принадлежит морским, лагунно-морским и континентальным терригенным, терригенно-карбонатным и в меньшей степени вулканогенно-осадочным отложениям, а также некоторым специфическим для платформы магматическим формациям основного и ультраосновного, щелочного состава.

Синеклизы и антеклизы ранней стадии развития чехла платформы в большинстве случаев развивались унаследованно от орогенных структур, и поэтому так же, как последние, более или менее четко выражены в рельефе фундамента.

Более того, они подчинены не только орогенному, но и древнему архейскому структурному плану. Например, в пределах Анабаро-Мирненского блока фундамента, где распространены линейно-вытянутые субмеридиональные структуры анабирид, прогибы и поднятия ранней стадии формирования чехла также характеризуются в общем субмеридиональной ориентировкой, а на территории Тюнгского блока с типичными для него кольцевыми структурами иенгрид намечаются широкие изометричные негативные и позитивные структуры нижнего комплекса чехла.

Второй структурно-формационный комплекс чехла (венд — ранний карбон), отвечающий стадии зрелых синеклиз, отделен от нижнего несогласием и характеризуется, особенно в начальную стадию своего формирования, наибольшим выравниванием платформы и широким проявлением морских трансгрессий, в связи с чем в его составе в общем преобладают осадочные формации карбонатного и галогенного состава и относительно слабо представлены (особенно в нижней части) магматические проявления.

В наибольшей степени это относится к нижнему вендско-среднекембрийскому структурному ярусу данного комплекса, карбонатные и эвапоритовые отложения которого почти всюду начинаются базальным горизонтом и в прошлом перекрывали всю территорию платфор-

мы за исключением наиболее приподнятых участков Алданского щита и, возможно, некоторых поднятий внутри современной Тунгусской синеклизы.

Недостаток фактического материала не позволяет, к сожалению, полностью восстановить палеотектоническую обстановку раннего палеозоя, но геолого-геофизические данные показывают, что структурный план этого времени в определенной степени был унаследован от начального этапа развития чехла и в то же время обладал некоторыми новыми специфическими чертами, свидетельствующими о начале существенной перестройки платформы. Анализ изменения мощностей осадков венда и нижнего — среднего кембрия позволяет, в частности, сделать вывод, что они, с одной стороны, сокращаются на Анабарском, Оленекском, Мунском, Сунтарском, Якутском и других поднятиях фундамента и увеличиваются в разделяющих их впадинах, т. е. подчинены тем же закономерностям, что и в позднепротерозойский этап, а с другой — в наибольшей степени возрастают в обрамляющих современную Анабарскую и Алданскую антеклизы Тунгусской и Вилюйской синеклизах, Предпатомском нижнепалеозойском краевом прогибе, Лено-Анабарском и других перикратонных опусканиях, свидетельствуя о заложении в конце среднего — начале позднего кембрия того структурного плана, который наблюдается на востоке платформы и в настоящее время. В пользу последнего предположения свидетельствует и наблюдаемое изменение формационного состава нижнего палеозоя, в разрезе которого, как показали исследования А. К. Боброва, Д. К. Горнштейна и многих других, в области современных антеклиз преобладают карбонатные (морские на востоке и лагунно-морские на западе) отложения, а в обрамляющих их прогибах появляются мощные толщи карбонатно-эвапоритовых и в меньшей степени терригенных осадков.

Наметившаяся в раннем палеозое тенденция в еще более четкой форме проявилась во время формирования среднепалеозойского структурного яруса. Приведенные выше данные, а также реконструкции, проведенные В. В. Ковальским и Ф. Ф. Брахфогелем на основе изучения ксенолитов осадочных пород в кимберлитовых трубках, показывают, что накопление позднекембрийских, ордовикских, силурийских и, возможно, раннедевонских отложений контролировалось существенно иным структурным планом, чем в более ранние этапы формирования чехла. В это время, по-видимому, уже достаточно четко обособились все современные структурные элементы Анабарской антеклизы и обрамляющих ее негативных структур, т. е. Анабарский массив, Оленекский и Мунский своды, Силигирско-Моркокинское поднятие, Ботуобинская седловина, Суханская и другие впадины, несогласно наложенные на более древние структурные элементы. Эти процессы сопровождалась существенным изменением формационного состава осадков, в разрезе которых наряду с морскими карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями появляются прибрежно-морские и лагунно-континентальные, нередко красноцветные и пестроцветные осадки, накапливавшиеся в полузамкнутых и замкнутых бассейнах.

В самом конце среднего палеозоя — в среднем — позднем девоне и раннем карбоне по зонам унаследованных от орогенного этапа и частично новообразованных разломов произошли разнонаправленные блоковые подвижки фундамента, приведшие к обособлению на востоке платформы резко различных по строению структурных элементов, предопределивших в той или иной степени формирование современной структуры платформы.

На северо-востоке изучаемой территории в это время сформировалось обширное, ограниченное разломами и, по-видимому, расчлененное на ряд блоков Анабаро-Оленекское сводовое поднятие, значительно

превышавшее по своей площади современную Анабарскую антеклизу; по периферии его возникли глубокие, нередко грабенообразные прогибы, в которых на западе, в краевой части современной Тунгусской синеклизы, накапливались терригенно-карбонатные, а на юге, востоке и севере, в Ыгыаттанском, Кемпендяйском и других прогибах — мощные (до 4—6 км) толщи терригенных и карбонатно-эвапоритовых осадков.

Не исключена возможность, что именно в это время на Анабарской антеклизе в той или иной мере окончательно оформились все ее главные структурные элементы, т. е. Анабарский массив, Сололийское и Куойско-Далдынское поднятия, Тюнг-Селигирская седловина, Селигиро-Моркокинское поднятие, Верхне-Мунская, Суханская и другие впадины, а также структуры более высоких порядков — Далдынский, Мархинский, Оленек-Тюнгский и другие валы и желоба, контролируемые во многих случаях новообразованными глубинными разломами (Мархинский, Вилюйско-Котуйский и др.).

С активизацией древних и новообразованием молодых разломов в конце среднего палеозоя связано значительное оживление магматической деятельности и, в частности, образование среднепалеозойской трапповой формации, а также, возможно, кимберлитовых тел.

Новая существенная перестройка структуры северо-восточной части Сибирской платформы связана с периодом формирования позднепалеозойско-кайнозойского структурно-формационного комплекса.

В позднем палеозое — раннем мезозое формируется в ее современном виде Тунгусская синеклиза, под обломочно-вулканогенными, в нижней части угленосными образованиями которой были полностью или частично погребены многие ранне-среднепалеозойские структурные элементы и, в частности, западная окраина Анабарского массива, юго-западная часть Айхало-Мархинского поднятия и северо-западный склон Ботуобинской седловины; на севере и востоке, в связи с заложением Южно-Таймырского и Верхоянского многоэпиклиналиных прогибов, по краям платформы возобновляется формирование моноклиналиных осложненных разломами Лено-Хатангского и Предверхоанского перикратонных опусканий, угленосные (на западе) и терригенные (на востоке) отложения которых накладываются на краевые части возникшего в конце среднего палеозоя Анабаро-Оленекского поднятия; глубокие прогибы в позднем палеозое продолжали, по-видимому, формироваться и в области Вилюйской синеклизы, особенно в ее восточной части.

Проведенные В. В. Ковальским, Ф. Ф. Брахфогелем и другими построения показывают, что верхнепалеозойские, а в последующем мезозойские отложения проникали в пределы Анабарской антеклизы значительно дальше, чем в настоящее время, но в дальнейшем там были эродированы.

В конце триаса, ранней и средней юре сформировались Вилюйская синеклиза и Ангаро-Вилюйский прогиб, под терригенными отложениями которых была погребена значительная часть южного склона Анабаро-Оленекского поднятия и часть Ботуобинской седловины. В позднем мезозое и кайнозое, в связи с заложением Предверхоанского и Лено-Анабарского краевых прогибов и продолжавшимся развитием Вилюйской синеклизы, сформировалась современная структура северо-востока платформы и, в частности, определились контуры Анабарской антеклизы и Ботуобинской седловины.

Охарактеризованные выше тектонические процессы позднего палеозоя сопровождалась активизацией древних и образованием новых глубинных разломов, что обусловило интенсивное проявление эффузивного и интрузивного магматизма и привело к образованию позднепалеозойской и мезозойской трапповой, кимберлитовой и других платформенных магматических формаций, широко распространенных в Тунгусской синеклизе и ряде других структурных элементов.

Таким образом, структуры орогенного этажа северо-востока Сибирской платформы подчинены в той или иной степени структурному плану археид. Они, как правило, контролируются архейскими глубинными разломами, совпадают по простиранию с складчатыми сооружениями археид и чаще всего образуются в пограничных зонах разновозрастных архейских складчатых систем или на границах их блоков. В то же время, в орогенный этап, возникла система структур, секущих складчатые системы археид. К ним относятся прежде всего субширотные зоны погребенных разломов, осложняющих строение главных орогенных структурных элементов, а также крупнейший на востоке платформы Вилюйской палеоавлакоген, расположенный между входящими углами прилегающих к платформе Байкало-Патомской и Верхояно-Чукотской складчатых областей.

Заключительная раннерифейская стадия формирования орогенного этажа востока платформы характеризовалась значительным выравниванием рельефа, расширением и выполаживанием межгорных впадин и прогибов, весьма слабым проявлением магматической деятельности, сменой преимущественно терригенных формаций карбонатными. Она как бы подготовила условия для перехода к следующему собственно платформенному этапу развития, на протяжении которого происходила постепенная перестройка ниже-среднепротерозойского структурного плана.

В первую стадию платформенного этапа, начавшегося примерно 1300 млн. лет назад (средний рифей), на северо-востоке платформы возникли разделенные поднятиями широкие прогибы и впадины, в определенной степени унаследованные от структур орогенного этапа; во вторую стадию (венд — ранний карбон) произошло общее выравнивание платформы, расширение впадин и поднятий и изменение их конфигурации; в третью стадию (поздний палеозой — кайнозой) сформировались современные синеклизы и антеклизы, а также осложняющие их структуры более высоких порядков, практически уже совершенно не связанные со структурами орогенного этапа.

В целом следует подчеркнуть, что в среднем и особенно верхнем структурных комплексах чехла произошло не просто выполаживание или изменение деталей строения орогенных структур, а нередко их коренная качественная перестройка. По отношению к орогенному этажу кристаллический фундамент выступает еще как гетерогенная система, по отношению же к верхним горизонтам чехла — как жесткий гомогенный блок земной коры. Внутренние структуры фундамента как бы просвечивают через чехол платформы, что видно на примерах Оленекского свода или «Главной фациальной оси» востока платформы, пространственно совпадающей с центральной зоной древнего иенгурского ядра археид.

ГЛАВА IV

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глубинное строение территории СССР, включая Якутию, а также результаты изучения строения земной коры непосредственно восточной части Сибирской платформы и ее складчатого обрамления освещены в работах А. А. Борисова (1964), Р. М. Деменицкой (1967), Г. И. Каратаева (1966), К. Б. Мокшанцева и др. (1968, 1971а, 1971б), А. А. Николаевского (1968), Т. Н. Симоненко (1967), Г. И. Штеха (1965, 1967), С. Д. Адамова, А. М. Андрусенко, Г. Д. Бабаяна, В. А. Ляхова, А. Х. Рейнбрата и др.

Перечисленные работы однозначно свидетельствуют о том, что верхняя оболочка Земли подразделяется на осадочный слой, консолидированную кору («гранитный» слой), «базальтовый» слой и верхнюю мантию. При этом в ряде областей намечается отсутствие или резкое сокращение гранитного слоя (Штех, 1965, 1967). Исследования проведенные со станцией «Земля» силами ВСЕГЕИ и методом ТСЗ Институтом геологии ЯФ СО АН СССР (Г. Д. Бабаян, А. И. Янис, И. В. Подваркова, 1969—1971 гг.) указывают на наличие границ раздела и внутри верхней мантии.

Одним из авторов настоящей главы вычислен по наиболее хорошо отработанному Вилюйскому профилю ТСЗ гравитирующий эффект от глубинных границ раздела земной коры и верхней мантии. Сравнение теоретического и наблюдаемого поля позволило сделать вывод, что гравитирующим эффектом обладают поверхности консолидированной коры, Конрада и Мохоровичича, в то время как залегающая ниже поверхность M_2 этим эффектом не обладает или обладает им в значительно меньшей степени. Однако само наличие этой границы весьма важно, поскольку показывает слоистое строение самой верхней части верхней мантии, что подтверждается также данными МТЗ. Природа слоя, расположенного между поверхностями M_1 и M_2 , не совсем ясна. Не исключена возможность, как это считает Г. Д. Бабаян, что он отвечает так называемому «волноводу» и характеризуется по комплексу данных ТСЗ и МТЗ пониженной плотностью, или во всяком случае отражает значительную неоднородность вещества в верхах верхней мантии. Весьма вероятным является в связи с этим, что так называемая граница Мохоровичича представляет собой не четко фиксированную поверхность, а целую зону мощностью в 5—10, а возможно и более километров.

Необходимо также отметить, что материалы ТСЗ и станции «Земля» уверенно указывают на блоковое строение земной коры и верхов верхней мантии.

В связи с ограниченностью данных ТСЗ, поверхность мантии (Мохоровичича) для северо-восточной части платформы строилась главным образом по гравиметрическим материалам. В качестве эталона для поиска корреляционных связей между строением глубинных границ раздела земной коры и характером гравитационного поля был использован, как отмечалось, профиль ТСЗ протяженностью около 500 км, отработанный на южном борту Вилюйской синеклизы от Якутска до Кемпендяйской впадины.

Эмпирические формулы выведены с помощью ЭВМ М-220 по программе Г. И. Каратаева (1963). Глубины залегания поверхности Конрада вычислялись по формуле $H_c = 18,6 - 0,031 \Delta g_p$, границы Мохоровичича — по формуле $H_m = 18,440 + 697H_c - 0,067 \Delta g_p$. Региональная аномалия Δg_p определялась по изложенной ранее методике (Штех, 1965).

Сопоставление полученных данных с материалами ТСЗ, проведенными на характеризуемой территории, показывает их полную качественную, а иногда и относительно хорошую количественную сходимость. По профилю Мирный—Шологонцы разница величин не превышает 2—2,5 км.

Расчеты, проведенные для оценки точности построения, показывают, что ошибка составляет $\pm 2,6$ км, и, следовательно, изолинии поверхности М могут проводиться достаточно уверенно только через 5 км (Штех, 1965). Однако хорошая качественная сходимость данных ТСЗ и проведенной интерпретации гравиметрических материалов позволила провести изолинии на прилагаемой схеме (рис. 3) через 2 км, а в некоторых случаях наметить также полуизолинии, подчеркивающие некоторые важные особенности строения рельефа поверхности верхней мантии. Учитывая эти обстоятельства, следует иметь в виду, что на прилагаемой схеме (см. рис. 3) отражена не столько количественная, сколько

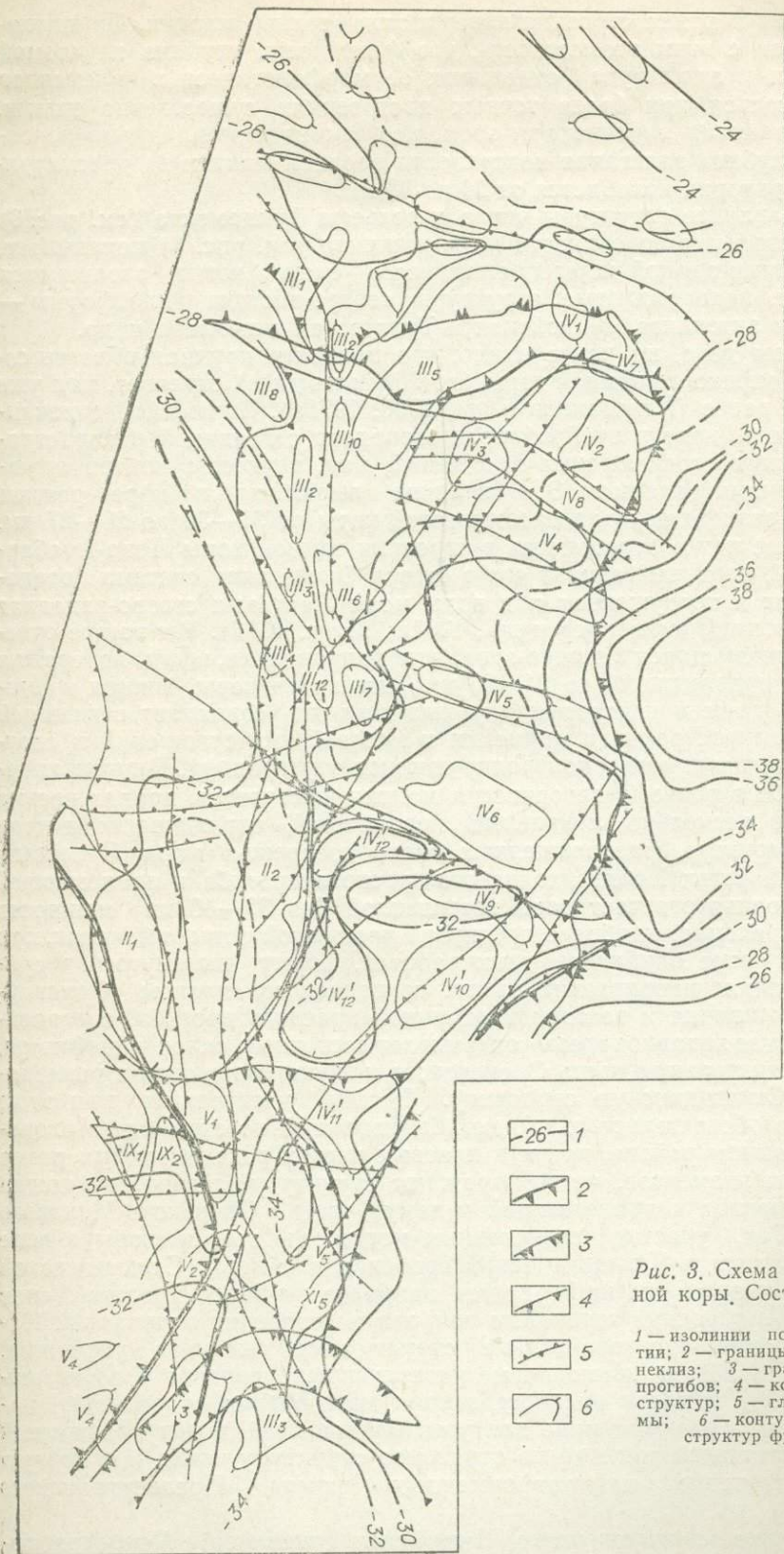


Рис. 3. Схема строения земной коры. Сост. Г. И. Штех.

