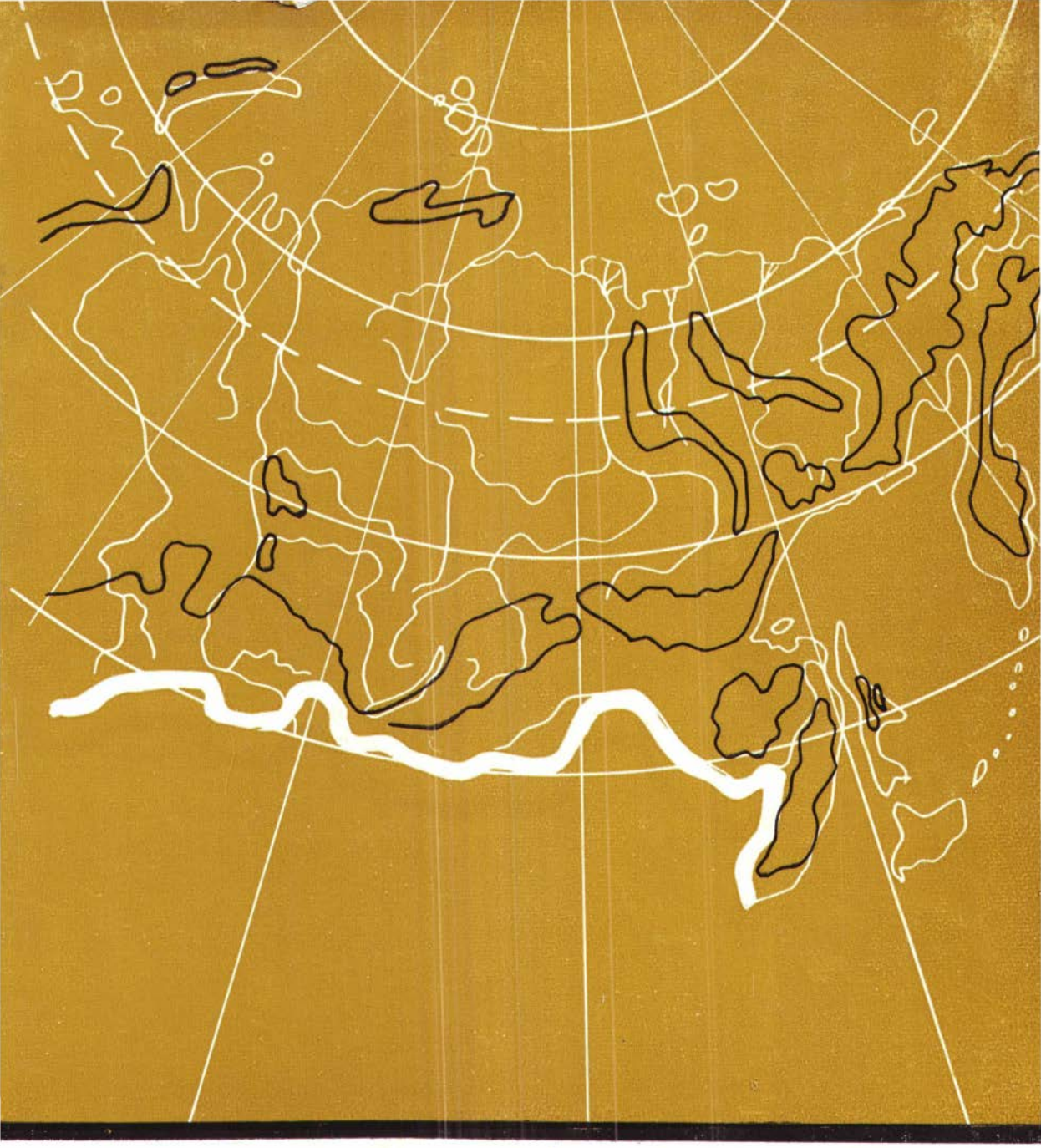


ТЕКТОНИКА СИБИРИ

ACADEMY OF SCIENCES OF USSR
SIBERIAN BRANCH

SCIENTIFIC COUNCIL OF TECTONICS OF SIBERIA AND THE FAR EAST

TECTONICS OF SIBERIA

VOLUME VIII

THE METHODOLOGICAL PROBLEMS AND QUESTIONS OF TECTONIC ZONATION

Responsible editor
Corr. member of Acad. Sci. USSR *I. V. Zuchitsky*

PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk · 1980

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ТЕКТОНИКЕ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

ТЕКТОНИКА СИБИРИ

ТОМ VIII

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И ВОПРОСЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР *И. В. Лучицкий*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1980

УДК 551.24

Рассмотрены теоретические и методологические вопросы тектоники, в частности, тектоническое районирование и создание тектонических карт, периодизация тектонической истории Земли, иерархия тектонических объектов, изучение пликативных и дизъюнктивных форм, дистанционные методы в тектонике. Подведены итоги исследования тектоники отдельных регионов Сибири и Дальнего Востока. Сборник рассчитан на широкий круг геологов.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

А. М. БОРОВИКОВ, Ч. Б. БОРУКАЕВ, Г. Н. БРОВКОВ,
В. И. ГРОМИН (зам. отв. редактора),
Ю. А. КОСЫГИН (главный редактор),
Г. С. ФРАДКИН

EDITORIAL BOARD:

A. M. BOROVIKOV, CH. B. BORUKAEV, G. N. BROVKOV,
V. I. GROMIN (ass. of resp. edntor),
Yu. A. KOSYGIN (chief editor), G. S. FRADKIN

© Издательство «Наука», 1980.

Т $\frac{20802 - 712}{055\ (02)-80}$ 397.79.1904030000.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1977 г. в Красноярске состоялась XII сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, посвященная 60-летию Великой Октябрьской социалистической революции. На этой сессии были рассмотрены результаты разнообразных тектонических исследований, проведенных на территории Сибири и Дальнего Востока преимущественно в последние годы. Представленные многочисленные доклады отражают общую картину широкого охвата исследованиями огромной территории СССР, расположенной между Уралом и Тихоокеанским побережьем, хотя естественно не освещают всего многообразия этих исследований. Публикуемые материалы сессии сосредоточены в трех томах. Первый из них (том VIII) содержит ту часть докладов, которые посвящены теоретическим, методологическим вопросам тектоники, а также вопросам тектонического районирования и региональной тектоники Сибири и Дальнего Востока. Второй (том IX) охватывает материалы главным образом по проблеме нефтегазоносных структур, третий (том X) — по общим проблемам региональной геологии.

В теоретических статьях данного тома большое внимание уделено определению целей и задач тектоники как науки, принципам тектонического районирования и построения тектонических карт, периодизации тектонической истории Земли, иерархии тектоническихобъектов (Т. Н. Спижарский, Ч. Б. Борукаев, В. Ю. Забродин, В. А. Кулындышев, В. А. Соловьев, В. И. Драгунов и др.). В ряде статей рассмотрены различные методы тектонических исследований, в том числе дистанционные, основанные на применении космической техники (В. В. Богацкий, В. И. Витязь, В. Я. Ероменко, М. А. Чурилин, С. Н. Кудрин, М. М. Константинов).

Существенное место среди представленных материалов занимают крупные обобщения по региональной тектонике, по выявлению особенностей древних платформ, а также древних континентов и океанов (Э. Э. Фотиади, М. П. Гришин, В. И. Лотышев, В. С. Сурков, К. Б. Мокшанцев, А. Ф. Петров, Г. С. Фрадкин, А. М. Лейтес, В. С. Федоровский, Н. А. Беляевский, А. И. Суворов, В. А. Унксов и др.).

Вполне понятно, что в сборник включена только часть докладов, прочитанных на сессии или представленных методом демонстрационной графики. Некоторые доклады, в частности по экспериментальной тектонике, по ряду проблем методологии, не помещены здесь в связи с тем, что они публикуются в других изданиях. В целом же данный том достаточно полно отражает те вопросы, которые обсуждались на XII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Редколлегия надеется, что публикуемые материалы представят интерес для широкого круга геологов.

Редакционная коллегия

Т. Н. СПИЖАРСКИЙ

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Разные виды геологического районирования (в том числе тектонического) приобретают все большее значение не только для развития геологической теории, но и для прикладных целей — познания закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и, следовательно, для разработки критериев их прогноза и поисков. Впервые на необходимость геологического районирования обратил внимание А. П. Карпинский (1949), который почти 100 лет тому назад, разрабатывая принципы составления геологических карт, предложил выделять на них геологические провинции. Тем не менее принципы геологического районирования до сих пор не определены, а методика районирования слабо разработана. Это связано с тем, что продолжает оставаться неясным вопрос о том, что должно лежать в основе районирования.

Наша планета состоит из множества геологических тел, начиная с элементарных в виде минералов и кончая самыми сложными. Понятие о геологическом теле было введено Н. Стеноном (1957). Оно применялось В. Севергиным (1798), который выделял геологические тела из общей массы естественных, называл их ископаемыми телами и разделял на простые и сложные. В наши дни в целях формализации понятия о геологических объектах Ю. А. Косыгиным (1964) и его сотрудниками (Косыгин и др., 1964, 1965), а также автором данной статьи совместно с Н. К. Стельмак (Спижарский, 1973; Спижарский, Стельмак, 1977) разрабатываются представления о «геологическом теле». Тем не менее учение о геологических телах развивается крайне медленно, несмотря на то, что является основным в геологии, которая как наука должна изучать геологические тела во всех проявлениях. Весьма часто понятие «геологическое тело» подменяется понятием «горная порода» или «парагенезис горных пород», что неверно, так как горная порода составляет лишь вещественную основу только монопородных тел. Вещественный состав более сложных тел определяется входящими в них ассоциациями монопородных тел (Спижарский, Стельмак, 1977). Вторым, не менее важным, составляющим всех геологических тел является их форма. Как показывает изучение генезиса геологических тел, их вещественный состав и форма образуются в результате проявления разных видов геологических движений, хотя и в одних и тех же условиях. Классификация геологических тел еще только разрабатывается. Основой ее должен быть тот же принцип, что и для любых других материальных объектов. Он заключается в группировке объектов таким образом, чтобы в каждый определенный таксон включались тела, обладающие тождественными или весьма близкими свойствами, и в расположении выделенных таксонов в определенной иерархической соподчиненности. Применение этого принципа к изучению геологических тел основано на том, что сложные из них представляют собой естественную ассоциацию более простых. Геологические тела обладают множеством свойств, и далеко не все изучены даже у монопородных тел. Классификация может быть основана на любых свойствах.Но наиболее совершенной,приближающейся к естественной будет та, в основе которой лежит вещественный состав, являющийся носителем многих свойств, и форма. По вещественному со-

ставу, обусловленному генезисом, при современной степени изученности принято выделять следующие группы тел: седиментогенные, магматогенные, эпигенные, метаморфогенные и гипергенные. Этой классификацией предусматриваются также изменения, происходящие с вещественным составом тел, и тем самым их подразделение на первичные (седиментогенные и магматогенные) и вторичные (эпигенные, метаморфогенные и гипергенные).

По форме выделяются тела тектонические и атектонические. Тектонические подразделяются на первичные (конседиментационные) и вторичные (постконседиментационные) (Спижарский, 1973). По времени образования принято различать тела стратиграфические, которые подразделяются на общестратиграфические и местные стратиграфические. Так как время образования является непременным атрибутом каждого геологического тела, то любое из них является общестратиграфическим или местным стратиграфическим, поэтому те из них, что выделены по вещественному составу или по форме, нельзя противопоставлять стратиграфическим. Классифицирование по вещественному составу на перечисленные выше пять групп не является всеобъемлющим, так как в нем не предусматривается выделение более сложных объектов, представляющих собой ассоциации тел разных генезисов, например седиментогенных и магматогенных, метаморфогенных и седиментогенных и так далее, а также других, еще более сложных ассоциаций — трех-, четырех- и более компонентных по генезису входящих в них тел. К изучению таких ассоциаций по существу еще не приступили ни в отношении вещественного состава, ни формы, не говоря уже о других свойствах. Поэтому мы еще далеки от всеобъемлющей классификации, учитывающей геологические тела от элементарных до Земли включительно. Тем не менее, используя существующие классификации, можно проводить геологическое районирование. Последнее представляет собой разбиение пространства Земли и земной коры на отдельные составляющие их элементы, относящиеся к разным группам, подгруппам, классам, подклассам и т. д. Геологическое районирование — районирование объемное (пространственное), а не по поверхности, так как геологические тела — образования объемные.

В зависимости от выделяемых в пространстве Земли групп тел геологическое районирование подразделяется на отдельные виды: магматогенное, метаморфогенное, стратиграфическое, тектоническое, минерагеническое (по месторождениям полезных ископаемых) и другие. В настоящее время применяется главным образом стратиграфическое и тектоническое и в меньшей степени минерагеническое районирование. Другие виды районирования по существу не проводятся вследствие недостаточной разработанности классификации геологических тел. Стратиграфическое районирование применяется при составлении так называемых геологических карт, которые в действительности являются стратиграфическими, так как на них изображаются тела, выделенные по времени образования, за исключением интрузий. На геологических картах всех масштабов должны показываться геологические тела в последовательности их образования с изображением если не всех, то хотя бы основных их свойств (вещественного состава и формы), и выделяться геологические провинции (регионы). Для этого в легенды к геологическим картам должны вводиться условные обозначения вещественного состава и формы изображаемых геологических тел, а все условные знаки должны быть сгруппированы в легенде по выделяемым регионам (провинциям).

Тектоническое районирование проводится при составлении тектонических карт. При современной степени изученности наметилось выделение двух групп тектонических тел: региональных и тектоно-стратиграфических (возрастных), которые необходимо строго различать. Региональные представляют блоки земной коры, выделяемые по особенностям строения, из которых основными являются тектоническая структура и форма, на-

пример, платформы, складчатые и геосинклинальные системы, срединные массивы, койлогенные области, прогибы, впадины, поднятия, надвиги, складки разных рангов и другие. Региональные тела разделяются естественными границами, которыми в большинстве случаев являются разломы, или граница между ними проводится условно, как, например, между складками. Выделение региональных тектонических тел необходимо для познания гетерогенно-блоковой структуры земной коры. Процесс же выделения региональных тел есть региональное тектоническое районирование.

Тектоно-стратиграфические или возрастные тектонические тела представляют собой тела, последовательно образовавшиеся в пределах регионального тела в результате появления тектонических движений. Например, структурные комплексы, подкомплексы, структурные ярусы, подъярусы, выделяемые в границах платформ, складчатых систем и других регионов. По ним восстанавливается история тектонического развития регионов. Для этого путем корреляции с общестратиграфическими подразделениями устанавливается время образования тектоно-стратиграфических тел. Выделение последних есть районирование региональных тел по стадиям и этапам развития.

Региональные тектонические тела возникают, формируются и изменяются в процессе своего развития вплоть до превращения в другие, например геосинклинальная система превращается в складчатую, складка одной формы — в складку другой. Тектоно-стратиграфические тела, в отличие от региональных, в другие возрастные тела не превращаются, например, демиссионный геосинклинальный ярус, сформировавшийся в определенное время в геосинклинальной системе, входит при ее превращении в складчатую систему в состав последней в качестве демиссионного яруса того же времени образования, хотя структура этого яруса может значительно измениться вследствие повторных складчатых движений. Это позволяет использовать тектоно-стратиграфические подразделения в качестве историко-тектонических реперов для восстановления истории развития региональных тел, но препятствует их использованию как элементов регионального районирования. Например, не может рассматриваться как региональное районирование выделение в границах платформы ее фундамента и платформенного покрова, так как эти подразделения не являются региональными телами.

Применение одного вида районирования, регионального или возрастного, недостаточно для познания тектонических особенностей земной коры вследствие того, что районирование по тектоно-стратиграфическим подразделениям не раскрывает ее гетерогенно-блоковую структуру, а региональное районирование не позволяет выявить историю формирования блоков (регионов). Для полного выявления тектонических особенностей необходимо применять комплексное тектоническое районирование, включающее региональное и возрастное.

Главным свойством первичных и вторичных региональных тектонических тел, на котором основано их выделение и должна основываться классификация, является структура (Спижарский, 1973). Некоторые исследователи принимают за основные свойства их вещественный состав, исходя из того, что вещественный состав (формации) есть функция тектонических движений (Карта..., 1971). С этим нельзя согласиться, так как седиментогенные, магматогенные и другие тела, выделяемые по вещественному составу, не совпадают в своих границах с тектоническими. Структура региональных тел определяется соотношением составляющих их возрастных и более мелких региональных подразделений. В свою очередь тектоно-стратиграфические подразделения также выделяются по структуре и по соотношению с другими телами. Таким образом, региональное, тектоно-стратиграфическое и комплексное районирование является районированием по особенностям (типу) структуры. Так как структура явля-

ется носителем и других свойств тектонических тел, то при районировании по структуре эти особенности (в том числе и вещественный состав) также учитываются, но в качестве дополнительных. Генетической основой такого районирования являются тектонические движения, образующие в совокупности тектонические режимы.

Тектоническое районирование может проводиться для современной и прошлых геологических эпох. Для современной эпохи оно проводится путем выделения и изображения на тектонических картах региональных тел в том виде, в каком они сформировались к этому времени. Тектоно-стратиграфические подразделения выделяются по признакам, возникающим в ту или иную стадию развития региона.

Тектоническое районирование для прошлых эпох проводится по региональным и возрастным телам, образовавшимся за соответствующие интервалы. Принципиально оно ничем не отличается от районирования, проводимого для современной эпохи.

Комплексное тектоническое районирование по особенностям структуры впервые было осуществлено на тектонической карте СССР масштаба 1 : 2 500 000 (1966). На других картах районирование в большинстве случаев проводилось по тектоно-стратиграфическим подразделениям или по времени завершения складчатости.

Практическое значение комплексного тектонического районирования по особенностям структуры заключается в том, что оно позволяет познать естественное расположение тектонических тел разных рангов в пространстве Земли и историю их развития, что способствует дальнейшей разработке геологической теории и выяснению закономерностей размещения других геологических тел, в том числе и месторождений полезных ископаемых, от тектонических особенностей.

ЛИТЕРАТУРА

Карта геологических формаций Восточного Казахстана масштаба 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. М., «Недра», 1971.

Карпинский А. П. Опыт систематической унификации графических приемов в геологии. Т. IV. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949.

Косыгин Ю. А. Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 5.

Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Борукаев Ч. Б. Геологическое пространство как основа структурных построений. Ст. 3. Описание геологических тел.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 11.

Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Соловьев В. А. Опыт формализации некоторых тектонических понятий — «Геол. и геофиз.», 1964, № 1.

Севергин В. Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел. Спб, 1798.

Спижарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л., «Недра», 1973.

Спижарский Т. Н., Стельмак Н. К. Геологические тела.— В кн.: Палеотектонические карты СССР масштаба 1 : 5 000 000. Оъяснительная записка. Л., «Недра», 1977.

Стенон Н. О твердом,естественно содержащемся в твердом. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000. М., ГУГК, 1966.

Ч. Б. БОРУКАЕВ

ПЕРИОДИЗАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Периодизация тектонической истории Земли — важнейшая задача исторической геологии. К настоящему времени разработано много схем периодизации, подавляющее большинство которых основано на концепции цикличности (Богданов, 1976; Салоп, 1973; и др.). История планеты

представляется в виде последовательности однородных циклов той или иной продолжительности, завершающихся эпохой диастрофизма (главной складчатости, орогенеза и т. п.). С увеличением степени изученности территории континентов выделение классических циклов все более затрудняется, ибо их границы «скользят» во времени. Выявлены также существенные различия отдельных циклов, свидетельствующие о их неравнозначности.

Концепция цикличности была разработана при изучении фанерозойских образований, время формирования которых составляет едва ли 15% интервала существования Земли, а затем перенесена на всю историю планеты. Между тем основой общей периодизации должно служить развитие Земли в докембрии, охватывающем 85% истории планеты.

В 1944 г. Г. Штилле (1964) предложил принципиально новый подход к рассматриваемой проблеме, основанный на ранжировании циклов и их границ. Он выделил в истории Земли два мегахрона («больших периода») — протогей и неогей, разделив их эпохой алгомской «революции». Классические циклы складчатости, по мнению Г. Штилле, присущи лишь позднему («сильноорогенному») периоду неогея. В дополнении к указанной работе была высказана мысль о возможности вычленения из состава протогея третьего мегахрона — дейтерогея. Это положение не получило развития, хотя и использовалось некоторыми авторами (Горжевский, Козеренко, 1965).

В результате многолетних работ по тектонике докембрия континентов (Карта..., 1972; Борукаев и др., 1977; и др.), в которых автор принимал участие, представилось возможным развить и уточнить схему Г. Штилле. Представления этого исследователя требуют корректив в свете гипотезы о необратимом характере перехода океанической коры в континентальную. Процессы превращения земной коры, являющиеся главным фактором эволюции, характеризуются периодичностью крупного масштаба и, по-видимому, обусловлены не только складчатостью в геосинклинальных поясах, как это представлялось ранее.

Статистическая оценка радиометрических данных и значимости отдельных эпох в геохронологических схемах докембрия позволяет выявить некоторые интервалы времени, отражающие общее повышение тектонической активности планеты. Это эпохи около 3500, 2600±200, 1750±150 и 1000±100 млн. лет. Именно они принимались рядом исследователей за рубежи крупных периодов развития Земли, сопоставимых по длительности с мегахронами (Войткевич, 1958; Меннер, Штрейс, 1971; Sutton, 1963; и др.). Для решения задачи периодизации тектонической истории надо оценить историко-геологическое значение эпох, определить содержание разделяемых ими интервалов времени, провести ранжирование рубежей.

Древнейшие диагностируемые образования Земли повсеместно представлены породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой и верхней ступени амфиболитовой фации. Это курультино-гонамский и алданский комплексы Восточной Сибири, кольская и беломорская серии Балтийского щита, система Себакви-I Южной Африки, гнейсы Миннесоты, гнейсы Амитсок Гренландии, додхарварские гнейсы Индостана, эндербиты Восточной Антарктиды и т. п. Возраст комплексов, установленный прямыми и косвенными методами, превышает 3000—3500 млн. лет.

По составу, характеру дислокаций и метаморфизма древнейшие толщи резко отличны от всех более молодых образований. Наиболее полные их разрезы сложены метавулканитами основного и ультраосновного состава с подчиненными им метавулканитами кислого состава и метаосадочными породами, роль которых возрастает в верхних частях комплексов. Типичным примером таких толщ является алданский комплекс. Перерывы и несогласия внутри разрезов отсутствуют, поэтому комплексы интерпретируются как моноцикличные. Толщи смяты в серии сжатых изоклиналь-

ных, нередко лежачих складок, гранитизированы, мигматизированы и прорваны гранитоидами натровой и калиевой групп. В некоторых случаях гранито-гнейсы не обнаруживают связи с какими-либо вмещающими породами, но содержат ксенолиты основных и ультраосновных пород. Перечисленные признаки говорят о большой подвижности коры в период накопления комплексов. На этом основании Л. И. Салоп (1973) называет раннюю стадию развития Земли пермобильной. В терминах учения о геосинклиналях ей в наибольшей степени отвечает панэвгеосинклиналь.

Таким образом, наиболее ранний из различимых периодов развития Земли завершился широко проявившимися складчатостью, глубоким метаморфизмом, ультраметаморфзмом и гранитообразованием. Эти процессы привели к возникновению земной коры, вполне отвечающей понятию коры континентального типа. Эпоха охватывает интервал 3600—3000 млн. лет назад и может датироваться средней цифрой 3300±300 млн. лет. Л. И. Салоп (1973) назвал ее эпохой саамского диастрофизма, разграничивая этим рубежом два эона — архейский и протозойский Специфика древнейших образований и их повсеместое тождество позволяют считать саамскую эпоху планетарной, отвечающей «революции» Г. Штилле и, следовательно, разделяющей два мегахрона.

Возраст Земли определяется ныне в 4500—5000 млн. лет. Значит, саамской эпохе предшествует интервал длительностью около 1500 млн. лет. Используя терминологию Г. Штилле, назовем его *протогеем*.

Вслед за саамской эпохой на территориях современных континентов началось развитие «зеленокаменных поясов», наиболее типичные из которых описаны на территориях Канадского щита и щитов Южной Африки и Западной Австралии. Нижние части слагающих пояса комплексов представлены ультраосновными и основными вулканитами, по составу сравнимыми с абиссальными толеитовыми сериями современных океанов. Выше появляются хемогенные породы и кислые вулканиты. На этой части комплекса залегают, иногда с размывом, граувакки и турбидиты с пакетами вулканитов известково-щелочного ряда, перекрывающиеся толщами кластических пород с прослоями конгломератов. Несмотря на наличие перерывов и небольших несогласий этот формационный ряд также может рассматриваться как моноцикличный. Толщи прорваны позднекинематическими гранодиоритами, тоналитами и плагиогранитами.

В современной структуре зеленокаменные пояса расположены среди широких полей гранито-гнейсов. Гранито-гнейсовые комплексы полигенетичны. Они включают в себя материал ремобилизованного в разной степени фундамента саамского возраста, образующий типичные купола облекания, а также плутоны палингенно-анатектических гранитоидов. Возникновение зеленокаменных прогибов связано, видимо, с расколами фундамента и горизонтальным растяжением сиалических блоков.

Завершение развития зеленокаменных прогибов связывается обычно с эпохой 2600±200 млн. лет, которой придается глобальное значение и которая во многих геохронологических схемах разделяет архей и протерозой. На гистограммах радиометрических датировок ей соответствует четкий максимум, отвечающий времени образования гранитоидных массивов (обычно натровой группы) и гнейсовых полей. Интенсивная складчатость зеленокаменных толщ служит основанием для трактовки рассматриваемого эпизода как глобальной эпохи завершающей складчатости. Однако Н. А. Штрейс (1964) заметил, что эпоха выражена на территориях северных материков значительно слабее, чем на южных. Позже Г. И. Каляев (1974, с. 59) пришел к выводу, что «по формационным критериям архей не может быть контрастно отделен от протерозоя» и «структурные формы и планы складчатостей архея и нижнего протерозоя также далеко не всегда обособлены».

Детальные радиометрические исследования, проведенные в Африке, показали, что эпоха 2600±200 млн. лет связана на большей части кон-

тинента не с завершающей складчатостью, а с глубоким метаморфизмом, тектонической переработкой, массовым гранитообразованием и гомогенизацией изотопных систем толщ, претерпевших складчатость ранее (Kröner, 1977). Кенорская орогения Канадского щита, прежде рассматривавшаяся в виде одного акта, представляет собой серию последовательных эпох завершающей складчатости в интервале 3000—2500 млн. лет (Langford, Morin, 1976), также предшествовавших общему омоложению. Близкая картина свойственна щитам Западной Австралии (Arriens, 1971).

В Евразии рассматриваемая эпоха проявилась существенно иначе. На Украинском щите внедрение гранитов Среднего Приднепровья знаменует собой не завершающую складчатость, а скорее дифференциацию геосинклинальной области на поднятия и прогибы. Г. И. Каляев рассматривает конкско-верховцевскую серию как нижний член формационного ряда, включающего также криворожскую и фрунзенскую серию. Возраст последней оценивается в 2000 млн. лет. Примерно так же выражена эпоха на Балтийском и Алданском шитах.

Таким образом, эпоха 2600±200 млн. лет отражает не проявления глобальной завершающей складчатости, а дифференциацию областей, находящихся на разных стадиях развития. В Лаврогондии она проявилась позже завершающих складчатостей в форме диасхизиса (тектоно-магматической активизации), в Евразии предшествовала им и по форме выражения напоминала частную инверсию. По форме и масштабам проявления она не сопоставима с эпохами, разделяющими мегахроны.

После охарактеризованной эпохи многие эвгеосинклинальные системы, возникшие ранее, продолжали свое развитие (Карельская, Криворожская, Бирримская, север Гвианского щита). На крупных сиалических блоках — щитовых массивах — образовались бассейны субконтинентального типа, где в спокойной обстановке накапливались мощные вулканогенно-осадочные толщи геосинклинального типа (Трансвааль, Наллагайн, Гурон). Синхронно с бассейнами и иногда примыкая к ним, развивались удлиненные наложенные геосинклинальные прогибы (Лабрадорский, Пайн-Крик и др.). На рубеже около 2100 млн. лет происходит усиление складкообразовательных движений и геосинклинальные прогибы вступают в фазу завершающей складчатости, пики которой довольно равномерно распределены в интервале 2100—1700 млн. лет (эбурнейская, карельская, гудзонская и другие складчатости).

Рубеж 1750±150 млн. лет знаменует собой существенный перелом в развитии структуры земной коры. Историко-геологическое значение этой эпохи, отвечающей алгомской «революции» Г. Штилле, подробно рассмотрено М. А. Семихатовым (1974). Он пришел к выводу, что эпоха проявилась в планетарном масштабе и отражает заключительные стадии крупнейшего тектонического цикла, фиксируя завершение развития раннепротерозойских ортогеосинклиналей. Этот вывод можно расширить. Алгомская эпоха ярко выразилась не только в ортогеосинклиналях, но и в наложенных геосинклиналях, где широко распространены вулкано-плутонические ассоциации рассматриваемого уровня. Одновременно на территориях щитовых массивов происходит внедрение многочисленных тел поздне- и посткинематических гранитоидов калиевого ряда. Таким образом, мощными тектоно-термальными процессами была охвачена практически вся площадь континентов. Можно полагать, что в эту эпоху все сиалические массы слились в единый континент.

Алгомская эпоха представляется гораздо более значительной, чем эпохи завершающей складчатости, хотя в наложенных геосинклиналях совпадает с ним по фазе. Она вполне отвечает «революции» Г. Штилле и разграничивает два мегахрона. Назовем один из них *дейтерогеем*, а другой — *неогеем*.

Особая роль алгомской эпохи подчеркивалась в литературе неоднократно. Именно к ней применял А. А. Богданов (1976) термин «кратони-

зация», хорошо отражающий сущность процесса. Кратонизация приводит к гомогенизации сиалической коры, ее «отвердению» и, возможно, утолщению, а также завершает процесс превращения ее в зрелую кору континентального типа. Консервируются структурные рисунки предшествовавших завершающих складчатостей и прекращается унаследованное развитие складчатых форм.

Рифейский этап развития Земли рассматривался Г. Штилле в качестве слабоорогенного. Действительно, в рифейском этаже абсолютно преобладают платформенные и миогеосинклинальные формации, среди которых широко распространены толщи карбонатных пород, аркозовых и кварцевых песчаников.

Наиболее интенсивные движения фиксируются на рубеже $1000 \pm \pm 100$ млн. лет, который многими исследователями квалифицируется как гренвиллская эпоха главной складчатости. После работ Е. В. Павловского, М. А. Семихатова и других стало ясным, что эта складчатость не может сопоставляться с завершающей, ибо наложена на ранее консолидированные области. Такой характер она имеет как в провинции Гренвилл, так и в аналогичных по строению участках щитов (Свеконорвежская область, пояс Фрейзер — Стерлинг Западной Австралии и др.). Для характеристики процессов такого рода М. А. Семихатовым (1974) и предложен термин *диасхизис*.

В других районах платформ гренвиллской эпохе отвечают расширение областей платформенного осадконакопления (Русская платформа, Австралия) или их сокращение (Северная Америка, Сибирская платформа), заложение окраинных миогеосинклинальных прогибов (Прибайкальский, Присаянский, Гиперборейский), возникновение или интенсификация прогибания авлакогенов (Амадиес и др.), завершение седиментации в интракратонных впадинах (Бангемолл и др.) и рифтообразования (Кивино). Следовательно, несмотря на известную синхронность проявления, движения этой эпохи имеют разное выражение в различных структурных элементах. Видимо, в гренвиллскую эпоху достигает апогея процесс дифференциации кратонизированных областей на кратоны и подвижные пояса, начавшийся несколько ранее, около 1400 млн. лет назад.

«Величайшая биостратиграфическая граница» (Меннер, Штрейс, 1971, с. 301) — рубеж венда и кембрия — завершающими складчатостями не сопровождается. Движения близ границы докембрия и фанерозоя часто именуются байкальской складчатостью. Анализ показал, что в результате этих и несколько более ранних движений в осевых частях многих геосинклинальных поясов (Грампианский, Урало-Монгольский, Средиземноморский) возникают раздвиги и формируется офиолитовая ассоциация, начинающая собой этап развития палеозойских эвгеосинклиналей. С завершающей складчатостью эти движения несопоставимы, что доказано даже для тектонотипа «байкалид» (Хоментовский, Шенфиль, 1976). В течение палеозоя геосинклинальные пояса «стремительно утрачивают» геосинклинальный режим (Штрейс, 1964, с. 19), зарубцовываясь складчатостями.

В схеме Г. Штилле неогей охватывает интервал от алгомской кратонизации до наших дней. Между тем в фанерозое существует рубеж, вполне отвечающий понятию кратонизации. Это герцинская эпоха в Атлантическом сегменте и ее аналог — мезозойская в Тихоокеанском. Ее историко-геологическое содержание подробно рассмотрено А. А. Моссаковским (1975) и Ю. Г. Леоновым (1976). Наряду со складчатостью в ортогеосинклиналях в эту эпоху широко проявились блоковые движения, горообразование, массовое внедрение гранитов калиевого ряда (Hall, 1972) и радиоактивное омоложение ранее консолидированных областей. Сиалические массы группируются в новый суперконтинент — Пангею. В следующем мегахроне — *эпинеогее* — Пангея раскалывается и начинается дрейф континентов.

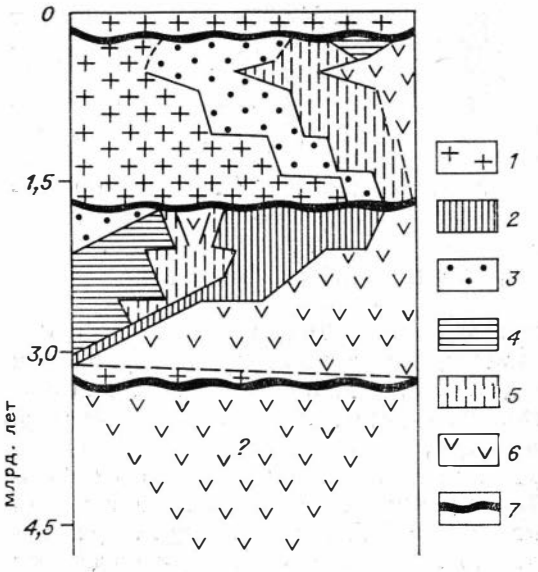


Схема периодизации тектонической истории Земли

1—6 — стадии: 1 — кратона, *2* — щитового массива, *3*— плиты, *4* — наложенной геосинклинали, *5* — миогеосинклинали, *6* — эвгеосинклинали: *7* — эпоха кратонизации, датированная средней цифрой. По горизонтали — примерные площади историко-геологических элементов, находящихся на обозначенной стадии развития (по качественным оценкам).

Таким образом, в тектонической истории Земли могут быть выделены три эпохи кратонизации — саамская, алгомская и герцинско-мезозойская. Показательно, что именно вслед за проявлениями двух последних начинается формирование на широких площадях чехлов соответственно древних и молодых платформ. Кратонизации разделяют четыре мегахрона — протогей, дейтерогей, неогей и незавершенный эпинеогей—средней продолжительностью около 1500 млн. лет (см. рисунок).

Дейтерогей и неогей разделяются примерно пополам эпохами интенсивного радиоактивного омоложения и гранитообразования — 2600 и 1000 млн. лет. Приводя к дифференциации крупных историко-геологических элементов, они не имеют однозначного выражения на поверхности континентов и в этом существенно отличны от кратонизаций.

Еще бóльшие отличия обнаруживает кратонизация в сравнении с завершающей складчатостью. Главные складчатости «скользят» во времени, тогда как кратонизация проявляется более или менее синхронно (с коррективами на диссимметрию Земли) на всей площади континентов. Главная складчатость служит подготовительным этапом в процессе формирования континентальной коры, завершение которого отвечает эпохе кратонизации. Континентальная кора, возникающая в результате проявления главной складчатости, может быть названа *незрелой*, тогда как *зрелая* формируется в эпоху кратонизации. Циклы развития ортогеосинклиналей являются процессом региональным, а кратонизация — глобальным. В классическом варианте учения о геосинклиналях явление кратонизации отражения не нашло.

По форме выражения кратонизация в известной мере сходна с тектономагматической активизацией. Последняя, однако, характеризуется более частой периодичностью и не приводит к перестройке глобальной структуры, ограничиваясь проявлениями в частных структурных элементах.

Основная масса континентальной коры сформировалась в эпоху алгомской или даже саамской кратонизации. Проведенный анализ не подтверждает распространенного мнения об ускорении темпа развития Земли во времени, а свидетельствует о сложной эволюции структуры земной коры в ходе равномерного поступательного развития, периодически прерываемого эпохами глобальной кратонизации.

ЛИТЕРАТУРА

Богданов А. А. Тектоника платформ и складчатых областей. М., «Наука», 1976.

Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А. Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск, «Наука», 1977.

Войткевич Г. В. Единая геохронология докембрия.— «Природа», 1958, № 5.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965.
Каляев Г. И. Тектонический режим и структурно-исторические элементы раннего докембрия.— «Геотектоника», 1974, № 3.
Карта тектоники докембрия континентов. М-б 1 : 15 000 000. М., ГУГК, 1972.
Леонов Ю. Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М., «Недра», 1976.
Меннер В. В., Штрейс Н. А. О тектонических аспектах геохронологической шкалы.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М., «Наука», 1975.
Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973.
Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., «Наука», 1974.
Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю. К проблеме байкальской складчатости.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 4.
Штилле Г. Геотектоническое расчленение истории Земли.— В кн.: Избранные труды. М., «Мир», 1964.
Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана. М., «Наука», 1964.
Arriens P. A. The Archaean geochronology of Australia.— «Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.», 1971, N 3.
Hall A. Regional geochemical variations in the Caledonian and Variscan granites of western Europe.— In: International Geol. Congr., 24th sess. Montreal, 1972, sect. 2.
Kröner A. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction.— «Precambrian Res.», 1977, v. 4, N 2.
Langford F. F., Morin J. A. The development of the Superior Province of northwestern Ontario by merging islandarcs.—«Amer. J. Sci», 1966, v. 276, N 9.
Sutton J. Long-term cycles in the evolution of the continents.— «Nature», 1963, v. 198, N 4882.

В. Ю. ЗАБРОДИН, В. А. КУЛЫНДЫШЕВ, В. А. СОЛОВЬЕВ

ТЕКТОНИКА И «ТЕКТОНИКИ»

В настоящей статье рассматриваются проблемы теоретической тектоники. Мы не касаемся ни тектоники региональной, ни тектоники экспериментальной. Нами принимается определение тектоники как науки о структурах и формах естественных геологических тел (Косыгин и др., 1973), причем в задачи тектоники включается также изучение временных структур.

Проблема объекта тектоники всецело связана с проблемой объекта геологии. Материалы, собранные в справочнике «Иерархия геологических тел» (1978), позволяют утверждать, что основными объектами геологии являются естественные геологические тела, принадлежащие одному — геологическому или планетарному — уровню организации вещества. В соответствии с нашими разработками (Гордеев и др., 1976; Забродин и др., 1977, 1978) в его пределах выделяется пять рангов иерархии, которым соответствуют пять типов естественных геологических тел: минералы, горные породы, геологические формации (геоформации), геокомплексы, геосферы. Планета Земля, включаемая в большинство иерархий геологических объектов, нами рассматривается в качестве объекта планетологии, а не геологии. Посмотрим, какие же из перечисленных объектов исследуются тектоникой.

Минералы тектоникой не изучаются. Структуры и формы минеральных тел — кристаллов — являются предметом кристаллографии, науки в настоящее время преимущественно физической, а не геологической (Ландау, Лившиц, 1976). Структуры и формы горнопородных тел «поделены» между разными науками — структурной геологией, петрографией, лито-

логией. В результате такого «дележа» оказалось, что формы горнопородных тел практически не изучаются нигде. Наиболее рациональным было бы все вопросы структуры и формы горнопородных тел сосредоточить в рамках единой дисциплины — петротектоники, объединив последнюю со структурной геологией. Заметим, что структурная геология традиционно «работает» лишь на уровне горных пород и геоформаций, хотя по смыслу названия она должна была бы отвечать рассматриваемой ниже общей теории структуры. Во всяком случае можно считать, что тектоника горных пород представляет собой уже обособляющийся раздел геологии и поэтому нами далее не рассматривается. Таким образом, оставшиеся три ранга геологических объектов — геоформации, геокомплексы и геосферы — должны составить объект тектоники.

В соответствии с современными методологическими разработками (например, Черняк, 1977), если какая-либо наука обладает разноранговыми объектами, в ее составе выделяются **общая теория и частные теории объектов** каждого ранга. Поэтому в составе тектоники в широком смысле слова следует выделять общую тектонику и частные (объектные) тектоники * — тектонику геоформаций, тектонику геокомплексов и тектонику геосфер.

Общая тектоника, как и любая общая теория, должна изучать инвариантные свойства объектов, т. е. свойства, не меняющиеся при переходе от ранга к рангу (Черняк, 1977). В качестве необходимого постулата общая тектоника должна содержать положение о существовании естественных геологических тел. Какие же разделы должны входить в состав общей тектоники? В настоящее время можно указать следующие: а) общая теория структуры; б) общая теория формы; в) общая теория пликативов; г) общая теория дизъюнктивов; д) общая теория инъективов. Рассмотрим несколько подробнее, что уже сделано в этих намечаемых разделах общей тектоники.

Любое теоретическое исследование, выполняемое на достаточно высоком методологическом уровне, должно начинаться с анализа **терминологии** и изучения **понятийного аппарата**. Наиболее трудоемкая, «черновая» часть этой работы в настоящее время может считаться выполненной: составлены специальные терминологические справочники (Справочник..., 1970; Формы..., 1974, 1977; Объекты палеовулканологии, 1976; Тектоника..., 1976; Иерархия..., 1978), опираясь на которые можно отобрать неопределяемый терминологический минимум и дать определения тем понятиям, что войдут в аппарат общей тектоники.

Выявлен ряд закономерностей, часть которых может претендовать на роль **законов** общей тектоники, а часть — **регулятивных методологических принципов**. Так, установлен единый принцип строения естественных геологических тел, рассматриваемых в качестве систем — тело любого ранга образуется не набором тел предыдущего ранга, а наборами «элементарных ячеек» («закон сохранения структуры» — Гордеев и др., 1976; Забродин, Кулындышев, 1977; Забродин и др., 1977а). Выявлен принцип одинаковости организации естественных геологических тел — все они слагаются элементарными ячейками, находящимися в плотнейшей пространственной упаковке, т. е. без промежутков между ними (Забродин и др., 1977б). Намечено соответствие между геологическими телами и дизъюнктивами (Забродин, Соловьев, 1977, Косыгин и др., 1977).