1 — изолинии поверхности мантии; 2 — границы антеклиз и синеклиз; 3 — границы краевых прогибов; 4 — контуры крупных структур; 5 — глубинные разломы; 6 — контуры локальных структур фундамента.

качественная картина строения поверхности верхней мантии. Не исключена в связи с этим возможность, что фактически глубина изучаемой поверхности и амплитуда отдельных ее морфологических элементов могут оказаться при более точных построениях существенно иными, хотя качественная картина при этом, как мы надеемся, сильно не изменится. Глубина залегания поверхности верхней мантии на рассматриваемой территории колеблется от 24 до 38 км.

Сопоставление структуры чехла и рельефа фундамента (см. рис. 6) со схемой строения поверхности Мохоровичича (см. рис. 3) показывает, что в строении земной коры прежде всего очень четко отражаются крупнейшие надпорядковые структуры северо-востока платформы — Анабарская антеклиза, Вилюйская и Тунгусская синеклиза и др.

В самом деле, на карте видно, что наиболее крупная область сокращенной мощности земной коры (до 26 км и менее) отвечает, как уже отмечалось ранее (Мокшанцев и др., 1968, 1971а), Вилюйской синеклизе. Более того, контур этой области совпадает с границей распространения морских среднеюрских отложений, или, точнее, с контролирующими ее зонами разломов. Эта граница выражена в коре резким флексуобразным перепадом мощностей коры от 32—30 до 28—27 км.

Не менее четко отражаются в строении земной коры Лено-Анабарский прогиб, ограничивающая его с севера Оленекская система передовых складок и погруженная под воды моря Лаптевых северо-западная ветвь мезозой (Мокшанцев и др., 1971а; Штех, 1972). Им также отвечает протягивающаяся в северо-западном направлении, вдоль побережья моря, зона пониженной (до 24—26 км) мощности коры, южная граница которой даже в некоторых крупных деталях совпадает с внешней границей распространения пермских и мезозойских отложений и соответственно с разломами, контролирующими эту границу. Внутри краевого прогиба в рельефе поверхности мантии намечается, правда весьма схематично, несколько локальных неровностей, отражающих детали строения структур, расположенных вдоль побережья моря Лаптевых.

Ленской ветви Предверхоанского краевого прогиба и прилегающей части Верхоянья отвечает зона повышенной (до 39—40 км) мощности коры. Центральная, наиболее прогнутая часть этой зоны, имеющая, как показано в ранее опубликованных работах, форму вытянутого в субмеридиональном направлении овала, совпадает со склоном Орулганского антиклинория и восточной окраиной краевого прогиба, а относительно пологое западное крыло охватывает восточный склон платформы, включая значительную часть Оленекского и Мунского сводов и разделяющую их Сюнгюдинскую седловину. Весьма интересным при этом является то обстоятельство, что изгибы изолиний поверхности Мохоровичича в данном районе, как и в краевых частях рассмотренных ранее структурных элементов, четко отражают структуру внешнего крыла краевого прогиба и прилегающей к нему части Оленекско-Мунского поднятия. Так, участки повышенных мощностей земной коры в виде заливов вдаются в Кютюнгдинский грабен и в область Сюнгюдинской седловины, и здесь же наблюдается наиболее глубокое проникновение в пределы Анабарской антеклизы покрова мезозойских отложений. Наоборот, в местах, где кора в виде структурных выступов утоняется, отмечаются наиболее приподнятые участки крыла прогиба и соответственно сужение области распространения мезозойских отложений. Иначе говоря, и в данном случае контуры аномальной зоны мощностей коры в достаточной мере четко отражают структуру чехла и в первую очередь строение приплатформенного крыла Предверхоанского прогиба.

Как видно из изложенного, Вилюйская синеклиза, Лено-Анабарский и Предверхоанский краевые прогибы, современные границы которых примерно определяются контурами распространения мезозойских

и частично верхнепалеозойских отложений, в рельефе поверхности верхней мантии резко обособляются от Анабарской антеклизы и Ботуобинской седловины, которые, как будет показано ниже, характеризуются существенно иным строением и иными мощностями земной коры.

Тунгусская синеклиза входит в пределы характеризуемой территории лишь крайней восточной частью, и поэтому особенности строения ее коры нами практически не изучены. Однако материалы других исследователей показывают, что и она существенно отличается по строению коры от Анабарской синеклизы (Фотиади и Каратаев, 1963, 1965, и др.), что подтверждает намеченную выше закономерность об отражении в строении земной коры прежде всего современных крупнейших структурных элементов платформы.

В пределах Анабарской антеклизы и Ботуобинской седловины выделяются пять разделенных крупнейшими зонами разломов блоков, существенно различающихся по строению коры.

На севере Анабарской антеклизы в основании Анабарского массива намечается увеличение мощности земной коры до 32 км и более. Область Суханской впадины и Уджинского палеоавлакогена четко выделяется в виде клиновидной, раскрывающейся к северу зоны утоненной (до 28 км) коры, относительно крутые склоны которой явно контролируются Эбеляхским, Усумунским, Уджинским и другими глубинными разломами, которые, как указывалось, имеют мантийное происхождение. Оленекскому поднятию и Сюнгюдинской седловине в рельефе фундамента отвечает, как уже отмечалось, верхняя дифференцированная часть склона Предверхоанской зоны погружения поверхности верхней мантии. При этом в погребенных под пермскими и мезозойскими отложениями частях этих структурных элементов нарастание мощности коры происходит относительно быстро, в то время как северо-западные их части, где на поверхность выведены древние палеозойские и протерозойские отложения, обычно и выделяемые под названием Оленекского свода и Сюнгюдинской седловины (северная часть Приленского вала, по Т. Н. Слижарскому), располагаются на своеобразной структурной террасе, в пределах которой поверхность коры погружается очень плавно, а, возможно, вообще является практически горизонтальной.

Изложенные данные показывают, что на севере Анабарской антеклизы в строении поверхности Мохоровичича довольно четко отражаются главные элементы рельефа фундамента и структуры раннепалеозойского структурного яруса. Невольно напрашивается вывод, что и само изменение мощностей земной коры здесь подчинено весьма древнему структурному плану, оформившемуся по меньшей мере к концу кембрийского периода (если считать, что Суханская впадина, выполненная мощной толщей верхнекембрийских отложений, сформировалась в своем современном виде именно в это время). Однако более детальный анализ показывает, что такое предположение явно ошибочно. Так, В. В. Ковальским, Ф. Ф. Брахфогелем и др. на основании изучения ксенолитов осадочных пород из кимберлитовых трубок установлено, что в Суханской впадине в прошлом были распространены ныне почти полностью эродированные палеозойские и мезозойские отложения и что, следовательно, она и в послекембрийское время представляла собой область относительного прогибания.

Более того, геоморфологические данные и, в частности, анализ направлений речной сети показывает, что область Суханской впадины и в настоящее время сохраняется в виде негативной неотектонической структуры, обрамленной выраженными в рельефе Анабарским и Оленекским поднятиями. Особенно хорошо это видно на примере рек Оленека, Анабара, М. и Б. Куонамок, долины которых почти с идеальной точностью обрисовывают контуры зоны пониженной мощности земной коры в Суханской впадине.

На основании этого можно сделать вполне обоснованный вывод, что отмеченные выше особенности строения поверхности Мохоровичича определяются в северной части Анабарской антеклизы не только и не столько погребенным рельефом фундамента или раннепалеозойским структурным планом, сколько унаследованным развитием этой территории на протяжении почти всего фанерозоя и, в частности, в мезозойский, кайнозойский и неотектонический этапы.

Южному склону Анабарской антеклизы, который в самом общем виде вырисовывается в виде пологой широкой моноклинали, погружающейся в юго-западном направлении, в рельефе верхней мантии отвечает слабо дифференцированная поверхность с мощностью коры 30—32 км. Лишь с большой натяжкой, используя промежуточные изолинии, здесь можно наметить несколько осложнений поверхности Мохоровичича, которые позволяют разделить эту область на две различающиеся по строению части, разделенные относительно более ярко выраженной субмеридиональной зоной повышенной мощности коры, отвечающей Верхне-Мунскому прогибу.

Восточная часть южного склона, включающая Мунский свод и восточную часть Тюнгского блока фундамента, характеризуется субширотным простираем неровностей поверхности верхней мантии и в целом вырисовывается в рельефе последней в виде несколько неправильного по форме ромба, ограниченного со всех сторон зонами глубинных разломов и флексуобразными перегибами поверхности М. Вместе с юго-восточным выступом поверхности кровли мантии, идущим со стороны Анабарского массива, этот ромбовидный блок почти точно отвечает четко выраженной в структуре чехла обширной Тюнг-Силигирской седловине и расположенному в ее восточной части Мунскому своду. Западной части южного склона антеклизы, совпадающей с Айхало-Мархинским блоком фундамента, также отвечает практически плоский участок поверхности Мохоровичича, ограниченный изолинией 32 км. На фоне этого участка условно (полуизолинией 31 км) намечается слабое утонение земной коры, связанное с Верхне-Силигирским желобом.

Таким образом, в отличие от северной части Анабарской антеклизы, на ее южном склоне строение поверхности М в наибольшей степени подчинено современной структуре чехла и лишь в очень слабой форме (за пределами допустимой ошибки) отражает особенности строения рельефа фундамента, несмотря на то, что размах колебаний отметок последнего здесь, как показано выше, весьма значителен и достигает в местах сопряжения поднятий и впадин 5—6 км и более.

Сложным дифференцированным рельефом верхней мантии характеризуется область Ботубинской седловины. Ее центральной наиболее приподнятой в современной структуре части, разделяющей области распространения мезозойских и верхнепалеозойских — нижнемезозойских отложений Вилюйской и Тунгусской синеклиз, отвечает резко выраженная субмеридиональная зона повышенной мощности коры, отдельные наиболее прогнутые (до 33—34 км) участки которой примерно совпадают с погребенными Верхне-Мархинским, Огогутским и Предпато́мским прогибами фундамента. С востока эта зона повышенной мощности коры ограничена резким уступом, отвечающим западному борту Вилюйской синеклизы; с запада от нее под покровом вулканогенно-осадочных отложений Тунгусской синеклизы также в субмеридиональном направлении протягивается зона пониженной (до 29—30 км) мощности коры, примерно совпадающая с системой Непского, Мирненского и других выступов фундамента.

Эти две субмеридиональные зоны явно контролируются зонами разломов Анабаро-Мирненской системы, что косвенно подтверждает их глубинное (мантийное) происхождение. Весьма знаменательным пред-

ставляется тот факт, что восточная зона повышенной мощности коры располагается на непосредственном продолжении Уджинской зоны поднятий поверхности М и пространственно и генетически связана с «Главным» (Уджинско-Олекминским) структурным швом, крупное значение которого уже отмечалось выше.

В целом в области Ботуобинской седловины в отличие от других районов как будто намечается прямое отражение рельефа кристаллического фундамента в структуре поверхности М. Однако имеются обстоятельства, позволяющие усомниться в наличии такой прямой связи. Об этом говорит прежде всего то обстоятельство, что соотношения между рельефом фундамента и структурой коры здесь прямо противоположны тем, которые обычно наблюдаются в природе, поскольку впадинам фундамента в данном районе отвечает утолщение коры, а выступам — ее утонение, хотя теоретически все должно быть наоборот. В то же время это явление находит достаточно логичное и простое объяснение, если учесть, что восточная зона повышенной мощности земной коры, хотя и совпадает с древними прогибами фундамента, но одновременно отвечает осевой части молодого поднятия, разделяющего Вилюйскую и Тунгусскую синеклизы. В основании такого поднятия вполне закономерным становится повышение мощности земной коры, или, иначе говоря, появление ее «корня».

Таким образом, и в данном случае мы видим, что строение коры определяется, скорее всего, молодыми, возможно, мезозойскими и даже кайнозойскими, а не древними структурами. Пространственное же совпадение между теми и другими объясняется, скорее всего, тем, что одни и те же блоки земной коры в разное время вовлекались в движения разного знака по зонам древних долгоживущих разломов.

Приведенные данные показывают, что на северо-востоке платформы фиксируются весьма сложные и не всегда легко объяснимые соотношения между структурой чехла, рельефом фундамента и строением поверхности Мохоровичича. Не исключена, конечно, возможность, что это обстоятельство связано с неточностями количественной интерпретации гравимагнитных данных. Однако качественно все приведенные построения (если не считать более или менее существенных деталей) настолько четко увязываются между собой, что позволяет высказать уверенность в их достаточной объективности.

На основании всего изложенного выше можно сделать следующие основные выводы.

1. Строение земной коры на территории Якутской кимберлитовой провинции в основном подчинено ее современной структуре и определяется относительно молодыми, возможно, неотектоническими движениями, что еще раз подтверждает сделанный ранее авторами вывод, основанный на изучении (правда, менее детальном) земной коры всей Якутии и прилегающей к ней территории (Мокшанцев и др., 1968, 1971а; Штех, 1972б).

2. Кора имеет четко выраженное глыбовое строение и состоит из блоков разных порядков — от крупнейших, отвечающих региональным надпорядковым структурам чехла и фундамента (антеклизы и синеклизы) до относительно небольших, отражающих глыбовые движения, приводящие к формированию сводов, впадин и других элементов (Кютюнгинский грабен, Верхне-Силигирский желоб, Сололийское поднятие и др.).

3. Рельеф кристаллического фундамента отражается в строении земной коры главным образом в тех случаях, когда связанные с ним структуры унаследованно развиваются в одном направлении (Уджинский палеоавлакоген, Вилюйская синеклиза, Анабарский свод) или «подновлены» относительно недавними позднепалеозойскими и мезозойскими или даже кайнозойскими движениями (Верхне-Силигирский

желоб, Верхне-Мунский, Отогутский прогибы, Мирненский выступ).

4. Крупные и более мелкие блоки земной коры, как правило, контролируются зонами долгоживущих мантийных разломов, выраженных в рельефе фундамента и нередко в структуре чехла. Некоторые из этих разломов, типа Уджинско-Оленекского структурного шва, имеют крупнейшее структурное значение и предопределяют важнейшие особенности строения и развития земной коры востока платформы (расчленение на крупные блоки и т. п.).

Благодаря наличию этих и некоторых других зон долгоживущих глубинных разломов на платформе нередко вовлекались в движения одни и те же блоки коры, фундамента и, возможно, нижних горизонтов чехла, что в результате длительных колебательных движений, возможно, приводило к неоднократным перестройкам земной коры (Ботубинская седловина, Ленская ветвь Предверхоанского прогиба и др.).

6. Древние долгоживущие глубинные разломы, разделяющие различные по строению и знаку движений блоки фундамента, являются основными магмаподводящими, а нередко и магмагенерирующими структурами, с которыми связаны разновозрастные (от архейских до мезозойских) и иногда весьма интенсивные магматические проявления и в том числе интрузивные и эксплозивные кимберлитовые тела.

7. Молодые новообразованные платформенные разломы чаще всего являются коровыми и нередко не находят отражения в строении верхней мантии, хотя не исключена возможность, что это определяется не столько природой самих разломов, сколько слабой изученностью и отсутствием связи их с крупными проявлениями магматизма.

ГЛАВА V

МАГМАТИЗМ

Как было отмечено выше, кимберлитовый магматизм является типично платформенным типом магматизма, не имеющим никаких связей с магматизмом геосинклинального и орогенного этапов развития древних платформ. Поэтому в данной главе рассматриваются не все известные на восточной части Сибирской платформы проявления магматизма, а лишь те, которые сформировались на собственно платформенном этапе развития данного региона, т. е. в послесреднепротерозойское время. Исключение сделано лишь для ультрабазитов Анабарского массива, среди которых, по мнению Г. М. Музыки и др., присутствуют ультраосновные интрузивы мезозойского возраста.