Если мы рассмотрим состояние выделенных выше пяти разделов общей тектоники, то окажется, что достижения по каждому из них резко различны. Так, в общей теории структуры можно указать лишь, что установленным является заметное преобладание слоистой структуры и ее разновидностей (линзовидно-слоистой, слоисто-черепичной и др.) в объектах

---

* Здесь и далее термин «объектные тектоники» заменяет более длинное выражение «тектоники объектов разных рангов иерархии».

тектоники всех рангов (Соловьев, 1975). Известно, что слоистые структуры изоморфны множествам с отношениями порядка и эквивалентности или множествам с отношением частичного порядка. Известно также, что слоистая структура наиболее пригодна для расшифровки временной структуры (Косыгин и др., 1974), однако анализ, предпринятый в последнее время В. Ю. Забродиным, показал, что временная последовательность не может быть изоморфно отображена на последовательность слоев или их аналогов. Другие типы структуры с теоретико-тектонической точки зрения совершенно не исследованы. Не выявлены теоретические связи между структурой-носителем (как правило, слоистой) и пликативами, дизъюнктивами и инъективами; не ясно, какие новые структуры при этом возникают (и возникают ли?). Нет даже намеков на попытки установить закономерности смены типов структуры при переходе от объектов одного ранга к другому, хотя представляется вполне обоснованным допущение, что можно связать аналитически все разновидности структур. Интуитивно представляется очевидным, что количество типов структур закономерно падает от нескольких десятков (у горнопородных тел) до одной — черепично-слоистой — у верхней геосферы.

Систематизация форм геологических тел, проведенная в соответствующих терминологических справочниках (Формы..., 1974, 1977), показала, что теория формы находится вряд ли в лучшем состоянии, чем общая теория структуры. Формы выделены и более или менее полно описаны только для горнопородных тел, причем только для понятий «слой» и «пласт» был проведен формальный терминологический анализ (Кулындышев, Кулындышева, 1976). Интуитивно представляется, что все формы можно связать общим аналитическим выражением и основанием здесь служит уменьшение разнообразия простых форм от минералов (48 простых форм) до геосфер (единственная пока известная простая форма — сферический слой). Общие вопросы теории формы изложены В. А. Кулындышевым (1977).

В общей теории пликативов уже давно создан ряд классификаций складок и складчатых ансамблей по форме (точнее, по геометрическому рисунку в вертикальном и горизонтальном сечениях) и множество классификаций генетического характера. Значительные достижения имеются также в теоретическом исследовании механизма складкообразования (Теория..., 1975). Однако исходный вопрос — о соответствии тех или иных пликативов различным рангам геологических тел — находится лишь в начальной стадии исследования (здесь необходимо отметить работу Р. Ф. Черкасова, 1973). Однако удовлетворительного определения термина «складка» до сих пор не существует. Закрадывается серьезное опасение, что термин «складка» (точнее, «пликатив»), также как и термин «дизъюнктив», не может получить корректного определения в рамках общей тектоники и должен входить в неопределяемый терминологический минимум теоретической тектоники (возможно, соответствующему понятию может быть дано **остенсивное определение** — указанием на конкретные объекты (Попа, 1976)).

Теория дизъюнктивов является лишь небольшой частью общей тектоники. Неопределяемый терминологический минимум ее оказался довольно значительным из-за необходимости перечислить явно многие общетектонические термины. С помощью этого минимума и системы аксиом оказалось возможным дать достаточно строгие определения понятий теории дизъюнктивов. Предложенная система аксиом наверняка не является полной, однако проблема полноты для содержательных теорий, даже значительно формализованных, далеко не первоочередная. Создана математическая систематика дизъюнктивов на теоретико-групповой основе. Исследованы системные свойства дизъюнктивов. Особенно тщательно проанализирована характерная гносеологическая особенность дизъюнктивов, обусловленная их онтологической «двойственностью» — дизъюнктив любого ранга высту-

пает и в качестве геологического тела, и в качестве геологической границы. Все имеющиеся достижения общей теории дизъюнктивов относятся только к линейным дизъюнктивам. Кольцевые же пока не поддаются включению в общую теорию.

Общая теория инъективов находится в начальной стадии своего развития. Известны единичные работы, посвященные инъективам, как тектоническим объектам (Тарасов, 1974, 1976). Видимо, это связано с тем, что сами инъективы как самостоятельный класс объектов исследования тектоники выделены сравнительно недавно (Косыгин, 1969, 1974) и еще не получили полностью «права гражданства».

Подводя итог, заметим, что разделы общей тектоники пока развиты слабо. Поэтому не приходится говорить и о существовании в настоящее время общей (теоретической) тектоники. Сказанное не исключает прямых попыток создания основы общей тектоники, минуя стадию построения ее разделов. Однако плодотворность такой попытки вызывает серьезные сомнения. Тем не менее многое можно сделать уже и сейчас (провести формирование понятийного базиса, отобрать в качестве аксиом ряд допущений и др.). Надо сказать, что построение общей тектоники нет смысла начинать до тех пор, пока не будет сформирован ее понятийный базис. Поэтому проблема создания терминологического стандарта (хотя бы для основных понятий) является для общей тектоники самой актуальной.

Рассматривая проблемы построения общей тектоники, мы совершенно не касались так называемых «тектонических гипотез». Это связано с тем, что, по нашему мнению, все движения, которые рассматриваются в этих гипотезах, начиная с гипотезы контракции и кончая «новой глобальной тектоникой», относятся к проблеме развития Земли как целого и, таким образом, оказываются в рамках планетологии, а не геологии. Кроме того, этими проблемами занимается уже обособляющаяся наука — геодинамика.

Кратко оценим положение в отдельных «объектных тектониках». Отметим, что пока ни одной из них официально в качестве самостоятельной дисциплины не существует.

В тектонике геоформаций следует, очевидно, исходить из того, что структура объектов геоформационного ранга определяется пространственным расположением их элементарных ячеек, которыми являются парагенезы пород (парагенерации, градации). Сейчас ясно, что осадочные и вулканогенные (так называемые «наслоенные») геоформации обладают преимущественно слоистыми структурами. Видимо, кроме слоистых, существуют и другие структуры (например, циклические), причем они могут оказаться важнейшими диагностическими признаками некоторых типов геоформаций (флишевых и др.). К сожалению, в литературе совершенно не затронут вопрос о структурах интрузивных формаций. Представляется очевидным, что структуры геоформаций могут получить адекватное описание лишь после выделения всех типов элементарных ячеек, образующих формационные тела. До тех пор мы не можем ответить даже на сравнительно простой вопрос: изоморфны ли в содержательном плане слоистая и иерархическая структуры? И та, и другая представимы одной математической моделью — множеством с отношением порядка и эквивалентности либо множеством с отношением частичного порядка (т. е. формально слоистая и иерархическая структура как минимум гомоморфны).

О формах геоформационных тел известно очень немного. Начатая В. И. Васильевым (Драгунов и др., 1974) работа по систематике простых форм и видов симметрии элементарных ячеек геоформаций (парагенераций) и геоформационных тел требует критической оценки, так как предлагаемое количество простых форм парагенераций представляется слишком большим.

Представляется очевидным, что элементарными ячейками геокомплексов являются формационные ряды (эв- и миогеосинклинали, эв- и миогеоантиклинали, орогены, плиты, вулканогены и др.). Здесь мы, по-

жалуй, впервые в очень резкой форме сталкиваемся с тем, что **одно** тело геокомплекса образуется сочетанием **разных** элементарных ячеек, причем это, видимо, является обязательным для любого конкретного геокомплекса. Надо сказать, что это явление проявлено и на всех более низких рангах иерархии естественных геологических тел, начиная с минералов, однако там оно выражено гораздо слабее. Так, даже на геоформационном уровне вполне очевидно существование тел, образованных трансляцией (и другими преобразованиями симметрии) одной элементарной ячейки (пример: тело флишевой формации, элементарной ячейкой которой служит терригенный флишевый ритм). О структурах геокомплексов известно очень мало, за исключением плитных (платформенных), которые заведомо обладают слоистой структурой. Можно, пожалуй, утверждать, что такова же и структура геосинклиналей. Наиболее сложной представляется структура орогенных комплексов, элементарными ячейками которых являются и осадочные, и вулканогенные, и интрузивные формационные ряды, находящиеся в различных (и детально еще неисследованных) сочетаниях друг с другом. Отметим, что, как и для геоформаций, полное описание структуры геокомплексов может быть выполнено лишь после выделения всех типов их элементарных ячеек.

Форма тел в общих чертах известна лишь для плитных геокомплексов, для которых характерна менискообразная (двояковыпуклая) форма (Кулындышев, 1975). О форме геосинклинальной достоверных сведений нет, хотя можно предполагать, что она во многих случаях близка к призматической. Выявляется значительная трудность при определении форм тел орогенных комплексов: есть основания предполагать, что эти тела придется считать многосвязными (грубо говоря, в них имеются сквозные «дыры») или даже дискретными (т. е. состоящими из изолированных «кусков» — именно так выглядят на тектонических картах системы орогенных впадин, принадлежащих одному геокомплексу). Вопросы изучения формы геокомплексов, насколько нам известно, в литературе еще не ставились вообще.

Среди геосфер изучению геологическими методами доступна лишь верхняя — литосфера. Естественно, тектоника геосфер может строиться поэтому фактически лишь как тектоника литосферы. Структура верхней геосферы (во всяком случае — земной коры) определяется пространственным расположением ее элементарных ячеек, в роли которых выступают платформенные системы (Соловьев, 1975). В. А. Соловьевым (1975) показано, что каждая такая элементарная ячейка является тройкой главных геокомплексов — геосинклинального, орогенного и плитного. Достоверно установлено существование трех типов элементарных ячеек верхней геосферы — древних, молодых и альпийских платформ; очень вероятно существование еще двух — протоплатформ и океанических платформ. Тип структуры верхней геосферы — черепично(черепитчато)-слоистый. Он обусловлен тем, что разные платформенные системы не примыкают друг к другу на одном уровне, а перекрывают друг друга или имеют сложные взаимоотношения типа проникания друг в друга.

Форма геосфер, в идеализированном представлении,— сферический слой. Реальная форма, конечно, много сложнее, но геологическими методами она не выявляется, да и для общетеоретических проблем этот вопрос не очень существен.

Заканчивая рассмотрение «объектных тектоник», сделаем следующее замечание. В петрографии давно было выявлено различие между двумя типами структур, один из которых, определяемый взаимным расположением минералов (т. е., по нашим представлениям, законом связи их в элементарной ячейке горнопородного тела), назывался собственно **структурой**, а другой, определяемый взаимным расположением минеральных агрегатов (т. е. законом связи самих элементарных ячеек горнопородного тела),— **текстурой**. Представляется необходимым распространение со-

ответствующих понятий (несмотря на неудачную терминологию, которую лучше бы заменить американской, где указанные термины имеют противоположное значение) на тела всех рангов иерархии. В таком случае, кроме рассмотренных выше вопросов, относящихся к тектоникам геоформаций, геокомплексов и геосфер, должны быть сформулированы и исследованы задачи, относящиеся к структурам элементарных ячеек соответствующих тел.

Представляется очевидным, что при переходе от объектов низших рангов иерархии к высшим наблюдается упрощение форм геологических тел с одновременным повышением их симметрии. Мы уже отмечали выше другую эмпирическую закономерность: чем выше ранг геологического тела, тем меньше присущее ему разнообразие структуры.

В качестве общего заключения отметим следующее. Теоретическая тектоника в соответствии с требованиями методологии представляется в двух разных срезах: общая тектоника «вертикальными» сечениями разделяется на серию разделов (теория структуры, теория формы и т. д.), которые не находятся в соподчинении друг с другом. С другой стороны, «горизонтальными» сечениями теоретическая тектоника расчленяется на несколько объектных дисциплин, количество которых определяется количеством уровней объектов в пределах геологического уровня организации вещества (по нашим представлениям, таких объектных тектоник должно быть четыре). Объектные тектоники иерархически соподчинены друг другу, и требуется последовательное построение их одной за другой (безразлично, откуда начинать такое построение). Здесь явственно выступают на первый план системные свойства геологических тел (целостность, взаимоотношения со средой — системой более высокого ранга, элементарность, расчлененность на подсистемы и т. д.). Исследования такого рода в тектонике только начинаются.

Мы не касались теоретических вопросов исторической тектоники, в частности вопросов анализа временных структур. Отметим лишь значительные трудности изучения таких структур (на всех уровнях объектных тектоник), требующие специального предварительного методологического анализа, который только-только зарождается в тектонике.

ЛИТЕРАТУРА

Гордеев Р. А., Забродин В. Ю., Кулындышев В. А., Соловьев В. А. Естественная иерархия природных систем.— В кн.: Методология геологических исследований. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1976.

Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. М., «Недра», 1974.

Забродин В. Ю., Кулындышев В. А. О сборниках по методологии геологических наук.— «Геол. журнал», 1977, т. 37, вып. 2.

Забродин В. Ю., Кулындышев В. А., Соловьев В. А. Иерархия геологических объектов и структурная геология.— В кн.: Формы геологических тел. Терминологический справочник. М., «Недра», 1977.

Забродин В. Ю., Кулындышев В. А., Соловьев В. А. Иерархия геологических тел — теоретическая основа геологии.— В кн.: Иерархия геологических тел. Терминологический справочник. Хабаровск, изд. ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1978.

Забродин В. Ю., Соловьев В. А. Иерархия геологических объектов и дизъюнктивов.— В кн.: Принципы тектонического анализа. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1977.

Иерархия геологических тел. Терминологический справочник. Хабаровск, изд. ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1978.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.

Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М., «Недра», 1974.

Косыгин Ю. А., Забродин В. Ю., Коноваленко А. А., Кулындышев В. А., Синюков В. И., Соловьев В. А. Понятие «глубинный разлом» и проблемы систематики глубинных разломов.— «Геотектоника», 1977, № 3.

Косыгин Ю. А., Салин Ю. С., Соловьев В. А. Определение тектоники.— «Геотектоника», 1973, № 4.

Косыгин Ю. А., Салин Ю. С., Соловьев В. А. Философские проблемы геологического времени.— «Вопросы философии», 1974, № 2.
Кулындышев В. А. Опыт определения формы плит.— В кн.: Тектоника нефтегазоносных областей Сибири и Дальнего Востока. Тюмень, 1975.
Кулындышев В. А. Проблемы систематики форм геологических тел.— В кн.: Формы геологических тел. Терминологический справочник. М., «Недра», 1977, с. 174—197.
Кулындышев В. А., Кулындышева Л. А. Слой, пласт, флец.— «Геол. и геофиз.», 1976, № 10.
Ландау Л. Д., Лившиц Е. М. Статистическая физика. Ч. 1. Изд. 3-е, дополн. Е. М. Лившицем и Л. П. Питаевским. М., «Наука», 1976.
Объекты палеовулканологии. Терминологический справочник. Составители: А. Б. Игнатьев, В. П. Боровков, В. Ю. Забродин, В. А. Кулындышев, В. И. Синюков. Хабаровск, 1976.
Попа К. Теория определения. М., «Прогресс», 1976.
Соловьев В. А. Тектоника континентов на уровне тектонических комплексов (опыт систематизации понятий и упорядочения терминологии). Хабаровск, изд. ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1975.
Справочник по тектонической терминологии. Под ред. Ю. А. Косыгина и Л. М. Парфенова. М., «Недра», 1970.
Тарасов А. В. К вопросу классификации инъективных дислокаций.— «Геотектоника», 1974, № 6.
Тарасов А. В. Об условиях образования инъективных дислокаций.— «Геотектоника», 1976, № 4.
Тектоника континентов и океанов. Терминологический справочник. Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. Хабаровск, изд. ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1976.
Теория складкообразования в земной коре. М., «Наука», 1975. Авт.: Ж. С. Ержанов, А. К. Егоров, И. А. Гарагаш и др.
Формы геологических тел. Терминологический справочник. Под ред. Ю. Н. Косыгина. В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. Хабаровск, изд. ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1974.
Формы геологических тел. Терминологический справочник. Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. М., «Недра», 1977.
Черкасов Р. Ф. Пликативная тектоника архея Алдана и методика ее изучения. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1973.
Черняк В. С. О природе научной теории.—«Вопросы философии», 1977, № 6.

В. И. ДРАГУНОВ

ИЕРАРХИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ, ИХ ГЕОЦЕНОЗЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ

На современном этапе развития геологии составление тектонических карт при сохранении ряда классических принципов характеризуется поисками новых путей. Один из них связан с распространением идей иерархии геологических объектов.

Концепция уровней организации была введена в геологию в связи с необходимостью привести в соответствие ее теоретические основы (прежде всего, учение о формациях, тектонику, минерагению) с современным естествознанием, с одной стороны, а в связи с формализацией и математизацией геологии — с другой. Эта концепция в 60-е годы во многом способствовала развитию биологии в целом и устранению изоляции отдельных отраслей биологической науки. Большое значение понятиям, сформированным в биологии и палеонтологии как ее части, придавали Н. С. Шатский, Г. Штилле, А. А. Богданов.

Концепция уровней организации в своих истоках связана с идеями о парагенезисе В. М. Севергина, А. Брейтгаупта, Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, идеями о состояниях пространства Л. Пастера, В. И. Вернадского, Б. Л. Личкова. Позже она развивалась в исследованиях В. И. Васильева, Э. И. Кутырева, Е. В. Плющева, Ю. В. Казицына, И. В. Крутя, Д. В. Рундквиста, А. А. Смыслова, в последние годы

О. А. Вотаха, В. Г. Гладкова, Ю. А. Косыгина, В. А. Соловьева, Ф. А. Усманова, Н. П. Юшкина и др. Выделение статических, динамических и ретроспективных систем, согласно Ю. А. Косыгину, позволяет более четко различать отношения, в которых изучаются геологические объекты.

В развитии иерархической концепции наметились две линии. Согласно первой, формационные ряды и комплексы рассматриваются в общем ряду объектов — минералы, горные породы, формации (парагенерации, геоформации), формационные ряды, формационные комплексы, геосферы, планеты; согласно второй — ряды и комплексы формаций характеризуют лишь геоценотические отношения формаций и не являются таким образом объектами основного иерархического ряда.

Исследования первой линии, ведущие начало от работ В. И. Попова (1959), развиваются сейчас Ю. А. Косыгиным, О. А. Вотахом, В. А. Соловьевым, Р. Ф. Черкасовым в сущности по пути создания одномерной модели системы геологии в целом. Отличительным признаком одномерной системы понятий геологических наук является расположение их в один ряд, что не позволяет различать систематические отношения объектов в пределах разных уровней и их дополнительные «целевые» классификационные (стратиграфические, тектонические, минерагенические, геоценотические и прочие) отношения. Так, в этой системе понятий тектоническая структура и структура минералов или горных пород рассматриваются как эквивалентные понятия.

Вторая линия исследований исходит из двумерной «матричной» системы понятий геологии (Проблемы..., 1971; и др.), позволяющей разделить понятия, связанные с исследованием систематических отношений геологических объектов (выделением их видов в пределах определенного уровня) и с разработкой дополнительных целевых (в том числе тектонических) классификаций систематизированных объектов. Большая роль отводится четкой фиксации индивидуальных черт и геоценотических отношений исследуемых тектонических объектов и их ассоциаций. Проблема геоценотических (экологических) отношений в тектонике была сформулирована Г. Штилле; можно ожидать, что усилия, затрачиваемые на ее решение, в конечном счете оправдаются. Интересна аналогия в этом смысле с экостратиграфическими исследованиями В. А. Красилова, И. В. Крутя и др.

Признаки тектонических объектов, их группы. Существует много определений геосинклиналей, платформ, орогенных областей и других тектонических подразделений. Анализ определений содержания различных работ по тектонике позволяет выявить: 1) неоднозначность определений и 2) противоречивость их применения в целом, анализировать признаки, используемые в определениях. Подобный прием в свое время был использован при разработке системы понятий учения о формациях (Драгунов и др., 1974).

Введем следующие обозначения признаков тектонических объектов (в скобках их примеры, могут быть указаны и другие):

l_1 — вещественные характеристики (набор видов формаций, вид формационного ряда и др.);

l_2 — морфологические характеристики (геометрические особенности ограничивающих поверхностей);

l_3 — исходный тектонический объект, преобразованием которого получен описываемый объект (геосинклиналь, превратившаяся в складчатую систему);

l_4 — характер (особенности) преобразования исходного объекта в описываемый (складчатость);

l_5 — время преобразования исходного объекта в описываемый (время главной складчатости);

l_6 — время заложения исходного объекта, преобразованием которого получен описываемый объект;

l_7 — положение описываемого объекта среди других объектов того же уровня (складки среди других складок, структурно-формационные зоны среди других зон и т. д.);

l_8 — положение описываемого объекта в тектоническом объекте более высокого уровня (структурно-формационной зоны в структурно-оболочечной зоне или в структурно-планетарной);

l_9 — наличие в описываемом объекте тектонических объектов более низкого уровня (катаклазированных горных пород в зоне смятия);

l_{10} — тектонический «режим», в условиях которого образовался описываемый объект.

Возможны и другие признаки ($...l_{n-1}$, l_n).

Различные определения тектонических объектов различаются по количеству признаков, указанных в определениях, их порядками. Число различных определений равно числу перестановок $P_n = n!$ (в частности, при $n = 10$, $P_n = 3{,}6 \cdot 10^6$). Очевидно, P_n определяет существование разногласий между представителями различных направлений, школ, разногласий внутри них и, наконец, разноречивых толкований, даваемых одним и тем же автором в одной и той же монографии или статье.

Во всех определенных тектонических объектах указываются признаки l_1 и l_2 — вещественные и морфологические характеристики; остальные вводятся в разных комбинациях и в разном количестве. Это заставляет выделить их (l_1 и l_2) в качестве систематических признаков в тектонических объектах.

Выделение систематических признаков позволяет избежать по существу непреодолимые препятствия, связанные с использованием комбинаторно определяемых группировок различных признаков. Признаки структурно-формационных объектов разделены на систематические (l_1 и l_2), онтофилогенетические (l_3 и l_4), хронологические (l_5 и l_6), экологические и геоценологические (l_7 и l_{10}) подобно тому, как это принято в биологии.

Со всей ясностью необходимо использование в тектонических построениях приемов развитых отраслей естествознания (Проблемы..., 1971; и др.). Особое значение это обстоятельство имеет при разработке легенд карт (Забродин и др., 1976).

Введем понятие о тектоническом объекте, как иерархизированном и систематизированном геологическом объекте (т. е. определенном в уровенно-организационном и видовом отношениях) и (или) геоценозе геологических объектов, дополнительно рассматриваемом (классифицируемом) в тектоническом отношении.

Структурно-вещественные индивидуальные объекты (...слои горных пород, формационные тела...), изучаемые с точки зрения соответствия геометрических особенностей их элементатных ячеек и геометрических особенностей ограничивающих поверхностей, выделяются как тектонические объекты I группы. Соответствие геометрических свойств внутренней структуры объекта и геометрических свойств его внешних ограничений говорит о недеформированности объекта, несоответствие — о наличии деформации.

Ассоциации (геоценозы) структурно-вещественных объектов различного уровня, выделяемые по наличию среди них объектов-индикаторов (или их ассоциаций) того же или иных уровней, распространением которых определяются ограничивающие поверхности и их геометрические характеристики, являются тектоническими объектами II группы. Среди тектонических объектов особое значение имеют структурно-формационные ярусы*, являющиеся непосредственными объектами наблюдения полевого геолога. Структурно-формационные ярусы, будучи в своей вещественной основе представлены формационными рядами — геоценозами формаций,

* Термин «структурно-формационный ярус» предпочтительнее применяющегося далее его синонима — традиционного термина «структурно-формационная зона».

являются тектоническими объектами 2-го типа. Эти объекты, неоднородные по вещественным характеристикам в своих различных частях, однородны в морфологическом отношении в целом.

Тектонические объекты 1-го и 2-го типов образуют геоценотические ассоциации, являющиеся тектоническими объектами III группы. Эти объекты наиболее сложны: в них изменяются как вещественные, так и морфологические характеристики, геоценозы структурно-формационных зон (ярусов) в подобных объектах обычно образуют несколько порядков. Так, геоценотическими ассоциациями структурно-формационных зон являются плитные комплексы платформ, складчатые системы и области. Платформы как двухъярусные тектонические сооружения являются геоценозами складчатых и плитных комплексов.

Систематические признаки структурно-формационных зон (ярусов). Систематика структурно-формационных зон основывается на наборах видов формаций в формационных рядах и на группах видов тектонических структур. Наборы видов формаций, характеризующих структурно-формационные зоны различного вида, определяются эмпирически. Морфологические особенности структурно-формационных зон определяются группой видов распространенных в их пределах «надпорядковых» тектонических структур, перечисленных ниже.

Ритмическое строение стратифицированных толщ стало пониматься геологами как их структура, определяемая по распределению объектов различного (прежде всего, горнопородного) уровня организации.

Исследования структуры геологических формаций, начатые В. И. Васильевым и Д. В. Рундквистом (Симметрия..., 1971), продолжены В. И. Громиным (1977) и многими другими (Симметрия..., 1976). Они имеют важнейшее значение для суждений о деформациях. Парагенетический принцип выделения формаций получил развитие в принципе их иерархической и систематической однородности и в признании достаточно широкой конвергенции.

Согласно решению семинара, проведенного Секцией геологических формаций Межведомственного тектонического комитета (Лепинград, декабрь, 1976 г.), среди формационных объектов различаются: а) элементарные породные ассоциации, парагенерации, субформации, подформации, литофации, формации — как парагенезы слоев горных пород; б) формации — как парагенезы элементарных породных ассоциаций, парагенераций, геогенераций, геоформаций, категории и др.; в) парагенерационные и геоформационные ряды. Термины, которыми обозначаются формационные объекты, еще не могут считаться вполне устоявшимися, однако в целом они вполне отражают понятия о существовании по крайней мере двух уровней формационной организованности вещества и о геоценотических отношениях принадлежащих им тел геологических формаций, образующих их ряды. В дальнейшем изложении термин «формация» (или «геологическая формация») будет применяться в широком смысле (S. lato).

Особое положение сложилось с изучением метаморфических формаций. Широко распространено мнение, согласно которому следует их выделять по признакам первичного состава и строения с указанием фации метаморфизма. Конечно, можно построить ретроспективные модели формаций, однако если речь идет о формациях, наблюдаемых геологом, следует выделять их в современном состоянии.

Лишь немногие виды парагенераций и геоформаций являются руководящими со сравнительно узким стратиграфическим распространением или типоморфными видами, характеризующими сравнительно узкие интервалы условий образования. Типоморфные геоформации могут называться геогенерациями, так как, согласно Н. Б. Вассоевичу, они определяются геотектоническими и палеоклиматическими условиями образования. Изучение тел парагенераций и геоформаций на все более низких уровнях слагающего вещества (вплоть до изотопов) позволяет определять

условия образования и в случаях их принадлежности эвритектоническим или эвриклиматическим видам.

Геоформационные ряды, по Ю. А. Косыгину с соавторами (1972), В. А. Соловьеву (1975) и О. А. Вотаху (1976) также являющиеся объектами определенного уровня, по-видимому, следует считать геоценотическими ассоциациями геоформаций. Вместе с тем вертикальные ряды геоформаций вполне могут быть признаны элементарной ячейкой вещества более высокого уровня, возможно заполняющего промежуток между формациями (S. lato) и оболочками планет.

Морфологические признаки структурно-формационных зон, отражающие их современную статическую характеристику, достаточно изучены. Совещания по унификации терминологии и номенклатуры платформенных структур (1963 г.) и структурных форм прогибов (1966 г.) позволили согласовать понятия о структурных формах — I—IV порядков. К надпорядковым отнесены структуры типа синеклиз, антеклиз и т. д. Надпорядковые структурные формы могут быть выделены и в пределах складчатых областей.

В качестве систематических признаков структурно-формационных зон принимаются следующие морфологические группы.

1. Формы, распространенные в пределах развития древних метаморфических комплексов, типоморфные для характеристики морфологических особенностей щитов и срединных массивов. Здесь распространены нередко чрезвычайно сложно и прихотливо изогнутые поверхности, побудившие сторонников ретроспективной терминологии дать им наименование ультрагеосинклинальных структурных форм. Вместе с тем здесь же известны и сравнительно пологие структурные формы. Вслед за многими исследователями выделяются гнейсовые купола и овалы, типичные для дорифейского докембрия.

2. Линейно-вытянутые различной (в целом, высокой) сложности антиклинальные и синклинальные структурные формы, обычно сопровождающиеся разрывами. Различаются три подгруппы.

а. Синклиналоиды и антиклиналоиды. Синклиналоиды — синклинали вторичного смятия аллохтона и автохтона вместе с разделяющей их поверхностью надвига, при этом в ядре складки обнажаются более молодые образования автохтона, а на крыльях — более древние аллохтона (Справочник..., 1970, с. 274). Антиклиналоиды — антиклинали вторичного смятия аллохтона и автохтона вместе с разделяющей их поверхностью надвига. В ядре антиклиналоидов вскрываются более древние отложения аллохтона. Подобные структурные формы распространены в областях альпийской тектоники, а сейчас обнаруживаются и в пределах более древних складчатых зон.

б. Синклинории, антиклинории, характеризующие своим распространением зоны складчатого строения.

в. Плакосинклинории и плакоантиклинории, в пределах которых распространяются складки переходного типа — обычно гребневые и коробчатые антиклинали, осложненные разрывами. Плакантиклинориями Е. Е. Милановский предложил называть сложнопостроенные линейновытянутые структуры антиклинального облика. Е. Е. Милановский, а также Т. К. Баженова и В. И. Высоцкий (1965) полагают, что подобного типа структуры являются платформенными. Однако тектонотип плакантиклинория — современная структура Нижнеенисейского авлакогена рассматривается как резко суженная по простиранию часть подвижно складчатого пояса, протягивающегося от Енисейского кряжа на юге до Западного Таймыра на севере (Драгунов, Смирнова, 1964), или перикратон (по Ю. А. Косыгину) и т. д. Очевидно, следует сохранить термин для обозначения структурных форм согласно определению, данному в Справочнике... (1970, с. 156), исключив указание на их «платформенную природу», поскольку последняя познается в ретроспективном аспекте. Аналогично

могут быть определены плакосинклинории — относительно сложнопостроенные линейно-вытянутые структуры синклинального облика.

3. Третью группу структурно-морфологических признаков образуют синеклизы, антеклизы, моноклизы и амфиклизы. Первые два типа хорошо известны, моноклизы выделены С. Н. Маличем (1975), амфиклизы — М. В. Муратовым (1973) — их тектонотипом является Тунгусская синеклиза.

4. Группа структурных форм, типоморфных для областей активизации, дейтерогенеза (Боголепов, 1971). Типичными формами являются различные наложенные впадины, грабены и горсты. Наиболее распространены эти формы в мезокайнозойских тектонических сооружениях, но в какой-то мере сохранились в ходе тектонических перестроек и более древних тектонических сооружений. Для построения статической картины структурно-формационных зон в их современном состоянии учитываются структурные формы, сохраняющие свой наложенный характер.

Легко видеть, что структурные формы I группы могут быть разделены, по крайней мере, на две подгруппы, одна из которых может характеризоваться центрально-симметричным строением, а вторая — существенно линейным. Могут быть выделены в качестве самостоятельных групп подгруппы, отнесенные ко II группе. Их объединение в одну группу оправдывается близостью морфологии, а также трудностями диагностики покровных структур.

О таксономии и номенклатуре структурно-формационных зон. По морфологическим и формационным признакам структурно-формационные зоны разделяются на различные таксоны. Низшим таксоном является вид, высшим — тип. В систематиках различных объектов естествознания между этими таксонами выделяются рода, семейства, классы и более дробные подразделения. В систематике структурно-формационных зон эти таксономические категории еще не выделяются. В современном ее состоянии приходится ограничиваться выделением типов и видов.

Типов зон не может быть много, намечаемые типы (см. таблицу) отражают лишь начальный этап их систематики. Естественно, что относимые к этим типам объекты могут иметь вследствие конвергенции различное происхождение и историю, находиться в различных геоценотических отношениях и т. д.

Структурно-формационная зона определенного вида — геологическое тело, представленное определенного вида формационным рядом, слагающим тектонические структуры определенного набора их видов. В этом

Признаки и типы структурно-

Признаки СФЗ			Типо
			Куполовидные, брахиформные и линейные (в плане часто дуговидные до концентрических) сооружения
Группы формаций, слагающих формационные ряды	Мио-	Осадочные	
	Микто-	Осадочные вулканогенные, интрузивно-вулканогенные	
	Эв-	Существенно-вулканогенные и интрузивно-вулканогенные	
		Метаморфические, плутонические	Ультраклинные СФЗ

определении существенным является его «двумерный» характер. Формационные ряды одного и того же определенного вида, но образующие различные тектонические структуры, должны быть отнесены к различного вида структурно-формационным зонам.

Виды структурно-формационных зон должны стать предметом систематического исследования последних. Их выделение возможно на основе изучения конкретных формационных рядов и морфологии образуемых ими структур.

Остановимся на вопросах номенклатуры типов и видов структурно-формационных зон. Наступило время испытать в наименованиях структурно-формационных зон приемы, оправдавшие себя в других разделах естествознания, в частности биномиальную номенклатуру биологии и палеонтологии.

«Родовое», в данном случае «типовое», наименование должно передавать существенные, систематические признаки зон, а их «видовое» наименование, отражая изменчивость группы признаков внутри типа, закреплять в литературе результаты исследований по тектонической систематике низших таксонов. «Видовое» наименование основывается в голотипе.

Номенклатура структурно-формационных зон, естественно, независима от иных номенклатур. Это означает, что одно и то же наименование может быть использовано для видов структурно-формационных, для стратиграфических и иных объектов.

Корни систематических наименований зон можно образовать от наименований основных типоморфных структурных форм. Соединением приставок, означающих вещественные признаки структурно-формационных зон и корней, отвечающим их структурно-морфологическим признакам, можно получить наименование основных типов зон (в статической системе). Предлагаемая номенклатура типов зон отображает лишь наиболее общие морфологические признаки структурно-формационных зон вне зависимости от положительного или отрицательного характера развитых в их пределах форм, тем самым приставки син- и анти- не вводятся.

Если структурно-формационная зона характеризуется наличием морфологических признаков, характерных для активизированных областей, ее наименование содержит корень -ороклин-. Существование морфологических признаков, характерных для щитов, отражается в наименовании типа зоны корнем-ультраклин-.

Следует сохранить способ обозначения тектонических объектов, образованных существенно осадочными формациями, осадочно- и существен-

формационных зон (ярусов) (СФЗ)

морфные структуры		
Плакосинклинории, плакоантиклинории, синклинории, антиклинории, синклиналоиды, антиклиналоиды	Синеклизы, антеклизы, моноклизы, амфиклизы	Впадины, рифты
Миоклинорные СФЗ	Миоклизные СФЗ	Миороклинные СФЗ
Миктоклинорные СФЗ	Миктоклизные СФЗ	Миктороклинные СФЗ
Эвклинорные СФЗ	Эвклизные СФЗ	Эвороклинные СФЗ

но-вулканогенными с помощью приставок мио-, микто- (лепто-) и эв-. Для толщ, сложенных метаморфическими формациями, может применяться приставка мета-. Мио-, микто- и эвороклинные структурно-формационные зоны в значительной мере связаны своим распространением с областями вторичного орогенеза или дейтерогенеза, по К. В. Боголепову (1971), как «повторного» горообразования в отличие от первичного орогенеза, следующего за геосинклинальным развитием, активизации по В. В. Белоусову (1975), А. Д. Щеглову (1968) и др. Мио-, микто-, эвклинорные зоны распространены в складчатых системах или областях и могут быть как эпигеосинклинального, так и эпиплатформенного происхождения. Мио-, микто-, эвклизные зоны характерны для плитных комплексов платформ. Ультраклинные зоны распространены в щитах и срединных массивах. Для обозначения зон современных геосинклиналей и следует сохранить корневой элемент -клиналь-.

Геоценотические ассоциации структурно-формационных зон и тектонические карты. Определение контуров платформ, складчатых областей, геосинклиналей всегда составляло серьезную проблему геотектонических исследований. Изложенное выше заставляет идти в региональных тектонических исследованиях не путем расчленения платформ и складчатых областей на какие-то части, а путем «собирания» структурно-формационных зон различного типа и вида в гео- или тектоценотические ассоциации разного ранга.

Структурно-формационные зоны, слагающие фундаменты платформ и их складчатых обрамлений, относятся к двум крупным таксономическим категориям. Ультраклинальные зоны вскрываются в выступах архейских и нижнепротерозойских толщ; эв-, микто-, миоклинорные зоны — в пределах байкалид и более молодых складчатых сооружений.

Геоценозы ультраклинных зон образует фундамент платформ и комплекс основания (Муратов, 1963) складчатых областей. Геоценозы эв-, микто- и миоклинорных зон формируют в складчатых областях эпигеосинклинальные (геосинклинальные, Муратов, 1963) и эпиплатформенные складчатые комплексы.

Плитные комплексы представляют геоценозы эв-, микто- и миоклизных зон. Геоценозы структурно-формационных зон плитного комплекса отражают полициклический характер седиментации, магматизма и различных структурных преобразований.

Платформы и срединные массивы как двухъярусные тектонические сооружения, в свою очередь, есть геоценозы фундаментов и плит (или плитных комплексов). Особый тип геоценозов представляют области активизации, характеризующиеся наиболее трудно постигаемым сочетанием эв-, микто-, миороклинных зон. В состав геоценозов, кроме зон, являющихся типоморфными, могут входить зоны иных видов, которые в таком случае будут являться включенными—энклавами. Ороклинные зоны часто входят в состав платформ в форме переходных комплексов. Наиболее крупными геоценозами следует признать подвижные пояса и кратоны.

В систематическом отношении подвижные пояса являются «родовой» категорией геоценозов и объединяют: геосинклинальные системы; складчатые системы; авлакогены; области активизации, которые рассматриваются в качестве видовых категорий. Реальные тектонические объекты ранга подвижного пояса содержат энклавы в виде срединных массивов, принадлежащих в систематическом отношении кратонам.

В систематическом аспекте кратопы, являясь «родом», объединяют два вида геоценозов: платформы и срединные массивы. Реальные тектонические объекты ранга кратона заключают энклавы в виде авлакогенов, принадлежащих в систематическом отношении подвижным поясам. Обсуждение систематики структурно-формационных зон и геоценотических аспектов их ассоциаций имеет ближайшее отношение к принципам построения тектонических карт.

Тектоническое районирование следует проводить, различая уровень организации вещества и характер систем, в которых оно описывается,— статической, ретроспективной, кинематической или динамической.

Наиболее полно в настоящее время выражены принципы построения карт: а) по возрасту главной складчатости, б) по режиму, в) по времени заложения континентальной коры.

В основе легенд карт, составленных по принципу возраста главной складчатости (иногда последнюю называют платформообразующей), а также построенных по времени заложения континентальной коры, явно или неявно заложена идея структурно-формационного расчленения земной коры. Легенды карт подобного рода отражают интерпретированную в возрастном отношении шкалу структурно-формационного расчленения различных территорий, а в последние годы и акваторий. (Абдулин и др., 1973; Богданов, 1976; Косыгин, 1974; Красный, 1972; Муратов, 1975; Пейве и др., 1976; Пущаровский, 1972; Хаин, 1973; Херасков, 1967; Цейслер, 1977; Яншин, 1966; и др.). Морфологические признаки при тектоническом районировании широко применялись М. М. Тетяевым (1938; и др.), который неизменно подчеркивал общий слоистый характер строения верхних оболочек земли как космического тела.

В зависимости от масштаба исследований возможно использование объектов различных уровней: парагенераций, геоформаций и их геоценозов — рядов. Вопрос о соответствии уровня организации изображаемых на картах геологического содержания объектов и масштаба карт уже обсуждался Д. В. Рундквистом (Проблемы..., 1971).

Опыт показывает, что на картах 1 : 500 000 масштаба удается изобразить парагенерации, на картах 1 : 1 000 000 — 1 : 1 500 000, 1 : 2 500 000 масштабов — геоформации или их те или иные ассоциации.

Для карт масштаба 1 : 10 000 000 в качестве изображаемого объекта могут быть приняты формационные (точнее геоформационные) ряды.

Группой геологов ВСЕГЕИ проведено описание типов и видов структурно-формационных зон на основе их голотипов, избранных в различных частях территории СССР. Зоны различного типа и виды изображены на тектонической карте масштаба 1 : 10 000 000.

Первые два перечисленных ранее признака использованы для построения карты, отражающей статичную картину тектоники СССР на формационном уровне; остальные отражены на врезках масштаба 1 : 25 000 000. В целом расчленение признаков тектонических объектов любого уровня и регламентации (в явном виде), порядка их введения в ходе исследования позволяет резко ограничить неопределенность описаний тектонических объектов и изображений их на картах.

Придерживаясь изложенного хода исследования особенностей реальных тектонических объектов, выражающегося в выделении и во все возрастающем объединении различных структурно-формационных зон разного типа и вида, можно значительно повысить эффективность тектонических и тесно связанных с ними минерагенических исследований.

Наличие определенных полезных ископаемых ранее известных типов или обнаружение их новых типов в одной из конкретных зон, отнесенных к тому или иному виду, открывает дорогу поискам подобных месторождений во всех других конкретных зонах этого же вида. Однако важную роль могут иметь различные геоисторические, геоценотические и онтогенетические особенности зон; различие этих особенностей при сохранении систематической однородности сравниваемых зон всегда должно учитываться, так же как и их положение в структурно-оболочечных и структурно-планетарных зонах. Влияние «оболочечной» составляющей может быть оценено по картам глубинного строения (Беляевский, 1974) с учетом эффектов тектоники плит (Ле Пишон и др., 1977), влияние планетарной составляющей — исходя из критических параллелей и меридианов и известных географических гомологий (Личков, 1965).

ЛИТЕРАТУРА

Абдулин А. А., Есенов Ш. Е., Зайцев Ю. А., Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Об основных тектонических понятиях и терминах в связи с составлением тектонических карт областей палеозойской складчатости Казахстана.— «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1973, № 6.

Баженова Т. К., Высоцкий В. И. Геотектоническая природа приенисейской части Сибирской платформы.— «Вестник МГУ. Геология», 1965, № 3.

Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.

Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974.

Богданов А. А. Тектоника платформы и складчатых областей. М., «Наука», 1976.

Боголепов К. В. О понятиях «орогенная структура» и «орогенез».— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

Вотах О. А. Структурные элементы Земли (о зонах сочленения платформ и складчатых областей). Новосибирск, «Наука», 1976.

Громин В. И. О структурах геологических формаций.— В кн.: «Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, 1977.

Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. Н. Основы анализа осадочных формаций. Л., «Недра», 1974.

Драгунов В. И., Смирнова Е. Б. Особенности тектонического строения северо-западной окраины Среднесибирского плоскогорья (к характеристике Нижнеенисейского авлакогена).— «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1964, т. 97.

Забродин В. Ю., Кулындышев В. А., Соловьев В. А. Объект, легенда, карта и проблема модели в тектонике.— В кн.: Методология и геологические исследования. Владивосток, 1976.

Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М., «Недра», 1974.

Косыгин Ю. А., Вотах О. А., Соловьев В. А., Черкасов Р. Ф. Иерархия геологических объектов и тектоника.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 2.

Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. М., «Недра». 1972.

Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.,«Мир», 1977.

Личков Б. Л. К основам современной теории Земли. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1965.

Малич Н. С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М., «Недра», 1975.

Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1963, № 6.

Муратов М. В. Типы впадин осадочного чехла древних платформ.— В кн.: Очерки по истории геологических знаний. Вып. 16. М., «Наука», 1973.

Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.

Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пущаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— «Геотектоника», 1976, № 5.

Попов В. И. Геологические формации, естественно-исторические сообществ генетически связанных сопряженных горных пород. Самарканд, изд. Узб. гос. ун-та, 1959.

Проблемы развития советской геологии. Л., 1971. (Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 177).

Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 234).

Симметрия в природе. Тезисы докл. совещания 25—29 мая 1971 г. Л., изд. Ленингр. правления науч.-техн. горного о-ва), 1971.

Симметрия структур геологических тел. Сборник тезисов докладов Всесоюзного научно-тектонического совещания. Вып. 1—2. М., 1976.

Соловьев В. А. Тектоника континентов. Хабаровск, 1975.

Справочник по тектонической терминологии. Под редакцией Ю. А. Косыгина и Л. М. Парфенова. М., «Недра», 1970.

Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.

Тетяев М. М. Геотектоника СССР. Л.—М., ГОНТИ, 1938.

Хаин В. Е. О некоторых спорных вопросах и трудностях формационного анализа. Новосибирск, «Наука», 1973. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 213).

Херасков Н. П. Тектоника и формации.— В кн.: Избранные труды. М., «Наука», 1967.

Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М., «Наука», 1977.

Щеглов А. Д. Металлогения областей активизации. Л., «Недра», 1968.

Э. Э. ФОТИАДИ, М. П. ГРИШИН, В. И. ЛОТЫШЕВ, В. С. СУРКОВ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Важным элементом научного прогнозирования и поисков месторождений нефти и газа является изучение особенностей строения, развития и взаимосвязи поверхностной и глубинной структуры земной коры. Удовлетворительное решение этих вопросов в условиях Сибирской платформы на современном этапе исследований возможно лишь при широком комплексном истолковании совокупности имеющейся геологической и геофизической информации. Благоприятной предпосылкой этому служит то, что за последние 10—12 лет выполнен большой объем региональных геофизических исследований методами сейсморазведки (включая ГСЗ), магнито- и гравиметрии, электроразведки (ЗСБЗ) и др. Увеличились объемы глубокого бурения.

В настоящей статье на основе анализа всех имеющихся данных, с использованием новых методических приемов рассмотрены результаты комплексной интерпретации геологических и геофизических данных с целью тектонического районирования фундамента, дешифрирования особенностей рельефа его поверхности и определения глубин залегания поверхности Мохоровичича (М). Тектоническое районирование фундамента платформы выполнено на основе анализа обширной геологической информации о строении его обнажепных участков и соотношений особенностей геологической структуры с аномалиями силы тяжести и магнитного поля. Выявленные закономерности служили критериями при районировании фундамента во внутренних районах платформы.

Выделение крупных тектонических элементов земной коры (складчатые системы, массивы ранней консолидации и т. д.) осуществлено по результатам литолого-формационного и структурного анализов разновозрастных образований, обнаженных в пределах щитов и выступов фундамента платформы и ее складчатого обрамления, а также с учетом типа и последовательности проявлений магматизма и метаморфизма. Кроме того, принимались во внимание особенности распределения в плане метаморфических образований фундамента внутренних районов платформы, выявленные по геофизическим данным и использованием материалов глубокого бурения и сведений о составе пород фундамента в ксенолитах кимберлитовых трубок. Относительный возраст тектонических комплексов устанавливался путем сравнительного анализа структурно-морфологических черт физических полей смежных участков с учетом фоновых магнитных и остаточных гравитационных аномалий, отражающих общие закономерности строения земной коры того или иного региона. По возможности осуществлялась корреляция складчатых комплексов фундамента, перекрытых осадочным чехлом, с комплексами, выведенными на дневную поверхность, возраст которых в ряде пунктов определен радиологическими методами.

Представления большинства исследователей о характере рельефа поверхности фундамента восточных и южных районов платформы практически идентичны. Поэтому при составлении сводной карты (рис. 1) для этих районов использованы макеты разных научно-исследовательских и производственных организаций (Структурная карта..., 1976). Для западной части платформы, в пределах Тунгусской синеклизы, где в структурных построениях, выполненных различными авторами, имеют место существенные расхождения, комплексная интерпретация геолого-геофизических данных проведена заново с применением ряда новых методических приемов, направленных на исключение влияния широко развитых здесь пород трапповой формации (Гришин и др., 1976). В частности, в об-

ласти развития эффузивных траппов вычисления глубин проводились по аномалиям ΔT_a с предварительно введенными поправками и за дневной рельеф (Рempель, 1967). Графики ΔT_a в оставшейся части синеклизы сглаживались с помощью нелинейного метода параболы (Рempель, 1974), что позволило в условиях широкого развития сильно магнитных интрузивных тел траповой формации достаточно уверенно выделять и трассировать аномалии от фундамента и определять по ним глубины залегания верхних кромок магнитоактивных тел. Для отрисовки морфологических особенностей рельефа использована карта остаточных аномалий силы тяжести с исключенными эффектами плотностных неоднородностей в верхней мантии, рельефа поверхности М, петрографических неоднородностей фундамента и вулканогенно-осадочных образований триаса.

Точность выполненных построений в нашей оценке $\pm 15—20\%$, что вполне обеспечило проведение изогипс в районах неглубокого залегания фундамента через 1 км.

Мощность земной коры наиболее надежно определяется по данным ГСЗ. Однако, учитывая слабую изученность провинции этим методом (Пузырев, Крылов, 1977), глубины до подошвы земной коры вычислялись нами по методике (Сурков, Морсин, 1971), опирающейся на концепцию изостазии. Методика основывается на следующих положениях: а) в пределах литосферы имеет место гидростатическая уравновешенность отдельных блоков на некоторой глубине T_0; б) региональные аномалии Буге и генерализованный рельеф дневной поверхности вследствие действия изостазии корреляционно связаны с рельефом поверхности М; в) глубины до поверхности М достаточно уверенно определяются на основе принципа изостазии, если при расчетах учитываются средняя высота дневного рельефа блоков земной коры, средние плотности коры и подкорового слоя в пределах этих блоков. Размеры блоков в плане определялись по карте глубинных разломов, составленной по совокупности геологических и геофизических данных. Средняя плотность осадочного чехла вычислялась по непосредственным измерениям плотности образцов горных пород, плотность гранитно-метаморфического слоя — путем построения геолого-геофизических разрезов методом моделирования, средние плотности базальтового и подкорового слоев — по данным ГСЗ.

Дальнейшая интерпретация по изучению глубинной структуры земной коры включала в себя построение карты остаточных аномалий силы тяжести с исключенным влиянием плотностных неоднородностей верхней мантии, рельефа поверхности Мохоровичича и пород осадочного чехла. На основе анализа этой карты совместно с другими геолого-геофизическими данными определялось положение поверхности Конрада и значения плотностных характеристик блоков гранитно-метаморфического слоя.

Подошва земной коры по данной методике выделена более надежно по сравнению с поверхностью Конрада. Результаты выполненных по поверхности М построений (рис. 2) с данными ГСЗ позволили выбрать сечение основных изогипс через 6 км.

По сумме геологических и геофизических данных фундамент Сибирской платформы представляется как сложное гетерогенное складчато-глыбовое сооружение, сформировавшееся в результате многостадийной истории развития земной коры в раннем и среднем докембрии (Фотиади и др., 1974). В его современной структуре выделяется ряд крупных тектонических элементов (см. рис. 1).

Иенгрский переработанный катархейский массив (III) занимает центральное положение в восточной половине платформы и простирается в северо-западном направлении от Алдано-Тимптонского междуречья (Алданский щит) до верховий рек Тюнг и Линде. Массив сложен образованиями иенгрской серии. Породы испытали глубокий метаморфизм в гранулитовой, а местами в амфиболитовой фациях и дислоцированы в сложную систему линейных и куполовидных складок. Преимущественное

простирание структур северо-северо-западное. Складчатые комплексы массива в осевой зоне Вилюйской синеклизы значительно преобразованы процессами катаклаза, милонитизации и диафтореза, сопровождавшими формирование здесь узких протяженных грабенообразных структур (типа авлакогенов), выполненных слабо дислоцированными образованиями позднего докембрия.

К раннеархейским комплексам (древнее 3300±200 млн. лет) относятся Алданская (I) и Анабарская (II) складчатые системы. Структуры Алданской системы обнажены на поверхности в пределах Тимптон-Учурского междуречья и сложены породами тимптонской и джелтулинской серий. В пределах Алданского щита они образуют в плане обширную дугу, обращенную выпуклостью к югу. В северном направлении складчатые образования алданид простираются в район нижнего течения р. Вилюй, где они смыкаются с Жиганской ветвью анабарид.

Структуры Анабарской складчатой системы представлены породами далдынской, верхнеанабарской, хапчанской серий и верхнеламуйкского комплекса. Глубокометаморфизованные породы перечисленных серий интенсивно дислоцированы и составляют сложную систему складок субмеридионального и северо-северо-западного простирания. В южном направлении за пределами кристаллического массива складчатые комплексы анабарид образуют две виргирующие ветви. Западная протягивается до районов Прибайкалья, где с резким азимутальным несогласием «срезается» складчатыми сооружениями байкалид Патомского нагорья (XII).

Позднеархейские тектонические комплексы фундамента (древнее 2600 ± 100 млн. лет) составляют Ангаро-Тунгусская (IV), Батомгская (VII) и Становая складчатые системы.

Наиболее обширная Ангаро-Тунгусская складчатая система охватывает практически всю западную половину платформы. Глубокометаморфизованные образования фундамента, представленные породами шарыжалгайской, слюдянской серий и аналогов канского метаморфического комплекса, смятыми в сложную систему складок.

В пределах Иркутского амфитеатра и южных районов Тунгусской синеклизы структуры имеют преимущественно субмеридиональную ориентировку, которая в северном направлении меняется на северо-западную до субширотной. Фундамент северной половины Тунгусской синеклизы интенсивно раздроблен разломами на ряд блоков сложного внутреннего строения. В целом Ангаро-Тунгусская складчатая система составляет крупный тектонический комплекс фундамента, завершивший свое развитие к началу протерозоя.

В результате раннепротерозойской тектонической активизации обширная складчатая область археид Восточной Сибири была дифференцирована глубинными разломами на ряд глыб, по окраинам которых заложились складчатые системы протерозоид (древнее 1900 — 2000 ± ± 100 млн. лет). В современной структуре фундамента восточных районов платформы — это полициклическая по истории развития Олекминская (VIII) и Оленекская (IX) складчатые системы. В западной половине платформы выделяются тектонические «клинья» ранне-среднепротерозойских складчатых систем (Ангаро-Ленской—X и Котуйской—XI).

Существенную переработку наложенными процессами гранитизации и диафтореза испытал, по-видимому, Вельминский блок (V), примыкающий к Енисейскому кряжу с востока. Рассматриваемый геоблок в совокупности с ограничивающими и рассекающими его разломами и смежными структурными элементами образует сложный тектонический узел.

Таким образом, окончательная консолидация фундамента платформы наступила к концу среднего протерозоя. В последующие тектонические эпохи фундамент испытывал в основном интенсивные блоковые подвижки, которые сопровождались в ряде районов формированием протяженных грабенообразных структур, выполненных слабодислоцированными позд-

недокембрийскими образованиями, и обусловили основные черты современного рельефа его поверхности.

По поверхности кристаллического фундамента помимо известных крупных структур (Тунгусская, Вилюйская синеклизы) выделяется прежде всего Анабарско-Ботуобинско-Непская региональная зона поднятий, структурным продолжением которой является воздымание поверхности фундамента в центральных районах Иркутского амфитеатра. Эта зона разделяет платформу на две крупные депрессионные части — западную и восточную. В пределах первой (Тунгусская синеклиза) глубина до фундамента составляет в среднем 4—5 км, в отдельных участках 6—7, реже 8 км. В центральной части синеклизы отмечается зона относительных поднятий. Простирание структурных элементов преимущественно северо-западное и субмеридиональное. В соответствии с новыми геолого-геофизическими данными приподнятое положение фундамента Тунгусской синеклизы (2—3 км) отмечается в Вельминском районе. Наиболее отчетливо положительные и отрицательные формы рельефа оконтуриваются соответственно изолиниями 3 и 4 км. В совокупности положительные морфологические элементы образуют больших размеров региональное поднятие, отделенное от Енисейского кряжа и его северного погребенного продолжения зоной прогибания. В платформенном чехле над региональным поднятием поверхности фундамента в последнее время выделяется так называемая Байкитская антеклиза. В юго-западной части платформы (Канско-Тасеевская впадина) кристаллический фундамент погружен на глубину 6—7 км.

Восточная часть платформы, по сравнению с западной, характеризуется менее глубоким залеганием кристаллического фундамента. Более того, на значительной площади Алданского щита и Анабарского массива метаморфические образования фундамента выходят на дневную поверхность. Кристаллические массивы разделены между собой глубокой Вилюйской синеклизой (до 12 км и более), в основании которой предполагается развитие авлакогена. Наличие древнего авлакогена (Уджинского) предполагается также в зоне относительно глубоких впадин, отделяющей Анабарский массив от Оленекского неглубоко залегающего воздымания фундамента. Описанные морфоструктурные элементы на востоке постепенно погружаются в пределы Предверхоянского, а на севере — Предтаймырского прогибов.

Исследованиями последних лет убедительно доказана тесная взаимосвязь тектонического строения верхних слоев земной коры с особенностями ее глубинной структуры. Поэтому далеко не случайным представляется интерес геологов и геофизиков к изучению вопросов, связанных с определением мощности коры, рельефа поверхности Мохоровичича (М), плотностных неоднородностей консолидированной коры в верхней мантии. Представленные в данной статье построения (см. рис. 2) рассматриваются как развитие и дополнение результатов предыдущих исследователей.

В пределах платформы и ее обрамления по поверхности М фокусируются крупные положительные и отрицательные морфоструктуры площадью до 50 000 км^2 и более с амплитудами 3—6 км. К положительным структурам или к районам регионального уменьшения мощности коры относятся Енисей-Хатангская, Туринская, Лено-Вилюйская, Витимско-Муйская (в пределах Байкало-Патомского нагорья) и Байкальская зоны с отметками глубин —31, —38, —33, —37 и —36 км. Области значительного утолщения коры образуют такие отрицательные морфоструктуры, как Анабарская, Алданская, Путоранская, Таймырская, Верхоянская и Енисейская. Общее колебание гипсометрических отметок подошвы земной коры составляет 17 км (от 31 км в Енисей-Хатангской зоне до —48 км в пределах Анабарского и восточной части Алданского щитов).

Анализ первой группы морфоструктур показал, что, как правило, области регионального воздымания поверхности М соответствуют круп-

ным участкам земной коры с аномально мощным осадочным чехлом. Исключение составляют Витимско-Муйская и Байкальская зоны, относительно высокое залегание поверхности М в которых может быть объяснено разуплотнением вещества верхней мантии (Пузырев, Крылов, 1977).

Району Анабарского щита, использующему восходящие движения по крайней мере с позднепалеозойского времени, отвечает область значительного увеличения мощности коры с отметками глубин —45 ÷ —48 км. Чуть меньшими глубинами характеризуется положение поверхности М в пределах плато Путоран. Большая высота рельефа дневной поверхности, слабое проявление процессов гранитизации и мигматизации, а следовательно, и относительно высокие значения средней плотности земной коры обусловили пониженное залегание ее подошвы в восточной части Алданского щита (—45 ÷ —48 км).

Остальные отрицательные морфоструктуры второй группы приурочены к одноименным складчатым системам. Так, Таймырская область относительного утолщения коры (39—42 км) охватывает Карское сводовое поднятие и Таймырский инверсионный прогиб, выделяемый в последнее время в самостоятельную Таймырскую складчатую систему. Верхоянская отрицательная морфоструктура, наметившаяся на крайнем северо-востоке, совпадает с западным окончанием Верхоянско-Колымской складчатой системы и характеризуется отметками подошвы земной коры —45 ÷ ÷46 км. Складчатым системам и массивам Алтае-Саянского региона соответствуют изменения мощности коры от 45 до 60 км (Сурков, Морсин, 1971). Енисейская отрицательная морфоструктура совпадает в плане с одноименной складчатой системой байкальской стабилизации и в целом характеризуется залеганием подошвы земной коры на глубинах 43 — 46 км.

Совместное рассмотрение крупных морфологических структур по поверхности М и данных об истории развития отдельных сегментов земной коры позволяет сделать вывод о том, что для большей части Сибирской платформы и ее обрамления в региональном плане имеет место обратное соотношение между вертикальными движениями крупных блоков коры и поведением в них поверхности М. Практически во всех случаях участкам длительного интенсивного погружения соответствуют зоны поднятия поверхности М и, наоборот, области с восходящими движениями обладают более мощной корой. Уменьшение мощности происходит за счет присоединения к верхней мантии нижних частей базальтового слоя, в то время как нижние горизонты, попадая в новые PT-условия, постепенно претерпевают базификацию. Увеличение мощности земной коры осуществляется, по-видимому, за счет причленения к базальтовому слою части верхней мантии (Фотиади, 1976).

Значительное изменение глубин залегания поверхности М рассматривается как один из параметров, характеризующих строение земной коры платформы. Другим таким параметром является дифференциация консолидированного комплекса на плотностные блоки. Анализ поля ΔT_a с картой остаточных аномалий силы тяжести с исключенными эффектами осадочных образований, рельефа поверхности М и плотностных неоднородностей верхней мантии показал, что верхняя часть консолидированной коры (гранитно-метаморфический слой) четко дифференцируется по плотностным свойствам на блоки, ограниченные глубинными разломами. Максимальные значения плотности получены для блоков, расположенных в Енисей-Хатангском районе (2,85—2,90 г/см³). Вероятно, здесь имеет место существенная базификация гранитно-метаморфического слоя, резкое уменьшение мощности последнего или даже его полное отсутствие. С другой стороны, имеется ряд блоков с довольно низкими значениями средней плотности (2,55—2,60 г/см³). Такие блоки, по всей вероятности, отвечают участкам коры, характеризующимся широким развитием гранитных интрузий и существенной мигматизацией пород.

Полученные данные о значительных колебаниях мощности коры и резких латеральных изменениях ее физических свойств позволяют говорить о блоковой структуре консолидированного комплекса, как об одной из наиболее характерных особенностей глубинного строения земной коры. Раздробленность коры на блоки тесно связана с характером тектонических движений. Блоковая тектоника консолидированного комплекса во многом, по-видимому, предопределила сложную морфологию современной эрозионно-тектонической поверхности кристаллического фундамента. Движения его блоков в свою очередь оказали значительное влияние на формирование структур осадочного чехла, особенно в его нижних горизонтах. Поэтому изучение глубинного строения земной коры, внутренней структуры фундамента и его поверхности приобретает исключительно важное практическое значение, связанное с оценкой перспектив и выбором оптимальных направлений геолого-геофизических работ на нефть и газ.

ЛИТЕРАТУРА

Гришин М. П., Лотышев В. И., Рempель Г. Г., Сурков В. С., Фотиади Э. Э. Морфология современной эрозионно-тектонической поверхности фундамента Тунгусской синеклизы и прилегающих районов Сибирской платформы.— В кн.: Геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, 1976. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 204).

Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Основные итоги региональных сейсмических исследований Сибири.— В кн.: Геофизические методы в познании земной коры в Сибири. Новосибирск, 1977. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 249).

Рempель Г. Г. Магнитное поле северо-западной части Сибирской платформы и его геологическое истолкование.— Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1967.

Рempель Г. Г. Выравнивание экспериментальных данных нелинейным методом параболы.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1974, № 3.

Структурная карта Сибирской платформы по поверхности кристаллического фундамента. Под редакцией Л. И. Ровнина, В. В. Семеновича, А. А. Трофимука. Новосибирск, 1976.

Сурков В. С., Морсин Н. И. Определение мощности земной коры на основе теории изостазии.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 10.

Фотиади Э. Э. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока СССР.— В кн.: Методика и результаты комплексных геофизических исследований земной коры Сибири. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976.

Фотиади Э. Э., Гришин М. П., Неелов А. Н. Раннедокембрийские складчатые системы фундамента Сибирской платформы.— В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. Новосибирск, «Наука», 1974.

Ю. Н. КАРОГОДИН

МЕСТО ТЕКТОНИКИ СРЕДИ ДРУГИХ НАУК О ЗЕМЛЕ

Определение места той или иной науки среди родственных ей и взаимоотношение с ними имеет не только теоретическое, но и практическое значение. Существует немало схем взаимоотношения и классификаций наук о Земле (Апродов, 1961; Букановский, 1960; Кедров, 1967; Косыгин и др., 1972; Косыгин, Соловьев, 1969; Попов, 1955; Соловьев, 1968; и др.). Например, И. П. Шарапов, анализируя различные геологические классификации, приходит к выводу, что в «Классификации наук о Земле...» (Апродов, 1961) «нет никаких классов, а есть лишь перечень 46 наук, различным образом связанных между собой» (Шарапов, 1977, с. 109). Из этой работы (Шарапов, 1977) и других, посвященных теории классификаций, следует, что любая классификация обязательно предусматривает четыре последовательные процедуры: 1) четкое определение исследуемых предметов (понятий), подлежащих классифицированию;

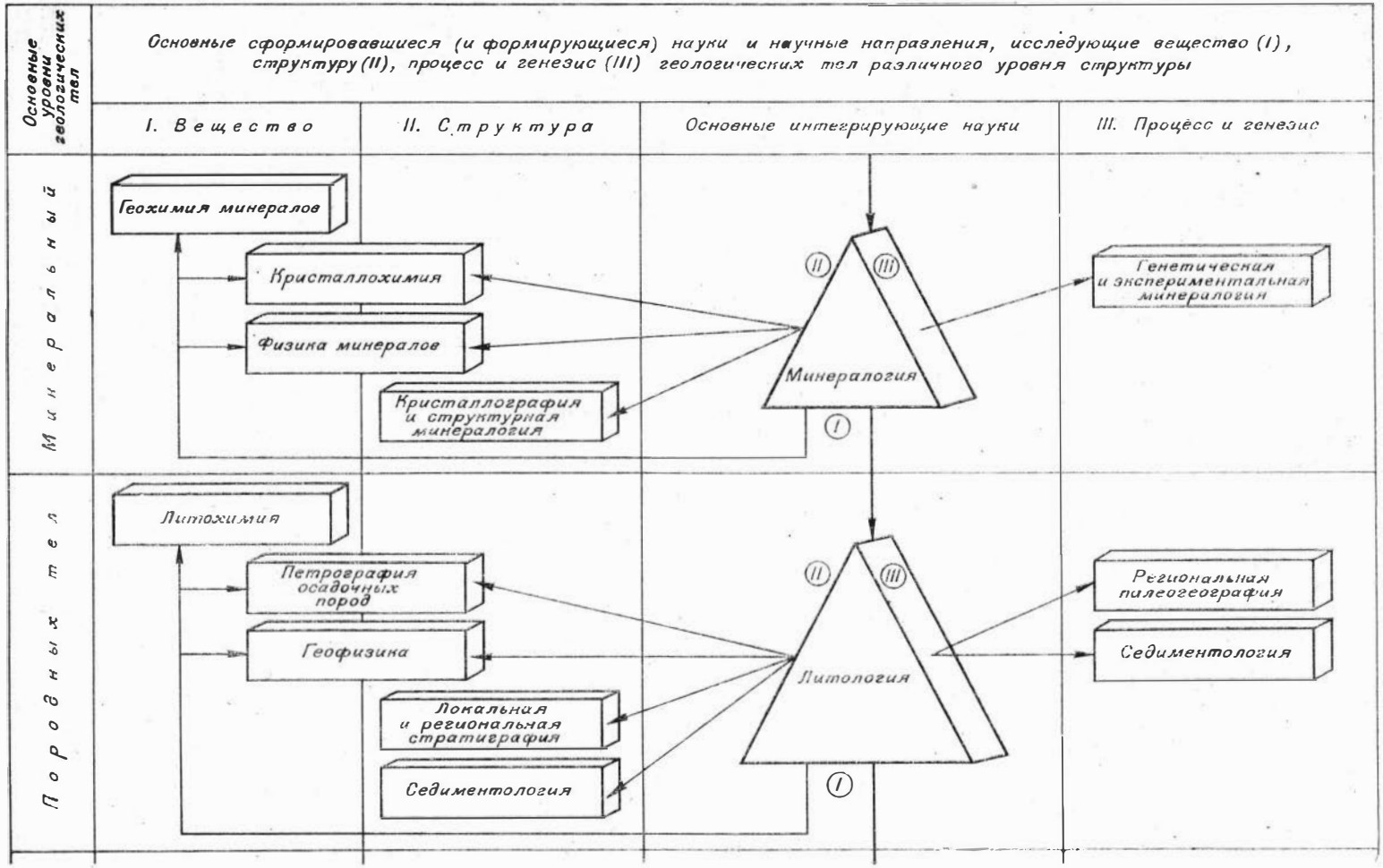
2) группировку этих предметов по существенным (для решения поставленной цели, задачи) признакам; 3) деление совокупности предметов по интересующим нас признакам и 4) распределение исследуемых предметов (понятий) по классам.

Следовательно, чтобы понять место той или иной науки среди других, необходимо построить классификацию с соблюдением перечисленных операций. Сразу необходимо оговориться, что под «науками о Земле» часто понимают лишь часть наук, исследующих нашу планету, которые точнее было бы называть науками геологии. Этимология термина «геология» уже не отвечает современному понятию, содержанию. Но это судьба многих долго живущих терминов (атом, элемент, материя, цикл и т. д.).

Предметом классифицирования являются геологические науки (науки геологии). Чтобы их сгруппировать, необходимо выбрать существенный признак, присущий понятию и определению самой геологии. **Геологию** в общем виде можно определить **как науку** о минеральнопородных **телах**, их разнообразии, взаимоотношении, вещественном составе, структуре, свойствах, процессах (образования и преобразования) и эволюции. В философской методологической литературе принято эти тела называть телами геологического уровня организации (или формы движения) материи. В таком случае геология — одна из основных наук естествознания, объектом исследования которой являются тела и процессы одной из основных форм движения материи — геологической. Существование геологической формы движения материи, как известно, впервые обосновал Б. М. Кедров (1967).

Геологические науки могут быть сгруппированы по принципу **соподчиненности (субординации)**. Сущность его заключается в том, что природа на любом уровне организации должна рассматриваться как некая структурно-усложняющаяся система объектов, тел, как «иерархическая лестница». Каждому «этапу» этой «иерархической лестницы» должна соответствовать интегрирующая (на данном уровне) наука. В геологии такими «этапами» будут науки, изучающие геологические тела основных уровней структуры (УС). Следует отметить, что мысль о существовании иерархии геологических тел все более овладевает умами геологов (В. И. Попов, Н. П. Херасков, Н. С. Шатский, В. И. Драгунов, В. И. Васильев, К. В. Боголепов, Ю. И. Казицын, И. В. Круть, Ю. А. Косыгин, А. А. Трофимук, Ю. Н. Карогодин, В. А. Соловьев, О. А. Вотах, В. А. Кулындышев и др.). Схемы иерархии разных авторов порой существенно отличаются по тому, что находится в основании «иерархической лестницы», сколько уровней («этажей») у нее и т. д. Однако почти все сходятся на представлении о существовании тел трех основных УС: 1) тел уровня минералов (кристаллов); 2) уровня горных пород (ассоциации минералов); 3) уровня систем (ассоциаций) породных тел. Очевидно, тела этих трех основных уровней структуры и будут объектами исследования трех основных интегрирующих и субординированных наук геологии: минералогии, литологии (петрологии) и (?) науки, объектом исследования которой являются наиболее сложные геологические тела (из трех перечисленных уровней) и названия которой пока нет. Назовем ее условно **«литмологией»**, при этом необходимо заметить, что ранее (Карогодин, 1977) этот термин нами использовался в ином (более узком) значении. Выделив три основные группы интегрирующих наук геологии, мы тем самым выполнили процедуру их группировки.

Следующая (третья) процедура в процессе классифицирования — выбор основания классификации и деление предметов на классы по этому основанию. Наука и науки — сложный предмет классифицирования, подобный живому, в котором новое зарождается и существует в старом. Именно поэтому выбрать основание классификации очень трудно.


Основные уровни геологических тел
Основные сформировавшиеся (и формирующиеся) науки и научные направления, исследующие вещество (I), структуру (II), процесс и генезис (III) геологических тел различного уровня структуры
I. Вещество
II. Структура
Основные интегрирующие науки
III. Процесс и генезис
Минеральный
Геохимия минералов
Кристаллохимия
Физика минералов
Кристаллография и структурная минералогия
II
III
Минералогия
I
Генетическая и экспериментальная минералогия
Породных тел
Литохимия
Петрография осадочных пород
Геофизика
Локальная и региональная стратиграфия
Седиментология
II
III
Литология
I
Региональная палеогеография
Седиментология

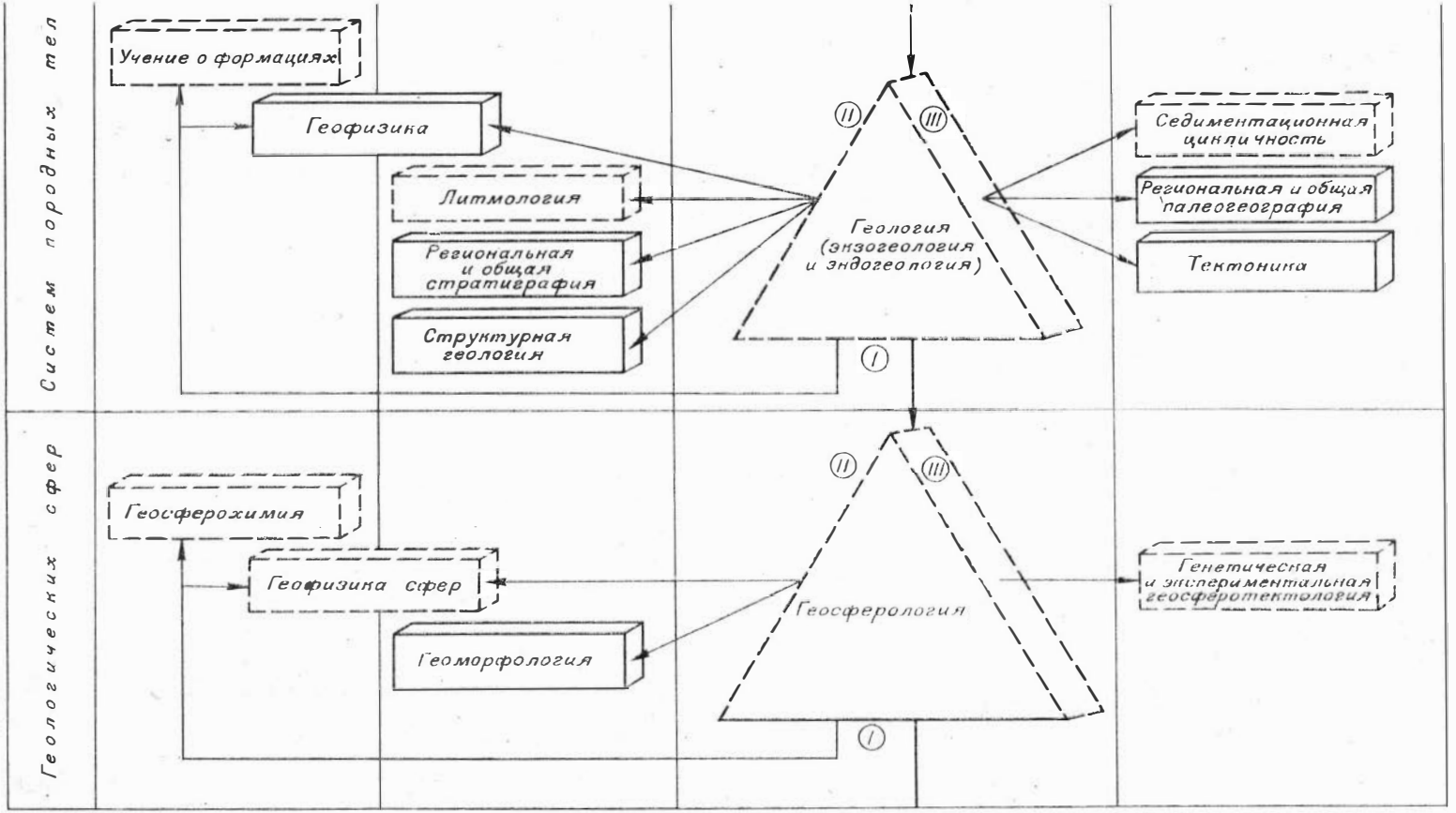


Схема субординации и взаимосвязи основных интегрирующих наук геологии и самостоятельных наук в их составе, предметом изучения которых являются естественные геологические тела основных уровней структуры. Пунктир — науки, еще не сформировавшиеся. Составил автор.

Нам представляется, что для решения целого ряда общих задач геологии очень важна классификация с **триединой структурой знания** в качестве основного (главного) признака деления. Основными аспектами знания геологических тел являются следующие: знание в е щ е с т в а; с т р у к т у р ы; п р о ц е с с а, г е н е з и с а. Некоторые исследователи самостоятельным аспектом исследования тел различного уровня структуры считают, наряду с исследованием вещества и структуры, и свойства. Это неверно, так как свойствами обладают и вещество, и структура, и процесс (генезис).

Отношение науки к тому или иному аспекту исследования геологических тел и будет определять группу и класс науки. Следовательно, основных групп будет три (см. рисунок), а классов — девять (три аспекта исследования трех уровней структуры тел). Вероятно, в каждой из трех групп можно выделить две подгруппы. Например, группу наук, изучающих структуру геологических тел, можно разделить на две — по принципу исследования внутренней и внешней структуры и т. д. Каждый из трех аспектов исследования на разных уровнях структуры и каждая наука имеют свои методы. Иногда эти методы могут быть общими, «по вертикали» или «по горизонтали». Но методы наук — это не сами науки. Часто этого различия не делается, и какой-то метод «котируется» как наука. Метод — это способ, составная часть науки, ее важный элемент, но не она сама.

И наконец, последнее в «размещении» наук по классам и в определении места, класса тектоники.

Как и многие науки геологии, тектоника «берет» на себя много задач. Если исходить из сложившегося к настоящему времени положения, то разделы тектоники решают задачи двух классов: исследуют внешнюю структуру тел **надпородного уровня** структуры (структурная геология), а также процесс их образования и преобразования (динамическая геология). Экспериментальная тектоника посредством эксперимента призвана объяснять наблюдаемые в природе структурные формы и воссоздавать возможные механизмы их образования. Напрашивается вывод о том, что структурная геология (или можно предложить термин с морфемами «литмо» и «морфо» — морфолитмология) и динамическая геология (или динамолитмология) являются самостоятельными разделами науки литмологии. Экспериментальная тектоника — самостоятельный раздел в составе динамолитмологии. Хотелось бы отметить, что, видимо, главная задача динамолитмологии — восстановление не столько процесса образования самих геологических тел надпородного УС, сколько процессов преобразования и объяснения современной их структуры.

Таковым нам представляется место раздела науки, который принято называть тектоникой. Взаимоотношение с науками «по горизонтали» следующее. Ближайшей наукой класса структурных исследований будет наука, главным объектом изучения которой является внутренняя структура тел того же (надпородного) УС. Исследование внутренней структуры — вполне самостоятельная задача, отличная от той, которую выполняет структурная геология (морфолитмология). Решение ее в какой-то мере пытается взять на себя учение о формациях. Однако у этого учения, как нам представляется, должна быть своя главная задача — исследование вещества, выявление законов композиции породного вещества в геологических телах данного уровня структуры. Изучение внутренней структуры породно-слоевых ассоциаций (циклитов) как самостоятельный аспект зародилось в недрах седиментационной цикличности. Однако у последней есть своя, не менее важная задача — восстановление, реставрация стадий, фаз, процесса образования слоевых ассоциаций, циклитов, разнообразие и взаимоотношение этих процессов и их эволюция в геологической истории Земли. У научного направления (или науки), главным объектом исследования которого

является внутренняя структура тел надпородного УС, ее разнообразие в телах различной сложности, эволюция в геологической истории и т. д., нет определенного названия. По своему содержанию это структурно-системный анализ породно-слоевых систем, циклитов *.

Основная задача стратиграфии нам видится в исследовании пространственно-временных отношений тел породных систем (и их элементов). Главная задача палеогеографии — выяснение фациально-палеогеографических условий образования тел надпородного уровня структуры.

Таково, на наш взгляд, место тектоники среди наук геологии и взаимоотношение с ними.

Данный подход к систематизации наук о Земле позволяет прогнозировать появление наук не только на трех рассмотренных уровнях («этапах»), но и на том, который еще даже не зародился — уровне земных слоев и сфер. Очевидно, моделированию и тектоническому эксперименту будет принадлежать важнейшая роль в восстановлении процессов и генезиса земных слоев и сфер. Веществом, вероятно, должна заниматься новая самостоятельная наука — геосферохимия (см. рисунок), так же как и самостоятельная — еще не родившаяся — наука должна изучать структуру. К вполне (или наиболее) оформившимся геологическим наукам, изучающим тела этого уровня, можно отнести только геоморфологию. Предметом ее исследования, как известно, является разнообразие, взаимоотношение (и происхождение) форм поверхности литосферы.

Использованные при систематике наук принципы соподчиненности, соответствие интегрирующих наук уровням организации и структуры материи и триединой структуры знания позволили довольно определенно представить место, взаимоотношения и задачи научных направлений, которые принято называть тектоникой.

ЛИТЕРАТУРА

Апродов В. А. Классификация наук о Земле в связи с геологическими формами движения материи.— В кн.: Жизнь Земли. М., Изд-во МГУ, 1961.

Букановский В. М. Принцип и основные черты классификации современного естествознания. Пермь, кн. изд-во, 1960.

Кедров Б. М. Предмет и взаимосвязь естественных наук. М., «Наука», 1967.

Карогодин Ю. Н. Место геоцикличности, седиментационной цикличности и литмологии среди других наук геологии и взаимосвязь с ними.— В кн.: Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности. Новосибирск, изд. ИГИГ СО АН СССР, 1977.

Косыгин Ю. А., Вотах О. А., Соловьев В. А., Черкасов Р. Ф. Иерархия геологических объектов и тектоника.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 107, № 2.

Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 6.

Попов В. И. Определение формационных единиц и их положения в основном ряду вещественных геологических образований.— В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. 1. Новосибирск, 1955.

Соловьев В. А. Формализация понятий — необходимое условие применения математики в тектонике.— «Сов. геология», 1968, № 1.

Формы геологических тел (терминологический справочник). М., «Недра», 1977.

Шарапов Н. П. Логический анализ некоторых проблем геологии. М., «Недра», 1977.

* Именно это направление мы предлагали первоначально (Карогодин, 1977) назвать литмологией.

В. Ю. ЗАБРОДИН

К ТЕОРИИ ДИЗЪЮНКТИВОВ

Любая тектоническая теория представляет собой систему высказываний о структурах и формах геологических тел (включая временную структуру, проблемы эволюции структуры и формы, механизма возникновения, а в некоторых, доступных анализу случаях — и причины возникновения структуры). Теория дизъюнктивов не является исключением.

Теория дизъюнктивов должна описывать в первую очередь некоторые разрывы связей в геологических телах, рассматриваемых в качестве природных систем (т.е. исследовать дизъюнктивы как геологические границы), а во вторую очередь давать формальную характеристику дизъюнктивов как специфической категории геологических тел. «Некоторые разрывы связей» выше упомянуты не случайно: известно, что разрывы связей в природных системах определяются не только дизъюнктивами, но и пересечениями одноранговых геологических тел друг с другом.

Будем исходить из того, что содержательная теория дизъюнктивов существует, хотя на самом деле существуют только фрагменты такой теории, относящиеся к дизъюнктивам разных рангов. Таковы теории и гипотезы о механизмах формирования дизъюнктивов, феноменологические теории дизъюнктивов разных рангов, гипотезы о симметрии дизъюнктивных тел, многочисленные систематики и классификации и т.д. Можно показать, что в сумме все они не исчерпывают содержания общей теории дизъюнктивов и что материал не систематизирован с единых методологических позиций.

Методологи различают теории формализованные и формальные: последние излагаются в символической форме на символическом языке). Понятно, что создать *формальную* теорию дизъюнктивов (несмотря на всю ограниченность теории дизъюнктивов как таковой) в настоящее время невозможно, да и необходимости в этом нет. Однако желательно провести как можно дальше построение *формализованной* теории. Наилучший путь для этого — аксиоматизация. Роль аксиоматизации в содержательных теориях естественных наук неоднократно обсуждалась методологами науки и логиками (например, Столл, 1968; Рузавин, 1974; Бунге, 1975; Методологические..., 1975; и др.). Таким образом, естественным представляется построение аксиоматизированной (не аксиоматической !) теории дизъюнктивов. Полная аксиоматизация такой теории невозможна по ряду причин, которые здесь не будут обсуждаться. Таким образом, предлагается путь частичной аксиоматизации. Естественно, что предложенная система аксиом окажется, скорее всего, неполной; по-видимому, не будет смысла исследовать эту систему на независимость. Главное требование к аксиоматической теории — непротиворечивость системы аксиом — может быть обеспечено содержательным анализом следствий, получаемых из аксиом, и положений теории, которые будут играть роль теорем. Правила вывода формальной логики можно будет специально не оговаривать.

Все вышеизложенное относится к методологическому обоснованию теории дизъюнктивов. Основания теории составляют ее систему понятий и аксиом. Системе понятий соответствует терминологический базис, который подразделяется на неопределяемый минимум и термины, которые должны быть определены. Вообще, неопределяемый минимум такой узкой теории, как теория дизъюнктивов, может быть очень узким, однако оказалось желательным перечислить все термины, заимствованные из других разделов общей тектоники (например, складка, геологическая структура и др.), общей геологии (геологическое тело, состав геологического тела и др.), философии, логики, математики (система, структура, изо-

морфизм и др.). В итоге неопределяемый терминологический минимум включает несколько десятков терминов. Неопределяемым в теории дизъюнктивов оказывается и само понятие «дизъюнктивов» (определение его может быть дано, видимо, не в рамках даже общей тектоники, а лишь теоретической системы более высокого уровня — общей геологии). Основные (фундаментальные) понятия связываются между собой допущениями, являющимися аксиомами (истинность которых в рамках рассматриваемой теории не подвергается сомнению). Приведем некоторые из аксиом.