В основу классификации магматитов Якутской кимберлитовой провинции положен принцип, согласно которому магматические расплавы, давшие начало ультрабазитам Анабарского массива, кимберлитам и карбонатитам, не являются самостоятельными выплавками из мантийного вещества, а представляют собой продукты сложных физико-химических превращений единой ультраосновной магмы, изначально содержащей повышенное количество щелочей. Подтверждением этому служит существование, по нашим данным, ряда пород, занимающих промежуточное положение между кимберлитами и перидотитами. То же самое можно сказать и о карбонатитах, поскольку для них (Гоньшакова, Егоров, 1968) также известны промежуточные звенья в ряду карбонатит — перидотит.

Следовательно, кимберлитовый и карбонатитовый типы магматизма являются продуктами сложных процессов дифференциации, протекаю-

щих в изначально едином по составу субщелочном ультраосновном расплаве. Процессы превращения этого общего расплава в кимберлитовый и карбонатитовый протекают при возрастании роли щелочей и летучих, содержания которых достигают максимальных концентраций на заключительных этапах трансформации.

Подобный подход к пониманию взаимосвязей между кимберлитами, карбонатитами и перидотитами позволяет систематизировать все разнообразие пород ультраосновного, щелочно-ультраосновного и щелочного состава, развитых в пределах северо-восточной части Сибирской платформы, по принципу петрогенетических ветвей.

Необходимость принятия именно петрогенетической классификации диктуется сложной вертикальной зональностью магматических конструкций щелочно-ультраосновного состава, которые на различных уровнях денудационного среза могут оказаться различными по вещественному составу, морфологии и внутренней структуре и поэтому трудно или совсем несопоставимыми.

Наиболее крупными единицами принятой нами схемы классификации являются формационные группы, под которыми понимаются сообщества магматических пород, возникших в процессе петрохимической и фациальной эволюции однотипных первичных расплавов и объединяющих ряд сходных по составу, но разновозрастных формаций. Для Якутской кимберлитовой провинции выделены три таких группы магматитов: основные, ультраосновные и щелочно-ультраосновные. Каждая из этих групп, в свою очередь, подразделена на две фациальные группы: интрузивы и эксплозивы. В рамках каждой фациальной группы выделены петрографические группы пород (табл. 2).

Таблица 2

Схема классификации магматических образований Якутской кимберлитовой провинции

Формационные группы	Фациальные группы	Петрографические группы	
Основные магматиты	Интрузивы	Долериты и габбро-долериты кварцевые и их дифференциаты Долериты и габбро-долериты преимущественно кварцевые Долериты и габбро-долериты нормального ряда и их дифференциаты Трахитбазальты, субщелочные долериты и габбро-долериты	
	Эксплозивы	Базальтоидные брекчии Щелочно-базальтоидные брекчии	
Ультраосновные магматиты	Интрузивы	Перидотиты, пироксениты, дуниты серпентинизированные и амфиболлизированные Перидотиты и пироксениты слюдястые	
Щелочно-ультраосновные магматиты	Кимберлитовая ветвь	»	Альениты Кимберлиты
		Эксплозивы	Кимберлитовые брекчии
	Карбонатитовая ветвь	Интрузивы	Мельтейгиты, малиниты Сиениты нефелиновые и щелочные Ювиты Карбонатиты
		Эксплозивы	Карбонатитовые брекчии

В отличие от этой схемы В. В. Еловских расчленяет базитовый и гипербазитовый магматизм восточной части Сибирской платформы на шесть ведущих магматических формаций. Им выделяются долеритовая, трахидолеритовая, габбро-диабазовая трапповые формации (группа основных магматитов), щелочно-ультраосновная формация, а также формации ультраосновных — щелочных кимберлитов и щелочно-ультраосновных кимберлитов. Рассматривая две последние формации, В. В. Еловских приходит к выводу, что наблюдаемые между ними различия по ряду признаков свидетельствуют о существенных различиях вещественного состава материнских субстратов, а также тектонической и глубинной обстановок, в которых происходит становление этих формаций.

ОСНОВНЫЕ МАГМАТИТЫ

Основные магматиты имеют в пределах рассматриваемого региона резко доминирующее распространение, а возрастной диапазон их образования значительно больше интервала становления других формационных групп. В настоящее время выделяются средне-позднепротерозойская, позднепротерозойская, среднепалеозойская, позднепалеозойская — раннемезозойская и юрская (?) эпохи проявления основного магматизма. Имеются сведения, указывающие на возможность существования раннепалеозойского вулканического цикла.

Разновозрастные основные магматиты локализируются большей частью вдоль тектонических зон, которые служили для них магмоподводящими каналами, причем повторные инъекции базитовых расплавов в последующие тектонические эпохи по этим зонам не происходили или происходили в ограниченных объемах.

Трапповые тела *средне-позднепротерозойского и позднепротерозойского* возраста широко распространены на Анабарском массиве, Уджинском и Оленекском поднятиях, а также вскрыты Мархинской скважиной. Секущие тела траппов на Анабарском массиве располагаются вдоль зон глубинных разломов широтного и северо-западного простирания, на Уджинском поднятии сохраняется северо-западная ориентировка, а на Оленекском поднятии эти тела локализируются вдоль разрывов северо-западного и субмеридионального простирания. Силлоподобные тела данных базитов известны на Оленекском поднятии и вскрыты Мархинской скважиной (мощность их достигает 150 м, а протяженность 50 км).

Базиты южной части Анабарского массива, детально изученные М. С. Мащак (1969, 1970, 1973), развиты в виде даек мощностью 30—40 м (редко до 500 м) и протяженностью 3—5 км (редко до 2 км). По характеру взаимоотношений даек между собой и вмещающими породами М. С. Мащак выделяет четыре разновозрастные группы тел, внедрение которых произошло в интервале 1570 ± 47 — 1240 ± 40 млн. лет. Существование этих групп подтверждается как данными абсолютного возраста пород, так и установлением на дайках самой молодой группы коры выветривания, перекрытой карбонатными отложениями старореченской свиты. Следует отметить, что интенсивность магматической деятельности возрастала от наиболее древней фазы к наиболее молодой, на что указывает увеличение количества дайковых тел в соответствующих возрастных группах.

Необходимо отдельно остановиться на возрасте секущих тел траппов восточной окраины Анабарского массива, имеющих север-северо-западное простирание. По данным геологосъемочных работ, все они являются дайками раннетриасового возраста. Однако локализация их в породах фундамента или в позднепротерозойских отложениях, отсут-

ствие случаев прорыва ими кембрийских отложений, сходство их состава с таковым для протерозойских даек южной окраины Анабарского массива дают основание считать большинство даек средне- или позднепротерозойскими. Вместе с тем нельзя исключить возможного присутствия среди них даек мезозойского возраста, которые должны иметь северо-западную ориентировку, как и триасовая Оленекская дайка.

На Уджинском поднятии мощность позднепротерозойских даек достигает 100 м и протяженность — 2 км (Осипова, Поршнева, 1966). Абсолютный возраст их (911 млн. лет) подтверждается наличием в разрезе позднепротерозойских отложений унгуохтахской свиты прослоев туфов и туфобрекчий и приуроченностью даек исключительно к участкам распространения рифейских отложений.

На Оленекском поднятии выделяется хорбусуонкский базитовый комплекс, причем внедрение пластовых интрузивов основного состава имело здесь место на границе среднего и позднего рифея (Битерман, Горшкова, 1966). Наряду с этим в бассейне р. Хорбусуонки известны трапповые образования и позднепротерозойского возраста. Не исключено также, что заключительная фаза данного этапа магматической деятельности завершилась в раннекембрийское время (Леонов, Гогина, 1968). Среди магматических тел последнего возраста, помимо субпластовых интрузий, достигающих мощности 100 м, и даек шириною до 50 м, присутствуют трубчатые тела с диаметром от 5—10 до 250 м, выполненные основными туфами и туфоагломератами.

Вещественный состав пород различных тел средне- и позднепротерозойского возраста имеет общие особенности. Одна из них заключается в заметном постмагматическом изменении породообразующих минералов данных базитов до полного зеленокаменного перерождения, другая состоит в постоянном присутствии в них кварца и калиевого полевого шпата. В составе силов выделяются мелкозернистые долериты и порфиновые микродолериты эндоконтактов, среднезернистые кварцевые долериты и габбро-долериты, слагающие основную часть их разреза. В составе даек по мере возрастания роли щелочных полевых шпатов и кварца дополнительно фиксируются кварцевые габбро-долериты, долерит-монциты, кварцевые монцит-порфиры, гранофиры и аплиты. Кислая и субщелочная тенденция глубоинной и внутрикамерной дифференциации отчетливо проявилась в двух наиболее ранних группах даек Анабарского массива (Мащак, 1973), тогда как преобладающая масса тел платформенных базитов позднепротерозойского возраста сложена кварцевыми долеритами (диабазами) и габбро-долеритами (диабазами), имеющими в целом несколько более кислый и субщелочной состав по сравнению с нормальными долеритами пермотриасового возраста.

К *среднепалеозойской* трапповой формации нами, вслед за В. М. Михайловым, В. Л. Масайтисом, А. И. Ушаковым, В. В. Филатовым, Б. В. Олейниковым, В. В. Еловских и др., отнесены интрузивные и эксплозивные образования основного состава, развитые в бассейне Вилюя и контролируемые Вилюйско-Мархинской и другими зонами разломов северо-восточного простирания, а также рой даек в бассейне Муны, приуроченный к разломам северо-западного простирания.

К этой же формации нами условно отнесены протяженные дайки, фиксируемые магнитными аномалиями северо-восточного простирания на междуречьях Б. Ботуобин, Чоны и Н. Тунгуски. Основанием для этого послужила, во-первых, ориентировка их в том же направлении, что и даек Вилюйско-Мархинской зоны на территории междуречья Б. и М. Ботуобии и, во-вторых, наличие в составе туфогенных образований нижнего триаса района Н. Тунгуски обломков лейкократовых пород, которые по вещественному составу близки к трахитам и эруп-

тивным образованиям среднедевонской наманинской свиты Вилюйской синеклизы (Масайтис, 1970). На этом основании можно выделить еще один район проявления среднепалеозойского основного вулканизма (междуречье Чоны и Н. Тунгуски), продукты которого были либо разрушены в последующие эпохи денудации, либо погребены под угленосными отложениями.

Принадлежность данных траппов к среднепалеозойскому этапу доказывается цифрами абсолютного возраста (340—390 млн. лет), комагматичностью их со среднепалеозойскими подводными излияниями эффузивов, а также перекрытием в пределах Вилюйско-Мархинской зоны даек этой группы силлами позднепалеозойской — раннемезозойской трапповой формации.

В составе данной формации, как указывалось выше, присутствуют эксплозивные и интрузивные тела. Эксплозивы известны в пределах Вилюйско-Мархинской зоны разломов в виде трубок, выполненных агломератовыми туфами, туфобрекчиями, шаровыми лавами жерляной фации основного состава и базальтовыми интрузивными брекчиями (Масайтис, 1970; Харьков, 1971; Харьков, Погудин, 1971). Размер трубок в плане варьирует от первых десятков до 1800×400 м. Интрузивные тела представлены преимущественно дайками, сопровождающимися в пределах Вилюйско-Мархинской зоны небольшими силлами и хонолитами. Протяженность роев даек достигает 800 км при ширине полосы в несколько десятков километров. Мощность отдельных тел колеблется от 10—20 до 250 м. Наличие таких протяженных поясов трещинных интрузивов является специфической особенностью проявления среднепалеозойского основного магматизма на Сибирской платформе.

Породы данной трапповой формации представлены преимущественно кварцсодержащими долеритами и габбро-долеритами. В пределах Вилюйско-Мархинской зоны разломов Б. В. Олейниковым и др. (1973) по вещественному составу и особенностям внутрикамерной и глубинной дифференциации выделяется пять типов интрузивных тел, сложенных: а) офитовыми и призматически-офитовыми габбро-долеритами, б) пятнисто-пойкилоофитовыми долеритами, в) призматически-офитовыми габбро-долеритами с горизонтами анортзитовых габбро-долеритов, г) таксито-офитовыми габбро-долеритами и д) субшелочными габбро-долеритами. Из их числа лишь дайки пятнисто-пойкилоофитовых долеритов по петрохимическим особенностям тождественны эффузивам среднедевонской алпайской свиты, и на этом основании их можно рассматривать как подводящие каналы для среднепалеозойских эффузий.

Характерной особенностью состава всех перечисленных выше пород является постоянное присутствие кварца, щелочного полевого шпата, позднемагматической роговой обманки и биотита, а также повышенных количеств ильменита и апатита.

Интрузивные тела, относящиеся к *позднепалеозойской — раннемезозойской* трапповой формации, имеют исключительно широкое распространение в южной и западной частях провинции в зонах Ахтарандинского, Вилюйско-Котуйского и Тунгусского глубинных разломов. В северной части размещение интрузивных тел контролируется, вероятно, западным окончанием Жиганского разлома, Уджинским и Куойкским разломами.

В пределах перечисленных зон постоянно наблюдаются секущие тела траппов мощностью в первые десятки метров. Протяженность отдельных кулисообразно продолжающихся прерывистых даек (например, Оленекской) достигает 170 км. Распространение пластовых залежей контролируется в основном межформационной границей туфов раннего триаса и подстилающих позднепалеозойских угленосных от-

ложений и поверхностью несогласного залегания последних на ниже-лежащих раннепалеозойских породах. Значительно реже силлы траппов фиксируются в разрезе раннепалеозойских карбонатно-глинистых пород. Мощность крупных залежей траппов достигает 200—250 м, протяженность — 150 км.

Нижняя граница внедрения описываемых тел подтверждается контактовым воздействием их на туфы нижнетриасового возраста. Цифры абсолютного возраста пород чаще всего отвечают поздней перми и границе перми и триаса.

По материалам В. Л. Масайтиса (1962), В. И. Гоньшаковой (1961), Ю. И. Дмитриева (1963), В. В. Юдиной (1965), Б. В. Олейникова и др. (1973), в Ахтарандинской зоне разломов выделяется пять типов интрузивных тел данной формации: 1) недифференцированные и слабо дифференцированные интрузивы долеритов и габбро-долеритов (Бгыаттинский, Холломолх-Нижний); 2) дифференцированные от троктолитовых габбро-долеритов до гранофиров интрузивы (Аламджахский, Ботуобинский, Эрбейэкский); 3) слабо дифференцированные от оливиновых до пегматоидных габбро-долеритов интрузивы с горизонтом аноксидных габбро-долеритов (Биллээхский); 4) слабо дифференцированные от толеитовых долеритов и габбро-долеритов до оливиновых и безоливиновых долеритов (Боллугурасский); 5) секущие тела субщелочных долеритов (Туой-Хая, Джекиндинское). Интрузивные тела дифференцированных траппов, подобные Аламджахскому и Эрбейэкскому, по простиранию переходят в недифференцированные, что дает основание считать их фациальной разновидностью единых межформационных трапповых залежей.

В северной части провинции развиты недифференцированные или очень слабо расслоенные интрузивы, сложенные нормальными долеритами и габбро-долеритами. На водоразделе рек Оленек и Мерчимдем закартирован шток долеритов размером $3 \times 2,5$ км, в составе которого наряду с нормальными долеритами присутствуют породы монцититоподобного облика.

При сопоставлении трапповых интрузивов среднепалеозойского и позднепалеозойского — раннемезозойского возраста, проявлявшихся вдоль Вилуйско-Мархинской и Ахтарандинской магмаподводящих зон, по мнению Б. В. Олейникова, устанавливаются общие черты образования обеих групп. Они состоят в близости основных особенностей эволюции трапповых расплавов в промежуточных очагах, что и фиксируется одинаковым петрографическим составом пород, повторяющихся в разновозрастных группах интрузивов.

В последние годы на севере провинции установлены проявления субщелочного базитового магматизма, относимого нами к предположительно юрской трапповой формации. К их числу отнесены дайки и штоки субщелочных базитов, расположенные в бассейне нижнего течения р. Уджа. Они прорывают силлы нижнетриасовых долеритов и перекрываются конгломератами плинсбахского яруса, в которых присутствует галька субщелочных пород. Внедрение их контролировалось Уджинским глубинным разломом западного-северо-западного простирания. Эти тела сложены трахидолеритами с порфировой фацией в краевых частях тел и трахидиорит-порфиритами. В этом же районе отмечаются их эффузивные аналоги — трахибазальты и трахиандезиты.

В бассейне Б. Куонамки, помимо большого числа разнофациальных кимберлитовых тел, обнаружено несколько трубок, выполненных эруптивными брекчиями основного состава, которые состоят из обломков пород основного состава, сцементированных хлоритизированной стекловатой массой. По данным химического анализа, состав брекчии отвечает субщелочному базальту. Возраст их по ряду косвенных признаков условно определяется как средне-позднеюрский.

Небольшое количество известных в настоящее время магматических тел данной группы, их недостаточная изученность, в первую очередь, в части обоснования времени их становления, и предопределяют известную условность выделения данной формации платформенных базитов.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ МАГМАТИТЫ

Породы данной формационной группы известны только на Анабарском массиве, где они образуют в составе различных кристаллических серий архея согласные, реже слабо секущие залежи северо-западного простирания мощностью от 10—20 до 100 м при протяженности от нескольких сотен метров до 1—2 км (Рабкин, 1959). Иногда они концентрируются в группы, аналогичные кимберлитовым полям.