I. Метатеоретические аксиомы (аксиомы общей тектоники и общей геологии).

МТ0. Существуют естественные геологические тела.

МТ1. Существует ровно пять рангов естественных геологических тел.

II. Аксиомы тел.

Д1. Всякий дизъюнктив в реальном геологическом пространстве представляет собой трехмерное геологическое тело.

Д2. Всякий дизъюнктив в модели участка геологического пространства может быть представлен геологической границей (дизъюнктивная геологическая граница).

III. Аксиомы отношений.

Д3. Всякий дизъюнктив является структурным отношением между некоторыми геологическими телами (дизъюнктивное отношение).

Д4. Геологическим телам определенного ранга иерархии соответствуют свои классы дизъюнктивов, как отношения.

IV. Аксиомы движения.

Д5. При определении кинематического типа дизъюнктива принимаются во внимание только относительные перемещения крыльев, т.е. не имеет значения, двигались ли оба крыла в противоположных направлениях, или в одном направлении с разной скоростью, или двигалось лишь одно крыло. Кинематические типы дизъюнктивов задаются классификационной таблицей.

V. Аксиомы систем.

Д6. Дизъюнктив как тело состоит из структурных элементов и поэтому представляет собой геологическую систему, обладающую структурой и формой.

Д7. В зависимости от уровня исследования имеет смысл рассматривать дизъюнктив «в целом» и дизъюнктив «как целое».

VI. Аксиомы времени.

Д8. В первом приближении время развития дизъюнктива прямо пропорционально его величине.

И т.д.

Сейчас можно довольно уверенно предполагать (аксиомы МТ0, МТ1), что в границах планетарного (или геологического) уровня организации вещества выделяется пять рангов иерархии, или пять типов естественных геологических тел — минералы, горные породы, геоформации, геокомплексы, геосферы (Гордеев и др., 1976; Забродин и др., 1977б, в). Каждому из них соответствуют свои дизъюнктивы (Забродин, Соловьев, 1977; Косыгин и др., 1977): кливаж, трещины, разломы, глубинные разломы, рифтовые системы. «Закон соответствия», первую попытку наметить который чисто эмпирическим путем сделал В. Г. Гладков (1977), можно сформулировать следующим образом: дизъюнктивы определенных рангов могут служить геологическими границами лишь для тел соответствующих рангов (этот закон может быть принят в качестве аксиомы). Отметим, что для некоторых рангов дизъюнктивов закон соответствия неявно использовался уже давно при геологической съемке: по неписанному требованию, на картах показываются лишь те дизъюнктивы, которые смещают геологические тела. Закон соответствия между геологическими телами и дизъюнктивами показывает, что общая теория дизъюнктивов не

может быть полностью включена в рамки общей тектоники, поскольку уровень минералов общей тектоникой не охватывается.

Дизъюнктивы всех рангов, рассматриваемые как геологические границы, обладают определенными общими свойствами, что позволяет дать их единое математическое описание и, в частности, построить на теоретико-групповой основе единую морфологическую (геометрическую) систематику. Эта систематика насчитывает 92 разновидности дизъюнктивов, которые выводятся из одного исходного (за который может быть принят любой из 92) применением операций вращения, трансляции и отражения в плоскости (и их комбинаций). В формальном плане оказалось удобным за исходный принять взрез (Белоусов, 1975) — дизъюнктив с вертикальным сместителем и вертикальным направлением смещения. Группа преобразований, реализующая систематику, является шестипараметрической (конечной) непрерывной группой автоморфизмов множества дизъюнктивов, рассматриваемого как математическое многообразие. Группа эта некоммутативна. Она описывает идеализированные дизъюнктивы — амплитуды их считаются постоянными. Учет реальных амплитуд требует введения новых операций — сжатия к оси, что заставляет расширить указанную шестипараметрическую группу автоморфизмов до девятипараметрической. Последняя характеризует поведение дизъюнктивов в рамках проективной геометрии. В построенной систематике дизъюнктивам присваиваются традиционные «кинематические» названия (сбросы, сдвиги и т.д. и их комбинации), как наиболее удобные. Кольцевые дизъюнктивы систематикой не охватываются.

Дизъюнктивы как геологические границы в трехмерных моделях геологических тел представляются связными двумерными многообразиями, т.е. поверхностями (предполагавшееся ранее автором требование односвязности является излишне сильным; многосвязность многообразий в данном случае затрудняет математическое описание дизъюнктивов). Такие поверхности описываются известными геометрическими методами (Гзовский, 1971). При этом метрические характеристики дизъюнктивов отступают на задний план, а определяющими становятся аффинные и дифференциально-аффинные свойства. Еще проще обстоит дело с математическим описанием дизъюнктивов на двумерных моделях — геологических картах и схемах, где дизъюнктивные границы двумерны.

С законом соответствия геологических тел и дизъюнктивов тесно связаны попытки построить иерархии дизъюнктивов по абсолютным размерам (Гзовский, 1963; Шерман, 1975; и др.). Попытки эти привели к противоречивым результатам: у каждого автора в зависимости от района исследования и принятых критериев получались свои иерархии. Это, очевидно, явно свидетельствует о преждевременности таких попыток: вначале следует точно установить градации абсолютных размеров естественных геологических тел. Между тем ясно, что размеры геологических тел смежных классов частично перекрываются (так, наиболее крупные кристаллы имеют размеры в первые метры; таковы же размеры небольших горнопородных тел). К этой же проблеме примыкает и задача анализа соотношений между геологическими телами, выделяемыми в природе дизъюнктивами, и естественными геологическими телами как категорией общей геологии. Ввиду большой сложности этого вопроса здесь он не обсуждается.

Построение систематической теории дизъюнктивов как геологических тел встречается со значительными трудностями, общими для всех геологических теорий этого плана. Видимо, на первый план здесь должен выдвигаться анализ дизъюнктивов как систем (Забродин, 1976), что не играло существенной роли в теории дизъюнктивов как геологических границ. Можно отметить разработки, связанные с изучением внутренней симметрии тел дизъюнктивов (Гришкян, 1976; и др.).Типичная особенность в строении тел дизъюнктивов — преобладание зеркальной сим-

метрии. Как правило, в чистом виде (когда срединная поверхность дизъюнктива является плоскостью отражения и обе половинки тела полностью зеркально подобны) она встречается редко. Гораздо чаще зеркальная симметрия комбинируется с другими, более сложными симметриями — подобия, криволинейной и др. Кроме того, широко проявляется диссимметрия — вплоть до редукции одной из половин тела дизъюнктива. В таком случае мы имеем односторонне-зональные тела.

Исследование дизъюнктивов как природных систем должно вестись и по линии вычленения подсистем и элементов их, а также системообразующих связей (т.е. структуры). Такая работа была частично проделана для глубинных разломов (Косыгин и др., 1977). Представляется вероятным, что дизъюнктив любого ранга можно рассматривать как систему дизъюнктивов предшествующего ранга. Для целей теории большой интерес представляет установление свойств тел дизъюнктивов, инвариантных на всех рангах иерархической лестницы. Это позволит, исследуя модели дизъюнктивов низших рангов (доступных непосредственному наблюдению), распространять некоторые их свойства на дизъюнктивы высших рангов. Так, видимо, какие-то свойства офиолитовых поясов (как структурных элементов зон глубинных разломов) можно установить, изучая трещину, выполненную дайкой (Забродин, 1976). В то же время отметим, что исследование дизъюнктивов как геологических тел, очевидно, имеет смысл не на всех уровнях: так, не известно ни одной работы, посвященной описанию единичной кливажной трещины. В то же время для зон глубинных разломов монографические описания очень часты. Конечно, это связано с особенностями нашего восприятия: кливажные трещины для нас практически неразличимы (тождественны), в то время как с переходом на более высокие ранги иерархии все больше бросается в глаза индивидуальность объектов. Это создает значительные трудности при построении общей теории, так как проблема генерализации и абстрагирования в геологии практически не исследовалась (Забродин и др., 1977а).

К системным свойствам дизъюнктивов, очевидно, следует отнести и закономерности расположения их в пространстве. Этим вопросом давно и с разным успехом занимаются исследователи многих стран.

Отметим, что в последние годы интересные результаты были получены чехословацкими геологами (Немец, Квет, 1977; и др.). Для нас важно, что практически все установленные закономерности носят сугубо эмпирический характер и имеют слабое теоретическое обоснование. Исключение составляют исследования, связывающие закономерности пространственной локализации дизъюнктивов с общепланетарными явлениями. Однако можно показать, что какие бы причины не привлекали для объяснения особенностей локализации дизъюнктивов — внутренние (связанные с саморазвитием Земли как автономной системы) или внешние (ротационные, космические факторы) — на этом нути возможно объяснение лишь особенностей формирования и размещения дизъюнктивов самого высокого ранга — рифтовых систем, обусловливающих делимость на блоки верхней геосферы Земли. Особенности пространственного размещения дизъюнктивов более низких рангов определяются уже вторичными причинами, производными от названных. Очевидно, что чем ниже мы опускаемся по иерархической лестнице дизъюнктивов, тем опосредованней связь с глобальными причинами. Где-то в середине лестницы на первое место уже выходят чисто локальные факторы, связь которых с глобальными неоднозначна и, видимо, не имеет существенного значения.

Такова канва общей теории дизъюнктивов, как она представляется автору. Практически все сказанное относится только к дизъюнктивам как статическим системам. Чрезвычайно важные вопросы динамики и кинематики дизъюнктивов, механизма их образования и эволюции, а также вопросы натурных наблюдений современных движений по дизъюнктивам

и лабораторного эксперимента не затрагиваются. Укажем лишь, что интересные результаты могут быть получены с использованием методов и идей механики сплошной среды (Седов, 1973) и теории дисклинаций (Де Витт, 1977).

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Общая геотектоника. М., «Недра», 1975.
Бунге М. Философия физики. М., «Прогресс», 1975.
Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III и IV. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Гзовский М. В. Математика в геотектонике. М., «Недра», 1971.
Гладков В. Г. Опыт классификации разрывных нарушений как статических систем.— «Геол. и геофиз.», 1977, № 7.
Гордеев Р. А., Забродин В. Ю., Кулындышев В. А., Соловьев В. А. Естественная иерархия природных систем.— В кн.: Методология геологических исследований. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1976.
Гришкян Р. И. О применении положений теории симметрии к разломам и их системам.— В кн.: Симметрия структур геологических тел (тезисы докл. Всес. науч.-техн. совещания 13—15 октября 1976 г.). Вып. 1. Симметрия структур геологич. тел и теоретич. вопросы ее исследования. М., ВСЕГЕИ, 1976.
Де Витт Р. Континуальная теория дисклинаций. М., «Мир», 1977.
Забродин В. Ю. Дизъюнктив как система.— В кн.: Методология геологических исследований. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1976.
Забродин В. Ю., Кулындышев В. А., Оноприенко В. И. Актуальные проблемы геологической картографии.— «Геол. журнал», 1977а, т. 37, вып. 2.
Забродин В. Ю., Кулындышев В. А., Соловьев В. А. Иерархия геологических объектов и структурная геология.— В кн.: Формы геологических тел. Терминологический справочник. М., «Недра», 1977б.
Забродин В. Ю., Кулындышев В. А., Соловьев В. А. Иерархия геологических тел — теоретическая основа геологии.— В кн.: Иерархия геологических тел. Терминологический справочник. Хабаровск, изд. ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1977в.
Забродин В. Ю., Соловьев В. А. Иерархия геологических тел и дизъюнктивов.— В кн.: Принципы тектонического анализа. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1977.
Косыгин Ю. А., Забродин В. Ю., Коноваленко А. А., Кулындышев В. А., Синюков В. И., Соловьев В. А. Понятие «глубинный разлом» и проблема систематики глубинных разломов.— «Геотектоника», 1977, № 3.
Методологические принципы физики. История и современность. М., «Наука», 1975.
Немец В., Квет Р. Проблемы применения математических методов для геологических исследований с учетом иерархий в планетарных плавноудаленных разрывных системах.— В кн.: Методология геологических исследований. Владивосток, изд. ДВНЦ АН СССР, 1977.
Рузавин Г. И. Методы научного исследования . М., «Мысль», 1974.
Седов Л. И. Механика сплошной среды. Т. II. Изд. 2-е. М., «Наука», 1973.
Столл Р. Р. Множества. Логика. Аксиоматические теории. М., «Просвещение», 1968.
Шерман С. И. Разломы Байкальской рифтовой зоны (структурный и тектонофизический анализ). Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1975.

В. С. БОЧКАРЕВ

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ И КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Методологическим аспектам исследования теоретических вопросов тектоники в последнее время уделяется особенно много внимания. Это связано с тремя обстоятельствами. Во-первых, интенсивное развитие нефтегазопоисковых работ на континентах и их склонах охватило в пос-

ледние десятилетия значительные глубины, что, с одной стороны, позволило получить обширную и принципиально новую информацию, а с другой — выдвинуло новые требования и более четкие критерии для районирования континентальных площадей с целью определения перспектив их нефтегазоносности. Во-вторых, существенный шаг был сделан в изучении акваторий с океанической корой, что также показало более глубокое различие, чем предполагалось прежде, между континентами и океанами, которые относились, например, Г. Штилле, к одной категории структур — кратонам, противопоставляемым эпизодически существовавшим подвижным поясам или ортогеосинклиналям (Stille, 1949). В-третьих, в геологию вообще и в геотектонику в частности вошли математические методы, стимулировавшие переосмысливание многих, казалось бы давно установившихся понятий и определений с точки зрения их внутренней непротиворечивости, четкости и недвусмысленности.

Сдвиг, наметившийся в теоретической тектонике, был бы, однако, существенней, если бы попутно можно было определиться еще в двух вопросах, которые имеют в науках немаловажное значение — это вопросы приоритета и традиций. Первые, как известно, наиболее сложны, так как требуют особенно глубоких знаний по истории науки; вторые связаны с консервативностью и привычками.

Методологические аспекты геотектоники, как мы полагаем, призваны решить, какие именно принципы должны быть положены в основу классификации основных структурных элементов земной коры и почему. Руководствоваться тут нужно двоякой целесообразностью. Во-первых, классификация должна помочь понять, какие сформировались крупные естественные структурные элементы и как: во-вторых, классификация должна способствовать поиску полезных ископаемых.

В настоящее время выделяются три системы понятий, в каждой из которых оттеняются существенно различные свойства тел. Обычно это статические, или структурно-морфологические; исторические (ретроспективные и современные), или динамические. и генетические системы. Значение этих систем в геотектонике разными исследователями оценивается по-разному. Так, Ю. А. Косыгин и В. А. Соловьев (1974) полагают, что поскольку о корректности задач, решаемых в исторической или ретроспективной системе, говорить трудно, а сами ретроспективные модели в тектонике относятся к классу гипотез, то статические модели, которые по мнению указанных исследователей легко проверяемы, занимают особое, предпочтительное положение. Ю. А. Косыгин и В. А. Соловьев считают, что, хотя возможность «замыкания» ретроспективных моделей на практику уже намечена, все же оказывается, что результативность их применения достигается не за счет какой-то дополнительной «исторической» и «генетической» информации, а за счет той же информации, привнесенной в них из статических моделей, но представленной в особой форме, т. е. только закодированной на языке истории.

К. Б. Боголепов (1970), О. А. Вотах (1972) и многие другие исследователи полагают, что при выделении основных структурных элементов земной коры необходимо использовать структурно-вещественные комплексы, классифицируя их в рамках статических или, в лучшем случае, исторических (ретроспективных) систем. Однако ясно, что статические системы объединяют тела, совершенно различные по строению и истории формирования, как, например, океанические плиты и плиты на континентах. Многие ведущие тектонисты СССР и за рубежом значительное место уделяли и уделяют вопросам происхождения основных структурных элементов земной коры и на этой основе разрабатывают соответствующие классификации. Таковы работы А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, А. Л. Яншина и многих других. По существу основной прогресс в развитии геотектоники как науки связан с разработкой именно генетических моделей, и если прежде это была проблема происхождения склад-

чатых гор, вылившаяся в учение о геосинклиналях, то в недавнем прошлом генетические принципы, положенные А. Д. Архангельским и его последователями в основу выделения разновозрастных платформ по моменту наиболее глубокого качественного изменения структуры земной коры — перерождению, как писал А. Д. Архангельский (1939), геосинклиналей в платформу, привели к тому, что вопросы тектоники платформ, сначала древних, а затем и молодых, были центром внимания вплоть до последнего времени, когда новые теории происхождения океанической коры и деформаций в узких орогенных поясах — современная «тектоника плит» — дала очередной мощный толчок в ее развитии. Важно отметить, что исторические и генетические системы не абстрактны, они всегда касаются конкретных участков, структурных элементов разного порядка, структурных ярусов и этажей. Поэтому все, что получено при изучении систем, прогнозируется и распространяется на структурные элементы статических систем, углубляя знания о них, и на этой новой, статической, основе происходит дальнейшее совершествование исторических и генетических систем. И ни одна из перечисленных систем, являющихся лишь необходимым этапом в бесконечном круговороте исследований, не может занимать особого места, стать предпочтительной в науке. Для конкретного исследователя — да, это, так сказать, дело вкуса. Ибо каждая система в практику поиска полезных ископаемых вносит свой вклад непосредственно или через другую систему. Это обстоятельство очень часто маскируется, так как многие элементы характера развития и генезиса настолько давно вошли в науку и практику, что об их существовании почти забыли.

Показательны три примера. Во времена Вернера, когда считалось, что земная кора всегда сложена одинаково, внизу, так называемыми первозданными, затем флецевыми, переходными и наносными формациями стратиграфический критерий поиска полезных ископаемых был ведущим. Позднее, когда возникло учение о фациях, стало ясно, что одновозрастные отложения не везде содержат однотипные полезные ископаемые. В текущем столетии в основу металлогенических прогнозных карт положены, как известно, генетические принципы выделения структурных элементов. Но еще раньше, например, угленосность палеозоя южной части Англии, доказанная сравнительно быстро, была предсказана во второй половине прошлого столетия Г. Остеном на основе идеи об унаследованном развитии мезокайнозойских складок Англо-Парижского бассейна.

Наиболее ярким примером является открытие Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Как известно, И. М. Губкин, призывавший к широкому развитию нефтепоисковых работ в Западной Сибири, исходил из того, что угленосные мезозойские отложения, развитые вдоль восточного склона Урала к центру Западно-Сибирской равнины, фациально изменяются на нефтематеринские, так как история развития многих крупных седиментационных бассейнов свидетельствовала, что генезис толщ, накапливавшихся по окраинам бассейнов и в центре, существенно различен. Но тогда И. М. Губкин не нашел поддержки своим взглядам. Многие возражали относительно высоких перспектив нефтегазоносности Западной Сибири исходя именно из установленных фактов отсутствия прямых признаков нефтеносности и широкой угленосности юры по ее окраинам, т. е. очевидно исходя из статической, как теперь говорим мы, системы. Сейчас блестяще подтверждено сильное изменение разрезов юры и мела от окраин Западно-Сибирской равнины к ее центру как по мощности отложений, так и в фациальном отношении, особенно подчеркнутом известной нефтегазоносностью ее глубоких недр.

Таким образом, методологически возможно и с точки зрения целесообразности оправдано выделение крупных структурных элементов земной коры на историко-генетической основе, хотя аспекты генезиса как отдельных горных пород и формаций, так и структурных этажей всегда будут предметом дискуссий.

Исторические системы, в отличие от статических и, может быть, генетических, при районировании крупных территорий предполагают изображение на тектонических картах как минимум двух стадий развития земной коры, «фоссилизированных» в структурных комплексах, например, в виде геосинклинального и ортоплатформенного. Это достигается путем отображения структурных комплексов на картах, что попутно позволяет отражать в известной степени трехмерность тектонических тел. И если в теоретическом плане эта проблема в общем решена, поскольку имеются практически общепризнанные непротиворечивые определения основных структурных элементов, то практически и терминологически она еще далека от своего окончательного решения. Так, М. В. Муратов (1965), В. Е. Хаин (1964), А. Л. Яншин (1965) и многие другие считают, что платформы — это участки определенного возраста консолидации, возникшие в результате замыкания геосинклиналей. Весьма сходные определения платформ изложены в работах А. Д. Архангельского, В. В. Белоусова, Г. Штилле и других. Н. С. Шатский давно призывал выделять там, где это установлено, по единому генетическому принципу эпибайкальские, эпикаледонские и другие платформы. Однако в силу традиции часто ранее выделявшиеся обширные платформенные области, фундамент которых был изучен лишь частично, но потом выяснилось, что он в ряде случаев имеет существено разный возраст, до сих пор именуются платформами, как Сибирский или Восточно-Европейский кратоны, фундамент которых сложен в основном карелидами и самостоятельными байкалидами.

Анализ показывает, что такие укрупненные платформенные области обособливаются не по возрасту консолидации, а по времени обрушения и раздробления протоконтинентов, в связи с регенерацией и расширением геосинклинальных областей и поясов. Поэтому их следует именовать не платформами, как часто делается, а кратонами, сузив первоначальное значение последнего термина (Бочкарев, Нестеров, 1976).

Кстати, как уже подчеркивал А. Л. Яншин (1965), термин «платформа», введенный в геотектонику Э. Огом, первоначально обозначал равнинные участки земной коры с близким к горизонтальному залеганием слоев. Более крупные участки областей с единым возрастом складчатости, включающие щиты, которые лишены, как известно, горизонтально залегающих платформенных отложений, от А. Гумбольдта и Э. Зюсса получили название «плит». Поэтому, если пользоваться правилами приоритета, как это делают многие геологи, области двухъярусного строения, состоящие из складчатого фундамента и платформенного комплекса, следует называть не плитами, а платформами. Таковы Русская платформа, Западно-Сибирская, Туранская и Восточно-Европейская, Тимано-Печорская, Урало-Сибирская и другие плиты (Бочкарев, 1973).

Еще два важных аспекта тектоники континентов являются проблемами в рамках ретроспективных систем. Во-первых, это определение (наименование) режима и отображения его на тектонических картах, который господствовал на плитах после завершения главной складчатости, но до формирования ортоплатформенного чехла, если он достаточно длительный. В ряде случаев, когда он частично представлен формациями в грабенах и авлакогенах, уже используются понятия о тафрогенном авлакогенном и других этапах развития. Но, например, тафрогенные структурные ярусы, установленные на молодых платформах, развиты лишь на ограниченной площади последних, испытавших достаточно интенсивные сводовые поднятия на ранних стадиях, тогда как другие участки, ныне тоже перекрытые ортоплатформенным чехлом, испытывали местное унаследованное прогибание. Эта ранняя стадия развития плит получила наименование катаплатформенной (Бочкарев, 1973).

Ко второй проблеме следует отнести определение и изображение режима земной коры, хорошо изученного, например, для мезозойско-кай-

нозойских эпох Забайкалья. Его отображение на картах получилось лишь частичным в виде показа впадин особого генезиса. Но синхронно с формированием впадин разделяющие их пространства не оставались пассивными, а испытывали воздымание и гранитизацию под воздействием также глубинных процессов. Думается, что не отдельные впадины, а вся область аркогенеза или дейтероорогенеза, как ее называют многие, должна показываться особым знаком. В процессе ее развития границы этой области менялись, так что в определенных зонах смежных плит и геосинклиналей в вертикальных разрезах наблюдаются несвойственные им формации и структурные элементы, являющиеся здесь из-за больших размеров и и кратковременности формирования лишь «включениями», обособленными структурными подъярусами.

Все изложенное выше позволяет присоединиться к тем исследователям, которые выделяют следующие структурные элементы земной коры. *Первый порядок* — континенты, геосинклинальные пояса и океаны. *Второй порядок* (на континентах) — складчатые области (зоны, в пределах которых в настоящее время происходит формирование складчатых гор), кратоны и аркогены или дейтероорогены; кратоны в свою очередь делятся на плиты определенного времени возникновения, а плиты — на щиты и платформы. Современные геосинклинальные пояса подразделяются на геосинклинальные системы, срединные массивы и области ранней консолидации. Океаны делятся на талассократоны и рифтовые пояса.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1939, № 1.

Боголепов К. Б. Некоторые вопросы учения о геологических формациях.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 1.

Бочкарев В. С. О тектонических условиях замыкания геосинклиналей и ранних этапах развития молодых платформ. М., «Недра», 1973.

Бочкарев В. С., Нестеров И. И. Платформы и вопросы их нефтегазоносности.— В кн.: Проблемы нефти и газа Тюмени. Вып. 29. Тюмень, 1976.

Вотах О. А. Элементарные тектонические комплексы и геологические формации.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 6.

Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Принцип историзма и тектоника.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5.

Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры.— «Геотектоника», 1965, № 1.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1965.

Stille H. Das Zeitmotiv der Geotektonischen Erdentwicklung. Berlin, Vortr Schriften Deutsch. Akad. Wiss. 1949, Hf. 32.

Н. А. БЕЛЯЕВСКИЙ, А. И. СУВОРОВ, В. А. УНКСОВ,
С. Н. ТИХОМИРОВ, С. К. БАРЫКИН, Б. В. ЕРМАКОВ,
А. Е. МИХАЙЛОВ, Ю. Е. ПОГРЕБИЦКИЙ, Г. З. ПОПОВА,
Ю. М. САРКИСОВ, В. Н. СЁМОВ, К. А. ШУРКИН

КАРТА РАЗЛОМОВ ТЕРРИТОРИИ СССР И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРАН МАСШТАБА 1 : 2 500 000

Карта разломов территорий СССР и сопредельных стран (включая акватории морей и океанов) масштаба 1 : 2 500 000 составлена по решению Секции наук о Земле АН СССР и Коллегии Мингео СССР. Она носит научно-экспериментальный характер и является первым в мировой практике

опытом работ подобного рода. Над картой работало более 170 специалистов из 40 геологических организаций Министерства геологии СССР и Академии наук СССР при ведущем участии ВСЕГЕИ, ВНИИГеофизики и Геологического института АН СССР (ГИН). Главный редактор карты — академик А. В. Сидоренко, заместители главного редактора — Н. А. Беляевский, А. В. Пейве, А. И. Суворов, В. А. Упксов.

Основные принципы составления карты следующие: а) на карте различной цветовой гаммой показаны тектоно-стратиграфические геосинклинальные комплексы, слагающие складчатые структуры; б) специальным крапом показаны орогенные комплексы;в) чехлы платформ сняты (отражена лишь в изогипсах их мощность и отмечен платформенный магматизм): 2) цветом разломов показано время их заложения, специальными знаками—их морфокинематическая характеристика,а особой индексацией около разломов охарактеризована история их развития. Особо обозначены зоны смятия и приразломного метаморфизма, геофизическая характеристика разломов, положение эпицентров землетрясений, все проявления магматизма и их состав, что позволяет видеть связь их с разломами.

Основные геологические результаты, вытекающие из предварительного анализа карты, сводятся к следующему.

В пределах древних платформ (Европейская и Сибирская) выделены разломы, связанные с внутренней структурой их консолидированного фундамента, и разломы, возникшие в процессе формирования чехла. При этом в фундаменте Сибирской платформы широко представлены архейские разломы, определяющие основные черты архейской структуры этой платформы. На Европейской платформе отчетливо проявлены разломы, определившие план ранне-, среднепротерозойских структур. По геофизическим данным и космическим снимкам здесь выявляются концентрические проблематичные структуры возможно разломной природы. В меньшей степени аналогичные образования отмечаются на Сибирской платформе.

О морфологии древних разломов мало достоверных данных. Наряду с широко проявленными сбросами, ограничивающими ранне-, среднепротерозойские структуры грабенопоподобного типа, на карте отражены (зачастую предположительно) проявления тангенциальных движений (сдвиги, надвиги, шарьяжи) в раннем и среднем протерозое.

Особый интерес представляет позднепротерозойская система грабенов и авлакогенов (наиболее ранних рифтогенных структур), особенно хорошо выраженная на Европейской платформе. Наиболее крупные авлакогены (Днепрово-Донецкий и Пачелмский) рассечены поперечными разломами трансформного типа, имеющими сдвиговую природу. На Сибирской платформе рифейский рифтогенез проявлен слабее, преимущественно в ее периферийных частях, причем рифты вытянуты субпараллельно обрамляющим платформу позднепротерозойским складчатым системам.

Генерация новых и активизация ранее возникших разломов в платформенный этап наиболее ярко проявлены па Сибирской платформе, особенно для позднего палеозоя — раннего триаса.

В пределах Урало-Монгольского складчатого пояса обращает на себя внимание наличие древних разломов северо-западного («тиманского») направления в фундаменте несогласных с ними структур Западного Урала. В других районах дорифейские разломы согласны со складчатыми структурами и в основном являются краевыми по отношению к Урало-Монгольскому поясу.

В позднем протерозое, особенно в конце его, проявилась значительная сеть разломов как на периферии пояса, так и во всей области ранних каледонид (салаирид) Алтае-Саянской области, Монголии и Западного Забайкалья. Эти разломы нескольких направлений в целом образуют громадную дугу с преобладанием северо-западных простираний на западе и восток-северо-восточных на востоке. Характерны торцовые сочлене-

ния и большая сигмоида на севере (Кузнецкий Алатау, Горный Алтай). Возраст разломов в основном венд-раннекембрийский. Часто с ними связаны офиолитовые зоны того же возраста с гипербазитами.

Эта наиболее древняя сеть разломов в дальнейшем развивалась и усложнялась в течение среднего и позднего палеозоя. В миогеосинклинальной зоне Западного Урала, на Пай-Хое, Новой Земле и Таймыре тектоническая стабилизация произошла лишь в начале мезозоя. Большинство крупных разломов этих регионов активно проявлено в триасе (на Урале, возможно, с перми), позднем мезозое и частично в кайнозое.

В пределах Урало-Монгольского пояса в конце палеозоя — начале мезозоя широко проявились горизонтальные движения (сдвиги, надвиги, шарьяжи). В Казахстане и Тянь-Шане находится обширная область правых сдвигов северо-западного простирания с амплитудами до 120 и даже 200 км (Талассо-Ферганский сдвиг — по Е. А. Зубцову). Сдвигами, по К. П. Плюснину, являются меридиональные разломы Урала (амплитуда до 200—250 км). На западном склоне Урала закартированы и частично разбурены шарьяжи с установленными минимальными перекрытиями 10—25 км и вероятными — до 100—150 км.

Анализ горизонтальных движений по разломам указывает в целом на смещение Сибирской платформы на юг относительно Европейской платформы и на движение Таймырского и Карско-Североземельского массивов к югу, а Таримского и Джунгарского — к северу.

В пределах Тихоокеанского пояса к раннему докембрию условно относят разломы, окаймляющие Охотский массив. В позднем протерозое была заложена система разломов по восточному краю Сибирской платформы (в районе Сетте-Дабана) и, предположительно, по периферии Колымского и Омолонского массивов. К среднему и верхнему палеозою относят возникновение главных сдвигов Сихотэ-Алиня. Таким образом, древние разломы образовались в основном по окраинам Тихоокеанского пояса и больших срединных массивов.

Внутренние разломы Верхояно-Чукотской складчатой области заложились в раннем мезозое (в ряде случаев в позднем палеозое) и подновлялись в поздней юре и мелу. Сетте-Дабанская система краевых разломов представлена системой взбросов и крутых надвигов, в основном наклоненных на восток, т. е. надвигание было на платформу. Более молодые разломы, расположенные восточнее, иногда имеют обратное падение. По системе субмеридиональных взбросов Приколымское поднятие надвинуто на Колымский и Омолонский массивы. Северо-западные разломы Верхояно-Чукотской области как краевые, так и внутренние обнаруживают характер правого сдвига, а меридиональные и северо-восточные — левого сдвига. По данным К. Б. Мокшанцева и других Верхояно-Чукотская область делится на 9 районов с различным положением вектора сжатия, определяемым простираниями сопряженных правых и левых сдвигов.

Древнейшие разломы Сихотэ-Алиинской складчатой системы более поздних мезозоид были заложены еще в палеозое с подновлением в мезозое. Они представлены правым сдвигами и надвигами на запад (на Ханкайский массив). Позднее (в мезозое) развивались почти меридиональные левые сдвиги. В пределах краевого вулканического пояса отмечаются небольшие позднемезозойские и кайнозойские разломы разных направлений, в том числе и радиально-концентрические образования (по данным В. В. Соловьева).

В пределах Корякской складчатой системы на карте показаны чешуйчатые серии пологих надвигов. Обращает на себя внимание возрастная зональность тектонических структур и разломов при переходе от более древних образований на западе (на континенте) к более молодым на востоке (в Тихом океане).

В пределах Альпийского пояса выделяются два существенно различных комплекса разрывных нарушений. Один из них, простирающийся от Добруджи и Крыма через Большой Кавказ до Копет-Дага включительно, представлен более или менее прямолинейными разрывами сбросового и взбросо-надвигового типа, иногда в сочетании со сдвигами (Копет-Даг). Другой комплекс типичен для Карпат, Малого Кавказа, структур Ближнего и Среднего Востока, а также Памира и характеризуется широким развитием надвигов и нередко шарьяжей, сочетающихся с крутопадающими разломами. Основная часть разломов возникла в кайнозое, но, несомненно, существуют разломы древнего заложения.

Можно отметить, что фронтальная часть Карпат, подобно фронтальной части скандинавских каледонид, характеризуется увеличенными мощностями земной коры, что может косвенно указывать на внутрикоровое или даже более глубокое заложение распространенных здесь пологих надвигов. Первые сейсмические подтверждения возможности «тектонического» увеличения мощности земной коры недавно были получены для районов Южного Тянь-Шаня и Северного Памира.

Большое внимание при составлении карты уделено рифтовым системам и рифтогенезу.

К древнейшим рифтам некоторые относят рифейские авлакогены, развитые в пределах древних платформ. Типичной молодой рифтовой системой, активной в настоящее время, является Байкальская система. Разломы, ограничивающие собственно Байкальскую рифтовую впадину, вытянуты согласно с более древними структурами и, возможно, являются омоложенными древними дизъюнктивами. Амплитуды смещения по ним, вероятно, не превышают 5—6 км. Намечается определенная синхронность эоцен-неогенового этапа развития Байкальской и Рейнской рифтовых зон, которые характеризуются умеренными левосторонними сдвигами.

Из рифтовых систем молодых платформ выделяется Западно-Сибирская, сформированная в самом конце палеозоя — начале триаса. Эта система, изученная в последние годы, накладывается и сечет не только герцинские, но и допалеозойские складчатые структуры в северных районах Западной Сибири. По сейсмическим данным под рифтогенными структурами отмечается земная кора континентального типа, что свидетельствует об умеренной амплитуде раздвигов (первые километры). В то же время излияния толеитовых магм, вероятно, верхнемаптийского происхождения указывают на глубинность рифтоконтролирующих разломов. Наличие на Северном Урале надвигов, одновременных с эпохой формирования рифтогенных структур в Западной Сибири, позволяет предполагать комплементарное развитие процессов растяжения и рифтогенеза в одних местах и сжатия с надвигообразованием — в других.

На Сибирской платформе аналоги рифтогенных структур Западной Сибири, возможно, погребены под траппами Тунгусской синеклизы, размещение которых (как и полей трубок взрыва), в свою очередь, контролируется разломами, сопряженными с раздвигами, обрамляющими также северную и западную окраины Сибирской платформы.

Послерифтогенный этап на Западно-Сибирской плите и Сибирской платформе сопровождался поперечными к простиранию рифтов сдвиговыми перемещениями по разломам трансформного типа амплитудой до 50 км.

Не совсем ясной еще остается и природа кольцевых разломов, установленных в последние годы в разных районах Сибирской платформы.

Частью мировой системы океанических рифтов являются структуры хр. Гаккеля, разделяющего впадины Нансена и Амундсена в Северном Ледовитом океане и обладающего всеми признаками срединного хребта с перпендикулярными к нему трансформными разломами.

Особую группу образуют рифтогенные разломы глубоководных впадин окраинных и внутренних морей, где рифтогенез сопровождался

крупными раздвигами (с амплитудой до 100—150 км) и обнажением в глубоководных впадинах Охотского, Японского, Черного и Каспийского морей подкорового субстрата, на котором формировались вначале базальтовые излияния океанического облика, а затем накапливались осадочные толщи мезокайнозойского возраста. Морфологически во внутренних и окраинных морях проявлены разломы двух типов: кайнозойские ступенчатые сбросы, ограничивающие глубоководные котловины и определяющие ступенчатые погружения шельфа и активизированные разломы фундамента, проникающие в чехол.

Для окраинных дальневосточных морей особую группу составляют разломы островных дуг, вытянутые по простиранию последних. Поперечные к ним транссструктурные разломы рассекают дно Тихого океана, структуры дна окраинных морей и прослеживаются на значительные расстояния сквозь складчатые структуры Востока и Северо-Востока СССР.

С развитием современной геосинклинали связано заложение в позднем кайнозое фокальной зоны Заварицкого — Беньофа, которая пространственно тесно связана с морфоструктурой глубоководных желобов и современным вулканизмом.

Составление карты уже на данной стадии работы дало новое освещение ряду региональных и более широких тектонических вопросов. Так, анализ морфокинематики разломов позволяет продвинуться в понимании генеральных направлений разрядки тектонических напряжений и вскрыть для больших регионов общие тенденции как вертикальных, так и горизонтальных смещений блоков земной коры разных порядков, величины и тектонической соподчиненности.

В ряде складчатых систем выявилась и отчетливо отобразилась на карте общая закономерность развития разрывной тектоники — от наиболее ранних (самых крупных) и долгоживущих разломов, составляющих как бы структурный каркас, до сети более поздних и менее значительных по протяженности.

Таким образом, рассматриваемая карта и затронутые ею вопросы открывают новые пути решения наиболее острых и важных проблем современной геотектоники и прогнозирования.

В. В. БОГАЦКИЙ, В. И. ВИТЯЗЬ, В. Я. ЕРОМЕНКО, М. А. ЧУРИЛИН

О РАЗМЕЩЕНИИ ПРОМЫШЛЕННО-ПЕРСПЕКТИВНЫХ РАЙОНОВ В ПОЛЕ ПЛОТНОСТИ ДИЗЪЮНКТИВОВ СИБИРИ

Дистанционные методы надежно выявляют крупные линейные системы дизъюнктивов (Астахов, Еромепко, 1974; Ерменко, 1977; Исследование..., 1976; Применение..., 1976), а промышленно-перспективные районы (ППР), оконтуривающие известные месторождения полезных ископаемых, располагаются в полях развития крупных дизъюнктивов, избегая узлов их максимального сгущения. Именно поэтому авторов интересовали пространственные соотношения дизъюнктивов и узлов их плотности на территории Сибири.

Сравнение структуры поля крупных дизъюнктивов с размещением геоморфологических структур и геофизических аномалий соответствующего ранга выявило как сходство, так и различия их пространственных соотношений. В частности, геофизические аномалии и узлы плотности, как правило, не совмещаются, а или «вписываются», или дополняют друг друга. Поскольку известные ППР приурочены в большинстве своем к оптимальным (средним) значениям плотности дизъюнктивов и интенсивности аномалий, располагаясь по краям экстремумов, задача прогноза

новых объектов оказывается вероятной, а успех решений определяет корректный целевой выбор признаков прогноза в соответствии с их пространственными свойствами.

Опознанные В. Я. Ероменко дизъюнктивы, кольцевые и дугообразные структуры Сибири и смежных территорий (Северо-Восток СССР и Восточно-Европейская платформа) представляются авторам объектами регионального и межрегионального масштаба. Частотное распределение протяженности дизъюнктивов и радиусов заложения кольцевых и дуговых структур оказывается полимодальным и левоасимметричным. Минимальная длина единичного дизъюнктива составляет 100, максимальная 4200 км или соответственно в дуговой мере 1 и 42°. Моды распределения фиксируют ранги преобладающих по протяженности структур: межрегиональных (1010—4200 км), крупных региональных (501—1000 км) и региональных (201—500 и 101—200 км). Статистическое большинство дизъюнктивов имеет северо-западное направление (табл. 1), однако крупнейшие представители ориентированы меридионально или широтно. Наиболее крупные дизъюнктивы широтного простирания, пересекая разные регионы (Урал, Западно-Сибирская плита, Сибирская платформа), оказываются заведомо межрегиональными, меняют ориентировку с субширотной на западе на юго-восточную на востоке. С запада на восток изменяется четкость прослеживания крупнейших субширотных дизъюнктивов (надежность опознания на снимках). Особенности ориентировки дизъюнктивов (см. табл. 1) хорошо проявляются на картах ранжированных (по протяженности) структур. Карта межрегиональных дизъюнктивов (ранга 1010—4200 км) фиксирует не только преобладание их на Западно-Сибирской плите, но и различие ориентировки в разных регионах: меридиональная (Сибирская платформа), субширотная (Западно-Сибирская плита) и северо-западная (Русская платформа).

Иная картина отмечает крупные региональные дизъюнктивы (ранг 501—1000 км): наибольшее число их опознается на Русской платформе, минимальное — на Западно-Сибирской плите. На Западно-Сибирской плите преобладают субмеридиональные крупные региональные дизъюнктивы, на Сибирской платформе — субширотные, а на Русской — северо-восточные. Дугообразные структуры ориентированы выпуклой стороной к северу на Русской платформе и к югу — на Западно-Сибирской плите. Региональные дизъюнктивы ранга 201—500 км представлены чаще всего парами или тройками сближенных структур; они часто образуют узлы сгущения на западе и востоке Русской платформы, юго-восточной части Западной Сибири и вдоль юго-западной окраины Сибирской платформы. Кольцевые структуры (диаметр 201—500 км) опознаются вне узлов высокой плотности дизъюнктивов, для них характерны спаренность, поясо-

Таблица 1

Распределение дизъюнктивов Сибири и смежных территорий по рангам протяженности и ориентировке

Ориентировка	Ранги протяженности										
	в км					в градусах дуги					
	4200—101	1010—4200	501—1000	201—500	101—200	42—1	13—72	7,1—13	4,1—7,0	1,6—4,0	до 1,5
Меридиональная	120	18	46	46	10	120	3	25	33	54	5
Широтная	95	10	41	40	4	95	13	30	30	20	2
Северо-западная	136	15	54	44	23	136	10	26	47	44	9
Северо-восточная	102	6	46	41	10	102	4	34	29	34	1
Итого . . .	454	49	186	172	47	454	30	115	139	153	17

Таблица 2

Размеры (длина, протяженность) структур, геофизических аномалий и узлов плотности Западной и Восточной Сибири и смежных территорий

№ п/п	Структурные элементы, узлы плотности, геофизические аномалии	Число определений	Значения длины (протяженности в км или градусах дуги)					
			Единичные значения			Распределение		
			Минимум (P_{min})	Максимум (P_{max})	Среднеарифметическая, ($\overline{P}$)	НП$=\frac{P_{max}-P_{min}}{\overline{P}-P_{min}}$	Максимум	Мода
1	Линейные структуры-дизъюнктивы	454	100	4200	550	9,1	300	850, 1050
2	Диаметр (поперечник) кольцевых и дуговых структур	106	80	1100	300	4,1	250	750
3	Узлы плотности дизъюнктивов	166	100	1850	380	6,2	150	450, 850, 1600
4	Аномалии магнитного поля Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты (>100 км)	334	100	650	200	5,5	125	400
5	Остаточные аномалии силы тяжести	571	100	1000	220	6,9	125	375, 575
6	Зоны нефте- и газонакопления (узлы плотности размером >100 км)	106	100	1050	220	7,9	150	300 750
7	Оси аномальных зон расчлененности современного рельефа (морфоструктуры) платформенных равнин СССР (7)	112	120	2000	750	3,0	450	1050, 1550
8	Узлы сейсмической активности Прибайкалья и Забайкалья (>100 км)	23	100	850	250	5,0	150	350
9	Протяженность дизъюнктивов в градусах дуги	448	1	72	6,3	13,0	3,5	7,5

вое расположение вдоль меридианов или широт, сближенных структур с шагом, равным диаметру.

Сравнение поля дизъюнктивов с осями зон суммарной расчлененности рельефа (Ласточкин, 1976), отражающих волнообразные деформации земной поверхности и именуемых обычно морфоструктурами, показывает не только согласованность их размещения, но и ряд различий. Протяженность морфоструктур и дизъюнктивов согласуется (табл. 2, строки 1 и 6) по минимальным, среднеарифметическим и модальным значениям. Моды распределения (в км) 300—450, 750—850, 1059 и 1550 фиксируют предпочтительные размеры морфоструктур и дизъюнктивов рангов 201—500, 501—1000, 1010—1500 и более 1500 км. Для каждой платформенной равнины СССР суммарная средняя плотность дизъюнктивов и морфоструктур одинакова, но различны их значения. Из общего числа дизъюнктивов (и морфоструктур) 26% приходится на Западно-Сибирскую плиту и Казахстан, 30 — на Сибирскую платформу и 44% — на Русскую платформу. Для всех трех регионов типичны: полярность во взаиморасположении морфоструктур и дизъюнктивов (узлы максимальной суммарной плотности дизъюнктивов соответствуют полям минимальной плотности морфоструктур), ортогональная ориентировка дизъюнктивов и морфоструктур (площади с широтным простиранием морфоструктур приходятся на зоны преобладающего субмеридионального простирания дизъюнктивов и наоборот); полярность плотностей дизъюнктивов и морфоструктур разных рангов: максимумы плотности дизъюнктивов (и морфоструктур) одного ранга приходятся на минимумы плотности тех же объектов другого ранга.

Особенности размещения дизъюнктивов и морфоструктур сибирских регионов, по сравнению с Русской платформой, проявляются также в их расположении и ориентировке. Межрегиональные морфоструктуры имеют преимущественную субширотную ориентировку на Сибирской платформе, субмеридиональную на Западно-Сибирской плите и северо-восточную на

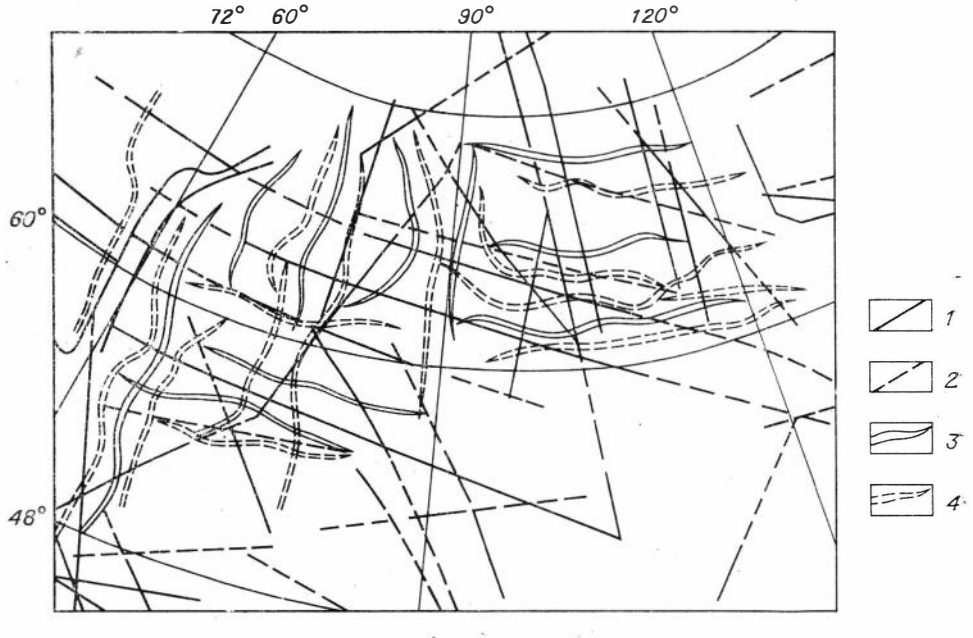


Рис. 1. Схема размещения межрегиональных дизъюнктивов (протяженностью более 1000 км).

Дизъюнктивы опознаваемые:
1 — более, *2* — менее уверенно (по В. Я. Ероменко); оси аномальных зон суммарной расчлененности рельефа: *3* — повышенной, *4* — пониженной (по А. Н. Ласточкину, 1976).

Русской платформе, т. е. для всех трех регионов типично преобладание взаимно перпендикулярных удлинений морфоструктур и дизъюнктивов (табл. 3, рис. 1). В связи с этим уместно напомнить, что наибольшая по протяженности (1050 км) зона нефтенакопления Волго-Уральской провинции вытянута с юго-запада на северо-восток, т. е. согласно с преобладающей ориентировкой межрегиональных морфоструктур и ортогонально к преобладающему направлению межрегиональных дизъюнктивов Русской платформы.

Для межрегиональных дизъюнктивов и морфоструктур характерны их ареалы: для субмеридиональных морфоструктур севернее 48° с. ш. в Западной Сибири; для субширотных морфоструктур и субмеридиональных дизъюнктивов севернее 60° с. ш. на Сибирской платформе; для северо-западных дизъюнктивов южнее, а северо-восточных морфоструктур севернее 56° с. ш. на Русской платформе. Западно-Сибирская плита отличается и по максимальной плотности межрегиональных дизъюнктивов и морфоструктур, и по минимальной плотности региональных (ранги 101—200, 201—500 и 501—1000 км).

Сравнение как частотных распределений протяженности, так и размещения дизъюнктивов и морфоструктур Сибири с региональными геофизическими аномалиями показывает близость модальных значений (см. табл. 2, строки 1 и 6, 4 и 5) и пространственную разобщенность аномалий разной природы (магнитных и остаточных силы тяжести) не только между собой, но и с положением дизъюнктивов и морфоструктур соответствующих рангов. На примере крупных региональных геофизических аномалий Западной Сибири видно, что аномалии, как правило, размещаются на площадях с плотностью дизъюнктивов и морфоструктур ниже средней. При этом контуры аномалий часто согласуются с ориентировкой дизъюнктивов и морфоструктур соответствующего ранга, вписываясь в замыкания и сочленения линейных элементов. Сравнение формы и ориентировки крупных региональных дизъюнктивов и морфоструктур с аномалиями (табл. 4) показывает совпадение как их формы для обоих регионов Сибири, так и соответствие ориентировки всех аномалий Западной Сибири и магнитных аномалий Сибирской платформы с преимущественной ориентировкой дизъюнктивов. Любопытно при этом, что остаточные аномалии силы тяжести Сибирской платформы согласуются в большей мере с ориентировкой морфоструктур.

Таблица 3

Распределение относительного числа дизъюнктивов и морфоструктур более 1000 км по ориентировке

Ориентировка	Число (% от Σ)			
	Сибирская платформа, 90—126° в. д.	Западно-Сибирская плита, 60—90° в. д.	Русская платформа 24—60° в. д.	Итого
Субмеридиональная	8 (11) / 1 (3)	5 (8) / 10 (30)	6 (9) / 2 (6)	19 (28) / 13 (39)
Субширотная	5 (8) / 7 (21)	13 (20) / 4 (12)	7 (10) / 2 (6)	25 (38) / 13 (39)
Северо-западная	2 (3) / 0 (0)	8 (11) / 0 (0)	9 (14) / 0 (0)	19 (28) / 0 (0)
Северо-восточная	2 (3) / 0 (0)	1 (1.5) / 0 (0)	1 (1.5) / 7 (22)	4 (6) / 7 (22)
Всего . . .	17 (25) / 8 (24)	27 (40.5) / 14 (42)	23 (34.5) / 11 (34)	67 (100) / 33 (100)

* Числитель — дизъюнктивы, знаменатель — морфоструктуры.

Таблица 4

Распределение относительного числа дизъюнктивов, морфоструктур и геофизических аномалий ранга 501—1000 км по ориентировке и форме

Ориентировка, форма	Число (% от Σ) по регионам Сибири					Восточная часть Русской платформы	
	Западно-Сибирская плита			Сибирская платформа			
	Дизъюнктивы / Морфоструктуры	Магнит. аномалии / Аномалии силы тяжести	Зоны нефтегазонакопления	Дизъюнктивы / Морфоструктуры	Магнит. аномалии / Аномалии силы тяжести	Дизъюнктивы / Морфоструктуры	Зоны нефтенакопления
Субмеридиональная	9(8,5) / 3(6)	6(5,5) / 6(14)	1	16(15) / 5(8)	7(7) / 4(7)	5 / 0	0
Субширотная	15(14) / 9(16)	1(1) / 0	0	12(11) / 9(16)	4(4) / 4(7)	9 / 2	0
Северо-западная	6(5,5) / 0	1(1) / 2(4)	0	6(5,5) / 0	3(3) / 2(4)	9 / 1	0
Северо-восточная	6(5,5) / 2(4)	1(1) / 1(2)	0	9(8,5) / 2(4)	4(4) / 4(7)	11 / 7	1
Изометричная	0	0	1	0	0		0
Всего . . .	36(33,5) / 14(26)	9(8,5) / 9(17)	2	43(40) / 16(28)	18(18) / 16(29)	34 / 10	1

Крупная региональная субмеридиональная зона газонакопления Западной Сибири размещается не только вдоль меридионально вытянутых аномалий (магнитных и остаточных силы тяжести), но и вдоль западного края пары морфоструктур, совпадающих с зоной средней плотности дизъюнктивов соответствующего ранга. Крупная региональная зона нефтенакопления располагается вдоль северного и западного края не только геофизических аномалий, в частности магнитных (Богацкий, Витязь, 1976), но и вдоль северного края ареала широтных морфоструктур. Зона нефтенакопления Волго-Уральской провинции четко следует по краю магнитных аномалий и морфоструктур соответствующего ранга, а положение нефтяных месторождений южного поднятия Татарского свода фиксируют три сопряженных дизъюнктива (два северо-западных и один субмеридиональный). Наиболее крупная из известных (Голенецкий, 1976) Прибайкальская региональная зона сейсмоактивности, оказываясь центром ареала региональных дизъюнктивов, совпадает с зоной их минимальной плотности и четко вписывается в систему разноориентированных дизъюнктивов. Эта зона сейсмоактивности сопряжена с юго-восточным краем крупных региональных положительных магнитных аномалий, совпадая с контуром отрицательной остаточной аномалии силы тяжести и минимальной продольной электропроводности.

Карта региональных и межрегиональных дизъюнктивов была преобразована (Богацкий, Витязь, 1976) в карту их плотности. Размер ячейки-трапеции международной разграфки в 2° по меридиану и 3° по широте выбран в соответствии с протяженностью (3,5°) максимального числа дизъюнктивов (см. табл. 2, строка 9). Карта плотности дизъюнктивов (рис. 2) фиксирует преобладающую меридиональную ориентировку, поясовое размещение и шаг между узлами плотности, а также различия региональных структур. Значения плотности для каждой ячейки карты вычислены в метрах суммарной протяженности дизъюнктивов, приходящихся на одну квадратную минуту. Сечение изолиний (40 м/ мин^2) ориентировалось на минимум плотности; максимальная плотность достигает 450 м/ мин^2 при среднем арифметическом в 107 м/ мин^2. Для

30°
60°
90°
120°
150°
72°
60°
48°
1
2

второго варианта карты плотность оценивалась по протяженности дизъюнктивов в градусах для ячейки в квадратных градусах. В этом случае плотность дизъюнктивов достигает 1,5 град$^{-1}$ при среднеарифметическом значении 0,37 град$^{-1}$.

На фоне общего уменьшения плотности дизъюнктивов с запада на восток и с юга на север (от Русской платформы до Яно-Колымской складчатой области и от складчатых областей юга к северным субплатформенным структурам) фиксируются пояса повышенной плотности как меридиональные вдоль 30 ∓ 6°, 57 ∓ 6, 84 ∓ 6, 102 ∓ 6 и 118 ∓ 4°, так и широтные вдоль 62 ∓ 3° и 53 ∓ 3° с. ш. Расстояния между поясами, убывая с запада на восток, составляют 37, 27, 18 и 16°. Широтный пояс (62 ∓ ∓ 3°), отчетливо выраженный в Сибири и на Русской платформе, в пределах Яно-Колымской области вырождается в зону минимальных значений плотности. По экстремальным значениям плотности намечаются пояса дизъюнктивов диагональной (северо-западной и северо-восточной) ориентировки. Наиболее отчетливые северо-западные пояса протягиваются от оз. Балхаш до Карелии и от южного окончания оз. Байкал до устья р. Оби. По простиранию пояса фиксируются последовательной прерывистой сменой узлов максимальной и минимальной плотности. Кроме поясов отчетливо обособляются межрегиональные ареалы повышенной и пониженной плотности дизъюнктивов. Крупный ареал их повышенной плотности охватывает юг и центр Сибирской платформы и восточную половину Западно-Сибирской плиты. Ареал малой плотности дизъюнктивов отвечает территории севера Казахстана и юга Западной Сибири. Широтные и меридиональные пояса хорошо фиксируются графиками средних значений плотности вдоль трехградусных меридиональных и двухградусных широтных полос (рис. 3). Графики опознают дополнительные пояса.

Платформы и плита различаются и по средним уровням плотности дизъюнктивов (м/ мин^2): Сибирская платформа — 109, Западно-Си-

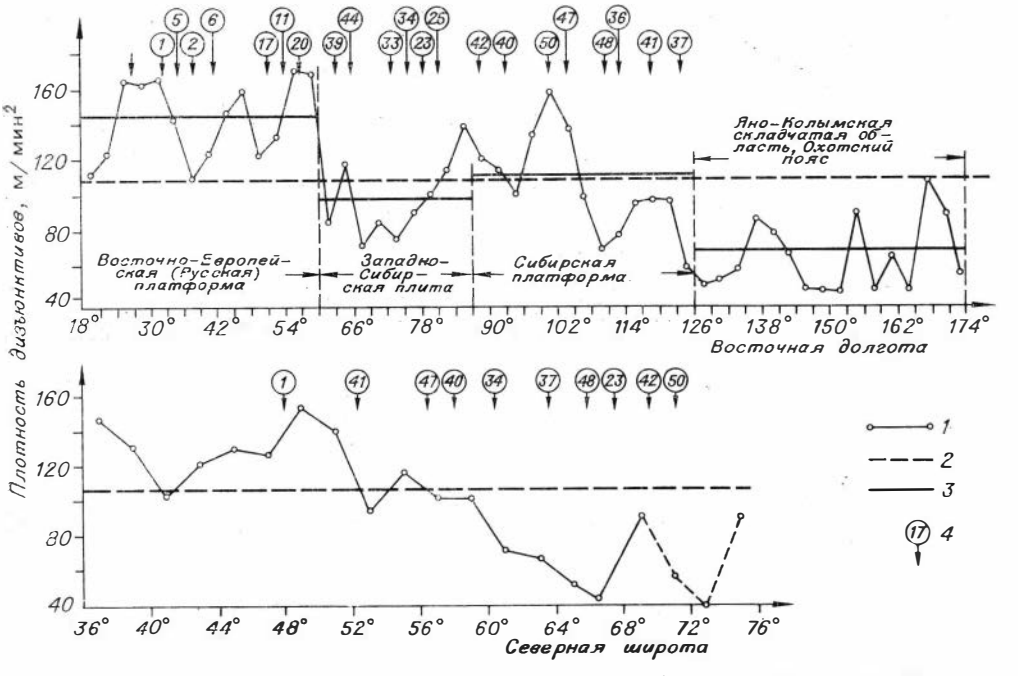


Рис. 3. Распределение средней плотности дизъюнктивов (протяженностью от 100 до 4200 км) в метрах на квадратную минуту по трехградусным меридиональным полосам (между 35 и 73° с. ш.) — внизу, двухградусным широтным полосам (между 18 и 174° в. д.) — вверху.

1 — график плотности, *2* — средний межрегиональный уровень плотности, *3* — региональные уровни плотности, *4* — положение промышленно-перспективных районов.

бирская плита 98, Русская платформа — 145, и по числу субмеридиональных поясов повышенной и пониженной плотности и их положению в структуре региона. Два максимума плотности Сибирской платформы сопровождаются двумя минимумами, а Русская платформа характеризуется тремя поясами повышенной плотности и тремя минимумами плотности дизъюнктивов (см. рис. 3). Пояс повышенной плотности совпадает с западной границей Сибирской платформы и восточной частью Западно-Сибирской плиты.

Частотное распределение протяженности узлов плотности региональных и межрегиональных дизъюнктивов полимодально и левоасимметрично (см. табл. 2, строка 3). Это позволяет выделить ранги узлов: 1010—1850, 501—1000, 201—500 и 101—200 км. Распределение протяженности узлов в дуговой мере также левоасимметрично и полимодально: максимум узлов имеет протяженность 3° ∓ 1° при минимальной длине единичного узла 1° и максимальной в 23°. Моды распределения фиксируют размеры узлов по протяженности в 6 ∓1,5°, 9 ∓ 1,5, 12,5 ∓ 2° и 20 — 23°. Западно-Сибирская плита (включая Казахстан) и Сибирская платформа сходны по числу узлов, приходящихся на 100 трапеций масштаба 1 : 500 000 (табл. 5), хотя для Сибирской платформы в несколько раз больше плотность крупных региональных узлов (ранг 501—1000 км). Смежные регионы характеризуются или на 15—25% большим числом узлов (Русская платформа), или на 30—40% меньшим (Яно-Колымская область и север Охотского вулканического пояса). Для Сибири типичны вытянутые (отношение ширины к протяженности 0,6 и меньше) узлы, особенно субмеридиональные (табл. 6). Для смежных регионов типичны изометричные формы. Общим для всех регионов оказывается рост удельного значения изометричных узлов с уменьшением их протяженности: для межрегиональных узлов доля изометричных составляет 20—30%, у региональных (ранга 201—500 км) достигает 40—60%. Аналогично изменяется форма узлов плотности месторождений нефти и газа (зон нефте- и газонакопления).

Все, без исключения, ППР приходятся на поля промежуточной плотности дизъюнктивов, называемой оптимальной, т. е. известные в настоящее время ППР пространственно не связаны с полями экстремальных (минимальных и максимальных) значений плотности региональных и межрегиональных дизъюнктивов. Более того, понятие «оптимальная»

Таблица 5

Относительное число ранжированных узлов плотности дизъюнктивов и зон нефте- и газонакопления по регионам

Регион	Относительное число узлов по рангам (замкнутых изолиний) на 100 трапеций масштаба 1:500000				
	Ранги узлов в км				
	1010—1850	501—1000	201—500	101—200	Итого
Сибирская платформа	2,1 / —	6,7 / —	12,5 / 3	8,3 / 5	30 / 8
Западно-Сибирская плита и Казахстан	2,4 / —	1,0 / 4	12 / 11	10 / 29	26,4 / 44
Русская платформа	0,6 / 1	7 / 1	16,5 / 5	10,9 / 35	35 / 42
Яно-Колымская область и Охотский пояс	0	4,5 / —	7,5 / —	6,7 / —	18,7 / —
Средневзвешенное по территории	1,3 / 0,2	4,7 / 1,0	12,5 / 4,0	9,2 / 14,8	27,7 / 20

Примечание. В числителе — плотности дизъюнктивов, в знаменателе — плотности месторождений нефти или газа (зон нефте- и газонакопления). Учтены зоны нефте- и газонакопления севернее 50° с. ш.

плотность дизъюнктивов, меняясь в зависимости от средней региональной плотности и вида полезного ископаемого, контролируется геологическим положением района как относительно межрегионального пояса или ареала, так и региональных узлов. Поясним сказанное. Крупные региональные зоны нефте- и газонакопления Западной Сибири расположены не только соответственно с контурами межрегионального ареала повышенной плотности дизъюнктивов. Одни зоны нефтенакопления и конкретные нефтеносные районы, совмещаясь с региональными узлами повышенной плотности дизъюнктивов, приходятся на поле плотности в 90—170 м/мин², в то время как Самотлорский и Советско-Сосинский районы, располагаясь между региональными узлами повышенной плотности дизъюнктивов, приходятся на поле в 130 м/мин². Меридиональная зона газонакопления и известные газоносные районы, располагаясь по краям межрегионального ареала и регионального узла повышенной плотности, приходятся на уровни от 50 до 140 м/мин², а Уренгойский и Надымский районы на поля соответственно в 90 и 50 м/мин². На поле плотности в 60—80 м/мин² приходятся известные газовые месторождения Васюганского района. Иными словами, если нефтяные (и газоносные) районы соответствуют в целом среднему для региона (98 м/мин²) уровню плотности дизъюнктивов, то для чисто газоносных районов типичны меньшие, чем для нефтяных, на 20—40 м/мин² значения плотности дизъюнктивов.

Для нефте- и газоносных районов Восточной Сибири и Русской платформы типична приуроченность нефтяных районов к полям более низкой плотности дизъюнктивов, чем газовых. Если Возейско-Усинский, Ромашкинский, Шкаповский, Туймазинский нефтеносные районы приходятся на поле плотности в 80—100 и 120—140 м/мин², то Вуктыльский и Оренбургский газоносные—на 130—140 и 200—220 м/мин². Рудоносные районы Сибирской платформы приурочены к сочленению окраин межрегиональных ареалов повышенной плотности дизъюнктивов и региональных узлов малой плотности; рудоносные районы приходятся на уровни 80—110 (Норильский, Нижнеангарский, Северо-Енисейский районы) или 110—150 м/мин² (Коршуновский, Рудногорский, Нерюндинско-Капаевский и Среднеангарский районы). Газоносные районы (Средневилюйский и Среднеботуобинский) отвечают полю плотности 60—120 м/мин², а Куюмбинский нефтегазоносный — 180—220 м/мин².

Структура межрегиональных поясов и ареалов плотности дизъюнктивов согласуется с поясовым размещением как рудоносных, так и нефте- и газоносных районов. В частности, меридиональный промышленно-перспективный пояс Урала приходится на пояс 57° в. д. повышенной плотности дизъюнктивов. Нефте- и газоносный ареал Западной Сибири, находящийся севернее 60° с. ш. вдоль 78 ∓ 6° в. д., отвечает сочетанию западного края субмеридионального и северного края субширотного пояса повышенной плотности дизъюнктивов с минимумом плотности региональных дизъюнктивов (см. рис. 3).

Особенности размещения как отдельных ППР, так и их поясов относительно разных элементов структуры поля плотности дизъюнктивов позволяют не только прогнозировать перспективные для поиска новых ППР площади, но и акцентировать перспективность Сибирской платформы. Анализ плотности региональных и межрегиональных дизъюнктивов и морфоструктур, а также геофизических аномалий позволяет говорить, что Сибирская платформа — наиболее перспективный платформенный регион Евразии для поиска крупных и уникальных месторождений твердых, жидких и газообразных полезных ископаемых. «Оптимальность» геологических структур региона подтверждена уникальным по масштабу верхнепалеозойско-мезозойским вулканизмом, в том числе широчайшим площадным проявлением многоэтажных силлов. В этой связи принципиальной представляется структура платформенного чехла западной и юго-западной частей платформы. Структура поверхности по-

Распределение ранжированных узлов плотности

Ориентировка, форма	Регион, ранг							
	Сибирская платформа				Западно-Сибирская плита			
	Итого	По рангам			Итого	По рангам		
		>1000	501—1000	201—500		>1000	501—1000	201—500
Субмеридиональная	7	1	2	4	9	1	0	8
Субширотная	3	0	1	2	4	0	0	4
Северо-западная	5	0	3	2	4	2	0	2
Северо-восточная	4	1	1	2	1	0	1	0
Изометричные	7	1	1	5	9	1	1	7
Всего . . .	26	3	8	15	27	4	2	21

дошвы нижнетриасовых (или кровли верхнепалеозойских) отложений проявляется крупнейшей (надпорядковой) структурой — Тунгусской синеклизой, которая задает региональную специфику подчиненных ей форм (структур меньших форм иерархии вплоть до локальных), а именно, преобладание плоских и крупных по площади мульдообразных впадин и прогибов, т. е. мульдообразных структур (МС), разделенных относительно узкими поднятиями, представленными гребневидными линейными антиклиналями, иногда даже сложно дислоцированными, или цепочками локальных горстов. МС отличаются от поднятий не только заметно более крупными размерами, малыми углами наклона (от долей минут до 1—2°) слоистых толщ, но и потенциальной перспективностью на выявление пластоподобных залежей как твердых полезных ископаемых (Богацкий, Витязь, 1976), так и нефтяных и газоносных резервуаров. Горстообразные и гребневидные поднятия (ГП), перспективные на выявление стволовых структур и связанных с ними рудных месторождений (Богацкий, 1977), оказываются структурными границами МС, важными для оценки размеров и морфологии структур платформенного чехла. Общим свойством МС и ГП оказывается их сопряженность и разнопорядковость. Наиболее крупными МС являются так называемые Мурская впадина и Чадобецко-Кодинский прогиб, разделенные Иркинеевским выступом и зоной Ангарских складок. Для крупнейших ГП характерна их пространственная приуроченность к зонам региональных дизъюнктивов или узлам их повышенной плотности.

Особенности пространственного размещения геологических структур Сибири удовлетворительно можно объяснить волновым механизмом их формирования (Богацкий, 1972, 1977). Морфологические особенности и пространственное размещение как непрерывных (морфоструктур), так и прерывистых (дизъюнктивов) геологических структур определяют волновые поля напряжений сжатия — растяжения, имеющие планетарную, межрегиональную, региональную и локальную природу. Нелинейное увеличение частоты встречаемости дизъюнктивов — от региональных к межрегиональным — следствие экспоненциального затухания энергии и соответствующего уменьшения длины волны. Любопытно, что максимальная протяженность единичного дизъюнктива (72°) — из числа опознанных на телеснимках — составляет половину протяженности Евразиатского материка.

Пространственно сопряженные сети взаимно ортогональных одноранговых непрерывных и прерывистых структур, опознанные на Сибирской платформе и Западно-Сибирской плите, образуют единую по-

Таблица 6

дизъюнктивов по форме и ориентировке

и число узлов

Русская платформа				Яно-Колымская область			Всего			
Итого	По рангам			Итого	По рангам		Итого	По рангам		
	>1000	501—1000	201—501		501—1000	201—500		>1000	501—1000	201—500
12	1	3	8	1	1	0	29	3	6	20
3	0	0	3	3	0	3	13	0	1	12
2	0	1	1	1	0	1	11	2	4	5
2	0	1	1	2	2	0	9	1	5	3
23	0	7	16	9	3	6	49	2	12	35
42	1	12	29	16	6	10	111	8	28	75

лярную систему. Наличие прерывистых структур является следствием смены вдоль их простирания относительного растяжения относительным сжатием. Смена ориентировки одноранговых и однотипных линейных структур с запада на восток также фиксирует смену по фазе межрегионального поля напряжений (относительного сжатия — растяжением). Смена по фазе (или сдвиг по фазе) волн — типичное свойство структур не только межрегиональных, но и региональных. Это свойство тектонического поля напряжений фиксируется: а) полярным взаиморасположением непрерывных и прерывистых структур одного ранга, а также и узлов плотности дизъюнктивов разных рангов; б) согласованностью формы при пространственной несовмещенности геофизических аномалий и узлов плотности дизъюнктивов однотипных, но разноранговых или одноранговых, но разнотипных.

Для платформ севера Евразии характерно изменение интенсивности напряженности структур с запада на восток, выраженное общим уменьшением плотности дизъюнктивов и понижением четкости их прослеживания. Уменьшение напряженности структур очевидно обусловлено затуханием интенсивности межрегионального поля напряжений севера Евразии с запада на восток.

Размещение ППР в оптимальных полях плотности региональных и межрегиональных дизъюнктивов свидетельствует, что узлы экстремальной плотности неблагоприятны для промышленного рудо- и нефтегазообразования. Специфичность узлов как максимального относительного растяжения (максимумы плотности дизъюнктивов), так и относительного сжатия (минимумы плотности) состоит в том, что они могут быть охарактеризованы как энергетически изотропные пространственно устойчивые структуры; изменение энергетического состояния, определяющего растяжение и сжатие, таких структур происходит весьма медленно и возможно лишь при переориентировке вектора напряжения. Геологические структуры межрегионального и крупного регионального ранга более динамичны. Для них не только возможна более быстрая (в геологическом смысле) смена сжатия растяжением или обратный процесс, но и сосуществование полей сжатия и растяжения, а следовательно, миграция зон сжатия — растяжения разных рангов. Поскольку любые геологические структуры задают и определяют тектонические поля напряжений, подчиненных им уровней иерархии и по интенсивности и по частоте, любое исследование пространственного строения геологических структур требует вычленения структурных систем заданного пространственного ранга. Другими словами, закономерности пространственной локализации

геологических объектов всегда относительны, а успех решения прогнозных задач определяет выбор целевых объектов соответствующего пространственного и энергетического масштаба.

ЛИТЕРАТУРА

Астахов В. И., Ерменко В. Я. Геологическая информативность телевизионных космических снимков закрытых районов (на примере Приенисейской Сибири).— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. 2. М., «Наука», 1974.

Богацкий В. В. Геологические структуры как ареалы реализации силовых полей (кинематическая модель региональных структур).— В кн.: Внутренняя геодинамика. Вып. 1. Л., 1972.

Богацкий В. В. Волновой механизм формирования рудолокализующих структур магнетитовых месторождений Сибирской платформы.— «Геология рудных месторождений», 1977, т. XIX, № 3.

Богацкий В. В., Витязь В. И. О системном подходе к прогнозу зон нефтегазонакопления (на примере Западной Сибири).— «Геол. и геофиз.», 1976, № 1.

Голенецкий С. И. Структура эпицентрального поля землетрясений Прибайкалья и Забайкалья.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1976, № 1.

Ерменко В. Я. Геологическая информативность дистанционных методов, используемых при геологическом картировании складчатых областей (на примере Енисейского кряжа и Алтае-Саянской области).— «Экспресс-информация, ВИЭМС. Общая и региональная геология: геологическое картирование», 1977, № 1.

Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. 56. М., ВИНИТИ, 1976.

Ласточкин А. Н. Волнообразные деформации в структуре и морфоструктуре тектонических равнин.— «Изв. Всес. геогр. о-ва, 1976, № 6.

Применение новых видов аэросъемок при геологических исследованиях (сборник научных трудов). Л., ВСЕГЕИ, ЛАЭМ объединения «Аэрогеология», 1976.

К. И. ХЕЙСКАНЕН

ЭНЕРГЕТИКА И ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИЙНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Основные положения тектоники плит (Hess, 1962; Vine, Matheus, 1963; и др.) формировались под влиянием ранее предложенной гипотезы тепловой конвекции в мантии (Joly, 1923; Meinesz, 1952), которая была целиком заимствована для объяснения причин дрейфа литосферных плит. Дальнейшее развитие энергетической стороны проблемы сосредоточилось главным образом на доказательстве принципиальной возможности конвективных течений в мантии, использующем хорошо известные физические закономерности (Rice, 1972). Анализ состояния проблемы показывает, однако, что такая возможность реализуется на грани допустимых предположений (Земля, 1974, с. 727). Гипотеза тепловой конвекции сталкивается с существенными затруднениями при объяснении наблюдаемого распределения величин теплового потока на поверхности Земли и слабо согласуется с имеющимися представлениями о содержании и распределении радиоактивных элементов, генерирующих тепло в земных недрах. Указанные противоречия стимулируют поиски более мощных источников энергии.

В одной из последних работ А. П. Виноградов (1975) убедительно показал, что Земля образовалась путем «холодной» аккреции с частично сформированным железо-никелевым ядром. Он подчеркивал также, что дегазация недр продолжается до настоящего времени. Аналогичные выводы по дегазации получены при анализе истории формирования распределения легких инертных газов (Толстихин и др., 1975).

Опираясь на заключения о первично-гетерогенной Земле (Шейнманн, 1973) и постепенной ее дегазации при сравнительно постоянных условиях,

естественно предположить, что гравитационная дифференциация Земли, частным проявлением которой является упомянутая дегазация, не является законченной.

Механизм гравитационной дифференциации заключается в погружении более плотного вещества, первоначально существовавшего в связи с неоднородностью протопланетного материала, а впоследствии производимого в результате самоподдерживающегося процесса типа зонной плавки А. П. Виноградова. Нисходящие потоки рестита (Сычев, 1975) порождают компенсационный подъем недифференцированного материала, которому в определенной мере способствует механизм тепловой конвекции. Нисходящие и восходящие потоки замыкаются в ячейки мантийной циркуляции, движение которых проявляется на поверхности в виде тектоники плит.

С ростом количества дифференциатов система ячеек неминуемо должна эволюционировать в сторону увеличения размеров последних с одновременным их перестроением, которое приводит к появлению неправильной периодичности геологических процессов. Продолжительность существования отдельной ячейки в ее фиксированном объеме, по-видимому, не достигает времени полного ее оборота.

Энергетический эффект гравитационной дифференциации, оцениваемый, например, по характеристикам процесса выплавки 10—15% базальта из пиролита или лерцолита, на порядок превышает эффект теплового расширения мантийного вещества при изменении температуры на 100—200°С. Даже частичное превращение гравитационной энергии в тепловую вполне объясняет повышенные значения теплового потока в пределах мезозойских и кайнозойских подвижных зон.

Ориентировочные расчеты, основанные на средних химических составах (Лутц, 1975), показывают, что из мантийного вещества может быть получено около 5% материала корового состава. Если полагать, что такая дифференциация происходит под всей площадью континентов, то для выделения наблюдаемого объема земной коры за 4,5 млрд. лет средняя скорость нисходящих потоков рестита с сечением, равным площади материков, должна составлять доли сантиметра в год. В приповерхностных условиях такая величина может обусловить наблюдаемые пределы скоростей спрединга и субдукции. Если же площадь поперечного сечения нисходящих «струй» в 5—10 раз меньше, что кажется вполне реальным,то соответствие рассматриваемых скоростей будет более полным.

Различные динамические взаимоотношения легких и тяжелых дифференциатов в астеносфере, где имеется возможность частичного плавления вещества, должны приводить к появлению несколько более «легкой» мантии под материковыми сегментами земной коры, что соответствует сейсмическим данным (Jordan, 1975). Такие «корни» материков способны обеспечить стабильное воздымание докембрийских щитов на протяжении гигантских отрезков времени, так же как и ряд особенностей их магматизма. Накопление критически больших масс «легкой» мантии под континентами может вызывать локальную инверсию мантийной циркуляции, проявляющуюся в процессах континентального рифтогенеза, не случайно характеризующегося специфическим магматизмом. В иных условиях устанавливается режим стабильного прогибания с накоплением на поверхности мощных толщ осадков.

Прямым доказательством гравитационной дифференциации вещества Земли являются данные о поступательном необратимом характере развития геологических процессов. Такими примерами могут быть, в частности, масштабы докембрийского железонакопления, не повторявшиеся позднее из-за «ухода» масс железа в глубь Земли, или повышенная по сравнению с более молодыми железистость докембрийских гипербазитов, установленная на Балтийском (С. И. Зак, устное сообщение), Канадском (Pearce, Birkeet, 1974), Австралийском (Barnes e. a., 1973) и других щитах.

Тепловая конвекция и гравитационная дифференциация в силу диаметрально противоположного направления действующих сил должны различаться по распределению движений на поверхности планеты. Если причина мантийной циркуляции кроется в тепловой конвекции, то более локализованными должны быть восходящие потоки. Если же основной движущей силой циркуляции является гравитационная дифференциация, то более локализованы нисходящие движения, а компенсационное поднятие мантийного вещества должно быть рассредоточено. В обоих случаях сиалический материал коры концентрировался бы над нисходящими потоками. Современное распределение движений в верхней мантии, внешним проявлением которого является движение литосферных плит, ближе ко второму варианту. Отчасти соотношение действующих сил обоих механизмов, вероятно, иллюстрируется соотношением величины отклонений от среднего уровня океанического ложа в районах срединно-океанических поднятий и глубоководных впадин.

Специфика тектонических структур древнейших ядер щитов, в пределах которых широко развиты гнейсовые купола и овалы, вероятно, соответствует начальным этапам становления мантийной циркуляции в виде тороидальных ячеек минимально допустимого размера с растущими сиалическими блоками коры над погружающейся осевой частью тора. После эволюционного увеличения размеров ячеек подобные структуры не возникали, уступив место линейным зонам геосинклиналей и орогенов вдоль ограничений более крупных кратонизированных массивов. Последовательно сменяющаяся во времени генерация куполов и овалов, ядер щитов, самих щитов, платформ и континентов в их современных контурах, очевидно, отражает процесс роста ячеек мантийной циркуляции. При перестройке системы ячеек возможно как объединение, так и дробление сформировавшихся континентальных плит, однако возможность существования суперконтинентов типа Пангеи, с нашей точки зрения, представляется в прошлом менее вероятной, чем в будущем.

Мантийная циркуляция помимо тектонических проявлений, регулирования теплового баланса планеты и поддержания скорости ее вращения должна проявляться в особенностях магнитного поля. Если справедлива магнитогидродинамическая гипотеза его происхождения, движения в мантии, поставляющие материал в ядро, могут существенно влиять на параметры магнитного поля вплоть до его обращения. С этим предположением вполне согласуется сложноритмичный характер инверсий магнитного поля (Палеомагнетизм.., 1974).

Таким образом, имеются основания рассматривать гравитационную дифференциацию в качестве главного источника энергии мантийной циркуляции, тогда как тепловая конвекция выступает в качестве второстепенного процесса, содействующего первому. Аналогичный механизм мантийной циркуляции, по-видимому, проявляется и в других планетных телах, образовавшихся путем аккреции. Как известно, на Венере, где тепловая конвекция в недрах должна быть менее эффективна, установлены проявления орогенических процессов, являющихся следствием мантийной циркуляции.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П. Металлическая фаза метеоритов и планет.— «Вестник МГУ. Геология», 1975, № 4.

Земля. Т. 2. М., «Мир», 1974. Авт.: Дж. Ферхуген, Ф. Терпер, Л. Вейс и др.

Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975.

Палеомагнетизм палеозоя. М., «Недра», 1974.

Сычев П. М. Строение верхней мантии и природа глубинных процессов систем островных дуг и желобов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия азиатской части Тихоокеанского кольца. Геофизический сборник № 5. Южно-Сахалинск, 1975.

Толстихин И. Н., Азбель И. Я., Хабарин Л. В. Изотопы легких инертных газов в мантии земли, коре и атмосфере.— «Геохимия», 1975, № 5.
Шейнманн Ю. М. Гипербазиты и верхняя мантия.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, изд. ИГИГ, 1973.
Barnes R. G., Lewis S. D., Gee R. D. Archean ultramafic lavas from Mont Clifford.— «Geol. Surv. West Aust. Annual Rep.», 1973.
Joly J. Causes of earth movement.— «Phil. Mag.», 1923, v. 45, N 1167.
Hess H. H. History of ocean basins.— In: Petrologic studies, Buddington volume. Geol. Soc. Amer., 1962.
Jordan T. H. Lateral heterogeneity and mantle dynamics.— «Nature», 1975, v. 257, N 5529.
Meinesz F. A. V. Thermal convection in the earth's mantle.— «Geol. en Mijnbouw, 1952, n. ser., v. 14.
Pearce T. H., Birkeet T. E. Archean metavolcanic from Thackeray, Township, Ontario.— «Can. Miner.» 1974, N 7.
Rice A. R. Mechanism of dissipation in mantle convection.— «J. Geophys. Res»., 1972, v. 76.
Vine F. J., D. H. Matheus. Magnetic anomalies over ocean ridges.— «Nature», 1963, v. 199.

Л. П. КАРСАКОВ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГЛУБИННЫХ ГРАНУЛИТОВ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ НИЖНИХ ГОРИЗОНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Гранулитовые комплексы широко распространены в фундаменте древних платформ и некоторых срединных массивов, где ими сложены наиболее древние структурные элементы раннедокембрийских подвижных областей. Они издавна привлекают внимание широкого круга исследователей как представители древнейших пород и глубинных зон коры, обнажающиеся на современной поверхности.

До недавнего времени гранулитовые комплексы были областью изучения петрологов. Детальные структурные их исследования начаты совсем недавно. Наибольшие достижения в изучении гранулитовых комплексов достигнуты в последнее десятилетие. В частности, огромное значение сыграли разработки А. А. Маракушева (1965) по расчленению метаморфических комплексов на фации глубинности (хапкайскую, алданскую, сутамскую). Еще недавно наиболее глубинные гранулиты, относимые А. А. Маракушевым к сутамскому уровню, были известны лишь в единичных местах и казались эктотическими образованиями. По мере возрастания числа детальных исследований ареалы их распространения расширились. Более того, в настоящее время обнаружены гранулитовые комплексы еще более высокотемпературные и глубинные, чем сутамские. Они отнесены к чогарскому уровню глубинности (Карсаков, 1973; Карсаков и др., 1975).

Обычно, исходя из термодинамических параметров условий метаморфизма, глубина эрозионного среза областей распространения глубинных гранулитов оценивается в 30 и даже 40 км. Действительно, глубинные гранулиты вскрыты в глубоко эродированных структурах докембрия. Но имеющиеся геологические материалы, как на это обратил внимание Ю. М. Шейнманн, не согласуются со столь большими значениями глубины эрозионного среза. Некоторыми исследователями для объяснения этого несоответствия нередко без аргументации допускается, что глубинные гранулиты образовались в условиях избыточного (против литостатического) давления. В настоящей статье на примере чогарского гранулитового комплекса Становой складчатой области показано, что в некоторых случаях тектоническая природа блоков глубинных гранулитов очень

сложна и в их формировании существенную роль сыграли надвиговые движения.

Особенности геологического строения Становой складчатой области. Рассматриваемая область окаймляет Алданский кристаллический массив с юга и сочленяется с ним по зоне Станового глубинного разлома. Она представляет собой южный фрагмент древнего складчатого обрамления Алданского массива и на западе и востоке сочленяется с обрамляющими тот же массив Олекминской и Батомгской складчатыми системами. На юге поздние археиды Становой области погружены под более молодые образования Монголо-Охотской складчатой области и срезаны системой краевого разлома. Занимая пограничное положение по отношению к поздним подвижным областям, Становая складчатая область неоднократно подвергалась тектоно-магматической активизации, в связи с чем в современном виде она имеет сложное складчато-глыбовое строение. Поэтому здесь, наряду с кристаллическими толщами раннего докембрия, широко развиты также постконсолидационные интрузивные образования преимущественно гранитоидного состава и разрывные нарушения.