Ультраосновные породы, слагающие основную массу таких тел, представлены: 1) перидотитами и пироксенитами, в той или иной степени амфиболлизированными и серпентинизированными, 2) амфиболитами и серпентинитами, 3) слюдистыми перидотитами и серпентинитами. Кроме них встречены также оливиниты, лерцолиты, верлиты, гардбургиты и вебстериты, слагающие отдельные тела.

Возрастная принадлежность ультрабазитов в настоящее время еще является предметом дискуссий. Ряд исследователей (М. И. Злобин, Е. И. Подкопаев, Б. Н. Рожков, Г. Г. Моор, Б. В. Ткаченко, А. А. Межвилк, М. П. Рабкин и др.) считают их безусловно архейскими образованиями. Б. Г. Лутц (1964) выделяет две разновозрастные группы ультрабазитов, в целом считая их также архейскими. И. П. Атласов (1960) считает все ультрабазиты постархейскими (постгранитными) образованиями. По данным А. Я. Крылова, А. Н. Вишневого и др. (1963), радиологический возраст амфиболлизированных и серпентинизированных перидотитов и амфиболитов, образующих сравнительно небольшие согласные залежи, составляет 2270—2500 млн. лет, что соответствует раннему протерозою по шкале 1964 г. На основании ряда косвенных признаков Г. М. Музыка, В. А. Побережский и К. Г. Чумрин пришли к выводу, что некоторые тела слюдистых серпентинитов, расположенные в южной части Анабарского массива, имеют мезозойский возраст.

Изложенное показывает, что ультрабазиты Анабарского массива — это сообщество разновозрастных магматических тел, среди которых присутствуют и проявления мезозойского ультраосновного магматизма. Явная недостаточность фактического материала не позволяет, к сожалению, более полно охарактеризовать этот интереснейший тип платформенного магматизма.

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ МАГМАТИТЫ

Все разнообразные магматические образования, входящие в данную формационную группу, разделены нами, как уже упоминалось, на две петрогенетические подгруппы или ветви: кимберлитовую и карбонатитовую (см. табл. 2). Эти ветви, по нашему мнению, разделяются на уровне расплавов, отвечающих слюдистым перидотитам, и в дальнейшем развиваются самостоятельно, не образуя никаких взаимопереходов. Поскольку конечные продукты эволюции ветвей обладают ярко выраженными индивидуальными особенностями вещественного состава, состава полезных компонентов, микроэлементов, морфологии и т. д., а также различными закономерностями пространственного размещения и структурного контроля, они рассматриваются далее раздельно.

Кимберлитовая ветвь

По масштабам проявления кимберлитовый магматизм занимает в северо-восточной части Сибирской платформы второе место после траппового. Достаточно сказать, что к настоящему времени выявлено свыше 400 разнофациальных магматических тел, сложенных породами кимберлитовой ветви, общий объем которых первоначально составлял около 25 км³. Предполагается, что из них примерно 15 км³ к настоящему времени уничтожено вместе с денудированными частями осадочного чехла.

Размещение кимберлитовых тел в пределах полей, как указывалось ранее, неравномерно. Весьма часто встречаются группы (кусты) сближенных тел, когда расстояния между отдельными телами измеряются сотнями и даже десятками метров. В ряде случаев имеет место сопряжение тел различной природы и состава.

По условиям формирования кимберлиты разделяются на интрузивную и эксплозивную фациальные группы. Тела эксплозивной фации (трубки) обладают изометричными или почти овальными (реже резко вытянутыми очертаниями) и имеют различные размеры. Тела интрузивной фации отчетливо разделяются на две морфологические группы: дайки и штоки. Тела всех типов обладают вертикальными и субвертикальными контактами, и лишь отдельные дайки имеют более пологое падение.

Тела интрузивной фации слагаются альнеитами и кимберлитами, эксплозивной — кимберлитовыми брекчиями с массивной и автолитовой текстурами цемента. Ниже дается краткая характеристика слагаемых ими тел.

Альнеиты

Породы альнеитового состава распространены в северной части Якутской кимберлитовой провинции в форме изометричных или овальных тел, которые, судя по характеру магнитного поля, имеют вертикальное падение, являясь штоковидными интрузивами. Только в двух случаях встречены дайки, сложенные оливинными мелилититами с видимой мощностью порядка 1,2 м и протяженностью 250 и 500 м.

Альнеитовые штоки широко развиты в Лучаканском и Куонамских полях, известны они также в Куранахском, Дюкенском и Куойкском полях. Размеры их (в среднем 0,5 га) имеют тенденцию к увеличению по направлению от Лучаканского поля к Куонамским полям. В ряде случаев альнеитовые тела пространственно сопряжены с кимберлитовыми.

Альнеитовые породы представлены чаще всего монтичеллитовыми, реже мелилитовыми и пироксеновыми разностями. Для них характерны порфировая структура и массивная текстура. Лишь в единичных случаях в них наблюдаются мелкие ксенолиты различных пород. Порфировые выделения представлены зернами или сростками зерен оливина, в различной степени замещенного серпентином, и единичными кристаллами шпинели. Основная масса породы имеет мелкозернистое строение и слагается идиоморфными, в основном изометричными зернами монтичеллита, которые образуют каймы вокруг оливина. Кроме монтичеллита в основной массе присутствуют магнетит и перовскит. Интерстиции между кристаллами монтичеллита и магнетита заполнены флогопитом, карбонатом, серпентином и цеолитоподобными минералами. Имеются сведения о наличии в составе пород очень мелких кристаллов нефелина (Милашев и др., 1965; Томановская, 1971).

В мелилитовых альнеитах основная масса имеет мелилит-флогопитовый состав; обильны перовскит и магнетит; интерстиции между мине-

ралами выполнены карбонатом, серпентином и цеолитоподобным минералом. Пироксеновые альеиниты также имеют порфировую структуру. Вкрапленники сложены серпентинизированным оливином, основная масса содержит немногочисленные таблитчатые кристаллы клинопироксена и преобладающий флогопит. Существенную роль играет перовскит.

Кимберлиты

Дайки кимберлитов представляют собой вертикальные тела, мощность которых изменяется от 0,5 до 2—3 м, углы падения на глубине чаще всего 85—90°, в верхних горизонтах колеблются от 45—50° до субвертикальных. Простираие даек согласуется с направлением дизъюнктивных нарушений и трещиноватости вмещающих пород. В некоторых случаях они приурочены к сводовым частям мелких антиклинальных складок. На контактах даек с вмещающими породами наблюдается нарушенное залегание слоев.

Штоки кимберлитов в качестве самостоятельной формы тел выделены в последние годы К. Н. Никишовым (1969, 1970). Для них характерны изометричная форма (в поперечном сечении) и крутое падение. Отчетливо намечается тенденция увеличения размеров штоков с глубиной. Это видно при сопоставлении размеров этих тел в полях с разной величиной денудационного среза. Размеры поперечных сечений штоков в целом варьируют от 10×30 м и 60×150 м.

Интрузивные тела кимберлитов на дневной поверхности появляются лишь в полях с денудационным срезом не менее 1800 м, причем количество их по мере увеличения среза заметно возрастает, а форма меняется. Так, в Чомурдахском поле известны две кимберлитовые дайки. В Укукитских полях выявлено большое количество даек и штоков кимберлитов. В Лучаканском и Куонамских полях кимберлиты слагают главным образом штоки.

Характер пространственных взаимоотношений интрузивных и трубчатых кимберлитовых тел в полях с различной глубиной среза неодинаков. Если в Чомурдахском и отчасти в Укукитских полях кимберлитовые интрузивы разобщены с кимберлитовыми трубками, то по мере увеличения среза проявляется тенденция к тесной пространственной их связи и сопряженности. В пределах наиболее денудированных Куонамских полей случаи сопряжения кимберлитовых интрузивов и трубок довольно часты.

Кимберлит — это порода с массивной текстурой и порфировой структурой. Порфировые выделения сложены оливином, в большинстве случаев почти или нацело замещенным серпентином с небольшой примесью карбоната. Кроме того, в качестве порфировых выделений присутствуют в небольшом количестве кристаллы флогопита и ильменита. Основная масса кимберлитов имеет микрозернистое строение и флогопит-серпентин-карбонатный состав с постоянной примесью кристаллов магнетита и перовскита. Таблитчатые кристаллы флогопита и карбоната иногда располагаются субпараллельно, образуя флюидальную структуру. Необходимо отметить, что состав основной массы кимберлитов меняется от тела к телу по мере возрастания глубин среза. В некоторых телах флогопит основной массы содержит заметное количество кристаллов монтichelлита, что дает основание считать данные породы переходными между собственно кимберлитами и альеинитами. Породы такого состава обнаружены в Западно-Укукитском поле. Кимберлиты глубинных частей интрузивов содержат порфировые вкрапленники в слабой мере серпентинизированного оливина. В основной массе этих кимберлитов появляются немногочисленные, часто серпентинизированные кристаллы монтichelлита.

Кимберлитовые трубки по размерам, составу выполняющей породы и строению испытывают определенные изменения при переходе от южной части провинции к северной. Площадь поперечного сечения трубок уменьшается, а форма в плане изменяется от изометричной или субизометричной до неправильной, резко удлиненной. Кимберлитовые брекчии, слагающие трубки в полях с различной величиной среза, несколько различаются по составу; эти различия наиболее отчетливо выражены в текстурных особенностях кимберлитовых пород (Никишов и др., 1970). Для кимберлитовых пород, диагностируемых как брекчии, в целом характерно наличие обломков осадочных пород. Ксенолиты метаморфических пород и включения ультраосновных пород и эклогитов немногочисленны. Цемент брекчий имеет кимберлитовый состав.

Кимберлитовые брекчии с массивной текстурой цемента содержат меньше ксеногенного материала, чем брекчии с автолитовой текстурой, причем в первых включения ультраосновных пород и эклогитов составляют заметный процент их объема. Размеры этих включений варьируют от 10—15 см в поперечнике до микроскопических частиц. Ксенолиты осадочных пород немногочисленны. Кимберлит — цемент этих брекчий обладает массивной текстурой и порфировой структурой. Порфиновые выделения представлены серпентинизированным оливином. По размерам и форме выделяются две группы оливина: 1) крупные выделения неправильной (обломочной) формы, среди которых часты поликристаллические образования и сростки оливина с гранатом, пироксеном и 2) мелкие идиоморфные вкрапленники, среди которых также имеются обломочные формы. Кроме оливина, в качестве порфиновых выделений отмечаются флогопит, ильменит, пироп, пироксены, и алмаз. Основная масса имеет микрозернистое строение и серпентин-карбонатный состав с постоянной примесью флогопита, пироксена и магнетита, что делает ее идентичной основной массе кимберлитов из интрузивов.

Кимберлитовые брекчии с автолитовой текстурой цемента являются сложными породами. Для них характерно наличие большого количества мелких округлых образований — автолитов, которые хорошо фиксируются визуальнo и микроскопически и придают кимберлитовой породе своеобразный горшчатый облик. Автолиты обычно имеют небольшие размеры и серпентиновый состав ядра. У крупных автолитов роль ядра выполняют обломки известняков, гнейсов и других пород, а также обломки минералов: ильменита, слюды, граната. Вокруг ядер располагаются оболочки мелкозернистого (микролитового) строения серпентин-карбонатного состава. Кроме серпентина и карбоната, в строении оболочек участвуют таблитчатые кристаллы флогопита, крупные кристаллы перовскита и магнетита. Пространство между автолитами выполнено связующей массой, имеющей состав, резко отличающийся от состава оболочек по небольшому содержанию рудных минералов и перовскита. Связующая масса имеет серпентин-карбонатный состав и крупнозернистое строение.

Кимберлитовые трубки, сложенные брекчиями как с автолитовой, так и с массивной текстурами цемента, существуют во всех полях. Более того, во всех полях имеются трубки, в пределах которых сосуществуют брекчии с обоими типами цемента. Такие брекчии слагают обособленные участки в общих контурах трубок, приуроченные к разнознаковым частям магнитных аномалий. Сопоставление трубок по всем полям показывает, что по мере увеличения среза повышается роль цемента с автолитовой текстурой и отчетливее выражается сама автолитовость.

Изучение взаимоотношений кимберлитовых тел с вмещающими породами и ксеногенного материала кимберлитовых брекчий показало, что кимберлитовый магматизм в различных частях провинции проявился в различное время. По этой причине, несмотря на близость вещественного состава и морфогенетических типов тел, кимберлитовая ветвь щелочно-ультраосновных магматитов расчленяется нами на три возрастные группы: карбоновую, триасовую и юрско-меловую.

К карбоновой группе относятся кимберлитовые тела Мало-Ботубинского, Алакитского, Далдынского и, по-видимому, Верхне-Мунского полей. На современной дневной поверхности они представлены только эксплозивными телами, выполненными исключительно кимберлитовыми брекчиями. Кимберлиты и альнеиты в виде самостоятельных тел здесь до сих пор не обнаружены, однако присутствие их на глубине можно считать доказанным, поскольку обломки кимберлитов в различных количествах присутствуют в брекчиях практически всех тел этих полей, а в брекчиях наиболее глубоко денудированного Верхне-Мунского поля появляются и обломки альнеитов.

О возрасте данной группы свидетельствуют следующие геологические факты: 1) отсутствие в составе брекчий обломков траппов пермотриасового возраста, несмотря на частую совмещенность последних со многими кимберлитовыми трубками; 2) наличие признаков размыва кимберлитовых тел и присутствие освобожденных минералов кимберлита в базальных горизонтах средне-позднекарбоновых отложений в Мало-Ботубинском и Алакитском полях; 3) прямое перекрытие этими отложениями ряда тел Алакитского поля; 4) присутствие в составе кимберлитовых брекчий Мало-Ботубинского района обломков эффузивов аппаинской свиты, датируемой средним девонем; 5) находка в ксенолите известняка трубки Айхал комплекса различных кораллов среднедевонского облика. По сумме этих признаков возраст данной группы кимберлитовых тел и определяется как раннекарбоновый.

К триасовой группе относятся магматиты Чомурдахского, Западно-и Восточно-Укукитского, Куранахского, Лучаканского, Дюкенского, Ары-Мастахского, Старореченского и Орто-Наргинского полей. На современной дневной поверхности в составе перечисленных полей установлены тела всех фациальных групп и все вышеописанные типы пород. Исключение составляет лишь Чомурдахское поле, в котором не установлены штоки кимберлитов и отсутствуют альнеиты.

Возраст кимберлитовых тел этой группы определяется следующим: 1) в составе брекчий постоянно присутствуют обломки траппов пермотриасового облика, несмотря на почти полное отсутствие трапповых тел в области распространения указанных полей; 2) в трубках Университетская (Куранахское поле) и Характах (Ары-Мастахское поле) зафиксированы обломки пермских аргиллитов и углей; 3) установлены признаки размыва кимберлитовых тел в виде минералов-спутников алмаза в базальных горизонтах нижнеюрских отложений, распространенных к востоку от Чомурдахского и Восточно-Укукитского и к северо-востоку от Куонамских полей; 4) трубка Аэрогеологическая (Огоньор-Юряхское поле) частично перекрыта отложениями нижней юры. На основании перечисленных данных возраст кимберлитов определяется как средний — поздний триас.

К юрско-меловой группе относятся кимберлитовые тела Мерчимденского, Молодинского, Толуопского и Куойкского полей. Основная масса проявлений принадлежит эксплозивной фации и сложена кимберлитовыми брекчиями. Интрузивные тела, сложенные кимберлитами и альнеитами, встречаются изредка.

Возраст тел этой группы устанавливается на основании следующих данных: 1) некоторые тела Молодинского поля прорывают раннетриасовые траппы; 2) в кимберлитовых телах Молодинского поля установлены комплексы спор рэт-лейасового облика, а также присутствие детрита мезозойской растительности; 3) в трубке Обнаженная (Куойкское поле) обнаружен ростр белемнита позднеюрского — раннемелового облика.

Перечисленные материалы недостаточны для уверенного определения возраста данной группы, и поэтому он условно принимается позднеюрским — раннемеловым.

Карбонатитовая ветвь

К данной ветви щелочно-ультраосновного магматизма в пределах Якутской кимберлитовой провинции относятся около 90 тел различной фациальной природы и морфологических типов, расположенных в основном вдоль северной границы Анабарской антеклизы. Отдельные тела карбонатитов известны в Чомурдахском, Восточно-Укукитском и Луча-канском кимберлитовых полях.

Карбонатитовые магматиты провинции отнесены нами к двум разновозрастным формациям, различающимся своим пространственным положением, а также фациальностью, морфологией и вещественным составом объединяемых ими тел.

Проявления раннепалеозойской формации щелочных пород установлены на Уджинском поднятии. К ним относятся массивы Томтор и Богдо, а также ряд даек, жил и силлов щелочных пород.

Массив Томтор представляет собой субизометричное тело сложного концентрически-зонального строения диаметром около 22 км. На дневной поверхности обнажаются южная часть массива и небольшие участки его центральной части. Все остальное перекрыто раннеюрскими и неоген-четвертичными отложениями. Этот массив состоит из совокупности дугообразных тел, сложенных нефелиновыми сиенитами и ювитами, а в центральной части — пегматоидными ювитами. В породах массива присутствуют ксенолиты твейтозитов, фенитов и других пород, возникших в результате щелочного метасоматоза вмещающих пород. Вдоль южного контакта развита зона мраморизации вмещающих известняков мощностью до 500 м.