В разрезе Становой складчатой области выделяются образования нижнеархейского, верхнеархейского, нижнепротерозойского, средне-верхнепротерозойского и мезозойского структурно-вещественных комплексов.

Нижнеархейский гранулитовый комплекс, именуемый обычно зверевским (курультино-гонамским) на западе Становой области и чогарским на востоке, слагает крупные блоки фундамента Становой области (Чогарский, Сивакано-Токский, Джугджурский, Дамбукинский и др.). Комплекс представлен кристаллическими сланцами основного, местами ультраосновного состава, реже высокоглиноземистыми сланцами, кварцитами, карбонатными породами и основными и ультраосновными породами, чарнокитовыми гранитоидами. На западе Становой области нижнеархейский комплекс метаморфизован в условиях алданской фации, на востоке — чогарской фации глубинности. Возраст гранулитового комплекса Становой складчатой области составляет 3—4,5 млрд. лет (Другова, 1964; Карсаков, 1975).

Верхнеархейский становой комплекс включает мощные толщи биотит-роговообманковых и биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев (преимущественно), метаморфизованных в амфиболитовой фации, основные и ультраосновные породы, кварцевые диориты и гранодиориты и разнообразные ультраметагенные гранитоиды. По характеру разреза, особенностям магматизма и степени метаморфизма становой комплекс резко отличается от чогарского. В строении поздних археид большое значение играет дизъюнктивная тектоника. Серией северо-западных зон разломов (Сугджарской, Унахинской, Тукурингрской и др.) поздние археиды Становой области разбиты на ряд крупных блоков. Кристаллические толщи этих блоков объединены в серии, их принято рассматривать как образования различных структурно-формационных зон. Внутренняя структура блоков станового комплекса лишь местами определяется контурами нижнеархейских блоков (восточная часть Купуринского синклинория).

Вопрос о возрасте станового комплекса в литературе обсуждался неоднократно (Коржинский, 1939; Судовиков, Неелов, 1961). В настоящее время большинство исследователей региона разделяет точку зрения о верхнеархейском возрасте станового комплекса.

Нижнепротерозойский комплекс образован складчато-метаморфическими и интрузивными образованиями. Фрагменты нижнепротерозойских отложений сохранились лишь в тектонических клиньях вдоль крупных разломов. Они представлены филлитовидными сланцами с гранатом, ставролитом, андалузитом, слюдяными гнейсами, кварцитами, метаморфизованными конгломератами, аркозовыми песчаниками, реже вулканитами основного и кислого состава, карбонатными породами. Эти породы нерав-

номерно рассланцованы и метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой, реже зеленосланцевой фаций. В обрамлении блоков нижнепротерозойских отложений, а также вдоль крупных разломов как нижнеархейские, так и верхнеархейские породы бластомилонитированы, диафторированы в условиях, изофациальных с нижнепротерозойскими отложениями. Вдоль этих зон в раннем протерозое существовали, вероятно, приразломные прогибы, в последующем глубоко эродированные. К древним зонам наложенных деформаций приурочены интрузии расслоенных габбро и двуслюдяных гранитов раннепротерозойского возраста. Возраст комплекса 1,8—2,4 млрд. лет (Геохронология..., 1968).

После раннепротерозойских движений Становая область имела тенденцию к воздыманию и поэтому глубоко эродирована. Средне-позднепротерозойские отложения в ее пределах известны лишь на крайнем восточном фланге (Карсаков, Васькин, 1975; Карсаков, 1975). Достоверно палеозойские образования в Становой области не известны. В мезозое здесь проявлялись интенсивные глыбовые движения, образовывались межгорные впадины, внедрялись крупные трещинные интрузии гранитоидов и изливались эффузивы. Все это сильно усложнило тектоническое строение Становой области.

Чогарский комплекс и его структурное положение. Чогарский комплекс распространен на востоке Становой области, где его блоки залегают среди верхнеархейских образований станового комплекса. Сложен он мощной толщей роговообманково-двупироксеновых, двупироксеновых и эклогитоподобных кристаллических сланцев основного состава и подчиненных им высокоглиноземистых сланцев и гнейсов, кварцитов, известково-силикатных пород и кальцифиров. С чогарским комплексом тесно связаны метабазиты и метаультрабазиты, реже чарнокиты, гранито-гнейсы. Весьма характерно наличие в чогарском комплексе тел анортозитов.

Характерной петрологической особенностью чогарских гранулитов является устойчивость глубинных и высокотемпературных минеральных парагенезисов (бронзит-силлиманитовой ассоциации с сапфирином и гранатом в кварцсодержащих породах, сапфирина и шпинели с кварцем, широкое распространение эклогитоподобных пород и т. д.). Особенности минеральных ассоциаций, геотермобарометрические данные и данные изучения включений в минералах показывают, что температура метаморфизма чогарского комплекса достигала примерно 1000—1100°С, давление 10—11 кбар. Метаморфизм чогарских гранулитов при столь высоких термодинамических параметрах происходил в условиях очень низкого парциального давления воды.

Блоки чогарского гранулитового комплекса вытянуты в северо-западном, в субширотном направлениях и ограничены со всех сторон мощными зонами бластомилонитизированных, диафторированных пород. Нередко крупные блоки разбиты разломами на ряд более мелких, вдоль которых гранулиты так же, как и по периферии блоков, претерпели повторную тектоно-метаморфическую переработку. Границы между нижне- и верхнеархейским комплексами во всех изученных случаях тектонические. Степень переработки гранулитов зачастую такова, что диафториты приобретают черты, сходные или почти неотличимые от прогрессивно метаморфизованных пород верхнеархейского (станового) или нижнепротерозойского комплексов. Нередко можно наблюдать постепенный переход от зоны полной тектоно-метаморфической переработки к неизмененным породам гранулитового комплекса, что создает ложное впечатление наличия здесь метаморфической зональности. Без детального изучения зон бластомилонитизации, их вещественного состава, петрологических особенностей бластомилонитов, направленности метаморфических изменений и других особенностей нередко трудно отделить диафториты по породам чогарского комплекса от пород более поздних складчато-метаморфических комплексов.

Бластомилониты контролируют швы верхнеархейских и нижнепротерозойских разрывов, прослеживаясь на десятки и сотни километров. По латерали внутри зон бластомилонитизации сохраняются отдельные блоки неравномерно рассланцованных и диафторированных гранулитов, местами включены клинья прогрессивно метаморфизованных пород верхнего архея или нижнего протерозоя, серпентинизированных гипербазитов. Процессы бластомилонитизации часто сопровождаются широким проявлением метасоматоза, в первую очередь кремнещелочного.

Среди густой сети разрывных нарушений Становой области зоны бластомилонитизации имеют северо-западное простирание и разделяют блоки разновозрастных пород. По отношению к Становому и Монголо-Охотскому разломам, ограничивающим Становую складчатую область с севера и юга, эти зоны занимают чаще всего диагональное положение (Сугджарская, Унахинская, Тукурингрская и т. д.). В хорошо изученных зонах бластомилонитизации установлено падение тектонитов на северо-восток под углом 20—60°, что позволяет рассматривать разломы как надвиги.

По этим зонам надвигов глубинные гранулиты приведены в соприкосновение с породами станового комплекса или с нижнепротерозойскими образованиями, метаморфизованными соответственно в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях и отличающимися по глубинности не менее чем на 15 км. Естественно, что такая разница могла быть достигнута лишь при существенном перемещении блоков гранулитов чогарского комплекса от своего первоначального места залегания, т. е. мы приходим к выводу об их аллохтонном залегании среди пород станового комплекса, об их тектоническом «внедрении». При тектоническом «внедрении» глубинные комплексы претерпевают интенсивные тектонометаморфические преобразования, изофациальные с дислоцирующимся верхним комплексом. Этим можно объяснить редкость блоков свежих гранулитов в Становой области. В лежачем боку аллохтона и в подстилающих его породах станового комплекса нередко чрезвычайно широко распространены дистенсодержащие парагенезисы со ставролитом, реже с жедритом, что указывает, вероятно, на местное повышение давления в зоне надвига. Тектоническая природа глубинных гранулитов принципиально сходна с природой гипербазитов офиолитовых комплексов фанерозойских складчатых систем, которые, как известно, являются аллохтонными блоками в зонах тектонического меланжа.

Большинство блоков гранулитов Становой области возникли, вероятно, в период позднеархейской складчатости. В формировании их существенную роль сыграли, очевидно, также раннепротерозойские движения и процессы мезозойской тектонической активизации. Следует заметить, что не все блоки гранулитов Становой области являются аллохтонными. Некоторые из них, особенно крупные, носили, по-видимому, конседиментационный характер.

Представляется, что вышеохарактеризованная тектоническая позиция глубинных гранулитов в Становой области не является каким-то исключительным явлением. Сходное тектоническое (аллохтонное) положение занимают, видимо, блоки глубинных гранулитов в Гренвильском и Мозамбикском поясах, на юго-западе Тассевского массива Сибирской платформы. Выходы сутамского метаморфического комплекса на окраине Алданского массива, южнее полосы мезозойских прогибов и грабенов и на стыке со Становой складчатой областью не случайны. В их локализации дизъюнктивные нарушения и перемещения по ним, наряду с глубинной эрозией, сыграли определяющую роль.

Глубинные гранулиты, как правило, имеют очень древний (3—4 млрд. лет и больше) возраст и отражают собой древнейший этап дифференциации мантийного вещества, когда формировалась первая континентальная кора.

По физическим параметрам глубинные гранулиты ($P = 9—11$ кбар, $T = 850—1100°C$) отвечают условиям «базальтового» слоя геофизической модели земной коры. Древние глубинные гранулиты являются представителями пород низов континентальной протокоры, обнажающихся на поверхности. Выведению их на современный уровень, кроме глубокой эрозии, способствовали надвиговые движения с образованием тектонических покровов, особенно в тех случаях, когда блоки глубинных гранулитов залегают среди молодых, относительно слабо метаморфизованных комплексов докембрия.

ЛИТЕРАТУРА

Геохронология докембрия Сибирской платформы и его складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968.

Другова Г. М. Нижнеархейские породы алданского комплекса в зоне становой орогении.— В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.— Л., «Наука», 1964.

Карсаков Л. П. Особенности метаморфизма гранулитового комплекса Восточного Становика и вопросы глубинности гранулитовой фации.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.

Карсаков Л. П. Докембрий восточной части Станового хребта.— В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока, Владивосток, 1975.

Карсаков Л. П., Васькин А. Ф. К докембрийской тектонике восточной части Станового хребта.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975.

Карсаков Л. П., Шульдинер В. И., Ленников А. П. Гранулитовый комплекс восточной части Становой складчатой области и чогарская фация глубинности.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975, № 5.

Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.— В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1939.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. М., «Наука», 1965.

Судовиков Н. Г., Неелов А. Н. О возрасте станового комплекса. — «Труды ЛАГЕД», 1961, вып. 12.

М. А. ЧУРИЛИН

СПИРАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И НЕКОТОРЫЕ ПРИЕМЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ

При выявлении характера деформаций геологических толщ мало внимания уделяется спиральным системам структур. Между тем общеизвестно, что формирование геологических тел и систем структур происходит за громадные промежутки времени при постоянном вращении Земли, перемещающейся по сложной спирали. Очень многие процессы и явления на поверхности Земли имеют цикличный ход развития. Сравнительно давно известны и спиральные системы геологических структур, объясняемые как результат вращения блоков Земли (Ли Сы-гуан, 1958; Васильев, 1971).

В общем случае, признаками спиральных и концентрических систем являются зоны интенсивных деформаций, имеющие дугообразный план заложения. К ним относятся: 1) полосы и цепочки интрузивных, экструзивных и эффузивных тел; 2) контактовые зоны, контакты геологических тел и структур; 3) узкие зоны динамометаморфизма; 4) дизъюнктивы, флексуры, зоны рассланцевания, трещиноватости, брекчирования; 5) полосы, цепочки даек и их полей; 6) узкие гребневидные, изоклинальные, асимметричные, приразломные складки, эшелонированные серии

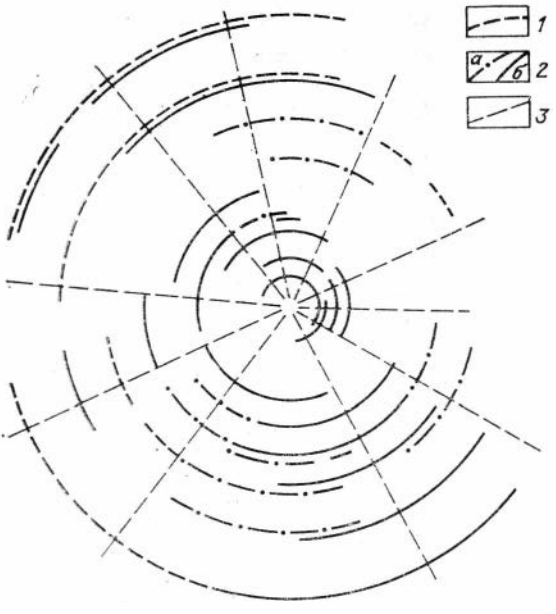


Рис. 1. Схема размещения ориентированных дуг дизъюнктивов и зон интенсивной нарушенности Аяктинской спиральной системы структур.

1 — осевые линии зон интенсивной дизъюнктивной нарушенности; *2* — дугообразные дизъюнктивы (*а* — обычные, *б* — заполненные дайками долеритов); *3* — относительно прямолинейные дизъюнктивы.

складок, узкие зоны моноклиналей, ступеней, горстов, грабенов; 7) узкие зоны смены литолого-фациальных комплексов разновозрастных толщ, полосы однотипных или, наоборот, чрезвычайно разнообразных по составу отложений, не встречающихся в прилегающих структурах; 8) полосы и зоны смены характера и уровня (потенциала) геофизических полей, градиенты геофизических аномалий; 9) полосы и зоны в рельефе, отвечающие породам с разной устойчивостью к процессам эрозии; 10) полосы, зоны и цепочки однотипных по плотности параметров геологических и геофизических объектов и т. п. Однако, в силу общей сложности геологических процессов и явлений во времени и пространстве, опознание спиральных и концентрических систем сильно затруднено, они оказываются как бы замаскированными.

И все же просто и эффективно спиральные (а равно и концентрические) системы геологических структур опознаются при использовании следующего приема. На геологических, геофизических, гипсометрических и других картах выбирается площадь, на которой предполагается наличие достаточного числа признаков (элементов) спиральной или концентрической системы. В зависимости от масштаба исследований размеры такой площади могут быть самыми различными. Признаки в ее пределах обычно сконцентрированы (сгущены, распределены с большей плотностью) вокруг определенного участка (структуры), отвечающего эпицентру предполагаемой системы. В планетарном, межрегиональном, региональном и локальном планах это могут быть последовательно: щиты, срединные массивы, геоблоки, отдельные, близкие к изометричным в плане, структуры различных размеров (купола, выступы древних поднятий, брахиантиклинали или чашеобразные впадины, кальдеры, воронки и др.). От условной точки, принимаемой за эпицентр системы, выносятся условные обозначения выбранных признаков, элементов системы (в последовательности, определяемой исследователем) с сохранением их пространственной ориентировки. Получается схема, на которой видно расположение признаков относительно друг друга (рис. 1, 2). Если вынесенные элементы или их определенные части (точки) будут располагаться по концентрическим линиям или спирали, то, естественно, мы опознали соответствующую систему. При этом соблюдение масштабов выносимых на схему признаков позволяет получить важную информацию как для подтверждения их принадлежности к определенной системе, так и для количественных сравнений.

К сожалению, опознание систем геологических структур указанным приемом не гарантировано от случайных совпадений. Тогда выяснение количественных (параметрических) отношений вынесенных на схему признаков и анализ их связей может помочь делу.

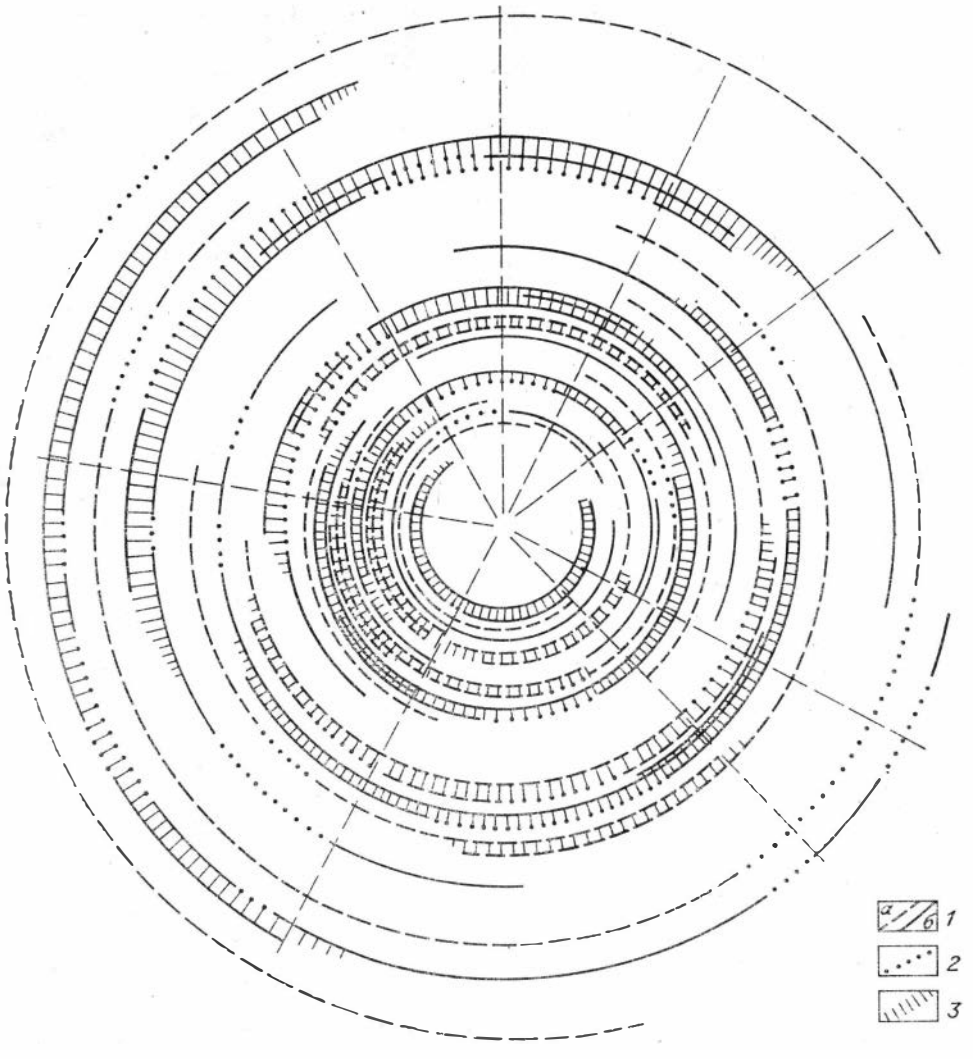


Рис. 2. Схемы размещения ориентированных дуг зон интенсивных тектонических деформаций (разломов) Горного Алтая. Составил автор.

1 — дуги зон интенсивных тектонических деформаций двух спиральных подсистем с коэффициентом дискретности радиусов $\sqrt[3]{2}$ (*а* — первой, *б* — второй); *2* — возможные продолжения дуг; *3* — интервалы колебаний радиусов дуг зон интенсивных тектонических деформаций, близких по размерам в группировках с определенной ориентировкой.

Штриховыми линиями (от центра) показаны относительно прямолинейные радиальные дизъюнктивы, относящиеся ко всей системе структур региона.

Показательным примером для платформенных областей служит выявленная нами Аяктинская спиральная система геологических структур на юго-западной окраине Тунгусской синеклизы, которая расположена в бассейне р. Чуни, с центром вблизи устья р. Аякты, в 70 км к северо-западу от с. Муторай. При составлении геолого-тектонической схемы района, выбранного для опознания системы геологических структур, основное внимание было направлено на выделение и анализ отмеченных признаков (рис. 3).

Обычный при изучении геологических карт прием оконтуривания узлов сопряжения и пересечения всех дизъюнктивов, даек и линейных выходов субгоризонтальных тел долеритов таким образом, чтобы на 1 км² их приходилось не менее двух, позволил увидеть, что они образуют цепочки

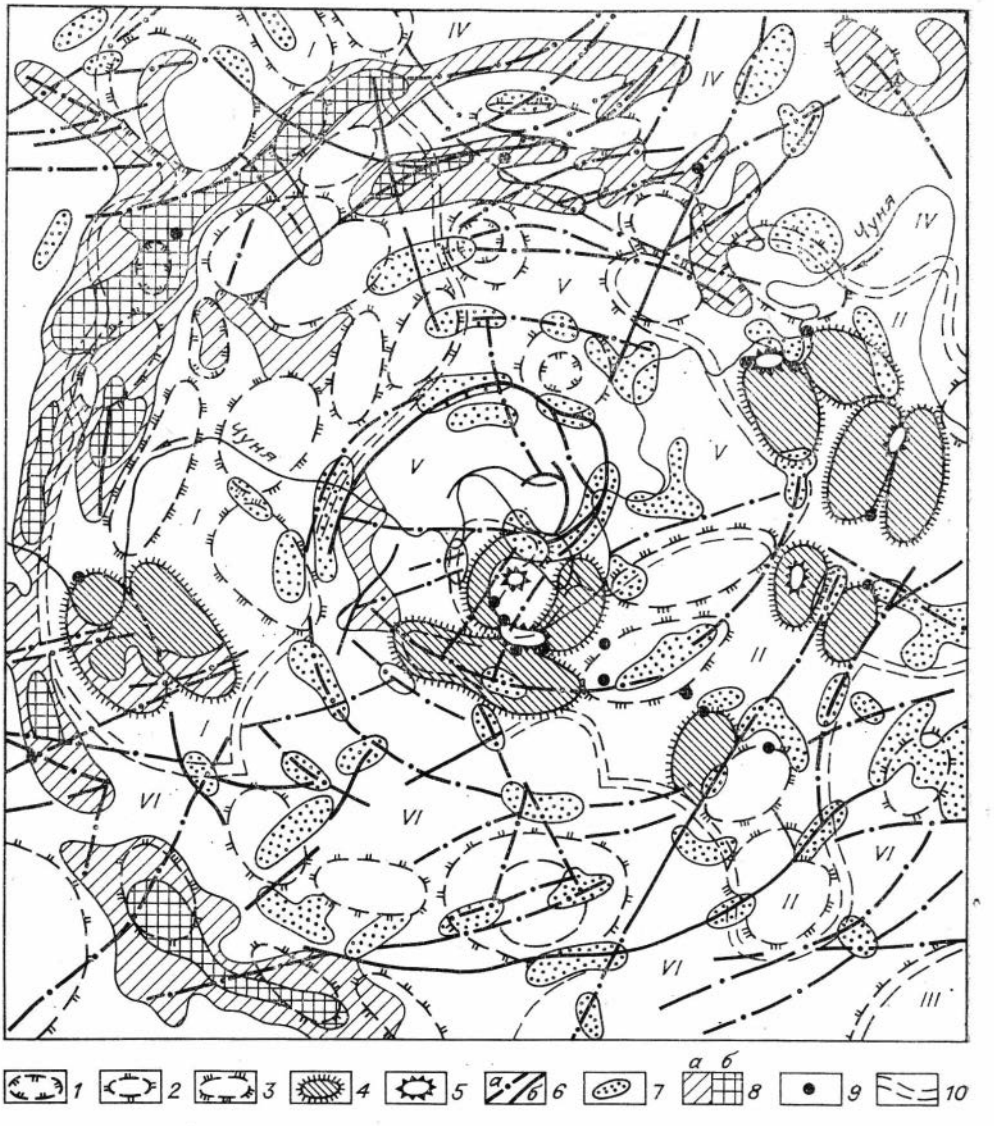


Рис. 3. Геолого-тектоническая схема Аяктинской спиральной системы структур. Составил автор.

1—5 — локальные структуры: *1* — грабен-синклинали с триасовыми туфами; *2—4* — брахиантиклинали, сложенные преимущественно: *2* — пермскими песчаниками и алевролитами, *3* — пермскими и каменноугольными осадочными отложениями, *4* — каменноугольными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями, сидеритами; *5* — отдельные, диапировые (?) брахиантиклинали, сложенные средне- и верхнеордовикскими известняками, аргиллитами и алевролитами. *6* — дизъюнктивы (жирной линией дугообразные, более тонкой относительно прямолинейные): *а* — обычные, *б* — с дайками долеритов. *7* — поля и узлы сопряжения и пересечения коротких (< 10 км) дизъюнктивов и даек. *8* — зоны интенсивных тектонических деформаций с различной плотностью даек и дизъюнктивов на 1 км²: *а* — от 2 до 3, *б* — от 4 до 7. *9* — проявления эндогенного преимущественно магнетитового оруденения и минерализации. *10* — границы региональных структур. Цифры на схеме: I—III — региональные поднятия (пермские, каменноугольные, ордовикские осадочные толщи): I — Паимбинское, II — Горбилокское, III — Муторайское; IV—VI — депрессии (триасовые вулканогенно-осадочные отложения): IV — Тэтэнская, V — Дясмакитская, VI — Гаиндинская.

или вытянутые поля в зонах высокой тектонической нарушенности. Некоторые из таких зон объединяют концы слабо изогнутых дизъюнктивов, и тогда их общий дугообразный план заложения выступает еще резче. Поля интенсивных деформаций, распознаваемые по насыщению их ли-

нейными субгоризонтальными телами долеритов, дайками, дизъюнктивами, с плотностью этих признаков от трех до семи на 1 км², образуют дугообразные зоны. Самые протяженные из них как бы «сливаются» в одну, выгнутую к запад-северо-западу.

Уже по общему характеру размещения дугообразных дизъюнктивов, узлов и зон интенсивной нарушенности на геолого-тектонической схеме отчетливо проступает их спиральный план связей друг с другом. Обращает на себя внимание эпицентр спиральной системы дизъюнктивов, выраженный локальной грабен-синклинальной структурой, сложенной триасовыми туфами и окруженной выходами ордовикских, каменноугольных и пермских осадочных отложений (известняками, песчаниками, алевролитами), слагающими полукольцевую брахиантиклиналь. Общий поперечник центрального участка 7,5 км. От него начинает «раскручиваться» против часовой стрелки дугообразная, несколько изломанная, а в целом спиральная в плане протяженная дайка долеритов.

Известные на выбранной площади по данным предыдущих исследователей региональные структуры располагаются в соответствии с общим дугообразным и спиральным планом заложения дизъюнктивов и зон интенсивной нарушенности. Действительно, Дяемакитская депрессия, располагающаяся между Паимбинским и Горбилокским поднятиями, имеет в плане сложную изометричную форму, но в общем она вытянута вдоль отмеченной спиральной дайки долеритов. Тэтэнская депрессия, лежащая к северо-западу от Паимбинского поднятия, представляет собой дугообразную полосу, выгнутую к юго-западу.

Горбилокское поднятие вытянуто по дуге согласно общему плану дугообразных дизъюнктивов и выгнуто на восток. Южная половина Паимбинского поднятия, «отсеченная» зоной интенсивных тектонических деформаций, на всем протяжении (50 км) контролируется последней. При этом брахискладки более высоких порядков в пределах поднятия также вытянуты согласно простиранию зоны.

Анализ расположения в плане локальных структур, главным образом брахиформных антиклиналей, также заставляет говорить о принадлежности их к спиральной системе (независимо от дизъюнктивов). Такие складки хорошо выделяются по выходам относительно более древних толщ и, как видно на рис. 1, располагаются в определенном порядке. Наиболее уверенно опознается спиральный план размещения локальных структур по относительно сложным, как бы сдвоенным, напоминающим по контуру в плане цифру 8 или букву Ф, брахиантиклиналям, представляющим собой разобщенные выходы относительно более древних толщ, ордовикских и каменноугольных, на площадях от 4 до 12 км². Обычно они окружены полями даек долеритов. При этом выходы ордовикских толщ размещаются не в центральных частях таких складок, а на их крыльях и периклиналях и, несомненно, фиксируют обособленные в плане резкие выступы. Как правило, эти выступы слабо вытянутые, площадь их 1—3 км², по окраинам осложнены короткими дизъюнктивами. Последовательное расположение цепочек складок, сложенных каменноугольными толщами, вместе с относительно самостоятельными диапировыми (?) складками с выходами ордовикских толщ, отвечает спирали, по ходу которой против часовой стрелки они сменяются цепочками брахиантиклиналей, выполненных пермскими толщами, выступающими среди триасовых. Или иначе, брахиантиклинали образуют цепочки, вытянутые по дугам, располагающимся друг за другом так, что намечают спиральные полосы пликативных дислокаций. К тому же, в пределах таких полос сдвоенные брахиантиклинали, а иногда и сдвоенные брахисинклинали оказываются как бы «нанизанными» на дизъюнктивы и образуют эшелонированные серии. Очевидно, такого вида складки являются характерными для спиральных систем. И отсюда многократно повторяющаяся особенность, именно сдвоенность этих своеобразных скла-

док, их связанность с диапировыми (?) выступами более высокого порядка и «нанизанность» на дизъюнктивы заставляет предложить для них особое название — Ф-структуры.

Спирали и дуги даек, дизъюнктивов, цепочек складок вместе образуют единый рисунок ветвящейся спирали, как бы вправленный в предельную зону интенсивных тектонических деформаций, стремящуюся к окружности. Это видно и на схеме, составленной в соответствии с изложенными правилами (см. рис. 1). Замеры и сопоставление радиусов дуг дизъюнктивов показывают, что между ними имеется некоторая зависимость, они нарастают последовательно, в среднем в 1,26 раза — $\sqrt[3]{2}$ — (5,2; 6,4; 8,2; 10,4; 12,8; 16,2; 20,4; 25,4; 32,2; 40 км). Общий поперечник системы достигает 90—100 км.

Теперь отметим, что известные в этом районе магнетитовые и гематит-магнетитовые рудопроявления располагаются в полном соответствии со спиральным планом ориентации системы структур. По мере уменьшения радиуса спирали структур шаг между рудопроявлениями уменьшается к эпицентру и число рудопроявлений (их плотность) увеличивается. Локализованы рудопроявления в следующих местах: во всех случаях в узлах повышенной нарушенности; на окраинах грабен-синклиналей, сложенных туфами триаса и насыщенных дайками долеритов; на периклиналях сдвоенных брахиантиклиналей и вдоль осевой линии таких Ф-антиклинальных структур, в эпицентре системы в узлах сопряжения дизъюнктивов.

Для складчатых областей примером проявления спиральных систем структур может служить район Восточного Таймыра. Здесь С. С. Сердюком составлена карта-схема зон интенсивных тектонических деформаций, отраженных в рельефе руслами рек и резкими уступами на склонах гор (Чурилин и др., 1976). Также очень несложный прием вынесения на схему дуг с близкими по размерам радиусами (раздельно для каждой из групп, полученных по графику их распределения по размерам) позволил установить, что относительно друг друга они размещаются в определенном порядке. В группировках по пространственной близости дуги разных радиусов как бы сосредоточены около какого-то центра, но упорядоченного, симметричного их размещения относительно друг друга не заметно.

Однако на схемах, подобных приведенной на рис. 1, где они вынесены от одного центра с сохранением пространственной ориентировки, для дуг почти всех группировок опознана спиральная последовательность размещения. Самые большие по размерам радиусов (20—25 км) дугообразные дизъюнктивные зоны пяти отдельных отмеченных группировок оказались одного порядка и расположены так, что ограничивают участок с правильными контурами, определенный как крестовая структура. Почти все зафиксированные в этом районе потенциально перспективные рудные поля и зоны располагаются в следующих местах: в пределах крестовой структуры, на участках пересечения и сопряжения дуг наибольших радиусов всех опознанных систем и вблизи их эпицентров, вдоль дуг, выпуклых к востоку, юго-востоку, югу и юго-западу. Поперечник отмеченной крестовой структуры составляет в среднем около 30 км. На схеме, где дуги дизъюнктивов крестовой структуры вынесены с привязкой к одному центру, также опознан спиральный характер их расположения. Общий диаметр спиральных систем дизъюнктивов, связанных воедино, составляет 100—110 км.

Для Алтае-Саянской геосинклинальной складчатой области примером проявления связей друг с другом спиральных систем структур различных рангов, от планетарных до региональных, может служить регион Горного Алтая. С учетом богатейшего материала по его изучению автором исследованы дугообразные зоны интенсивных тектонических де-

формаций, разделяющие структурно-формационные зоны, структуры типа срединных массивов, различные крупные глыбы и сравнительно небольшие блоки (Чурилин, 1971). Как правило, такие зоны являются границами структур с несколько разной историей геолого-тектонического развития. В плане они образуют сложный рисунок из сопряженных и пересекающихся систем. Многие из них по отношению друг к другу расположены симметрично. И снова все вместе они как бы заключены в предельную почти полностью замкнутую кольцевую зону интенсивных тектонических деформаций, отраженную в рельефе. Диаметр такой зоны составляет 420 км. Вынесенные на схему от одного центра (см. рис. 2) зоны интенсивных тектонических деформаций оказываются скомпонованными в хорошо заметные спирали, составленные из дискретных группировок дуг с закономерно меняющейся ориентировкой их вершин. В целом же опознается спиральная система планетарного ранга, но выступающая в виде двух относительно самостоятельных подсистем, в свою очередь составленных из группировок дуг (подсистем более высокого ранга) с близкими размерами радиусов. Интересно, что одна из подсистем развертывается по часовой стрелке, а другая против. В первой подсистеме размеры радиусов в среднем следующие: 29; 36; 46; 58; 73; 93; 117; 147 км, во второй — 25; 32; 41; 51; 65; 82; 104 км. Последовательно в обеих подсистемах радиусы от меньших к бо́льшим нарастают в 1,26 раза $\left(\sqrt[3]{2}\right)$. Однако показательно, что среди множества дуг дизъюнктивных зон при анализе отношений их радиусов (без объединения в группировки) опознаются семь подсистем с последовательным нарастанием (или уменьшением) радиусов в 1,35—1,45 раза, в среднем, в $\sqrt{2}$ (Чурилин, 1971). Вынесенные на эту же схему относительно прямолинейные сквозные зоны интенсивных тектонических деформаций показывают принадлежность их к радиально-расходящейся системе. Углы таких прямолинейных зон часто равны или кратны друг другу. Рудные пояса и узлы Горного Алтая соподчинены дугообразным зонам больших радиусов. Рудные узлы размещены на сопряжениях и пересечениях рудных поясов с секущими (сквозными) дугообразными и относительно прямолинейными зонами дизъюнктивов. Отдельные тектонические узлы и сравнительно короткие зоны с эндогенной минерализацией закономерно располагается в межразломных шовных зонах и на окраинах дуг зон интенсивных тектонических деформаций с определенными радиусами, реже попадают в эпицентры дугообразных, кольцевых и спиральных систем дизъюнктивных зон более высокого порядка (Чурилин, Пшеничный, 1968; Чурилин, 1971).

В заключение важно подчеркнуть следующее. Спирали являются геологическим инвариантами. С учетом того, что динамические условия формирования геологических тел и структур в течение громадных промежутков времени при постоянном вращении Земли совершенно очевидны, вызывает большой интерес решение вопросов пространственно-временного механизма формирования спиральных систем геологических структур различных рангов (классов). Всестороннее исследование именно спиральных систем геологических структур планетарного масштаба дает ответы на многие загадки тектоники всей коры Земли.

С практической точки зрения, выявление спиральных систем региональных и локальных геологических структур в пределах металлогенических и рудных поясов, районов, узлов и даже полей может существенно повлиять на направление поисков месторождений полезных ископаемых, и прежде всего эндогенных руд. В этом же плане заслуживает пристального внимания геохимия таких рудоносных систем. Опознание и расшифровка роли спиральных систем геологических структур различных порядков приведет не только к открытию еще неизвестных геологических законов, но и даст важные критерии научного предвидения полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев В. И. Симметрия планетарных форм и сил.— В кн.: Симметрия в природе. Л., изд. Ленингр. обл. упр. науч.-техн. горн. о-ва, 1971.

Ли Сы-гуан. Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию тектонических систем северо-западного Китая. М. Геолтехиздат, 1958.

Чурилин М. А. Дугообразные структуры с концентрическим планом заложения и их влияние на размещение полезных ископаемых (на примере западной части Алтае-Саянской складчатой области).— Автореф. канд. дис. Новокузнецк, 1971.

Чурилин М. А., Лопатин Л. В., Михеев В. А., Сердюк С. С., Коростелева В. Д. Особенности размещения эндогенных руд по отношению к зонам деформаций, отраженным рельефом.— В кн.: Материалы по магматизму и металлогении Красноярского края. Красноярск, кн. изд-во, 1976. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 241).

Чурилин М. А., Пшеничный Л. В. Дугообразные структуры Алтае-Саянской складчатой области и их роль в локализации эндогенного оруденения.— «Разведка и охрана недр», М., 1968, № 3.

К. Ф. ТЯПКИН

НОВАЯ РОТАЦИОННАЯ ГИПОТЕЗА СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

До недавнего времени в геотектонике практически безраздельно господствовала концепция геосинклиналей и платформ, зарождение которой относится еще к прошлому столетию.

Но за последнее десятилетие происходит непонятное, на первый взгляд, явление — ведущая тектоническая концепция, заслуги которой в развитии наук о Земле несомненны, в ряде случаев уступает место новой концепции, именуемой **тектоникой плит**. Изложение сущности тектоники плит можно найти у В. Е. Хаина (1973). Поражает необычайно быстрое распространение ее идей за рубежом. В нашей литературе до последнего десятилетия (очевидно, под влиянием работ В. В. Белоусова) многие исследователи весьма осторожно относились к этой концепции. В настоящее время, судя по публикациям, положение иное: количество ее сторонников возрастает.

Представляется, что одной из причин сравнительно легкого отказа исследователей от концепции геосинклиналей и платформ является неспособность ее объяснить многие известные факты и закономерности. Например, с ее позиций трудно понять устанавливаемые планерные закономерности расположения разломных структур не только в океанах, но и на материках. В частности, неясно подобие береговых линий материков.

В качестве доводов против концепции тектоники плит часто называют невозможность оъяснения причин таких закономерностей, как цикличность геологического развития структур земной коры, трансгрессии и регрессии и др. Но они не имеют удовлетворительного объяснения и с позиций геосинклиналей и платформ.

Между тем многие известные геологические закономерности, включая и устанавливаемые в последнее время в океанах, могут найти удовлетворительное объяснение с позиций недавно опубликованной новой ротационной гипотезы формирования тектонических структур земной коры (Тяпкин, 1974).

Одной из причин возникновения этой гипотезы было стремление объяснить закономерности в пространственном расположении разломов в пределах Украинского щита, а судя по литературным данным, имеющих место и в других регионах. Эти закономерности кратко сводятся к следующему (Изучение тектоники ..., 1972).

1. Региональные разломы на щите располагаются не произвольно, а укладываются в определенные системы.

2. Каждая система характеризуется выдержанностью азимутов простирания разломов, их взаимной ортогональностью, выдержанностью интервалов между разломами одного порядка.

3. Разломы разных систем, как правило, отличаются друг от друга геологическими особенностями и временем заложения, но образуют подобные между собой геометрические сетки, развернутые одна по отношению к другой на некоторый угол.

4. Наблюдается определенная взаимосвязь между складчатыми и разломными структурами.

Поскольку ни одна из известных нам тектонических концепций (включая тектонику плит) не может объяснить приведенных выше закономерностей, пришлось искать новую.

СУЩНОСТЬ НОВОЙ РОТАЦИОННОЙ ГИПОТЕЗЫ

Новая ротационная гипотеза (Тяпкин, 1974) является в определенном смысле обобщением предложений многих исследователей, занимавшихся изучением влияния ротационного режима Земли на формирование тектонических структур земной коры. Кратко она сводится к следующему.

В настоящее время можно считать установленным, что Земля и все планеты солнечной системы находятся в состоянии изостазии. Под изостазией понимается состояние, при котором внешняя и внутренняя уровенные поверхности Земли находятся в гидростатическом равновесии, соответствующем реальной скорости ее вращения вокруг неподвижной оси. Следовательно, фигура нашей планеты (геоид) определяется общей массой, положением оси вращения и скоростью вращения. Два последних параметра характеризуют ротационный режим нашей планеты. При изменении любого из них должна мепяться фигура Земли, приспосабливаясь к новым условиям.

Наиболее изучен вопрос влияния изменения скорости вращения Земли на деформацию земной коры, что, несомненно, имеет место, но не может объяснить всех известных планетарных закономерностей в пространственном расположении тектонических структур.

Представляется, что более существенный (но не единственный) вклад в деформацию земной коры вносит изменение второго параметра ротационного режима Земли — *положения оси* вращения по отношению к земной поверхности.

Рассмотрим влияние этого фактора на деформацию земной коры. На рис. 1 (*а*) схематически изображены два контура земной поверхности, соответствующие одинаковой скорости вращения Земли, но разным положениям осей, отличающимся на некоторый малый угол α. Штриховой линией показано первоначальное положение Земли, а сплошной — новая фигура Земли, приспособленная к новому положению оси вращения в более позднее время.

Можно показать, что при поступательном перемещении оси вращения (полюсов) по поверхности Земли в земной коре возникают напряжения, распределение которых показано на рис. 1 (*а*). В двух противоположных квадрантах, в направлении которых происходит перемещение полюсов, образуются зоны сжатия, а в двух других — зоны растяжения.

Представление о качественном распределении напряжений и их разрядке, например, в зоне растяжения можно получить, приняв в первом приближении для малых значений величину этих напряжений, пропорциональную деформации. В этом случае, обращаясь к схеме, см. рис. 1, *а*, видим, что по мере удаления от оси вращения напряжения возрастают. Возрастание будет происходить до тех пор, пока они не достигнут предела

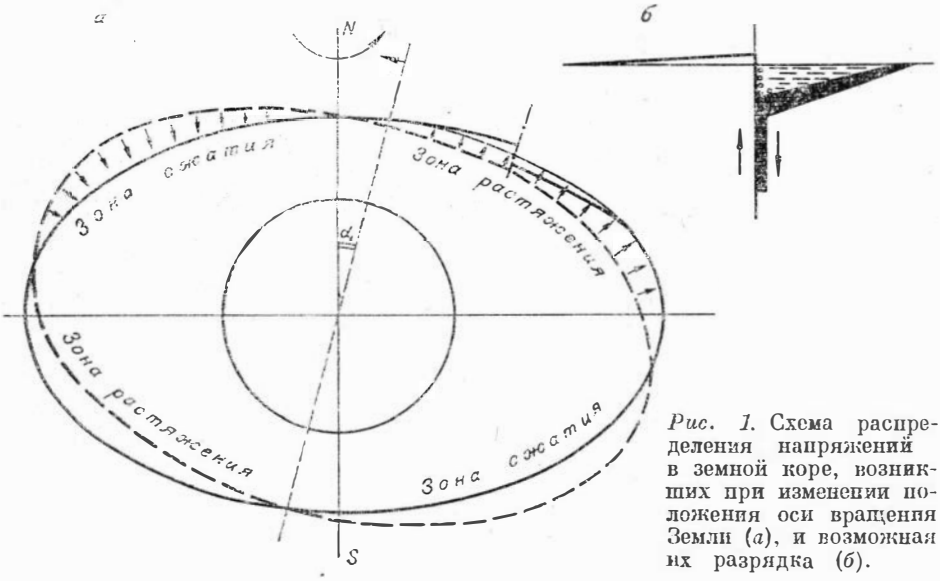


Рис. 1. Схема распределения напряжений в земной коре, возникших при изменении положения оси вращения Земли (*а*), и возможная их разрядка (*б*).

упругости в верхней оболочке. При последующем увеличении угла α должна произойти их разрядка. Она заключается в возникновении глубинных разломов и таком перемещении по ним блоков земной коры, при котором вновь достигается грубое изостатическое состояние Земли. При этом внешние контуры отдельных блоков должны располагаться вблизи поверхности равновесия (на рис. 1, *а* — сплошная тонкая линия).

Описанная выше картина приводит нас к известной схеме формирования геосинклиналей на жестком основании, предложенной Дж. Муди и М. Хиллом (Moody, Hill, 1956), совершенно с других позиций (см. рис. 1, *б*). При этом выступающие части блоков служат источниками денудации, а погруженные — бассейнами для осадконакопления. Кроме того, проявление глубинных разломов способствует активизации магматической деятельности и дополнительному притоку тепла — одного из главных источников энергии метаморфизма горных пород.

Таким образом, разрядка напряжений, вызванных переориентировкой фигуры равновесия Земли, порождает основные геологические процессы (денудацию, седиментацию, магматизм и метаморфизм), определяющие формирование не только тектонических структур в земной коре, но и любых комплексов пород, слагающих эти структуры. Естественно, это относится к определенным критическим зонам земной коры, положение которых будет определяться направлением и скоростью перемещения полюсов.

Наши исследования свидетельствуют о том, что траектория движения полюса представляет собой сложную петлеобразную кривую, слагающуюся из поступательного движения полюса по поверхности Земли с наложенными на него, близкими к круговым, движениями разных порядков. Периоды круговых движений полюса характеризуются широким спектром значений, начиная от одного земного года до галактического, по-видимому, соответствующего геологической эре.

Вернемся к рязрядке напряжений, вызванных различными составляющими перемещениями полюса по поверхности Земли На рис. 1 (*а*) показана схема возникновения одного из разломов в сечении Земли, совпадающим с плоскостью поступательного перемещения оси вращения. Анализ распределения напряжений в перпендикулярном направлении приводит к выводу, что в результате разрядки напряжений, обусловленных поступательным перемещением полюсов, в зоне растяжения должна образоваться сетка взаимно перпендикулярных разломов.

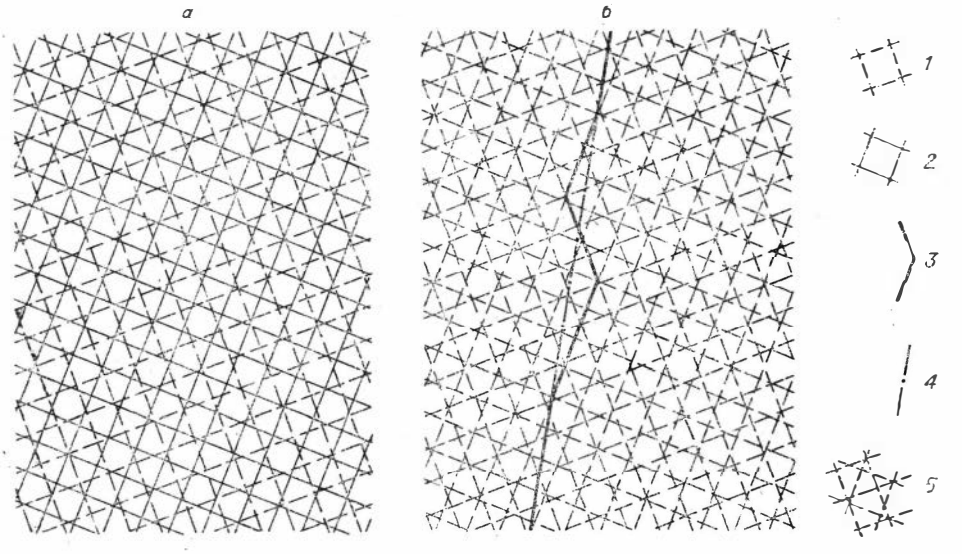


Рис. 2. Схема наложения систем разломов (*а*) и принципиальная схема унаследованности, возникающей при последующих активизациях (*б*).

1 — сеть разломов предыдущей активизации, *2* — сеть разломов последующей активизации, *3* — формируемый разлом, *4* — осевая линия формируемого разлома, *5* — сеть ранее существовавших разломов.

После разрядки напряжений, обусловленных поступательным движением полюсов, наступает относительно спокойный тектонический период, во время которого происходит нивелирование земной поверхности, соответствующее формирование в критических зонах геосинклинальных, а в удаленных от них — платформенных структур.

Одновременно накапливаются новые напряжения. При достижении ими предела упругости начинается новый этап активной тектонической перестройки, в течение которого образуется новая сетка разломов (рис. 2, *а*). Судя по результатам наших исследований, только в докембрии было не менее шести тектонических перестроек.

При формировании более поздних тектонических структур наблюдается своеобразная унаследованность. Новые разломы и связанные с ними структуры складываются частично из новых элементов, а частью из ранее возникших, но так, что осевые линии линейных структур сохраняют свое направление, как это показано на схеме (см. рис. 2, *б*).

Рассмотрим теперь влияние круговых движений полюса разных порядков на формирование тектонической структуры типа геосинклиналей (см. рис. 1, *б*). Поскольку режим осадконакопления теснейшим образом связан с относительными перемещениями блоков, то для его смены достаточно изменения направления перемещения полюсов. Следовательно, петли разных порядков на траектории полюса определяют цикличность осадконакопления.

Влиянием круговых составляющих в траектории движения полюсов физически прост объясняется не только формирование отдельных пластов и их пачек, но и возникновение трансгрессий и регрессий и даже инверсия тектонического режима в пределах структуры типа геосинклиналей (см. рис. 1, *б*).

Для осуществления инверсии достаточно, чтобы траектория полюса в пределах определенного времени характеризовалась направлением, противоположным тому, при котором формировалась геосинклиналь.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОСНОВНЫХ ПОЛОЖЕНИЙ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ С ПОЗИЦИЙ НОВОЙ РОТАЦИОННОЙ ГИПОТЕЗЫ

Основные постулаты тектоники плит можно сформулировать так:

1. Литосфера Земли состоит из некоторого числа блоков (плит).

2. Плиты испытывают горизонтальные перемещения относительно друг друга по астеносфере. Начало перемещения (раздвиг) совпадает с разделяющей плиты рифтовой зоной (срединным океаническим хребтом). На противоположном конце предполагается погружение плиты под континент или островную дугу зон Беньофа.

3. Перемещение плит по астеносферному слою является основой развития земной коры и ее генеральных структур. Вдоль границ плит сосредоточена вся тектоническая, вулканическая и сейсмическая активность Земли.

Считают, что в основе приведенных выше постулатов тектоники плит лежат:

1) подобие конфигурации береговых линий материков на противоположных берегах океанов и морей, интерпретируемое как линии раскола ранее единого континента;

2) наблюдающиеся в пределах океанов специфические линейные магнитные аномалии «зебрового типа», интерпретируемые как результат растяжения океанической земной коры;

3) несовпадающие траектории перемещения палеомагнитных полюсов Земли для разных континентов (или их частей).

Границы материков, точнее границы их шельфовых зон, являются зонами разломов земной коры. Их сходные конфигурации вызывают недоумение с позиций концепции геосинклиналей и платформ, исходящей из предположения о том, что разломы земной коры располагаются произвольно, по принципу «битой тарелки». Поэтому подобие границ материков вызывает естественное предположение о линиях раскола некогда единого материка.

С позиций изложенной выше ротационной гипотезы разломы земной коры располагаются вполне закономерно, и для формирования морского бассейна не требуется раздвигания материков или их частей. Достаточно относительного опускания определенных блоков земной коры. Единые законы формирования систем разломов, с учетом упоминавшегося выше принципа унаследованности, обеспечивают сходство конфигурации береговых линий материков.

Одно из главных положений, на котором основывается концепция тектоники плит, это «спрединг», океанического дна. К представлению о растяжении определенных участков океанического дна пришли геофизики на основании интерпретации линейных магнитных аномалий «зебрового» типа (Vine, Matthews, 1963), встречающихся только в пределах океанов. Вид одной из таких аномалий приведен на рис. 3 (*а*).

Представление о том, что участки дна океана, в пределах которых наблюдаются линейные магнитные аномалии, соответствуют зонам растяжения земной коры, трещины в которой заполнены магматическими образованиями с повышенной намагниченностью, вполне справедливо. Однако нельзя согласиться с выводом о том, что такие зоны растяжения присущи только океаническому дну.

На рис. 3 (*б*) показана система даек диабазов в пределах Канадского щита, заимствованная нами из геологической карты докембрия провинции Онтарио. Эти дайки имеют докембрийский возраст и слабую намагниченость. Если им придать намагниченность базальтовых пород, образующих линейные манитные аномалии в пределах современных океанов, то мы получим подобные аномалии магнитного поля в пределах докембрийского щита.

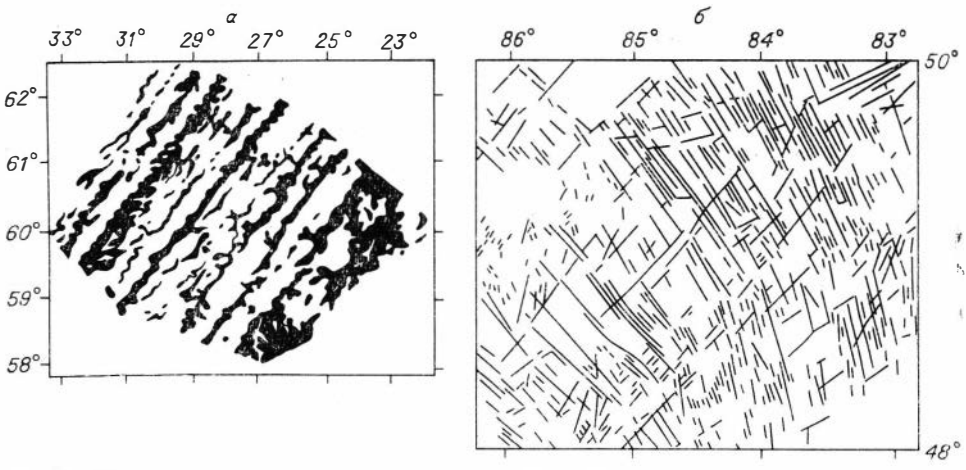


Рис. 3. Пример линейных магнитных аномалий «зебрового» типа над Срединно-Атлантическим хребтом (*а*) и система даек диабазов на одном из участков Канадского щита (*б*).

Следовательно, зоны растяжения присущи не только океаническому дну, но и типично континентальным условиям.

Главное же, наличие зон растяжения в определенных участках земной коры является прямым следствием ротационной гипотезы (см. рис. 1), но из нее вовсе не следует вывод о значительных горизонтальных перемещениях этих участков земной коры. Более того, следствием ротационной гипотезы является необходимость «утяжеления» любых опущенных участков земной коры для сохранения изостазии. Надо полагать, что в пределах океанического дна в качестве одной из форм превращения континентальной коры в океаническую может быть насыщение верхней части коры базальтовым материалом вдоль зон растяжения (Белоусов, 1968). По-видимому, могут быть и другие формы океанизации земной коры, но в данном случае это не является предметом обсуждения.

Следующим важным положением, на котором основывается тектоника плит и большинство реконструкций первичного материка Земли, является несовпадение траекторий перемещения полюсов, основанных на палеомагнитных определениях в пределах разных континентов. Пожалуй, это был бы наиболее серьезный аргумент в пользу концепции тектоники плит, если бы были известны реальные траектории перемещения полюсов.

К сожалению, для целей палеореконструкции вместо реальных траекторий обычно пользуются кривыми, полученными весьма произвольно осреднением координат виртуальных полюсов, правомерность использования которых весьма не обоснована. Основанием для такого утверждения может служить уже указывающееся ранее заключение о сложной петлеобразной траектории движения полюса. За редким исключением (Русаков, 1969; Spall, 1972) проблема определения траекторий полюсов даже не обсуждается.

Очевидно, можно ставить вопрос об использовании результатов определений виртуальных полюсов для палеореконструкций, по крайней мере, после того, как будут вычислены реальные траектории движения полюсов для разных континентов, а пока его надо считать открытым.

Таким образом, основные положения, на которых зиждется концепция тектоники плит, за исключением последнего, с позиций новой ротационной гипотезы вполне могут быть интерпретированы без привлечения значительных горизонтальных перемещений участков земной коры.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛИЧНЫХ КОНЦЕПЦИЙ

Рассмотрим в первую очередь возможные источники сил, приводящих к тектоническим активизациям Земли. Под действием силы тяжести и экзогенных процессов на Земле каждый участок земной поверхности стремится к пенеплену, а поверхность Земли в целом — к фигуре равновесия, обладающей минимумом внутренней энергии. Согласно законам механики, вывести из состояния равновесия любую систему и, в частности, нарушить направленность процессов, происходящих на Земле, внутренние силы не могут. Следовательно, источник таких сил может быть только *внешним*. При этом внутренние силы Земли играют роль реакций. Взаимосвязь внешних и внутренних сил определяет энергетический баланс любых тектонических перестроек Земли.

Возможную физическую природу внешних сил, действующих на Землю, можно получить из следующих соображений. Земля является частью Солнечной системы, которая, в свою очередь, представляет один из элементов Галактики.

Следовательно, любые заключения о закономерном развитии нашей планеты должны исходить из уравнений динамического равновесия, определяющих взаимодействие Земли с магнитным, гравитационным и электрическим полями Галактики.

В частности, Земля — магнит, перемещаясь в переменном магнитном поле Галактики, должна испытывать вращательный момент, Вместе с тем момент количества движения Земли в пространстве должен сохраняться. Удовлетворить обоим этим положениям одновременно можно только при условии относительного перемещения разных частей Земли, например ядра относительно мантии. Перемещение полюсов по поверхности Земли также возможно только при этом условии.

Таким образом, появляется возможность назвать реальный источник сил, приводящий к перемещению внешней оболочки Земли относительно оси ее вращения.

Сторонники тектоники плит вообще не называют источник сил, за счет которого происходит перемещение плит, а в качестве метанизма перемещения пользуются так называемой конвекцией вещества в мантии. Никаких фактических данных о конвекции вещества в мантии нет. Появление этой гипотезы основано на интерпретации региональных гравитационных и тепловых аномалий. Ранее нами было показано (Тяпкин, 1966), что результаты интерпретации гравитационных аномалий в значительной мере зависят от выбранной модели. Неудачно выбранная модель может привести к выводам, ничего общего не имеющим с действительностью. Покажем это на примере интерпретации региональных гравитационных ступеней, обусловленных относительным перемещением блоков земной коры с последующей денудацией одного из них, схематически изображенных на рис. 4. В этом случае изменение плотности с глубиной, определяемое величиной 0,01 г/см³ на 1 км глубины, создает гравитационный эффект в 14,7 мгл на каждый километр амплитуды перемещения. Недоучет этого

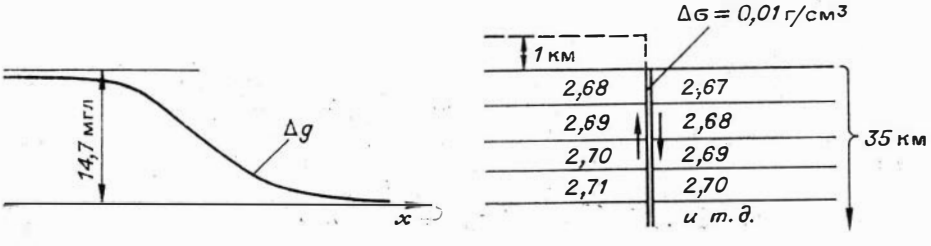


Рис. 4. **Схема возникновения плотностной границы за счет относительного перемещения блоков земной коры.**

эффекта заставляет авторов расчетов прибегать к привлечению *уплотнений* и *разуплотнений в мантии,* а в конечном итоге — к конвекции.

Рассмотрим возможности объяснения известных геологических закономерностей с позиций различных концепций. Из предыдущего раздела следует, что закономерности, установленные в последние десятилетия при изучении океанического дна, имеют практически равноценное объяснение как с позиций тектоники плит, так и новой ротационной гипотезы.

При объяснении планетарных закономерностей расположения тектонических структур, цикличности геологических процессов и, в частности, периодичности трансгрессий и регрессий новая ротационная гипотеза имеет явные преимущества как перед концепцией тектоники плит, так и перед господствующей ранее концепцией геосинклиналей и платформ. Основным методологическим недостатком последней является стремление ее сторонников все геологические явления объяснить за счет *внутренних* сил Земли.

В заключение рассмотрим возможные возражения и нерешенные проблемы. Серьезным возражением против ротационной гипотезы, на которое указал академик Ю. А. Косыгин (личное сообщение), является отсутствие центральной симметрии структур в земной коре, которая должна бы быть в идеальном случае действия только ротационных сил. Но это еще раз свидетельствует о том, что нельзя считать ротационный фактор единственным. Кроме того, из изложенного выше следует, что главным передаточным звеном внешних сил на Землю является система ядро — мантия. Есть основания полагать, что внутреннее ядро располагается не в центре Земли (Barts, 1972). Как это скажется на закономерностях формирования тектонических структур, пока не ясно.

Для дальнейшего развития новой ротационной гипотезы надо в первую очередь определить траектории движения полюсов, соответствующие различным геологическим эпохам, необходимые для расчета напряжений в литосфере, разрядка которых формирует тектонические структуры.

Параллельное исследование взаимосвязей между особенностями траекторий полюсов и закономерностями геологического развития хорошо изученных регионов должно помочь решить геологический аспект новой ротационной гипотезы.

В качестве одной из проверок основных положений ротационной гипотезы предполагается в ближайшее время провести анализ взаимосвязи между перемещениями географических полюсов по астрономическим определениям и колебаниям уровней морей и океанов по уровнемерным данным. Водная оболочка Земли должна наиболее четко реагировать на изменение положения оси вращения. Предварительные исследования этого вопроса дают обнадеживающие результаты.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.

Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. М., «Недра», 1972.

Русаков О. М. Магнитное поле земли в мезозое. Киев, «Наукова думка», 1969.

Тяпкин К. Ф. Про інтерпретацію гравітаційних ступенів на щиті.— «Доповіді АН УРСР», 1966, № 5.

Тяпкин К. Ф. Новая ротационная гипотеза формирования тектонических структур в земной коре.— «Геол. журнал», 1974, № 4.

Хаин В. Е. О новой глобальной тектонике.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973.

Barts G. Demonstration and physical background of the asymmetrical structure of the Earth.— In: XYII Geohpysical symposium. Karlovy Vary, 1972.

Moody J., Hill M. Wrench-fault tectonics.— «Bull. Geol. Soc. Amer»., 1956.

Spall H. Paleomagnetism and Precambrian continental Drift.— In: 24 International Geol. Congr. Sec. Tectonics. Montreal, 1972.

Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges.— «Nature», 1963, v. 199, N 4897.

С. Н. КУДРИН

ЗНАЧЕНИЕ БУДИНАЖА ПРИ КАРТИРОВАНИИ НЕМЫХ ТОЛЩ ДОКЕМБРИЯ

Большую информацию об условиях и механизме образования складок, о формах их залегания, а также о первичном стратиграфическом разрезе несет будинаж, являющийся одной из форм внутреннего строения деформированной слоистой толщи. Он распространен, пожалуй, так же широко, как и кливаж, но нередко обнаруживается легче и более доступен для наблюдений. Возможности же его при картировании немых толщ докембрия используются мало.

Особенности будинажа, рассматриваемые ниже, встречаются во многих районах страны и за рубежом. Наиболее подробно они были изучены автором в докембрийских и нижнепалеозойских толщах Забайкалья и Прибайкалья, особенно на Кличкинском и Воскресенском рудных полях Забайкалья.

Здесь в слоистых толщах будинируются почти все горные породы. Образование будин обусловлено более высокой жесткостью или вязкостью будинируемого слоя по сравнению с вмещающей средой. Относительная вязкость пород зависит не только от их состава, но также от структуры, текстуры и других условий. Например, чем тоньше слойчатость и зернистость, тем пластичнее порода. Будины всех пород к концу деформации могут приобрести округлые формы, вплоть до шара. Однако чем жестче горная порода будин, тем дольше и лучше в процессе будинирования сохраняется их форма, возникшая в начале будинирования. Таким образом, по форме в определенной мере можно судить о степени деформации и петрографическом составе горных пород в момент будинирования.

Особый интерес представляет пространственная связь будинажа со складчатостью. Его положение вполне закономерно в синтенетических с ним складках. Поэтому по ориентировке элементов будинажа часто можно определить положение элементов складок в пространстве, тип складок и стратиграфическую последовательность пластов (Кудрин, 1971а). Остановимся лишь на некоторых примерах.

Растаскивание будин может происходить одновременно в разных направлениях. Направлению наибольшего растяжения соответствует большая ось, а наименьшему — малая ось будинажа (рис. 1, *А*). В общем на крыльях складки при раздвигании будин по слоистости большая ось будинажа поперечна, а малая параллельна шарниру складки. В ее замке раздвигание будин нередко идет по кливажу перпендикулярно слоистости, а большая ось будинажа, параллельная шарниру складки, свидетельствует обычно об интенсивной ундуляции шарнира.

Поверхность, проходящая через геометрические центры будин одного слоя, образует зеркало будинажа (рис. 1, *Б*). Оно не пересекает слоистость вмещающих пород, в сглаженном виде повторяет ее и представляет собой как бы след от будинированного слоя. Если слоистость вмещающих пород не видна, залегающие толщи можно определить по зеркалу будинажа.

При будинировании слои нередко распадаются на параллельные узкие и длинные полосы. С увеличением деформации полосы все шире расходятся друг от друга, одновременно распадаясь на отдельные будины (Кудрин, 1971а). Такие полосы и цепочки будин, раздвигающиеся по большой оси будинажа, образуют главный фронт будин (см. рис. 1, *А*). Ориентировка будин и их фронтов в складке вполне закономерна. Главный фронт в общем субпараллелен шарниру складки, а на крыльях он может быть диагонален по отношению к нему (см. рис. 1, *А*). Ближе

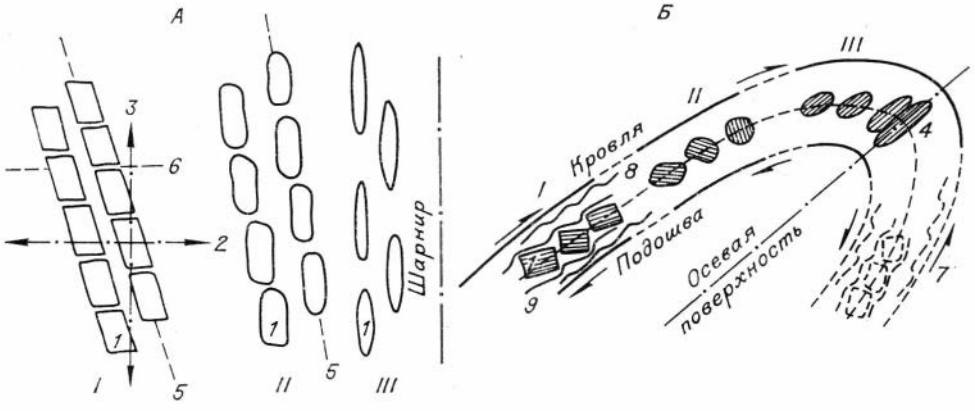


Рис. 1. Схема будинажа в складке при различных степенях деформации (будинирования). *А* — развертка зеркала будинажа (поверхность крыла). *Б* — разрез складки поперек шарнира.

1 — будина; *2*, *3* — большая и малая оси будинажа соответственно; *4* — зеркало будинажа; *5*, *6* — главный и второстепенный фронты будин соответственно; *7* — направление послойного движения материала; *8* — складки волочения; *9* — косые межбудинные складки. I, II, III — низкая, средняя и высокая степени будинирования. В левом крыле антиклинали ступенчатый непараллельный будинаж левый, в правом — правый.

к замку угол между фронтом будин и шарниром уменьшается. При этом будины каждого ряда повернуты своими длинными осями больше по направлению шарнира, чем сам фронт, и располагаются в рядах кулисообразно. В результате в зеркале будинажа, кроме линейности по рядам, проявляется линейная ориентировка самих будин, более близкая к залеганию шарнира складки. У таких будин форма более округлая. Будины веретенообразные в виде сильно удлиненного эллипсоида встречаются ближе к замку складки и ориентированы параллельно ее шарниру и линейности вмещающих пород.

Плоские будины нередко ориентированы параллельно главному кливажу (параллельно осевой поверхности). Подобно ему они располагаются косо к слоистости на крыльях и поперек ее в замке складки (см. рис. 1, *Б*). Так же ориентированы они и по отношению к зеркалу будинажа, поскольку оно согласовано со слоистостью толщи. В этом случае плоские будины помогают обнаружить кливаж или вполне заменяют его в определении положения кровли пласта, шарнира, осевой поверхности и замка складки.

Амплитуда растаскивания тоже зависит от положения будинажа в складке. Самая большая амплитуда наблюдается вдоль большой оси на крыльях складки. Ближе к ее замку она уменьшается. В замке складки амплитуда может быть отрицательной. Тогда здесь в поперечном сечении складки расстояние между центрами будин, перпендикулярных зеркалу будинажа, меньше длины каждой из них, а суммарная длина будин больше зеркала будинажа. Иногда в замке складки вмещающие породы полностью выжимаются между будинами одного слоя и будины соприкасаются друг с другом плоскими сторонами (см. рис. 1, *Б*).

Примечательной особенностью будинажа является его асимметрия, возникающая в результате неравномерного движения вещества вмещающих пород с разных сторон будинируемого слоя (Кудрин, 1971а; Кудрин, 1973). Во внешних, относительно ядра складки, слоях материал движется к ее замку, в ядре—от замка складки (рис. 1, *Б*). В ее крыльях эти направления противоположны друг другу. Так на каждую точку слоистой толщи действует пара сил. В левом крыле антиклинали она создает вращения по часовой стрелке, в правом — против часовой стрелки. Соответственно этому движению возникает определенная сим-

метрия будинажа, складок волочения (Кудрин, 1971в), вращение и деформация будин.

При этом будины могут быть изолированы друг от друга или соединены шейками (пережимами того же более вязкого слоя), или мостами, состоящими из минеральных новообразований. При раздвигании будин вмещающие породы со стороны кровли и подошвы будинированного слоя устремляются в межбудинное пространство и образуют межбудинные складки, а своей границей соприкосновения — параллельное межбудинное прилегание. Вокруг будин и между ними нередко происходит увеличение зернистости вмещающих пород и возникают минеральные новообразования. Сами будины деформируются и обычно имеют различные ответвления (хвосты), вытянутые в сторону межбудинного пространства. Хвосты могут быть сложены материалом самой будины, соседнего слоя или минеральными новообразованиями.

На рис. 2 показаны различные формы будинажа и будин, которые образуются при неравномерном послойном движении вещества в левом крыле антиклинали или в правом крыле синклинали. В противоположных крыльях эти формы имеют зеркально-противоположный вид. В одном крыле складки можно встретить одну из форм будинажа или любую их совокупность. Автор наблюдал в обнажении одного крыла почти все формы, приведенные на рис. 2.

Таким образом, по рисунку будинажа можно восстановить направление движения материала в крыле складки, а следовательно, и ее тип (антиклиналь, синклиналь). Зная, что в ядре антиклинали породы древнее, чем ее крылья, а в синклинали наоборот, можно установить относительное положение кровли и подошвы слоев и тем самым создать основу для правильных стратиграфических и структурных построений при картировании немых толщ. При этом надо быть уверенным, что складки не опрокинуты. По размерам же будин и мощности толщи с однонаправленным рисунком будинажа (только левым или только правым) можно судить о максимальных размерах сингенетичных складок.

Интересно, что подобный рисунок будинажа возникает в зоне дислокационного метаморфизма и в швах разрывных смещений, возникающих при сжатии земной коры. При этом плоские будины ориентируются

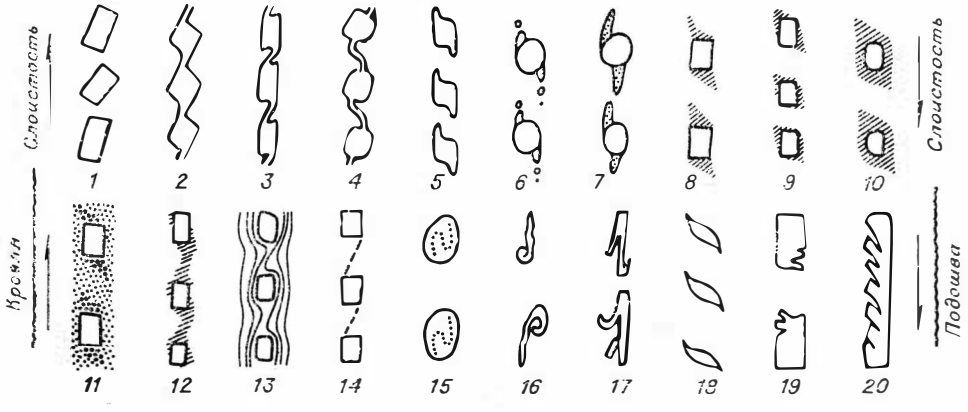


Рис. 2. **Формы будинажа с признаками относительного положения кровли и подошвы будинированного слоя. Левое вертикальное крыло антиклинали. Стрелками показано движение вещества.**

1 — ступенчатый будинаж; *2, 3* — диагональные шейки; *4* — центральные изогнутые шейки; *5—8* — диагональные хвосты: *5, 6* — из материала будины (*5* — неоторванные, *6* — оторванные), *7* — из материала соседнего слоя, *8* — из минеральных новообразований; *9—11* — диагональные тектонические тени в виде: *9, 10* — минеральных новообразований и *11* — увеличения зернистости вмещающей породы; *12* — диагональные мосты; *13* — косые межбудинные складки; *14* — параллельные косые межбудинные прилегания; *15* — внутрибудинные складки волочения; *16* — «завертыши»; *17* — заворачивающиеся отслоения; *18* — *S*-образные будины; *19* — односторонние трещины отрыва; *20* — односторонний ступенчатый будинаж-кливаж.

субпараллельно сместителю. Поэтому по будинажу в определенной мере можно узнать направление смещения и залегание сместителя.

Необходимо подчеркнуть, что некоторые типы будинажа можно спутать с другими внутренними структурными формами, возникшими при противоположном движении вещества. Например, косые межбудинные складки (13-й тип, см. рис. 2) часто образуются на достаточно большом расстоянии от будин и внешне могут быть приняты за складки волочения. Более того, будины выдавливаются иногда за пределы межбудинных складок, а последние сохраняют свою асимметрию. Такие складки очень похожи на складки волочения, но рисунки их противоположны в одном и том же крыле складки (см. рис. 1, *Б*).

С этой точки зрения интересен будинаж многочисленных кварцевых жил Воскресенского рудного поля, ориентированных по кливажу. При последующем смятии пород в складки того же плана, что и до образования кварцевых жил, последние образуют ступенчатый будинаж (рис. 3). В левом крыле антиклинали каждая последующая будина смещается относительно предыдущей вправо, тогда как послойные жилы образуют нормальный левый ступенчатый будинаж. Для их отличия достаточно установить положение зеркала будинажа относительно слоистости вмещающих пород. В нормальном будинаже оно послойное, а в обратном — секущее.

При картировании надо учитывать, что будинаж искажает первоначальный стратиграфический разрез слоистой толщи. При этом не только уменьшается ее мощность, но и возникает внутри нее стратиграфические перерывы.

Во-первых, мощность уменьшается пропорционально удлинению слоев (Кудрин, 1971а). Длина слоев только по большой оси будинажа, судя по амплитуде растаскивания будин, увеличивается в десятки и сотни раз. Если учесть деформацию будин и расплющивание слоев во все стороны, то сокращение первоначальной мощности слоистой толщи тоже происходит в десятки и сотни раз. Ясно, что эти поправки внесут значительные коррективы в построение палеогеографических и палеотектонических кривых. Первоначальная мощность слоистой толщи и амплитуда колебательных движений должны намного увеличиться. Возможно, что с повсеместным учетом этого явления изменятся наши представления о величине прогибания земной коры.

Во-вторых, в межбудинном пространстве из стратиграфического разреза могут выпадать целые слои, горизонты и пачки без видимых нарушений общего залегания горных пород. Проскальзывание будины между ограничивающими ее слоями приводит к их соприкосновению в межбудинном пространстве. Поверхность такого соприкосновения является особым видом тектонического несогласия — параллельным межбудинным прилеганием со стратиграфическим перерывом и без разрывных нарушений соприкасающихся пород (Кудрин, 1971а). Будинированный го-

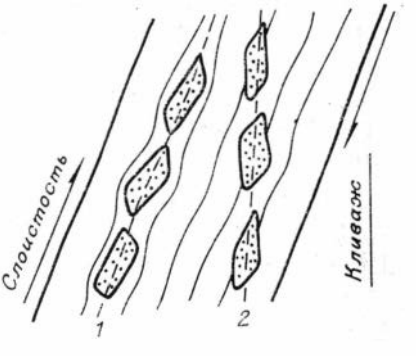


Рис. 3. Схема будинажа кварцевых жил по слоистости (*1*) и по кливажу (*2*). Левое крыло антиклинали.
Штриховой линией показано зеркало будинажа, тонкой линией — слоистость слюдисто-кварц-полевошпатовых сланцев, стрелками — послойное движение материала.

ризонт, «выдавленный» из вмещающей толщи, представляет собой величину стратиграфического перерыва.

Например, на Кличке нередки случаи, когда на крыльях складок карбонатно-сланцевых толщ полностью отсутствуют кремнистые прослои, типичные для их нормального разреза. Они выдавлены в призамковые части. Еще чаще встречаются отдельные участки на крыльях складок, где общая величина стратиграфического перерыва равна сумме всех кремнистых слоев. Поэтому петрографическое однообразие мощных сильно дислоцированных карбонатных горизонтов в частных разрезах еще не свидетельствует о их первоначальной литологической однородности. Очевидно, мощные толщи мраморов месторождения Перевал в Слюдянке (Южное Прибайкалье) освободилось именно таким путем от некарбонатных слоев. Их реликты с признаками будинажа видны в уступах карьера. Это явление имеет особое значение для корреляции разрезов с мощными однородными мраморными толщами, смятыми в складки.

Еще сильнее искажается стратиграфический разрез при шахматном расположении будин в поперечном к слоистости сечении (Кудрин, 1971а).

Однако труднее всего картировать толщи с будинированными складками. Будины образуются в основном из изоклинальных складок волочения и веерообразных складок, осложняющих более крупные пликативные нарушения. Крылья складок прижимаются друг к другу в одном или нескольких местах, разделяя ядро складки на отдельные изолированные части. Затем шейки пережимаются, и от складки отделяются одна или несколько будин, состоящих либо из пород ядра, окруженных слоем будинированной складки, либо только из этого слоя, сложенного пополам. Так вдоль зеркала складчатости волочения одного слоя возникает ряд будин, изолированных от пород кровли или подошвы (рис. 4). Ряд будин рождает ложное представление о существовании еще одного самостоятельного стратиграфического будинированного горизонта. В таком случае очень важно отыскать истинное зеркало будинажа по параллельному межбудинному прилеганию. Здесь и то, и другое совпадает с осевой поверхностью складок волочения и в общем имеет секущее положение по отношению к общему залеганию слоистости.

Масштабы проявления будинажа различны (Кудрин, 1971а). Будинируются слои, жилы и дайки мощностью от долей сантиметра до 100 м и более. Амплитуда растаскивания может быть несоизмеримо велика по сравнению с мощностью будинированного слоя. На Кличке, например, будины толщиной 1—5 см часто растащены на расстояние более 20 м. Максимальные размеры будинажа обнаружены в алтачинской свите. Ее базальный горизонт кварцитов и кварцитовидных песчаников мощностью около 100 м растащен на будины длиной вдоль большой оси до 300—500 и с амплитудой растаскивания до 600 м.

О масштабах проявления будинажа можно также судить и по мощности слоистой толщи, охваченной этим явлением. Например, в быстринской свите на юго-западном склоне горы Клички мощность толщи с левым рисунком будинажа (при горизонтальных поверхностях обнажений) достигает 400—500 м. Эта часть свиты принадлежит западному крылу складки шириной не менее 1 км.

Таким образом, значение будинажа заключается в том, чтобы по нему определить относительную жесткость и в какой-то мере состав горных пород, положение складок и их элементов в пространстве, отно-

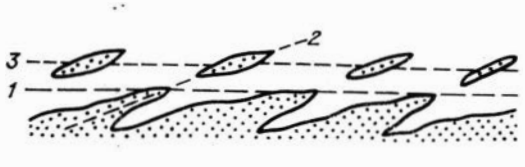


Рис. 4. Схема будинажа складок волочения. Точками показаны породы со стороны подошвы слоя, смятого в складки.

1 — зеркало складчатости волочения, *2* — зеркало будинажа, *3* — ложное зеркало будинажа.

сительное положение кровли и почвы пластов и размеры складок, положение сместителя в пространстве и направление смещения в разрывных нарушениях. Учитывая особенности будинажа, можно восстановить первоначальные мощность и стратиграфический разрез толщи. Все это дает возможность создать основу для правильных стратиграфических и структурных построений при картировании немых слоистых толщ и тем самым предоставить более достоверный фактический материал для анализа тектонических движений земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

Кудрин С. Н. Некоторые особенности будинажа в толщах Кличкинского рудного поля (Восточное Забайкалье).— «Труды Иркутского политехнического ин-та», 1971а, вып. 60.

Кудрин С. Н. Некоторые особенности внутреннего строения слоистых толщ Кличкинского рудного поля (Восточное Забайкалье).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1971б.

Кудрин С. Н. О складках волочения в толщах Кличкинского рудного поля (Восточное Забайкалье).— «Труды Иркутского политехнического ин-та», 1971в, вып. 60.

Кудрин С. Н. Обнаружение почвы и кровли дислоцированных слоев при помощи будинажа. Иркутск, изд. ЦНТИ, 1973, № 324.

Кузнецов Б. И. Значение будинажа для оценки интенсивности тектонических деформаций (на примере беломорского комплекса).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 7.

О. А. СОКОЛЬНИКОВ

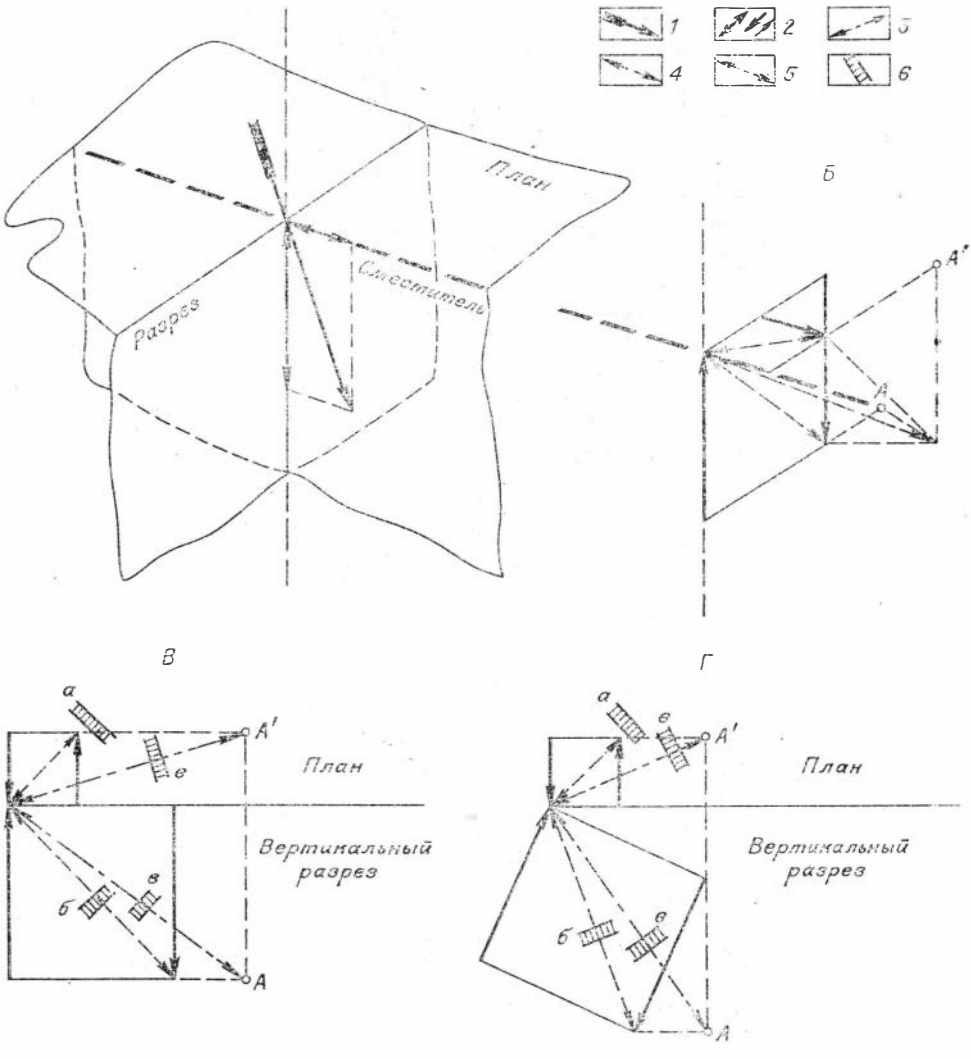
ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СВЯЗИ ТРЕЩИН ОТРЫВА СО СМЕСТИТЕЛЕМ ПРИ КОМБИНИРОВАННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЕРЕМЕЩЕНИЯХ

По мнению Ф. И. Вольфсона (1953), при косых, комбинированных перемещениях типа сбросо-сдвигов примыкание боковых оперяющих трещин к сместителю в вертикальном разрезе и в плане происходит под очень небольшим углом. Справедливость этого положения на практике подтверждается многочисленными наблюдениями над пространственными взаимоотношениями оперяющих трещин и разломов различных структурных категорий.