Массив Богдо в основном перекрыт пермскими и неоген-четвертичными отложениями. Вскрыта и доступна наблюдению лишь его южная часть площадью около 2,5 км². Судя по аэромагнитным данным, этот массив представляет собой субизометричное тело с поперечником около 15 км. Внутреннее строение его пока не выяснено. Видимая часть массива сложена нефелиновыми сиенитами. С юга к ним прилегают два штока ювитов, удлиненных в северо-восточном направлении. Вдоль контактов перечисленных пород с вмещающими доломитами развита мощная (600—1000 м) зона мраморизации.

Дайки встречаются редко. К югу от массива Богдо расположена одиночная изогнутая субширотная дайка малинит-мельтейгитового состава; протяженность ее 2 км и мощность около 250 м. На контакте дайки развита зона мраморизации мощностью около 500 м. Непосредственно у южной границы массива Томтор располагается кольцевая группа даек, образующих в совокупности тело штокверкового типа размером 1,5×2,0 км. Отдельные дайки обладают дугообразной формой, мощность их не превышает 10—20 м, а протяженность наиболее крупных из них достигает 300—500 м. Судя по характеру магнитных аномалий, дайки падают под крутыми углами в стороны от центра штокверка. Сложены они нефелиновыми базальтами.

Силлы в количестве трех тел встречены в среднем течении р. Чимара. Мощности их колеблются в пределах 0,7—1,5 м, длина достигает 300—500 м. Сложены они нефелиновыми базальтами, подвергшимися интенсивной флогопитизации и карбонатизации.

Раннепалеозойский возраст пород описываемой формации основан на следующих фактах: 1) интрузивы прорывают отложения позднего протерозоя или локализуются в них; 2) обломки слагающих их пород присутствуют в базальных гравелитах нижней перми; 3) абсолютный возраст, установленный калий-аргоновым методом по слюде из мало-мощной жилы в нефелиновых сиенитах массива Томтор, равен 465 млн. лет, что по шкале 1964 г. соответствует ордовику.

Мезозойская формация карбонатитов разделяется на триасовую и юрско-меловую группы.

Триасовая группа представлена шестью дайками в Чомурдахском и Восточно-Укукитском полях и одной, расположенной между Лучаканским и Куранахским полями. Дайки крутопадающие (80—90°) с четкими контактами, протяженность их от 70—100 м при мощности 0,1—0,55 м.

Карбонатиты, слагающие дайки, характеризуются массивной текстурой и порфировой структурой. Вкрапленники сложены кальцитом (преобладает), флогопитом и апатитом. Кристаллически-зернистая основная масса иногда с микролитовой и флюидалной текстурами имеет существенно кальцитовый состав. Кроме кальцита в основной массе карбонатитов присутствуют слюда, апатит, магнетит, перовскит и рутил. Вкрапленники составляют 16—45% породы, основная масса 55—74%.

На генезис пород, слагающих эти дайки, существуют различные взгляды. В частности, В. А. Милашев и др. (1971) полагают, что карбонатиты бассейна р. Чомурдах представляют собой полностью карбонатизированные кимберлиты. В. К. Маршинцев и К. Н. Никишов (1970) считают все карбонатиты данной группы интрузивными образованиями.

Положение и ориентировка карбонатитовых даек контролируются теми же разрывными нарушениями чехла, что и кимберлитовые тела (СВ 30—50°), а в ряде случаев все они располагаются в пределах одной трещины в непосредственной близости друг от друга (трубка Снежинка и дайка Снежинка).

Средне-позднетриасовый возраст карбонатитовых даек устанавливается условно по аналогии с кимберлитовыми телами Чомурдахского и Восточно-Укукитского полей, с которыми они сопряжены.

Юрско-меловая группа карбонатитов представлена семидестью пятью телами. Они сосредоточены в пределах двух обособленных участков, расположенных в пределах Старореченского и Орто-Наргинского кимберлитовых полей. На одном из них, в бассейне р. Нарга, на площади около 230 кв. км. сосредоточено 25 карбонатитовых тел, а на другом, в бассейне р. Номохтох, на площади около 240 кв. км. — 50 тел. Размещение их неравномерное, в отдельных случаях расстояние между телами не превышает 100—200 м. На обоих участках карбонатитовые тела ассоциируют с кимберлитовыми трубками, присутствующими в резко подчиненных количествах.

Карбонатиты данной группы являются однофациальными образованиями и локализуются исключительно в виде трубок взрыва. Форма их в плане довольно разнообразна, но преобладают трубки овальных и неправильно округлых очертаний с различной ориентировкой удлинения. Размеры их на дневной поверхности колеблются в весьма широких пределах: от 20×20 до 250×500 м. Характер магнитного поля над трубками свидетельствует об их падении, близком к вертикальному.

Все трубки сложены карбонатитовыми брекчиями, состоящими из ксеногенного материала, автолитов и связующей массы карбонатитового состава. Преобладающую массу ксенолитов (до 18% объема

породы) составляют обломки пород осадочного чехла, в небольших количествах (до 2—3%) присутствуют обломки метаморфических пород фундамента. Обломки несут следы глубоких изменений под влиянием процессов щелочного метасоматоза и обладают большим сходством с фенитами, образующимися в экзоконтактных зонах массивов щелочно-ультраосновных пород или штоков карбонатитов (Маршинцев, 1970). Автолиты, представляющие собой обломки карбонатитов связующей массы, присутствуют в небольших количествах.

Карбонатит связующей массы составляет около 80% объема породы, обладает кристаллической или псевдопорфировой структурой и состоит из мелкозернистого кальцита (до 75%), крупных зерен доломита (до 19%) апатита (до 2,5%), магнетита (до 1%) и флогопита (до 2,5%). В качестве аксессуарных минералов в нем содержится пироксен, бадделейт, циркон, колумбит, ферсмит, монацит, ильменит, торит. Зерна породообразующих минералов, исключая кальцит, обладают неправильной остроугольной формой, что позволяет характеризовать их как обломки карбонатита ранних генераций.

Результаты пересчетов валовых химических анализов карбонатитов показывают значительное преобладание в их составе кальцитового компонента (48%) при подчиненном содержании доломитового (13,6%), что дает основание относить карбонатиты данной формации к кальцит-доломитовому типу.

На основании ряда находок в карбонатитовых трубках обломков обугленной древесины возраст их устанавливается как поздняя юра — ранний мел.

Заканчивая краткий обзор магматических образований, развитых в пределах восточной части Сибирской платформы, следует особо остановиться на взаимосвязи основного и щелочно-ультраосновного типов магматизма.

Одной из характерных особенностей кимберлитового магматизма является связь его с крупными этапами активизации магматической деятельности вдоль глубинных разломов мантийного заложения, в основную стадию жизни которых в различных масштабах проявился базальтоидный магматизм. Однако по сравнению с трапповыми образованиями кимберлиты имеют несоразмерно менее широкое распространение и встречаются далеко не во всех районах развития траппов. Поскольку в пределах магмопроницаемых зон, где сосуществуют оба типа магматизма, проявления траппов всегда предшествуют возникновению кимберлитов, представляется целесообразным коснуться особенностей базитового магматизма таких зон.

Рассмотрение фактического материала показывает, что в тех случаях, когда поля траппов и кимберлитов, принадлежащих одному тектоно-магматическому циклу, пространственно сближены или совмещены, базиты обладают отчетливым субщелочным составом. Они обогащены K_2O , TiO_2 и P_2O_5 , причем более ранние по времени становления, но одноцикличные с субщелочными разности базитов имеют чаще всего нормальный состав. В качестве примера можно указать на проявления субщелочного базитового магматизма в бассейне Уджи, более молодого, нежели нормальные нижнетриасовые траппы того же района, и предшествующего проявлениям мезозойских кимберлитов на восточном склоне Анабарского поднятия. В пределах Вилюйско-Мархинской проницаемой зоны, к которой тяготеет Мало-Ботубинское поле, магматическая деятельность началась с появления практически нормальных базитов, а субщелочные их разности, локализованные в ряде даек, судя по геологической обстановке, являются более поздними образованиями.

Принимая во внимание экспериментальные данные И. Мак-Грегора (MacGregor, 1966, 1969) о смещении эвтектики в системе $MgO - SiO_2 - TiO_2$ с увеличением давления в сторону титана, можно предположить,

что субщелочные базиты (долериты, трахидолериты), обогащенные TiO_2 , генерируются на более глубоких уровнях магмообразования, чем нормальные долериты. Поэтому появление более поздних по сравнению с нормальными траппами субщелочных базитов можно рассматривать как свидетельство погружения уровня магмообразования. Дальнейшее перемещение этого уровня в еще более глубокие зоны верхней мантии вплоть до глубин, где возникает щелочно-ультраосновной расплав, по-видимому, может привести к образованию кимберлитовой магмы. Примеры реализации такой схемы развития магматизма известны в Маймеча-Котуйской провинции, где в течение мезозойского вулканоплутонического цикла образовался (во временной последовательности) следующий ряд магматитов: нормальные базиты — субщелочные базиты — щелочные ультрабазиты — кимберлиты (?). В тех же районах, где развитие базитового магматизма во временной последовательности идет от субщелочных к нормальным расплавам или же ограничивается только последними, т. е. характеризуется подъемом или стабильным положением уровня магмообразования, проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе не известны.

Из сказанного следует, что выяснение последовательности эволюции химизма базитов от нормальных к субщелочным в конкретных районах и тектоно-магматических циклах дает возможность подходить к оценке вероятности проявления кимберлитового магматизма в этих районах и циклах не только по прямым, но и по косвенным признакам.

ГЛАВА VI

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Одной из главных особенностей пространственного распределения кимберлитовых тел на северо-востоке платформы является, как указывалось выше, объединение их в кимберлитовые поля, внутри которых нередко наблюдаются кусты или группы, состоящие из сближенных (иногда до нескольких десятков или сотен метров) между собой трубок. Результаты изучения тектоники, глубинного строения и магматизма рассматриваемой территории позволили установить, что в размещении самих кимберлитовых полей, а, возможно, также отдельных кустов и трубок внутри них ведущую роль играют структурный и глубинный факторы. Среди этих факторов определяющими являются особенности строения, развития и взаимоотношений структур чехла, орогенного комплекса, рельефа и внутренней структуры кристаллического фундамента, консолидированной коры и верхней мантии, глубинность, возраст и длительность развития разломов чехла и фундамента.

Прежде всего следует отметить закономерное расположение кимберлитовых полей относительно рельефа кристаллического фундамента и древнего допозднедокембрийского (орогенного) структурного плана платформы. Кимберлитовые поля независимо от их возраста располагаются в подавляющем большинстве случаев на склонах поднятий фундамента, сопряженных, как правило, с его глубокими, нередко грабенообразными прогибами, возможно, выполненными в основании толщами нижне-среднепротерозойских отложений (Уджинский палеоавлакоген, Верхне-Силигирский желоб и др.). Некоторые поля приурочены к седловинам и вершинам выступов фундамента и лишь одно — Восточно-Укуитское мезозойское поле — находится в пределах предполагаемого

глубокого прогиба фундамента. При этом необходимо подчеркнуть, что мощность чехла на площадях кимберлитовых полей в редких случаях превышает 2—2,5 км, свидетельствуя тем самым о высоком гипсометрическом положении приподнятых блоков кристаллического фундамента, заключающих проявления кимберлитового магматизма.

Нельзя, конечно, при этом не учитывать, что степень изученности структуры поверхности консолидированной коры и соответственно орогенного этажа на северо-востоке платформы еще недостаточно высока, а в некоторых районах совершенно недостаточна, в связи с чем некоторые построения авторов являются в определенной мере гипотетическими. Однако в целом намеченные выше соотношения, по-видимому, не случайны и определяются тем, что кимберлитовые поля располагаются в зонах, которые на протяжении весьма длительного времени характеризовались резкими контрастными разнонаправленными движениями. Не исключена при этом возможность, что и те поля, которые в свете современных данных располагаются на вершинах выступов фундамента, фактически также приурочены к зонам разнонаправленных движений его блоков. Это обстоятельство можно проиллюстрировать хотя бы на примере Алакитского поля. Оно, как это видно на карте (см. рис. 6), расположено на вершине Айхальского выступа фундамента, однако имеющиеся материалы показывают, что это поднятие субширотными разломами разбито на ряд поперечных блоков, в пределах которых, по данным Т. В. Голубевой, глубина залегания фундамента, возможно, меняется в пределах 1—2 км (от 1,5—2 до 3—4 км).

Кимберлитовые поля занимают также определенное закономерное положение относительно более молодого среднекембрийского структурного плана чехла, который, как отмечалось выше, хотя и характеризуется в ряде районов несогласием с более древним структурным планом, но в то же время в той или иной степени ему подчинен. В самом общем виде можно отметить, что кимберлитовые поля, как правило, приурочены к флексуобразным перегибам чехла, а также к склонам валов, желобов и других структурных элементов, образование которых обычно связано с молодыми или древними погребенными разломами. При этом намечается, во-первых, территориальная разобщенность разновозрастных кимберлитовых полей, и, во-вторых, их приуроченность к периферии крупных, хотя и не всегда четко выраженных поднятий чехла, ограниченных флексурами и глубинными разломами.

Наиболее четко это видно на примере северной части Анабарской антеклизы. Здесь распространены только мезозойские кимберлитовые поля, которые располагаются в виде открытого к северу полукольца, обрамляющего с запада, востока и юга Суханскую впадину. На западе этого полукольца кимберлитовые поля приурочены к системе флексур и структурной террасе, ограничивающих с востока Анабарский массив, на юге они располагаются по периферии северного склона Тюнг-Силигирской седловины, на востоке связаны с западной частью склона Оленекско-Мунской системы поднятий и частично расположены на своде Куойкско-Далдынского поднятия.

Исключение в этом отношении представляют как будто лишь Восточно-Укукитское поле и поля, протягивающиеся в северо-восточном направлении через центральную часть Укукитской котловины. Однако не исключена возможность, что в состав этих полей искусственно включены не связанные между собой группы трубок. Так, в Восточно-Укукитском поле северная, наиболее многочисленная группа трубок явно территориально тяготеет к флексуре и, следовательно, расположена не в центральной части Укукитской котловины, а в верхней части ее склона. В Огоньор-Юряхском поле основная часть трубок сосредоточена внутри очень крутой излучины Оленека, где в структуре чехла и в рельефе фундамента четко намечается крупное поперечное поднятие, разделяю-

щее Укукитскую и Биректинскую котловины и отвечающее Суханскому валу.

Распространение в обрамлении Суханской впадины и частично на осложняющих ее крупных поднятиях кимберлитовых трубок мезозойского возраста, по-видимому, не случайно. Выше было показано, что Анабарская антеклиза в своем современном виде, как единое крупное поднятие, на севере которого практически отсутствуют послекембрийские отложения, окончательно оформилась лишь в конце мезозоя и кайнозое в связи с контрастными тектоническими движениями, связанными с завершением мезозойского тектоно-магматического цикла и образованием Лено-Анабарского и Предверхоаянского прогибов. В более ранние этапы внутри антеклизы происходили разнонаправленные вертикальные движения, обусловившие образование осложняющих ее структур. На севере антеклизы, в частности, можно выделить три крупных этапа таких движений. В раннем палеозое (до позднего кембрия включительно) здесь формировались Суханская впадина и ограничивающие ее Анабарское, Оленекское и другие поднятия. На протяжении среднего палеозоя эта часть антеклизы вместе с прилегающими участками Лено-Анабарского и Предверхоаянского прогибов, по-видимому, представляла собой единое крупное субширотное поднятие, в связи с чем здесь отсутствовали или имели сокращенную мощность отложения ордовика, силура, девона и карбона. В позднем палеозое и мезозое северная и западная части этого палеоподнятия были погребены под Лено-Анабарским и Предверхоаянским прогибами, а на месте Суханской впадины образовался крупный открывавшийся к северу заливообразный прогиб, в котором накапливались в той или иной степени верхнепалеозойское (возможно, только пермские) и более молодые мезозойские отложения, резко несогласно перекрывающие кембрийские образования. В последующем они на большей части Суханской впадины были эродированы и сохранились лишь в краевой части Лено-Анабарского прогиба, южное крыло которого в виде довольно крутой дуги или своеобразного входящего угла вдается в пределы Суханской впадины, погребая под собой значительную часть Уджинской седловины. Вертикальные подвижки по зонам разломов продолжались в области Суханской впадины и обрамляющих ее поднятий, как показано выше, вплоть до неотектонического этапа.

На юге рассматриваемой территории преобладают кимберлитовые поля среднепалеозойского, точнее, — раннекаменноугольного или ранне-среднекаменноугольного возраста, соотношение которых со структурой чехла выглядит несколько более сложным, чем на севере Анабарской антеклизы. Верхне-Мунское среднепалеозойское поле располагается на периферии Тюнг-Силигирской седловины и в то же время на склоне крупного Оленекско-Тюнгского поднятия. Далдынское и Алакитское поля расположены в нижней части моноклинали юго-западного склона Анабарской антеклизы, в зоне сочленения последней с позднепалеозойской Тунгусской синеклизой, т. е. на границе крупнейших тектонических структур и соответственно в зоне контрастных тектонических движений. Вместе с тем оба эти кимберлитовых поля подчинены структурам более высокого порядка. Далдынское поле связано с южным флексурообразным крылом Силиги́ро-Моркокинского поднятия, Алакитское — с зоной сочленения Ат-Басского субмеридионального мегавала с Верхне-Моркокинским прогибом. Наконец, Мало-Ботубинское поле расположено на перемычке, соединяющей Мирненский и Сюльджюкярский своды Ботубинской седловины, или, точнее, на периклинальном окончании первого из них.

Таким образом, здесь в общем наблюдаются те же соотношения между кимберлитовыми полями и структурами чехла, что и на севере Анабарской антеклизы. Принципиальное различие между ними заклю-

чается в том, что кимберлиты южной части территории подчинены структурам среднепалеозойского, а не мезозойского возраста. Проведенный выше анализ показывает, что в послесреднекембрийское время, в начальный этап формирования среднепалеозойского структурного яруса, юго-западный, а возможно, и юго-восточный склоны антеклизы и прилегающие к ним районы в отличие от северной части антеклизы подвергались процессам дифференцированного опускания и были покрыты водами позднекембрийского и ордовикского морей. Однако уже в конце силура — начале девона на рассматриваемой части Якутской кимберлитовой провинции началась эпоха контрастных блоковых движений по зонам разломов, которые в конце раннего — начале среднего девона привели к образованию крупного относительно сложного Ботуобинского поднятия. В состав последнего входили значительная часть южного склона Анабарской антеклизы, восточная окраина Тунгусской и западная оконечность современной Вилюйской синеклиз. На северо-востоке контуры характеризуемого поднятия, возможно, определялись Мархинской флексурой, отделявшей от Оленекско-Тюнгского поднятия Верхне-Мунской впадиной. На востоке оно ограничивалось интенсивно прогибавшимися Кемпендяйским и Ыгыаттанским прогибами. Западный склон поднятия контролировался Ахтарандинской и смежными с ней зонами разломов, к западу от которых в бассейнах рек Средний и Малый Вилюйканы и в некоторых других районах распространены девонские и нижнекаменноугольные отложения.

Эти движения, завершившиеся в начале карбона почти полным осушением всей южной части рассматриваемой территории, сопровождались в девоне интенсивным трапповым магматизмом, а в конце девона — начале карбона привели к образованию среднепалеозойских кимберлитовых полей. В среднепалеозойское время в связи с формированием Тунгусской синеклизы западная часть Ботуобинского поднятия была погребена под покровом угленосных и вулканогенных образований и силами траппов верхнего палеозоя и нижнего триаса, а юго-восточная и южная части — перекрыты мезозойскими отложениями Вилюйской синеклизы и Ангаро-Вилюйского прогиба. Остаточными структурами характеризуемого поднятия и являются, по-видимому, современная Ботуобинская седловина, Силигино-Моркокинское поднятие и другие поднятия и впадины, осложняющие южный склон Анабарской антеклизы.

Отмеченные выше закономерности расположения кимберлитовых полей относительно структур поверхности фундамента, орогенного этажа и чехла платформы не являются, несомненно, случайными и определяются, как видно из изложенного выше, тем, что все эти структурные элементы, как и сами проявления кимберлитового магматизма, контролируются глубинными разломами. Главная роль среди последних принадлежит долгоживущим архейским мантийным разломам, которые на протяжении огромных промежутков геологического времени оказывали определяющее влияние на формирование архейских, а затем орогенных и собственно платформенных структур. Они нередко четко фиксируются и в современной структуре земной коры и верхней мантии, предопределяя их расчленение на блоки разных порядков.

К числу таких главнейших структуро- и магмоконтролирующих тектонических швов относятся прежде всего многие разломы Анабаро-Олекминской (Анабаро-Мирненской) и Анабаро-Якутской систем; меньшую роль, однако, играли и разломы некоторых других систем, в частности субширотной Южно-Анабарской, имеющих, как правило, более молодой возраст, но также относящихся к категории мантийных долгоживущих разломов.

О большой глубинности указанных разломов свидетельствует не только тот факт, что они разграничивают различные по строению и знаку движения структуры фундамента и находят то или иное выражение в

осадочном чехле, но и то обстоятельство, что эти разломы служат границами крупных блоков земной коры и верхней мантии (рис. 3, 4). По ним происходят скачкообразные изменения глубины границ Конрада, Мохоровичича и внутримантийной границы M_2 . Ими же ограничиваются высоко приподнятые блоки земной коры и верхней мантии, которые в районах развития кимберлитовых тел характеризуются, по-видимому, наиболее высоким гипсометрическим положением внутримантийной границы M_2 .

В настоящее время трудно судить, на какой глубине или на каком гипсометрическом уровне находились глубинные границы раздела в прошлом, но очень важным в этом отношении является то обстоятельство, что рассматриваемые древние мантийные разломы на протяжении огромных промежутков геологического времени контролировали движения блоков земной коры и верхней мантии и соответственно оказывали определенное влияние на происходившие в них процессы. Можно, в частности, предполагать, что обязанные движениям по глубинным разломам перестройки отдельных блоков коры и мантии приводили в различные периоды времени к генерации и поступлению в верхние горизонты коры магм различного состава, в том числе и кимберлитовой магмы. Весьма показательны в этом отношении данные, полученные при изучении глубинных разломов данного типа на Алданском щите и Анабарском массиве, где с ними связаны магматические проявления от архейского до позднемезозойского возраста.

Имеется, следовательно, полное основание считать, что мантийные долгоживущие глубинные разломы Анабаро-Якутской, Анабаро-Олекминской, Южно-Анабарской и других систем, в том числе Уджинский, Жиганский, Верхне-Тюнгский, Ахтарандинский, Восточно-Ахтарандинский, Моркокинский, Восточно-Моркокинский, Батырский и другие, являются главнейшими магмаконтролирующими структурами, определяющими в том числе и пространственное размещение кимберлитовых тел. Наиболее благоприятны для внедрения кимберлитовой магмы участки пересечения глубинных разломов различного возраста и направления, являющиеся одновременно участками наибольшего раздробления земной коры. Именно в таких местах и располагаются все известные в настоящее время кимберлитовые поля. Узлы пересечения разломов, к которым приурочены кимберлитовые проявления, нередко представляют собой эффузивные сетки, имеющие форму треугольников или сочетаний типа «конского хвоста», которые наиболее характерны для среднепалеозойских полей.

Следует, однако, подчеркнуть, что узлы пересечения глубинных разломов, взятые сами по себе, еще не исчерпывают полностью структурную обстановку, благоприятную для образования кимберлитовых тел. Только сочетания сеток разновозрастных разломов с описанными выше структурными элементами рельефа фундамента и чехла дают нам тот самый главный тип структур, который определяет закономерности пространственного размещения кимберлитовых полей на северо-востоке Сибирской платформы.

Достаточно отчетливо намечается также определенная зависимость проявлений кимберлитового магматизма от внутреннего строения кристаллического фундамента и прежде всего от степени его монолитности и раздробленности глубинными разломами. Основная масса известных кимберлитовых полей приурочена к Анабаро-Олекминской и Анабаро-Якутской позднеархейским складчатым системам, обрамляющим с запада и востока Тюнгское и Вилюйское ядра иенгрид. Указанные геосинклинальные системы, совпадающие с одноименными системами разломов, и особенно субмеридиональная Анабаро-Олекминская система, к которой приурочены среднепалеозойские кимберлитовые поля, являются наиболее раздробленными и наиболее подвижными региональными

структурными элементами архейского фундамента. Большинство архейских разломов этих систем более или менее активно развивалось в позднем протерозое и фанерозое.

В противоположность позднеархейским линейным складчатым системам раннеархейские ядра консолидированной земной коры, в частности Тунгское ядро иенгрид, являются более монолитными, жесткими, менее раздробленными и менее подвижными элементами архейского кристаллического фундамента. Они нередко реагируют на тектонические движения более молодого возраста как единые крупные массивы земной коры и поэтому менее проницаемы для магматических расплавов. Исключение в этом отношении составляет предполагаемое Оленекское ядро иенгрид. В раннем протерозое оно, по-видимому, было очень сильно погружено и на значительной своей части перекрыто мощной толщей орогенных отложений эйскитской серии, а в последующем превратилось в крупнейшее поднятие фундамента и чехла и было весьма интенсивно раздроблено ортогональной сеткой главным образом новообразованных разломов, с которыми связаны интенсивные проявления мезозойского кимберлитового магматизма.

В целом, таким образом, можно констатировать, что кимберлитовые поля на северо-востоке Сибирской платформы располагаются на наиболее подвижных элементах не только чехла, но и архейского кристаллического фундамента, главным образом в зонах контрастных движений, где вначале происходили значительные погружения, а затем резкие дифференцированные поднятия.

Расположение среднепалеозойских и мезозойских кимберлитовых полей определяется примерно одними и теми же структурными и глубинными факторами, но территориально они тяготеют к тем участкам платформы, которые в период их формирования характеризовались наибольшей тектонической подвижностью. Так, известные проявления среднепалеозойского кимберлитового магматизма приурочены к окраинным частям трапповых полей и поясам более древних и более молодых даек траппов, характеризовавшимся, как это видно на примере Ботуобинского палеоподнятия, наибольшей тектонической подвижностью в конце среднего — начале позднего палеозоя. Мезозойские поля на севере Якутской провинции приурочены к районам, где весьма интенсивно проявились тектонические движения мезозойского времени, связанные с формированием Лено-Анабарского и Предверхоанского перикратонных опусканий и наследующих их одноименных краевых прогибов. Это обстоятельство может являться, возможно, поисковым критерием для выделения кимберлитовых полей разного возраста.

Намечается также определенная эмпирическая связь между проявлениями разновозрастного кимберлитового магматизма и современным положением внутренних границ раздела земной коры и верхней мантии. Так, В. В. Еловских на основе анализа данных ТСЗ считает, что среднепалеозойские кимберлитовые поля расположены главным образом на участках с высоким положением поверхности Мохоровичича (порядка 30 км) и внутримантийной границы M_2 (40—42 км); участки же с более глубоким положением указанных границ типичны для областей проявления мезозойского кимберлитового магматизма.

Связано это, по мнению В. В. Еловских, с тем, что среднепалеозойские и мезозойские кимберлиты принадлежат к разным формациям: первые — к формации ультраосновных слабощелочных кимберлитов, вторые — к формации щелочно-ультраосновных кимберлитов.

Первая из этих формаций обязана своим происхождением избирательному выплавлению кимберлитовых магм в зонах глубинных разломов из материнского субстрата, расположенного ниже внутримантийной поверхности M_2 , что и отражается в петрографическом и петрохимическом составе кимберлитовых трубок, относящихся к данной формации.

Формация щелочно-ультраосновных кимберлитов возникла благодаря выплавлению магм из несколько отличного по составу материнского субстрата верхней части мантийной оболочки, расположенной ниже поверхности Мохоровичича, но выше внутримантийной границы M_2 .

Проявления описываемых формаций не могут быть разделены четкими границами и постепенно переходят в латеральном направлении одна в другую по составу, морфологии кимберлитовых тел и иным признакам. Горизонтальная денудационная зональность, по мнению В. В. Еловских, является таким образом внешним выражением связей кимберлитобразования с глубинным строением земной коры и мантии, отражающим постепенный переход в пространстве описанных выше разновозрастных кимберлитовых формаций одна в другую, в зависимости от постепенного изменения строения земной коры.

Для избирательного выплавления магматических расплавов из материнских субстратов необходимы определенные термодинамические условия, различные для гранитоидных, базитовых и гипербазитовых магм. Для выплавления кимберлитовых магм обоих формационных типов необходимы термодинамические условия достигаются, согласно М. М. Одинцову и Л. Г. Страхову (1968), на глубинах порядка 40 км от дневной палеоповерхности. Следовательно, в зависимости от того, какие материнские субстраты в момент кимберлитобразования оказывались (в результате перемещений блоков земной коры и верхней мантии) приближенными к наиболее благоприятному гипсометрическому уровню, выплавлялись соответственно магмы первой или второй кимберлитовой формации.

Благоприятное положение мантийных границ для образования среднепалеозойских кимберлитов отчетливо устанавливается, по мнению В. В. Еловских, на примере Мало-Ботубинского района по линиям профилей ТСЗ Русская Речка — г. Мирный и г. Мирный — Шологонцы (см. рис. 4). Ширина Ботубинского блока по линии разреза Русская Речка — г. Мирный около 200 км, в том числе 120 км к западу от г. Мирного и Ньюско-Линденского разлома и 75 км к востоку от г. Мирного до Вилюйско-Мархинского разлома. По линии профиля г. Мирный — Шологонцы, значительно севернее р. Мархи, происходит в отличие от этого погружение мантийной поверхности от 30 до 35—36 км и внутримантийной границы M_2 от 40 до 50 км, и, следовательно, гипсометрическое положение последней здесь неблагоприятно для проявления среднепалеозойского кимберлитового магматизма.

То же самое относится к территории, пересекаемой сейсмическим профилем Шологонцы — Джарджан (см. рис. 4) в северо-восточном направлении от р. Мархары (Чилли-Кенкемесского разлома) до р. Тюнга и далее на 50 км. Гипсометрическое положение мантийных границ в этом блоке не позволяет рассчитывать на открытие трубок ультраосновного слабощелочного состава, хотя возможность проявления щелочно-ультраосновных кимберлитов в этом блоке вполне вероятна.

Имеется полное основание предполагать, что к западу от р. Мархары (Мархаратинского разлома) по линии профиля положение мантийных границ изменится в сторону, благоприятную для образования среднепалеозойской формации ультраосновных слабощелочных кимберлитов. Этот блок земной коры и верхней мантии по своим размерам, по-видимому, значительно превосходит Ботубинский блок и обладает всеми необходимыми условиями для образования среднепалеозойских трубок. Кроме известных Далдынского и Алакитского полей в этом блоке возможно открытие новых среднепалеозойских кимберлитовых полей.

Намеченные выше закономерности пространственного расположения разновозрастного кимберлитового магматизма позволяют выделить на северо-востоке Сибирской платформы около 30 участков, благоприятных для проявлений кимберлитового магматизма (см. рис. 6).

Для поисков среднепалеозойских кимберлитовых полей наиболее благоприятна западная группа прогнозируемых участков, расположенная на северо-западном крыле Ботуобинского позднекаледонского — раннегерцинского палеоподнятия и характеризующаяся наиболее полным сочетанием структурных и глубинных факторов, определяющих проявления кимберлитового магматизма. К числу их относятся Верхне-Оленекский (1)*, Байаттахский (2), Западно-Далдынский (3), Западно-Алакитский (4), Восточно-Далдынский (5), Бай-Юрхский (6), Западно-Мархинский (7) и Восточно-Мархинский (8) участки (см. рис. 6). Вторая, северо-восточная, группа участков предполагаемого проявления среднепалеозойского кимберлитового магматизма, расположенная к северо-востоку от первой, в верхней части южного склона Анабарской антеклизы, представляет меньший интерес, поскольку характеризуется сочетанием меньшего количества благоприятных структурных признаков, в частности, тех, которые свидетельствовали бы о повышенной подвижности коры в различные этапы истории геологического развития. В состав этой группы входят Арга-Тюнгский (9), Верхне-Тюнгский (10), Верхне-Мунский (11) и Силигирский (12) участки. Два участка такого же типа — Мархаратинский (13) и Верхне-Ыгыаттанский (14) — намечаются на юго-востоке антеклизы, близ границы с Вилюйской синеклизой.

Третья группа участков, весьма перспективная, как и первая, для поисков среднепалеозойских кимберлитов приурочена к центральной части Ботуобинского поднятия (Ботуобинская группа полей — 15₁, 15₂, 15₃ и др.). Она также отличается весьма полным сочетанием признаков, благоприятных для образования кимберлитовых полей, и должна явиться первоочередным объектом поисковых работ. Четвертая, по видимому, несколько менее перспективная, группа участков располагается к юго-востоку от третьей, в пределах регионального пояса трапповых даек, связанных с Ангаро-Вилюйской зоной глубинных разломов. Она включает Верхне-Мурбайский (16), Водораздельный (17), Средне-Ботуобинский (18) и другие участки.

Наконец, к пятой группе отнесены Средне-Ыгыаттанский (19), Средне-Мархинский (20), Верхне-Чилинский (21), Линденский (22), Беенчименский (24) участки неясной возрастной принадлежности, вероятнее всего мезозойские, а также весьма интересный для открытия полей кимберлитов среднепалеозойского возраста Эбеляхский (23) участок, расположенный в Северо-Анабарской зоне.

В целом следует отметить, что для проявлений кимберлитового магматизма среднепалеозойского времени на северо-востоке Сибирской платформы наиболее благоприятны Ботуобинская седловина и юго-западный склон Анабарской антеклизы, где весьма интенсивно проявились позднекаледонские и раннегерцинские тектонические движения. Определенный интерес в этом отношении представляет также крайняя северная часть Анабарской антеклизы, в зоне ее сочленения с Лено-Анабарским прогибом, а также нижняя часть юго-восточного склона прилегающая к Ыгыаттанскому прогибу Вилюйской синеклизы. В обоих этих районах в конце среднего и начале позднего палеозоя происходили весьма контрастные, сопровождавшиеся трапповым магматизмом колебательные движения, связанные с формированием в юго-восточном и северном обрамлении Анабарской антеклизы глубоких средне-позднедевонских и частично раннекаменноугольных прогибов.

Для поисков мезозойских кимберлитовых полей более благоприятны северо-восточная часть юго-восточного склона Анабарской антеклизы, прилегающая к Линденской впадине, а также те ее части, которые прилегают к Предверхоанскому и Лено-Анабарскому прогибам,

* Цифры в скобках здесь и ниже отвечают номерам участков на карте (рис. 6).

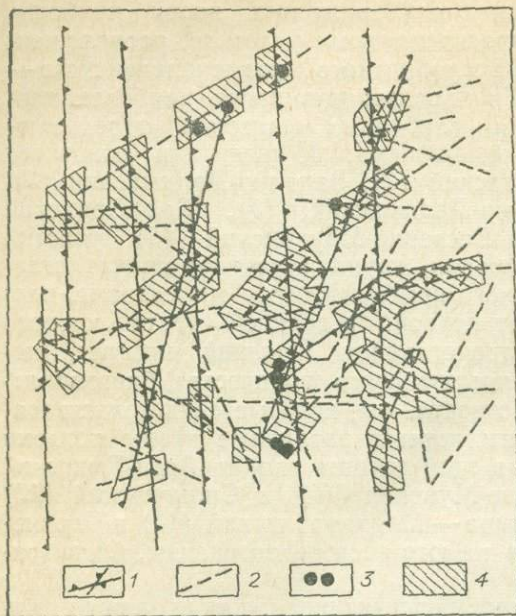


Рис. 5. Схема распределения разрывных нарушений на участках, благоприятных для формирования кимберлитовых тел (по С. Д. Адамову).

1 — глубинные разломы; 2 — поперечные и оперяющие разрывные нарушения; 3 — установленные кимберлитовые тела; 4 — участки, благоприятные для формирования кимберлитовых тел.

С этой целью С. Д. Адамовым для нескольких участков были составлены детальные карты разрывных нарушений, на которых в качестве структур, благоприятных для проявления кимберлитовых тел, оконтурены небольшие площади, представляющие собою сложные сочетания пересекающихся нарушений и оперяющих их трещин (рис. 5). При этом были учтены схемы разрывных нарушений, составленные ранее по геологическим данным В. Н. Шукиным, В. Е. Минориным и А. Д. Харьковом и по геофизическим — И. А. Погудиным, Б. С. Парасоткой и др.

На основании этих данных можно полагать, что сетки разрывных нарушений, особенно узлы пересечения и места сочленения разрывов, являются местами, где вероятнее всего могут образоваться кимберлитовые трубки. Следовательно, они должны играть роль своеобразных «структурных ловушек», выявление которых имеет первостепенное значение для поисков трубок, особенно тех, которые скрыты под покровами траппов или осадочных пород.

Описываемые сети оперяющих нарушений, по-видимому, представляют собой совокупности сколовых и разрывных дислокаций. Более крупные сколовые нарушения сопровождаются меньшими по размерам трещинами разрыва, которые и должны, по всей вероятности, непосредственно вмещать кимберлитовые тела. Однако все эти сложные системы оперяющих разрывных нарушений имеют сравнительно неглубокое, по-видимому, коровое заложение. Исходя из закономерностей процесса трещинообразования, можно думать, что на глубине они должны приключаться к наклоненным в ту или иную сторону разломам мантийного заложения.

Признавая ведущую роль трещинных систем в локализации отдельных кимберлитовых тел на территории полей, при детальном прогнозировании необходимо вместе с тем учитывать наличие других

где весьма интенсивно проявились тектонические движения мезозойского цикла.

Выше были охарактеризованы структурные глубинные факторы, определяющие региональное распространение кимберлитовых полей. Однако в настоящее время исключительную остроту приобрел вопрос о структурных закономерностях размещения отдельных кимберлитовых трубок или кустов трубок в пределах кимберлитовых полей. Особенно важно установить структурные закономерности для полей, которые частично или полностью закрыты траппами, угленосными породами позднего палеозоя и юры или рыхлыми неоген-четвертичными отложениями.

В данной работе делается попытка решить этот вопрос на основе интерпретации результатов детальных гравиметрических и магнитных съемок и профилей ТСЗ.

контролирующих тектонических факторов кимберлитобразования, к числу которых относятся в первую очередь площадные структурные элементы — приподнятые или опущенные блоки фундамента, которые, возможно, являются блоками земной коры и верхней мантии. Размеры блоков значительно меньше по сравнению с теми, которые показаны на карте (рис. 6).

Работами Амакинской экспедиции Якутского геологического управления на основании интерпретации материалов детальных аэромагнитных съемок начинают в первом приближении устанавливаться в кимберлитовых полях района блоки с различным характером проявления кимберлитового магматизма. К сожалению, выяснение блокового строения территории кимберлитовых полей в средних и детальных масштабах наталкивается на большие трудности, связанные с отсутствием необходимых материалов.

Вместе с тем нет никакого сомнения в том, что закономерные сочетания сеток оперяющих разрывных нарушений с поднятиями фундамента, а возможно, и с элементами более молодого несогласного структурного плана имеют решающее значение для локализации трубок в пределах кимберлитовых полей, подобно тому, как это имеет место в региональном плане. Следовательно, методика изучения структурного и глубинного контроля проявлений кимберлитового магматизма является приемлемой не только для мелкомасштабных, а еще в большей степени среднемасштабных и детальных прогнозных карт. Для того чтобы эти карты отвечали своему прямому назначению, необходима не только комплексная интерпретация детальных геологических и геофизических материалов, но и нанесение на них всех критериев алмазности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Постановка и решение вопросов структурного и глубинного контроля проявлений кимберлитового магматизма на основе комплексной интерпретации геологических и геофизических материалов является первым опытом проведения подобного рода исследований как в нашей стране, так и за рубежом. Эти исследования стали возможны благодаря существенному повышению уровня геологической, геофизической и минерогенической изученности описываемой территории за последние годы, получению новой информации по вопросам ее глубинного строения, а также благодаря участию в работе целого ряда научных и производственных геологических организаций Якутии и широкого круга специалистов различного профиля.

Главными факторами, контролирующими распределение кимберлитовых районов и кимберлитовых полей на описываемой территории, являются, как показывают глубинные сейсмические зондирования и материалы гравиметрических, аэромагнитных и геологических съемок, продольные и поперечные долгоживущие глубинные мантийные разломы, вдоль которых происходят скачкообразные изменения глубины залегания поверхностей Конрада, Мохоровичича и внутримантийной границы M_2 .

По всей вероятности, наиболее важными являются разломы, ограничивающие приподнятые блоки земной коры и верхней мантии с неглубоким залеганием поверхности Мохоровичича (порядка 30 км) и одновременно с этим самым высоким на платформе гипсометрическим положением внутримантийной границы M_2 (40—42 км).

Пространственное размещение кимберлитовых полей на северо-востоке Сибирской платформы характеризуется в основном тремя признаками:

- 1) приуроченностью их к склонам рельефа фундамента, обладающих небольшой (до 2—3 км) мощностью чехла;
- 2) приуроченностью кимберлитовых полей к склонам крупных пологих поднятий чехла и флексурным перегибам, относящимся либо к среднепалеозойскому (позднекаледонскому или раннегерцинскому), либо мезозойскому структурным планам;
- 3) положением кимберлитовых полей на участках пересечения разновозрастных и разнотипных глубинных разломов, образующих сложные сочетания.

Из перечисленных структурных признаков главное значение имеют сетки параллельных и пересекающихся глубинных разломов, свидетельствующие о наибольшем в этих местах раздроблении земной коры и благоприятных условиях высокой проницаемости для кимберлитовой магмы.

Пространственное размещение наиболее перспективных кимберлитовых полей среднепалеозойского возраста, сосредоточенных в

южной части описываемой территории, определяется, по мнению В. В. Еловских, кроме того, приуроченностью их к позднекаледонскому (или раннегерцинскому) Ботуобинскому платформенному поднятию.

Отмечая ведущее значение тех или иных структурных условий, необходимо подчеркнуть, что только закономерное сочетание и совокупность всех перечисленных выше структурных и глубинных признаков является непременным условием возникновения кимберлитовых полей и кимберлитовых тел.

Выделяемые по совокупности этих признаков в северо-восточной части Сибирской платформы перспективные площади являются возможными кимберлитовыми полями и подлежат детальному изучению геологическими, геофизическими и иными методами.

Для поисков и разведки кимберлитовых тел, прежде всего скрытых под траппами и осадочными породами значительной мощности, важное значение имеет изучение условий, определяющих образование и размещение кустов и отдельных трубок в пределах кимберлитовых полей.

По тем данным, которые удалось установить при выполнении настоящей работы, большая роль принадлежит благоприятному сочетанию разрывных нарушений с блоковой структурой данного участка. Следовательно, и в этом случае локальных проявлений кимберлитового магматизма структурный контроль, подобно региональному, занимает ведущее положение. Особо важное значение имеют сетки разрывных нарушений, оперяющие главные разломы и состоящие, в свою очередь, из трещин разрыва и скалывания различной величины.

Кимберлитовые тела приурочены обычно к оперяющим трещинам разрыва (отрыва), а участки развития оперяющих трещин являются своего рода структурными ловушками и подлежат разбурированию по сетке с целью обнаружения кимберлитовых трубок. Выявление и оконтуривание таких участков на детальных картах прогнозов представляет собой самостоятельный элемент всего комплекса планируемых работ и должно основываться на методических приемах, рекомендуемых авторами.

Следует отметить, что уже после завершения данной работы на некоторых из рекомендуемых участков были обнаружены буровыми скважинами под траппами и юрскими отложениями новые кимберлитовые тела.

Данное обстоятельство подтверждает правильность основного положения монографии о ведущей роли структурного контроля в размещении кимберлитовых тел и методики его изучения путем комплексной интерпретации геологических и геофизических материалов.

Для увеличения достоверности прогнозирования кимберлитовых полей необходимо резко усилить темпы геолого-геофизических исследований и, в частности, форсировать работы по глубинному и в первую очередь площадному сейсмическому зондированию с использованием промышленных взрывов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абельский А. М.** К вопросу о закономерностях пространственного размещения кимберлитовых тел на северо-востоке Сибирской платформы.— В кн.: Прогнозирование и методы поисков месторождений олова и алмазов в Советской Арктике. Л., 1968.
- Андреев Б. А.** Геофизические методы в региональной и структурной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Арсеньев А. А.** О закономерностях размещения кимберлитов в восточной части Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 137, № 5.
- Атласов И. П.** Некоторые соображения о размещении кимберлитов на северо-востоке Сибирской платформы.— «Инф. бюлл. Ин-та геол. Арктики», 1957, вып. 2.
- Атласов И. П.** Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы. Л., 1960 (Тр. НИИГА, т. 106).
- Атласов И. П., Польшин Я. И.** Главнейшие черты тектоники северной части Восточно-Сибирской платформы.— «Уч. зап. НИИГА», 1969, вып. 14.
- Бабаян Г. Д.** Тектоника и нефтегазоносность Вилуйской синеклизы и прилегающих к ней районов по геологическим и геофизическим материалам. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1969.
- Бабаян Г. Д.** Краткая характеристика и основные положения геологической интерпретации магнитных и гравитационных аномалий.— В кн.: Геол. результаты геофиз. исслед. Якут. АССР. Иркутск, Изд. ВостСибНИИГИМС, 1972.
- Бобров А. К.** Геология Предбайкальского краевого прогиба. Строение и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1964.
- Булина Л. В.** О выделении разрывных нарушений на Сибирской платформе по данным аэромагнитной съемки.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 2.
- Булина Л. В., Спичарский Т. Н.** Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 12.
- Булина Л. В., Спичарский Т. Н.** Гетерогенность фундамента Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника Сибири, т. 3. М., «Наука», 1970.
- Борисов А. А.** Морфология поверхности Мохоровичича и ее структурное значение.— «Сов. геол.», 1964, № 4.
- Борисов А. А.** Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.
- Благулькина В. А.** Петрохимические типы кимберлитов Сибири.— «Сов. геол.», 1969, № 7.
- Брахфогель Ф. Ф., Ковальский В. В.** О денудационном срезе на территории Анабарской антеклизы и сопредельных структур.— В кн.: Геол. и полезн. ископ. Якутии. Тез. докл. Якутск, 1970.
- Васильев В. Г., Ковальский В. В., Черский Н. В.** Происхождение алмазов. М., «Недра», 1968.
- Гафаров Р. А.** Тектоника фундамента и план магнитных полей Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 7.
- Гафаров Р. А.** Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ северного полушария.— В кн.: Глубинная тектоника древних платформ. «Наука», 1971.
- Глазунова А. В.** Трассирование глубинных разломов по аэромагнитным данным некоторых районов Средней Азии.— В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964.
- Гоньшакова В. И.** Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. М., 1961 (Тр. ИГЕМ, вып. 61).
- Гоньшакова В. И., Егоров Л. С.** Петрохимические особенности ультраосновных щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М., «Наука», 1968.
- Деменицкая Р. М.** Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
- Дмитриев Ю. И.** Траппы и исландский шпат реки Чоны. Изд-во АН СССР, 1968, Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 88.
- Еловских В. В.** Закономерный характер связей тектонических и магматических процессов в истории развития земной коры Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968.

Еловских В. В. Связь региональной металлогенической зональности с глубинным строением земной коры на примере Якутии.— В сб.: Докл. на VI Всес. металлогенич. совещ. во Владивостоке, 1971.

Еловских В. В. Происхождение и развитие континентальной земной коры Сибирской платформы и ее обрамления.— В кн.: Новости геологии Якутии. Якутск, 1972.

Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 2.

Изаров В. Т., Харьков А. Д., Черный Е. Д. О возрасте кимберлитовых тел Дально-Алаkitского района.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 9.

Каминский Ф. В., Потапов С. В. Об определениях абсолютного возраста кимберлитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 5.

Каминский Ф. В. Закономерности размещения кимберлитовых разнофациальных и родственных им пород на Сибирской платформе.— «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1972, т. 204, № 5.

Каратаев Г. И. Линейное прогнозирование геологического строения земной коры по гравиметрическим и магнитным аномалиям.— В кн.: Исслед. статист. функций. линейн. связей в гравиразведке и магниторазведке. Новосибирск, 1963.

Каратаев Г. И. Корреляционная схема линейного прогнозирования структуры и состава земной коры по гравитационным и магнитным аномалиям.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 10.

Ковальский В. В. Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Ковальский В. В., Михеенко В. И., Ненашев Н. И. К вопросу об абсолютном возрасте кимберлитовых пород Якутии.— В кн.: Вопр. датировки древнейших геол. образ. и осн. пород. Тр. XIV сесс. Комис. по опред. абс. возраста геол. форм ОНЗ АН СССР. М., «Наука», 1967.

Ковальский В. В., Никишов К. Н., Егоров О. С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного склона Анабарской антеклизы. М., «Наука», 1969.

Ковальский В. В., Никишов К. Н. Закономерности размещения и формирования интрузивных кимберлитовых тел Якутской алмазоносной провинции.— В кн.: Геол., петрограф. и минералог. магмат. образ. сев.-вост. части Сибирской платформы. М., «Наука», 1970.

Краснов И. И., Масайтис В. Л. Тектоника Оленекско-Вилуйского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы. М., 1955.

Краснов А. И. О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки.— «Сов. геол.», 1964, № 11.

Кривонос В. Ф. Геология кимберлитов Приленья.— В кн.: Геол. и полезн. ископ. севера Сиб. платформы. Л., 1971.

Кривонос В. Ф., Илупин И. П., Саврасов Д. И. Новые методы оценки возраста кимберлитов на примере Приленской области.— В кн.: Геол., петрогр. и минералог. магмат. образ. сев.-вост. части Сиб. платформы. М., «Наука», 1970.

Крылов А. Я., Вишневский А. Н., Силин Ю. И., Атрашенко Л. Я., Авдейко Г. В. Абсолютный возраст Анабарского щита.— «Геохимия», 1963, № 12.

Крутоярский М. А., Лопатин Б. Г., Быстрова Г. А. и др. Кимберлиты бассейнов рек Омонос и Укукит.— В кн.: Статьи по геологии Арктики. Л., Госгортехиздат, 1959 (Тр. НИИГА, т. 65, вып. 13).

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Кудрявцев В. А. О стратиграфии и тектонике архея верховьев рек Тимптона и Гонама.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 4.

Кудрявцев В. А., Гуров Е. П. Тектоника западной части Станового хребта.— «Геотектоника», 1967, № 3.

Кулиш Е. А. Литология высокоглиноземистых метаморфических пород нижнего архея Алданского щита. Автореф. докт. дисс. М., 1972.

Кутейников Е. С., Натапов Л. М. Кластические дайки в отложениях синийского комплекса на р. Оленек.— «Тр. ВАГТ», 1962, вып. 8.

Кутейников Е. С., Истратов В. В. Новые данные о тектонике Кютюнгинского поперечного прогиба (северо-восток Сибирской платформы).— «Докл. АН СССР», 1963, т. 148, № 2.

Леонов Б. Н. Особенности тектонического строения северо-востока Сибирской платформы, Приверхоянского прогиба и складчатого Верхоянья.— В кн.: Тектоника Сибири, т. 3. М., «Наука», 1970.

Леонов Б. Н., Гогина Н. И. Раннепалеозойский вулканизм на северо-востоке Сибирской платформы.— «Сов. геол.», 1968, № 4.

Леонтьев Л. Н., Каденский А. А. О природе кимберлитовых трубок Якутии.— «Докл. АН СССР», 1957, т. 115, № 2.

Лутц Б. Г., Мокшанцев К. Б., Николаевский А. А. О составе и строении фундамента северо-восточной части Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 8.

Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964.

Лутц Б. Г. Реакция и ступени глубинного метаморфизма. Автореф. докт. дисс. М., 1970.

Маршинцев В. К. Ксенолиты фенитов в эксплозивных карбонатитовых брекчиях.— В кн.: Геол., петрогр. и минер. магматич. образ. сев.-вост. части Сиб. платформ. М., «Наука», 1970.

Маршинцев В. К., Никишов К. Н. Интрузивные карбонатиты и их взаимоотношения с кимберлитами.— «Тр. ЦНИГРИ», 1970, вып. 87.

Масайтис В. Л. Трапповая формация бассейна р. Вилюй.— В кн.: Петрография восточной Сибири, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Масайтис В. Л. Девонский вулканизм на Сибирской платформе.— «Инф. сообщ. Сер. Геология месторожд. полезн. ископ., регион. геол.», 1966, вып. 1.

Масайтис В. Л. Допермские базиты Сибирской платформы. Автореф. докт. дисс. Л., 1970.

Мащак М. С. Проявление протерозойского основного магматизма на южном склоне Анабарского щита.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 6.

Мащак М. С. Трапповый магматизм южного склона Анабарского щита.— В кн.: Геол. и петрол. интрузивн. траппов Сиб. платф. М., «Наука», 1970.

Мащак М. С. Петрохимические особенности разновозрастных даек диабазов и долеритов южной части Анабарского щита.— В кн.: Геол. и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1973.

Милашев В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Л., «Недра», 1965.

Милашев В. А. Причины расхождения результатов определения абсолютного возраста кимберлитов с геологическими данными о времени их образования.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1968а, вып. 12.

Милашев В. А. Проблемы кимберлитообразования и верхней мантии Земли.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геол.», 1968б, вып. 12.

Милашев В. А. Геохимические особенности и термодинамические условия образования кимберлитов.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли (Докл. сов. геол. на XXIII сесс. МГК, пробл. 1). М., «Наука», 1968в.

Милашев В. А. Факторы локализации кимберлитов.— В кн.: Кимб. вулканизм и перспективы коренной алмазон. СВ Сиб. платф. Л., 1971.

Милашев В. А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Л., «Недра», 1972.

Милашев В. А., Крутойский М. А., Рабкин Н. И., Эрлих Э. Н. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1963 (Тр. НИИГА, т. 126).

Милашев В. А., Табунов С. М., Томановская Ю. И. Кимберлитовые поля северо-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971.

Мирунюк Е. П. Геология докембрия западной части Алданского щита. Автореф. дисс. Л., 1968.

Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Романов Ю. А., Авербух И. О. О северо-восточных тектонических простирациях на территории эпигерцинской платформы юга СССР.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 2.

Михеенко В. И., Ненашев Н. И. Абсолютный возраст образования и относительный возраст внедрения кимберлитов Якутии.— В кн.: Тр. IX сесс. Комисс. по опред. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Мокшанцев К. Б. Главнейшие зоны глубинных разломов востока Сибирской платформы и западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— В кн.: Стратигр., тектоника и литология осадочн. формаций Якутии. Якутск, 1968.

Мокшанцев К. Б. Тектоника (Якутии).— В кн.: Строение земной коры и на территории Якутии и закономерности размещения полезн. ископ. М., «Наука», 1969.

Мокшанцев К. Б. Роль орогенного этапа в развитии платформы и складчатых областей на примере Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области.— В кн.: Тектоника Сибири, т. 3. М., «Наука», 1970.

Мокшанцев К. Б. Тектоника восточной части Сибирской платформы и обрамляющих складчатых сооружений. Автореф. дисс. Новосибирск, 1971.

Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964.

Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гудков А. А., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., «Наука», 1968.

Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Лутц Б. Г., Сластенов Ю. Л., Фрумкин И. М., Штех Г. И. Тектоническая карта Якутской АССР в м-бе 1 : 2 500 000 (объяснит. записка). Якутск, Изд-во Якут. фил. СО АН СССР, 1971а.

Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Лутц Б. Г., Сластенов Ю. Л., Фрумкин И. М., Штех Г. И. Тектоника Якутии (объяснит. записка к тектонической карте Якутии м-ба 1 : 1 500 000). Новосибирск, «Наука», 1971б.

Никишов К. Н. Сопряженность щелочно-ультраосновных даек с кимберлитовыми трубками на северо-западе Сибирской платформы.— В кн.: Рудообр. и его связь с магматизмом (тез. докл.). Якутск, 1969.

Никишов К. Н., Ковальский В. В., Брахфогель Ф. Ф. Особенности проявления кимберлитового магматизма на различных уровнях денудационного среза.— В кн.: Геология и полезн. ископ. Якутии (тез. докл.). Якутск, 1970.

Николаевский А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. М., «Наука», 1968.

Николаевский А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и складчатых областей северо-востока СССР по геофизическим данным. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1969.

Нужнов С. В. Региональная стратиграфическая шкала протерозоя Алданского щита.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР», Якутск, 1968, вып. 18.

Нужнов С. В. Геология слонстых толщ докембрия Алданского щита.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР», Якутск, 1970, вып. 18.

Одинцов М. М., Владимирова Б. М. Некоторые общие закономерности пространственного размещения кимберлитов и алмазных месторождений в земной коре.— В кн.: Вопр. генезиса и закономерностей размещ. эндоген. месторожд. М., «Наука», 1966.

Одинцов М. М., Страхов Л. Г. Трапповые и кимберлитовые трубки как показатель особенностей структурного развития континентальной коры древних платформ.— «Межд. геол. конгресс, XXIII сесс., докл. сов. геол.». Пробл. 2. «Вулканизм и тектогенез». М., «Наука», 1968.

Одинцов М. М., Владимирова Б. М. К проблеме генезиса и структурного контроля кимберлитов.— «Геотектоника», 1972, № 3.

Олейников Б. В., Савинов В. Т., Погудина М. А. Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской — нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклиз.— В кн.: Геол. и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1973.

Осипова З. В., Поршнева Г. И. О возрасте траппов Уджинского поднятия.— «Уч. зап. НИИГА. Сер. регион. геол.», 1966, вып. 8.

Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 12.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопр. сравнит. тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964.

Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 5.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст. I.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1.

Петров А. Ф. Стратиграфия и тектоника протерозойского обрамления Алданского щита в бассейнах рек Чары, Токко и Олекмы.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР», 1969, вып. 13.

Полькин Я. И. Строение фундамента (северо-западная часть Сибирской платформы). Л., 1968, (Тр. ВНИГРИ, вып. 262).

Проводников Л. Я. Вещественный состав и тектоника фундамента Сибирской платформы и прилегающих складчатых систем по геофизическим данным.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 5.

Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского щита. Л., 1959 (Тр. НИИГА, т. 87).

Ремпель Г. Г., Пятницкий В. К. Рельеф поверхности Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР. Сер. геол.», т. 172, 1967.

Рожков И. С., Ковальский В. В. Условия образования и размещения кимберлитовых тел в восточной части Сибирской платформы.— «Межд. геол. конгресс, XXII сесс. докл. сов. геол.». Пробл. 16. «Вопросы металлогении». М., «Недра», 1965.

Романов Ю. А. Некоторые вопросы районирования фундамента Средне-Азиатской эпигерцинской платформы юга СССР по геологическим данным.— В кн.: Геол. и разработка нефт. и газ. месторождений. М., «Наука», 1969.

Рудник В. А., Соболев Э. В. Последовательность геологических событий в докембрии Алданского щита.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 3.

Рудообразование и его связь с магматизмом. Тез. докл. М., «Наука», 1972.

Савинский К. А., Туголесов Д. А. Геофизическая характеристика и некоторые особенности глубинного строения Сибирской платформы.— В кн.: Геофиз. исслед. в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967.

Салоп Л. И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, № 3.

Сарсадских Н. Н., Ровша В. С. Об условиях генезиса минералов-спутников алмаза в кимберлитах Якутии.— «Зап. Всес. мин. об-ва». Втор. сер., ч. 89, вып. 4, 1960.

Сарсадских Н. Н., Благулькина В. А., Силин Ю. И. Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 2.

Сарсадских Н. Н. Структурный фактор размещения кимберлитов на Сибирской платформе и прогнозирование коренной алмазоносности.— В кн.: Прогнозирование и методы поисков месторождений олова и алмазов в Советской Арктике. Л., 1968.

Соболев В. С. Условия образования месторождений алмазов.— «Геол. и геоф.», 1960, № 1.

Соболев В. С., Добрецов Н. Д., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магматобразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии.— В кн.: Пробл. кристаллохимии минералов и эндоген. минералообразов. Л., «Наука», 1967.

Соболев Н. В. Ксенолиты эколитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968.

Соботович Э. В., Рудник В. А. Истинный и кажущийся радиологический возраст пород алданского комплекса.— «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1971, т. 198, № 2.

Симоненко Т. Н. Аномальное магнитное поле СССР и некоторые вопросы тектоники.— «XXII сессия МГК, докл. сов. геол.». Проблема 2. М., «Недра», 1965.

Симоненко Т. Н. Магнитные аномалии и положение глубинных границ земной коры.— «Геофиз. сб. (АН УССР). Сер. Теоретич. и эксперим. геофизика», вып. 19. «Вопр. физики Земли». Киев, 1967.

Страхов Л. Г. Тектонические условия образования трубок взрыва на Сибирской платформе.— В кн.: Глуб. разломы юга Вост. Сибири и их металлоген. значение. М., «Наука», 1971.

Структурно-формационная карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса 1 : 1 500 000. Под ред. Л. И. Красного. Л., «Недра», 1969.

Табунов С. М. К вопросу о связи кимберлитового вулканизма с разрывными нарушениями в земной коре.— В кн.: Кимб. вулканизм и персп. коренной алмазности сев.-вост. Сиб. платформы. Л., 1971.

Томановская Ю. И. Кайнозойские кимберлитовые и пикритовые породы северо-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Кимберлитовый вулканизм и персп. коренной алмазности северо-востока Сибирской платформы. Л., 1971.

Томшин М. Д., Брахфогель Ф. Ф., Олейников Б. В., Копылова А. Г. Фациальный состав ксенолитов трайлов из кимберлитовых брекчий и возраст трубок Мало-Ботуобинского района.— В кн.: Геол. и геохим. базальтов восточной части Сиб. платформы, «Наука», 1973.

Трофимов В. С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях, М., «Недра», 1967.

Угрюмов А. Н. Ксенолиты из мезозойских интрузий Алданского щита и их значение для познания его глубинного строения. Автореф. канд. дисс. Воронеж, 1971.

Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958.

Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 10.

Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моиссенко Ф. С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 10.

Фрумкин И. М. Олекминская серия бассейна р. Олекмы.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР», 1968, вып. 18.

Фрумкин И. М., Нужнов С. В. Основные проблемы геологии архейских образований Алданского щита.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР», 1968, вып. 18.

Фрумкин И. М. Стратиграфия и тектоника архея восточной части Алданского щита. Автореф. канд. дисс. М., Изд-во МГУ, 1971.

Хаин В. Е. Геосинклинальный процесс и эволюция тектоносферы.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 12.

Харькив А. Д. Новые данные о возрасте кимберлитовых трубок Далдыно-Алакинского района.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 4.

Харькив А. Д., Погудин И. А. К характеристике шаровой лавы основного состава, выполняющей трубку взрыва в Мало-Ботуобинском районе.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 4.

Шейнманн Ю. М. Некоторые закономерности распределения вулканических явлений на платформе.— «Тр. ВАГТ». М., Госгеолтехиздат, 1956, вып. 2.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной тектоники (о связи тектоники с возникновением магм). М., «Недра», 1968.

Штех Г. И. О докембрийском фундаменте Вилюйской впадины.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. Якут. АССР», 1963, вып. II.

Штех Г. И. Глубинное строение и история тектонического развития Вилюйской впадины. Новосибирск, «Наука», 1965.

Штех Г. И. Строение земной коры Верхоянского мегантиклинория и прилежащих частей Сибирской платформы.— В кн.: Регион. геофиз. исследов. в Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967.

Штех Г. И. Рельеф кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1972а, № 9.

Штех Г. И. О скорости преобразования земной коры Охотского побережья.— В кн.: Тез. докл. на VII сесс. научн. совета по тектонике Сибири и Дальн. Востока. Южно-Сахалинск, 1972б.

Щукин В. Н., Минорин В. Е., Харьков А. Д. Тектонический контроль, стадийность формирования и алмазоносности кимберлитов Мало-Ботубинского района.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. «Наука», 1972.

Энтин А. Р. О природе ритмичнослойной толщи федоровской свиты иенгрской серии архея Алданского щита.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 201, № 3.

Эрлих Э. Н. Тектоника Суханского прогиба и окружающих его поднятий. Автореф. канд. дисс. Л., 1962.

Эрлих Э. Н. Тектоника Анабарской антеклизы и закономерности проявления кимберлитового и траппового вулканизма.— В кн.: Геол. алмази. месторожд. М., «Наука», 1963 (Тр. ЯФ СО АН СССР. Сер. геол., сб. 9).

Юдина В. В. Траппы и аподолеритовые метасоматиты реки Бол. Ботубии. М., «Наука», 1965.

MacGregor J. D. The effect of pressure on the minimum melting composition in the system $MgO - SiO_2 - TiO_2$.— "Trans. Amer. Geophys. Union.", 1966, v. 47, № 1.

MacGregor J. D. The system $MgO - SiO_2 - TiO_2$ and its bearing on the distribution of TiO_2 in basalts.— "Amer. J. Sci.", 1969, A267, Schairer vol.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (К. Б. Мокшанцев)	3
Глава I. Обзор представлений о закономерностях размещения проявлений кимберлитового магматизма (В. В. Ковальский, Ф. Ф. Брафогель)	5
Глава II. Краткая характеристика гравимагнитных полей и методика их интерпретации (Г. И. Штех, С. Д. Адамов, Т. В. Голубева)	11
Глава III. Тектоника	16
Платформенный чехол (К. Б. Мокшанцев, Л. А. Зимин)	17
Позднепротерозойский структурный комплекс	18
Ранне-среднепалеозойский структурный комплекс	19
Позднепалеозойский — кайнозойский структурный комплекс	21
Орогенный комплекс и рельеф фундамента (К. Б. Мокшанцев, Г. И. Штех, С. Д. Адамов, Т. В. Голубева)	28
Кристаллический фундамент (В. В. Еловских, К. Б. Мокшанцев)	38
Глубинные разломы (К. Б. Мокшанцев, Г. И. Штех, В. В. Еловских, С. Д. Адамов)	49
Выводы (К. Б. Мокшанцев)	55
Глава IV. Строение земной коры (Г. И. Штех, К. Б. Мокшанцев, В. В. Еловских)	59
Глава V. Магматизм (В. В. Ковальский, Ф. Ф. Брафогель, К. Н. Никишов, Б. В. Олейников)	66
Основные магматиты	68
Ультраосновные магматиты	72
Щелочно-ультраосновные магматиты	72
Кимберлитовая ветвь	73
Карбонатитовая ветвь	77
Глава VI. Закономерности размещения кимберлитового магматизма (В. В. Еловских, В. В. Ковальский, К. Б. Мокшанцев, Г. И. Штех)	80
Заключение (В. В. Еловских, К. Б. Мокшанцев)	90
Литература	92

*Константин Борисович Мокшанцев, Вадим Валентинович
Еловских, Виталий Владимирович Ковальский, Геннадий
Иосифович Штех, Семен Дмитриевич Адамов, Феликс
Федорович Брахфогель, Татьяна Васильевна Голубева, Лев
Александрович Зимин*

**СТРУКТУРНЫЙ
КОНТРОЛЬ ПРОЯВЛЕНИИ
КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА
НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Ответственный редактор *Ю. Н. Трушков*

Редакторы *В. А. Висконти, Р. Н. Грейнер*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Савельева*
Технический редактор *Ф. Ф. Орлова*
Корректоры *С. Ф. Котова, Л. А. Гуринович*

Сдано в набор 13 марта 1974 г. Подписано в печать 1 августа 1974 г.
МН 00571. Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 2. 6,25 печ. л.,
8,8 усл.-печ. л.+2 вкл., 9,8 уч.-изд. л.: Тираж 1000 экз. Заказ 52.
Цена 98 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99,
Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77,
Станиславского, 25.

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовит к выпуску следующие книги:

Абрамов Б. С. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Южного Верхоянья.

Павлов С. Ф. Верхний палеозой Тунгусского бассейна.

Толстых А. И. Позднепалеозойская флора Западного Верхоянья.

Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке.

Дударев А. Н. Анализ геолого-физических условий эндогенного рудообразования.

Древние Spidaria, ч. I.

Древние Spidaria, ч. II.

Лучинина В. А. Палеоальгологическая характеристика раннего кембрия юго-востока Сибирской платформы и сопредельных территорий.

Формирование берегов Красноярского водохранилища.

Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90. Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Цена 98 коп.

1067