По данным М. В. Гзовского (1954), расположение трещин в горных породах определяется величиной и распределением напряжений. При этом трещины отрыва перпендикулярны направлению наибольших нормальных растягивающих напряжений ($+\sigma_{max}$), оси которых,независимо от величины происшедшей пластической деформации, практически всегда образуют угол 45° с силами активной пары. Вследствие указанной ориентировки осей напряжений трещины отрыва должны возникать под углом 45° к направлению сил активной пары.

Очевидно, приведенные теоретические положения справедливы для деформаций, возникающих при простых перемещениях по сместителю типа сброса, сдвига и т. п. Автор данного сообщения считает, что при комбинированном тектоническом перемещении типа сбросо-сдвига величина угла примыкания боковых трещин отрыва к сместителю зависит в первую очередь от количественного соотношения сбросовой и сдвиговой составляющих перемещения.

Предлагаемая автором методика графического определения расположения оперяющих трещин отрыва при сбросо-сдвиге основана на нахождении положения осей нормальных растягивающих напряжений в плане и



Определение расположения оперяющих трещин отрыва при сбросо-сдвиге.

1 — направление перемещения по сместителю; *2* — активная пара сил; *3* — наибольшие нормальные растягивающие напряжения в плане и вертикальном разрезе; *4* — равнодействующая нормальных растягивающих напряжений; *5* — проекция равнодействующей на вертикальном разрезе и плане; *6* — оперяющие трещины (*а* — сдвига, *б* — сброса, *в* — сбросо-сдвига). *А*, *Б* — определение равнодействующей растягивающих напряжений и ее проекций; *В*, *Г* — определение положения оперяющих трещин отрыва в плане и вертикальном разрезе для сместителя: *В* — вертикального, *Г* — наклонного.

вертикальном разрезе, расположенном перпендикулярно простиранию сместителя. Графические построения при этом рекомендуется проводить в последовательности, представленной на рисунке:

а) разложение вектора перемещения по сместителю на вертикальную и горизонтальную составляющие, отвечающие направлению и величине активной пары сил в плане и вертикальном разрезе (1);

б) определение в плане и вертикальном разрезе положения осей растягивающих напряжений ($+\sigma_{max}$) как диагоналей квадрата, построенного на векторах активной пары сил (2);

в) определение равнодействующей растягивающих напряжений (2) и ее проекций в плане и вертикальном разрезе (2, 3);

г) определение в плане и вертикальном разрезе положения оперяющих трещин как перпендикуляров к проекциям равнодействующей растя-

гивающих напряжений (3). На рисунке представлено также приложение описанной методики к сместителям, расположенным в пространстве наклонно (4).

Результаты графических построений по предлагаемой методике теоретически подтверждают положение Ф. И. Вольфсона (1953) о примыкании боковых трещин к сместителю при косых перемещениях под более острым углом по сравнению с прямым перемещением.

Применение описанной методики при анализе структурных особенностей одного рудного поля позволило определить диапазоны развития трещин отрыва, как рудолокализующих, так и пострудных, а также величины углов их примыкания к сместителю.

Рудное поле, заключающее в себе два вольфрамово-оловянных месторождения и несколько однотипных рудопроявлений, располагается в пределах Сарыджас-Баянкольской структурно-формационной и металлогенической зоны, входящей в область каледонид Северного Тянь-Шаня, и приурочено к грабенообразному блоку, ограниченному субширотными разломами. Дизъюнктивы более высоких порядков определили границы локально опущенных блоков. Следствием тектонических подвижек вдоль дизъюнктивов явилось, с одной стороны, возникновение пустот отрыва, использованных при внедрении интрузий кислого состава, а с другой — образование системы оперяющих трещин-локализаторов пневматолитово-гидротермальных образований. Последующие тектонические подвижки по долгоживущим сместителям привели к перемещению отдельных участков месторождения относительно друг друга, причем тип тектонического перемещения как для пострудного, так и для предрудного этапов определен как сбросо-сдвиг в юго-восточном направлении.

На всем протяжении рудного поля отмечается преобладание сбросовой составляющей над сдвиговой, правда, в различной степени. Соотношение между этими составляющими может быть выражено тангенсом угла между линией падения сместителя и вектором перемещения по сместителю (α). Для западного фланга рудного поля данный угол составляет 20°, для восточного фланга — 5°. Проведенное для указанных участков рудного поля определение распределения оперяющих трещин отрыва по разработанной выше методике позволило теоретически выявить как искомые углы примыкания, так и ориентировку указанных трещин в пространстве, т. е. их элементы залегания (см. таблицу).

Приведенные искомые значения должны рассматриваться как ориентировочные в диапазоне вариации, которые обусловлены наличием ряда трудно учитываемых локальных особенностей, присущих конкретному объекту изучения. К таким особенностям следует отнести температуру, давление, среду, скорость деформации, схему напряженного состояния материала, его физические свойства и т. д. Влиянием подобных факторов можно объяснить некоторое расхождение между теоретически рассчитанными и наблюдаемыми в натуре углами падения рудных жил на отдельных участках рудного поля. Тем не менее следует отметить высокую степень сходимости теоретически рассчитанной ориентировки трещин рудного поля с наблюдаемой в действительности.

Определение расположения оперяющих трещин отрыва на рудном поле

Участок рудного поля	Элемент залегания сместителя			α	Углы примыкания		Элемент залегания трещин отрыва		
	Аз. пр.	Аз. пад.	Угол пад.		В плане	В вертик. разрезе	Аз. пр.	Аз. пад.	Угол пад.
Зап. фланг	310	220	80	20	25	30	335	245	50
Вост. фланг	305	35	70	5	5	45	310	220	70

ЛИТЕРАТУРА

Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Гзовский М. В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов.— «Изв. АН СССР. Серия геофиз.», 1954, № 6.

М. М. КОНСТАНТИНОВ

УНАСЛЕДОВАННЫЕ И НОВООБРАЗОВАННЫЕ СТРУКТУРЫ МНОГОЭТАПНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Эксперименты по формированию разрывов при изменяющемся плане деформаций были выполнены нами на приборе (рис. 1), позволяющем на одной и той же модели получать последовательно и одновременно деформации осевого сжатия и сдвига в горизонтальной плоскости, а также наблюдать рост куполов в среде, предварительно испытавшей различные деформации. В качестве модельного материала, эквивалентного горным породам (Белоусов, Гзовский, 1964), была выбрана каолиновая глина 40%-ной влажности.

Деформации сжатия и сдвига. Опыты по сжатию не дали новой информации, подтвердив существующие представления о развитии деформаций сжатия. Процесс образования сдвиговых деформаций, наблюдавшийся нами, можно разделить на четыре стадии.

В первую стадию в краевых частях модели образовались разрывы, ориентированные под углом 5—10° к направлению сдвига. В центральной части модели появилась серия плавноизогнутых разрывов, ориентированных под углом около 60° к направлению сдвига в средней части, с изогнутыми окончаниями. Расстояние между отдельными трещинами составляло 2—4 мм, соотношение расстояния к длине примерно 1 : 5.

По всем признакам (ровные, гладкие, плавноволнистые поверхности, наличие смещений) поперечные трещины являются трещинами скалывания.

Во второй стадии произошло небольшое разворачивание поперечных трещин и незначительный рост их окончаний, местами расщепляющихся под острым углом на две ветви, шарнирные перемещения по этой системе с нулевой амплитудой на пересечении с осью сдвига. Наиболее характерно

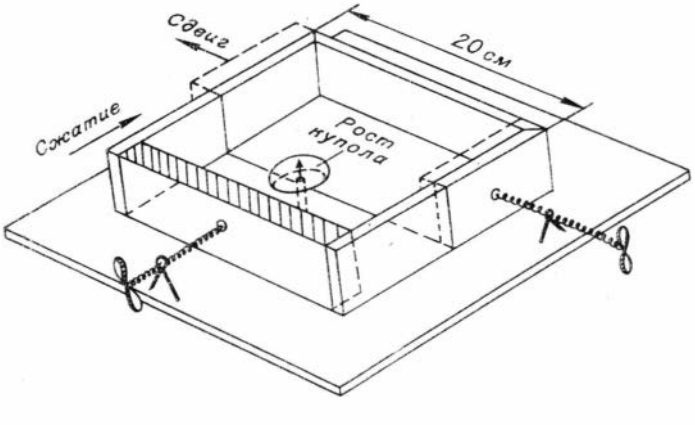


Рис. 1. Схема прибора для моделирования многоэтапных деформаций.

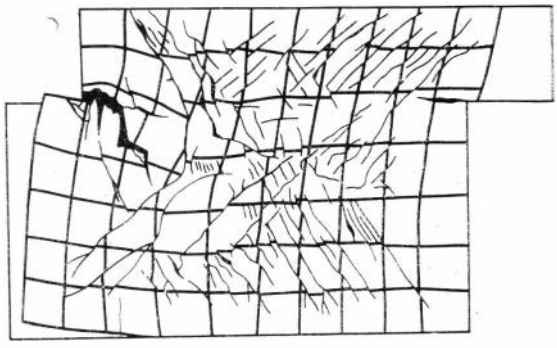


Рис. 2. Последовательное воспроизведение деформаций сжатия и сдвига.

появление в центральной части модели коротких и частых трещин скалывания, ориентированных под углом 30° к оси сдвигания. Они ограничиваются по простиранию трещинами первой системы. В краях модели приоткрываются ранее заложенные волнистые трещины, а также в эту стадию деформации отмечается заложение кулисных волнистых разрывов. Полученные системы сколов теоретически обоснованы М. В. Гзовским (1963), однако им в экспериментах по сдвиганию наблюдались только кулисообразные разрывы, слабо проявленные в этот период деформации и развившиеся позднее.

В третью стадию не отмечается развития систем 1 и 2, но заметно растут заложенные ранее более крупные кулисные волнистые разрывы, расположенные вдоль оси сдвигания. Сращиваясь с мелкими трещинами системы 2, они загибаются, уходя в сторону от оси сдвигания, и образуют кулисообразные ряды.

В четвертую стадию кулисообразные трещины сливаются в один изогнутый разрыв, поверхности которого сопровождаются зияниями и пережимами. Причленяющиеся к нему трещины испытывают незначительный рост и заметные приоткрывания.

Последовательное воспроизведение деформации сжатия и сдвигания. Приведенная последовательность формирования сдвига в однородной среде резко отлична от случая, когда сдвиг происходит в блоке, испытавшем осевое сжатие с образованием двух систем сколов. При тех же амплитудах горизонтальных перемещений разрядка возникающих напряжений полностью или почти полностью происходит за счет подновления и развития существующих сколов. Как видно (рис. 2), происходит рост и приоткрывание систем трещин скалывания преимущественно той системы, которая повернута к оси сдвигания. Первоначально «работают» трещины, наиболее близкие к сжимающей стенке, далее развитие происходит по более отдаленным сколам. При этом системы трещин скалывания развиваются как комбинированные сколы-отрывы: наблюдается их рост, увеличение амплитуд смещений и приоткрывание по всей протяженности трещин.

Последовательное воспроизведение деформаций сдвига и сжатия. При наложении сжатия на деформированный блок глины, в котором уже проявился сдвиг (см. на рис. 3 кружки), образуются те же две системы трещин скалывания, что и при одноэтапном сжатии, однако резко неравномерно распределенные по модели. Образуется несколько крупных трещин, пересекающих всю модель, и серия более мелких, значительные участки остаются недеформированными (рис. 3). Положение крупных трещин скалывания вполне определенно: они приурочены к участкам сращивания кулис ранее заложенного сдвига.

В отдельных опытах с хорошо «проработанным» сдвигом при наложении деформаций сжатия происходит разделение модели на две пластины по линии сдвигания; в одной из пластин проявляется одна, а в другой — другая система трещин скалывания. В случае, когда развитие сдвига проходит все четыре описанные выше стадии деформаций и в нем хорошо проявлена самая ранняя система трещин скалывания, эта система при сжатии разворачивается под углом 45° к оси сжатия и наследуется одной из систем трещин скалывания.

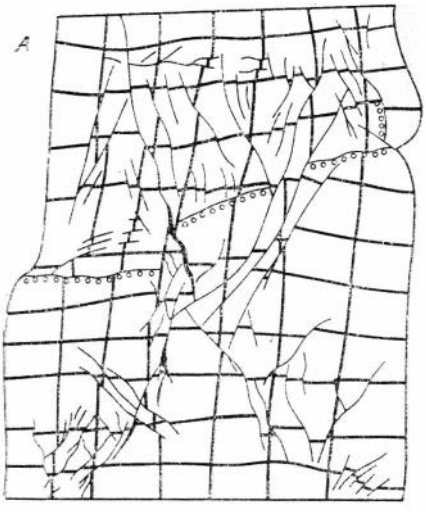
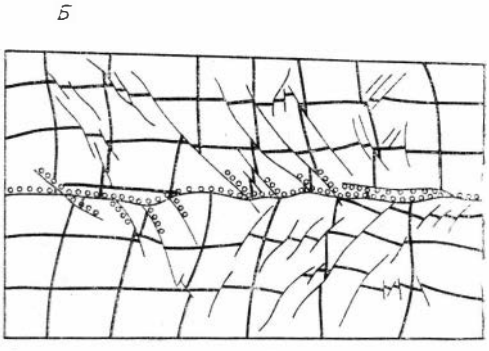


Рис. 3. Последовательное воспроизведение деформаций сдвига и сжатия. *А* — развитие крупных сколов в участках сращивания кулис сдвига (показано кружками), *Б* — унаследованное развитие сколов по трещинам, возникшим при сдвиге.



Таким образом, наложение деформаций сжатия на сдвиг приводит к образованию сосредоточенных разрывов (крупных трещин скалывания), приуроченных к участкам сращивания кулис, или затухания сдвигов.

Последовательное воспроизведение сдвиговых деформаций наиболее близко приводит нас к тем многочисленным структурным соотношениям, которые именуются как «пересечения разломов». Последовательность опытов была следующая: сдвиг, поворот модели на 45—90°, повторный сдвиг. Когда сдвиги проходят полную последовательность развития, на их пересечении образуются интенсивно деформированные «тектонические узлы» с многочисленными хорошо проявленными и разнообразно ориентированными системами трещин скалывания. Так, развитие разрыва вкрест простирания уже сформированного сдвига происходит следующим образом (рис. 4, *А*): с одной стороны первоначального разрыва (*1*) происходит нарастание густой сети поперечных трещин скалывания, а с другой — вновь формирующийся разрыв (*2*) унаследовал одну из уже имеющихся дугообразных трещин скалывания. В итоге на пересечении сдвигов образовался четко выраженный структурный узел, насыщенный трещинами.

Когда моделируемые сдвиги представлены простыми швами, на их пересечении происходит выкалывание примерно изометричного блока за счет развития в месте пересечения крупных оперяющих трещин.

При пересечении разломов под углом 45° получалась весьма характерная картина (рис. 4, *Б*): приоткрывание второго разлома на контакте с первым и как бы «смещение» его ранним сдвигом по правилу «острого угла», хотя в действительности движения по первому разлому не было.

Наконец, наиболее интересную картину дает моделирование последовательного пересечения трех разноориентированных сдвигов (рис. 4, *В*). Первый разрыв (*1*) представлен двумя кулисами с широким развитием поперечных трещин скалывания первого этапа. При сдвиге под углом 90°, наложенному на предыдущий, система поперечных сколов интенсивно подновляется, и по одной из них развивается разрыв (*2*) — частично по одну сторону разрыва (*1*), откуда было направлено сжимающее усилие, и полностью унаследует эту первоначальную систему по другую сторону разрыва (*1*). Сдвиг (*3*), развившись до узла пересечения двух предыдущих, далее развивается самостоятельно, а вновь унаследует направление первой системы сколов, ранее уже унаследованное разломом (*2*). Сравнивая полученные модели, можно подметить одну общую особенность в соот-

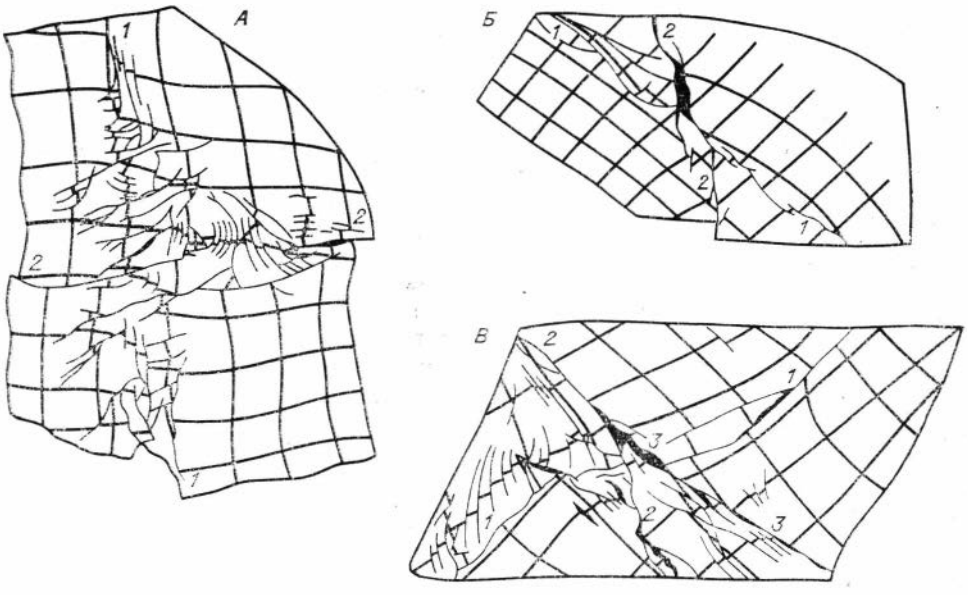


Рис. 4. Последовательное воспроизведение деформаций сдвига. *А* — пересечение сдвигов под углом 90°, *Б* — под углом 45°, *В* — пересечение трех сдвигов под углами 90 и 30°.

ношении унаследованных и новообразованных разрывов: характерна асимметрия в строении наложенных разрывов, развивающихся по обе стороны от первоначального сдвига. От участка приложения сдвигающих усилий образуется новый разрыв, тогда как на участке их разрядки (по другую сторону от первого сдвига) унаследуется одна из ранее заложенных систем.

Воспроизведение одновременной деформации сжатия и сдвигания. При одновременном сжатии и сдвигании модели она разделяется линией сдвига на две части, в одной из которых в зоне сдвига (шириной 3—5 см) преимущественно проявлена система трещин скалывания, располагающаяся под очень острым углом к нему (10—20°), в другой — под прямым углом (рис. 5). Саму линию сдвига удается определить только по смещению сетки, или же она вообще не проявляется. На удалении от зоны сдвига, около сжимающего штампа образуются две системы трещин скалывания обычного направления — под углом 45° к оси сжатия. Полученная модель в общем соответствует теоретической модели деформаций сдвига и сжатия М. В. Гзовского (1963), но со следующими уточнениями: сама линия сдвига почти не проявляется или вообще не проявляется, не образуется трещин отрыва, «аномальные» системы трещин скалывания по удалении от зоны сдвига сменяются обычными или переходят в другие по простиранию.

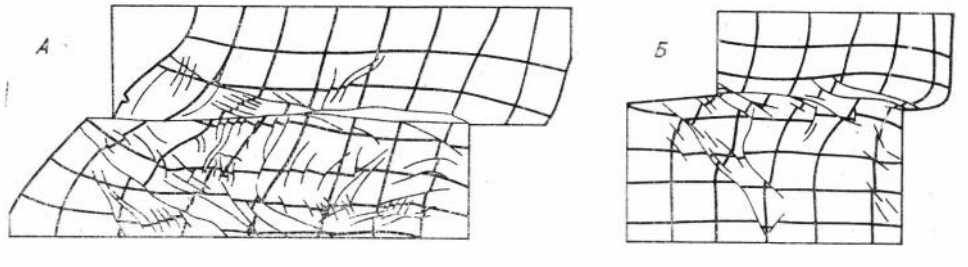


Рис. 5. Одновременное воспроизведение сжатия и сдвига. *А* — сдвиг проявляется на модели, *Б* — сдвиг не проявляется.

Формирование куполов в деформированной среде. Купольные структуры неоднократно моделировались на эквивалентных и оптически активных материалах (Уиссер, 1964; Рамберг, 1970; Лучицкий, Бондаренко, 1973). Приведенные этими исследователями данные позволяют понять механику роста куполов, их морфологические особенности, распределение в них напряжений и деформаций. Вместе с тем эти модели мало приложимы к анализу конкретных структур, поскольку они основаны на моделировании идеально изотропных сред. Первым необходимым приближением моделирования купольных структур к реальным условиям представляется их моделирование в средах, ранее испытавших определенные тектонические деформации. При этом рост купола достигался нагнетанием воздуха в резиновую подушку при помощи микрокомпрессора, позволявшего наблюдать стадии роста купола в течение 3—5 мин и останавливать ход опыта на необходимое время. Таким образом, были по существу сохранены те приемы и условия моделирования куполов, которые применялись Э. Уиссером (1964), однако нами было проведено многоэтапное моделирование, включавшее следующее моделирование деформаций сжатия и сдвига; моделирование купола; моделирование купола в среде, деформированной сжатием; моделирование купола в среде, деформированной сдвигом. Элементарные модели куполов аналогичны тем, которые были получены предыдущими исследователями, поэтому можно на их характеристике специально не останавливаться.

При росте купола в среде, деформированной предварительно сжатием, его строение определяется в основном строением того участка, где происходит рост (рис. 6). В апикальной части купола наблюдается растяжение по наиболее хорошо проявленным трещинам скалывания и особенно по местам их сочленений, где развиваются неправильной формы зияния. Наряду с приоткрыванием хорошо проработанных сколов при росте купола проявляются скрытые сколы, которые не удавалось наблюдать в первом этапе — деформации сжатия. Отдельные сколы, параллельные приоткрывающимся разрывам и расположенные внутри намечающихся в пределах купола «блоков», напротив, частично прикрываются. Прикрываются также отдельные сколы по периферии купола. В слабо деформи-

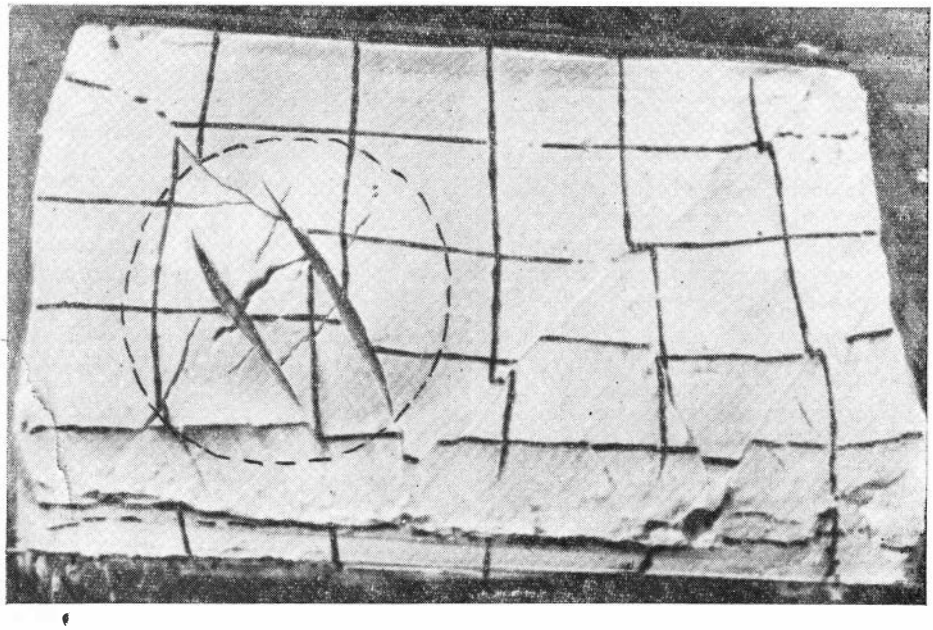


Рис. 6. Развитие купола в среде, деформированной сжатием (пояснения в тексте).

рованных участках купола развиваются отрывы. Они также иногда оперяют сколы, образуют между ними перемычки, ветвящиеся отрывы развиваются на концах отдельных сколов по периферии купола. Таким образом происходит раскрытие ранее заложенных трещин скалывания с незначительным новообразованием отрывов, которые в некоторых моделях вообще отсутствуют.

При росте купола в среде, деформированной предварительно сдвигом, картина, в принципе, сходна: наблюдается раскрытие двух систем трещин скола, заложенных при сдвиге; в первую очередь раскрываются сколы, ориентированные под острым углом к оси сдвига, с развитием между ними перемычек; при дальнейшем росте купола начинают приоткрываться сколы, ориентированные к оси сдвига под углом, близким к прямому. Здесь также отчетливо наблюдается избирательное приоткрывание отдельных трещин, сочетания которых при росте купола ограничивают возникающие при этом блоки. Заключенные же внутри блоков субпараллельные трещины остаются прикрытыми. Полученные модели куполов, возникающие в деформированной среде, существенно отличны от моделей в однородной среде. Во-первых, в процессе роста купола происходит унаследование ранее заложенных систем сколов. Новообразованные радиальные трещины отрыва имеют второстепенное значение. Во-вторых, структура купола подчеркивает неоднородность исходной модели. Если при развитии купола в изотропной среде он имеет однородное строение, то в деформированной происходит расчленение купола на блоки по наиболее крупным трещинам, а внутри отдельных блоков — неравномерная концентрация разрывов, при образовании которых могут подновляться ранее заложенные сколы либо возникнуть трещины отрыва.

* * *

Унаследование деформаций ранних этапов определяет в основном механизм развития наложенных структур.

Структурная анизотропия среды развития деформаций ведет к сосредоточенному развитию разрывов в модели — формированию небольшого количества непротяженных разрывов на фоне мелкой, слабо проявленной трещиноватости.

Формирование купольных и блоковых структур может быть взаимосвязанным процессом, обусловленным активизацией ранее заложенных разрывов.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. М., «Недра», 1964.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III—IV. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Лучицкий И. В., Бондаренко П. М. Моделирование кольцевых структур.— В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, «Наука», 1976.

Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., «Мир», 1970.

Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М., «Мир», 1964.

Л. М. ГЕРАСИМОВ, В. Ю. ЛУСКИНА

ПРИМЕНЕНИЕ ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ ПРИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Вопросам совершенствования методики тектонических исследований, проводимых в западной части Сибирской платформы в последние годы, уделяется большое внимание в связи с широко развернувшимися здесь площадными геологосъемочными работами (групповой геологической съемкой, доизучением территории и аэрофотогеологическим картированием), а также нефтепоисковыми работами. В условиях сильной залесенности территории и наличии чехла рыхлых четвертичных отложений изучение геологических структур путем наземных наблюдений встречает значительные трудности и оказывается неэффективным. Большие сложности возникают при решении этих задач геофизическими методами, что связано с неоднозначностью интерпретации гравимагнитных и сейсмических данных; свидетельством этого являются существенные различия структурных карт различных авторов, использующих одни и те же геофизические материалы.

Наиболее эффективным методом, позволяющим объективно обобщить материалы наземных геологических наблюдений и снизить неоднозначность интерпретации геофизических данных в условиях западной части Сибирской платформы, является применение дистанционных съемок: телевизионной космической, радиолокационной, космофото-, аэрофотосъемки и др. Кроме того, использование этих материалов позволяет иметь такую геологическую информацию, получение которой другими методами невозможно. Это касается главным образом вопросов выявления и изучения крупных и крупнейших тектонических элементов платформы.

В настоящее время на всю территорию платформы имеются телевизионные космические снимки (ТВС) метеорологических искусственных спутников Земли (советских «Метеор» и «Космос»). В западной части платформы в последние годы в большом объеме, исчисляемом многими сотнями тысяч квадратных километров, проведены радиолокационная и высотная аэрофотосъемка. На отдельных участках описываемого региона имеются материалы и других дистанционных методов: космические фотоснимки (КФС) с пилотируемых космических кораблей и снимки с американского спутника по изучению природных ресурсов (ЭРТС).

Такое обилие материалов дистанционных методов дает возможность проводить с их помощью различные структурно-тектонические исследования — от изучения общих закономерностей строения региона до выявления локальных структур.

Различия в масштабах и разрешающей способности перечисленных выше материалов и их различная обзорность определяют разную их информативность и ограничивают круг задач, которые могут решаться с помощью того или иного метода.

Уже первый опыт применения телевизионных космических снимков (ТВС) для исследования тектоники Приенисейской Сибири (Астахов, Ероменко,1975)позволил выявить на сверхмелкомасштабных ТВС крупнейшие глубинные разломы в пределах западной части Сибирской платформы и прилегающих к ней регионов: было уточнено и детализировано положение Приенисейской зоны разломов, выявлен ряд крупнейших внутриплатформенных и трансрегиональных разломов, таких как Березовско-Ванаварский, Таймыро-Байкальский и др. Особенно эффективным оказалось использование ТВС при изучении новейшего структурного

плана территории (Астахов, Ерофенко, 1976). В. Я. Ерофенко путем дешифрирования сверхмелкомасштабных ТВС, а также ТВС «Метеор-18», обладающих значительно более высокой разрешающей способностью, составил схему крупнейших разломов западной части Сибирской платформы (см. статью Ерофенко в наст. сборнике). Авторами на основании дешифрирования ТВС масштаба 1 : 3 500 000 — 1 : 2 500 000 (увеличенных, а масштаба 1 : 2 500 000, кроме того, и трансформированных с ТВС масштаба 1 : 10 000 000) удалось выявить в западной части Сибирской платформы ряд внутриплатформенных глубинных разломов и существенно детализировать строение некоторых известных разломов, имеющих важное рудоконтролирующее значение (Герасимов и др., 1976).

Проблема выявления и картирования глубинных разломов на Сибирской платформе была и остается одним из важнейших аспектов проводимых здесь тектонических исследований. Многие известные глубинные разломы не имеют четкого выражения на поверхности и проявляются обычно серией сближенных сравнительно коротких, зачастую кулисообразно расположенных разрывов с незначительными амплитудами вертикальных смещений. Сложность выявления зон глубинных разломов определяется еще и тем, что на платформе в период триасовой тектоно-магматической активизации сформировалась густая сеть полигональных разломов, возникших в результате дробления платформы и проникновения на поверхность базальтовой магмы из глубинных очагов. Эти локальные «траповые» разломы далеко не всегда связаны с глубинными разломами и выявить в этой сложной картине трассы глубинных разломов бывает весьма затруднительно даже с использованием аэрофотоснимков (АФС), так как и на них видна густая сеть траповых разломов.

На сверхмелкомасштабных снимках, каковыми являются ТВС, происходит как бы естественная фильтрация изображения местности: большинство мелких траповых разломов, размеры которых находятся за пределами разрешающей способности ТВС, не проявляются на снимках; в то же время более отчетливо выступают зоны сгущения разрывов, соответствующие положению глубинных разломов. Степень выраженности глубинных разломов на местности и соответственно на ТВС прямо зависит от характера их неотектонической активности (Астахов, Ерофенко, 1976). Тем не менее, как установлено нами при дешифрировании ТВС масштаба 1 : 3 500 000—1 : 2 500 000, малоактивные и даже неактивные в новейшее время разломы проявляются на ТВС, чему способствует хорошая препарировка последних и развитие в их пределах своеобразных природно-территориальных (ландшафтных) комплексов, имеющих линейную, зачастую прерывисто-линейную форму, позволяющую уверенно трассировать их на ТВС. Примером такой слабоактивной в новейшее время зоны разломов, выделенной по данным дешифрирования ТВС и подтвержденной на материалах дистанционных методов, а также гравимагнитными данными и полевыми исследованиями, является Суринг даконская зона разломов. Эта зона, имеющая простирание СВ 20°, ширину 45 км и протяженность около 200 км, прослеживается в среднем течении рек Бахты и Тынеп как серия субпараллельных протяженных разрывов, с которыми связаны выявленные нами на р. Бахте многочисленные гидротермально-метасоматические проявления сульфидов, железа и исландского шпата. Эта зона контролирует положение известных в районе магнетитовых месторождений. Наличие зоны подтверждается и гравимагнитными данными (Герасимов и др., 1976). В пределах Суринг даконской зоны на ТВС отдешифрирован ряд кольцевых структур диаметром 10—15 км, являющихся, как показали наземные исследования, палеовулканическими постройками. Эти данные следует учитывать при проведении здесь нефтепоисковых работ, поскольку по современным представлениям эта часть региона является интересной в нефтегазопоисковом отношении.

Новые данные получены при дешифрировании по ТВС одной из круп-

ных внутриблоковых структур западной части платформы — Курейской зоне глубинных разломов, выделенной в конце 50-х годов в процессе геологосъемочных работ. По данным ТВС (рис. 1) простирание зоны СВ 40—50°, протяженность 350 км, ширина меняется от 10—15 км в районе оз. Дюпкун до 35 км в районе р. Пелятки. Северный блок по зоне приподнят, что фиксируется уступом по краю лавового плато. Амплитуда вертикального смещения, по данным наземных исследований, достигает 150 м. Вдоль зоны отмечается левостороннее смещение северного блока по отношению к южному, что фиксируется смещением на ТВС контуров Курейско-Североречeнской кольцевой структуры (см. рис. 1), а также резким изгибом в этом же направлении складок Курейско-Летнинского валообразного поднятия.

По материалам более крупномасштабных аэросъемок на радиолокационных снимках (РЛС) и мелкомасштабных АФС) и наземных исследований эта зона характеризуется сгущением сети мелких разрывов, имеющих то же простирание СВ 40—50°, а также широким проявлением процессов гидротермального метасоматоза и минералообразования практически по всей длине зоны. Вдоль нарушений повсеместно отмечаются туфовые дайки, имеющие мощность от нескольких сантиметров до 30—40 м. Большая насыщенность зоны траппами способствует прослеживанию ее по линейным аномалиям на аэромагнитных картах (Соловьева, 1970); в аномальном поле силы тяжести Курейская зона выражена слабо.

Совершенно новым элементом строения, установленным при дешифрировании ТВС, являются кольцевые структуры двух порядков: диаметром до 200 км и более мелких, диаметром 30—40 км (см. рис. 1). В поисковом отношении представляет интерес Курейско-Североречeнская кольцевая структура, фиксирующая дугообразными изгибами рек Северной, Авама, Типтур-Орокты, Большой Божарки, а также крупными контурами траповых возвышенностей. В ее пределах выделяется ряд более мелких кольцевых структур; к ней же тяготеют многочисленные палеовулканические постройки, выявленные в этом регионе М. И. Митрошиным (1971) по данным наземных исследований. Вопрос о природе этой структуры и ее металлогеническом значении требует еще изучения. Однако уже сейчас несомненна связь с нею ряда интересных рудопроявлений, в частности дифференцированных рудоносных интрузий курейского типа. Они локализуются в пределах одной из кольцевых структур II порядка — Пеляткинской структуре диаметром около 40 км, контуры которой подчеркиваются, что лучше видно на снимках более крупного масштаба (РЛС и АФС), дугообразным расположением озер Щучьего, Пеляжьего, Ершова и других, а также полукольцевым контуром крупных траповых останцов.

Интересные данные получены при дешифрировании ТВС и по другим регионам платформы. Так, выделен-

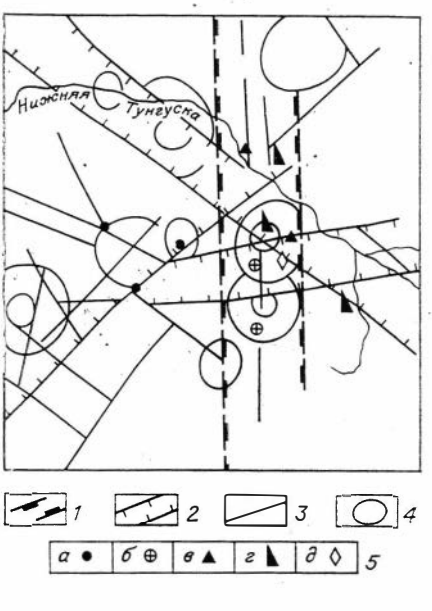


Рис. 1. Схема разрывной тектоники Курейско-Североречeнской кольцевой структуры.

1 — Котуйско-Иркутский линеамент, *2*—внутриблоковые глубинные разломы, *3* — траповые расколы, *4* — палеовулканические кольцевые структуры, *5* — проявления полезных ископаемых (*а* —магнетита, *б* — сульфидов, *в* — исландского шпата, *г*— датолита, *д* — флогопита).

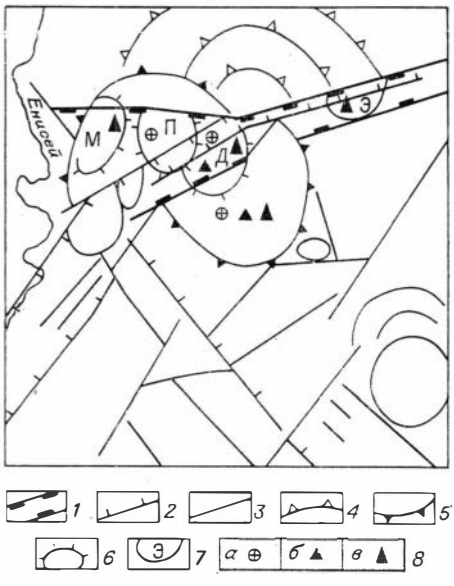


Рис. 2. Схема детализации части Таймыро-Байкальской зоны разломов.

1 — границы Курейской зоны глубинных разломов, *2* — глубинные разломы, *3* — траппповые расколы, *4* — Дюпкунский щитовой вулкан, *5* — Курейско-Североречепская палеовулканическая структура, *6* — палеовулканы Курейской зоны разломов (Э — Эндинский, Д — Дюпкунский, П — Пелятпкинский, М — Мундуйский), *7* — мелкие кольцевые структуры, *8* — проявления полезных ископаемых (*а* — меди и никеля, *б* — датолита, *в* — битума).

ный В. Я. Ерменко Котуйско-Иркутский линеамент, являющийся западной границей Таймыро-Байкальской зоны разломов (см. статью В. Я. Ерменко в наст. сборнике), на сверхмелкомасштабных ТВС мельче 1 : 10 000 000 выделяется единой линией. На ТВС «Метеор», увеличенных до масштаба 1 : 3 500 000, этот линеамент распадается на серию более коротких линеаментов, расположенных субпараллельно, цепочечно, или кулисообразно (рис. 2). Ширина зоны субпараллельных разломов, соответствующих Котуйско-Иркутскому линеаменту, составляет 70 км. Эта зона фиксируется спрямленными участками долин рек Иритки и Илимпеи, а также их притоков — Лимптэкон, Умнонга и др. К описываемой зоне разломов приурочен ряд кольцевых структур диаметром около 60 км. Многочисленные проявления разнообразных полезных ископаемых гидротермально-метасоматического типа: магнетита, сульфидов, исландского шпата, датолита, известные в этом районе (Филоненко и др., 1974), группируются в зоне разломов, локализуясь в пределах кольцевых структур. На протяжении этой зоны разломов к югу располагаются известные здесь месторождения магнетитовых руд ангаро-илимского типа.

Дешифрирование ТВС позволило получить новую интересную информацию, которую невозможно было обнаружить другими методами, в том числе наземными исследованиями и дешифрированием материалов более крупномасштабных съемок (РЛС и АФС), в связи с резким различием объектов, выделяемых на ТВС, с одной стороны, а с другой — при наземных работах и дешифрировании РЛС и АФС. Информация ТВС оказалась полезной при составлении сводных мелкомасштабных структурных карт региона масштаба 1 : 2 500 000 и мельче.

Радиолокационная съемка — сравнительно новый дистанционный метод, применение которого для целей геологических исследований началось во второй половине 60-х годов. Уже первый опыт (Новые методы..., 1972) позволил высоко оценить эффективность использования РЛС при структурно-тектонических исследованиях открытых районов. Проведенные нами работы показали большие возможности применения РЛС при тектонических исследованиях также и залесенных территорий, каковой является западная часть Сибирской платформы.

Важным достоинством радиолокационной съемки является возможность проведения ее не только днем, но и ночью и при наличии сплошной облачности. Это имеет немаловажное значение, поскольку получение снимков в видимой части спектра (ТВС, КФС, АФС) встречает затруднения в связи с неблагоприятными метеоусловиями территорий.

Большая обзорность РЛС и составленных по ним фотосхем, высокая скульптурность изображения на них рельефа позволяют, используя геоиндикационные свойства рельефа, решать с помощью дешифрирования РЛС широкий круг структурно-тектонических задач: выявление и изу-

чение разломов, в том числе зон глубинных разломов, выявление и изучение палеовулканических структур, установление связей эндогенных рудопроявлений со структурными элементами.

В результате интерпретации результатов дешифрирования РЛ-схем нами были составлены структурные схемы масштаба 1 : 1 000 000 некоторых регионов Сибирской платформы: приенисейской части платформы, юга Тунгусской синеклизы и др. На этих схемах не нашли отражения крупнейшие структурные элементы платформы, выявленные при дешифрировании сверхмелкомасштабных ТВС : Березовско-Ванаварский разлом, Котуйско-Иркутский и др. (см. статью Ероменко в наст. сборнике). Это объясняется ограниченной, по сравнению с ТВС, обзорностью и более крупным масштабом РЛС. Природно-территориальные комплексы, индицирующие эти разломы на ТВС (крупные речные долины, траповые массивы), становятся на РЛС расплывчатыми и теряют геометризованность. В то же время ряд глубинных разломов — Суринтдаконская зона, границы новейших грабенов в долине Енисея, тектонический уступ на границе платформы и Енисейской депрессии — отчетливо дешифрируются на материалах всех дистанционных съемок.

Часть разрывных нарушений, выявленных при дешифрировании РЛС западной части платформы, фрагментарно была известна ранее либо по данным наземных исследований, либо по результатам интерпретации гравимагнитных карт, однако большая часть наиболее протяженных разрывов и зон нарушений выявлена впервые. Для проверки достоверности выделенных по РЛС элементов на отдельных участках территории нами были заново проинтерпретированы гравимагнитные материалы и проведена выборочная полевая проверка данных дешифрирования. Результаты полностью подтвердили объективность выделенных элементов. Выявилась приуроченность к разломам, выявленным на РЛС, известных и вновь установленных рудопроявлений в бассейне р. Бахты.

По данным дешифрирования РЛС впервые на исследованной территории установлено широкое развитие кольцевых структур, причем размер их не превышает 10—12 км, в то время как на ТВС дешифрируются кольцевые структуры размером в сотни километров — такие структуры, естественно, не выделяются на РЛС. Природа кольцевых структур, изученных в бассейне р. Бахты, вулкано-тектоническая. В их пределах локализуются вулканогенные образования, зоны интенсивного гидротермального метасоматоза и проявления сульфидно-магнетитовой минерализации гидротермально-метасоматического типа, как, например, в бассейне р. Дельтулы, правого притока р. Бахты. Однако по ряду кольцевых структур, установленных в области широкого развития мощных толщ мезокайнозоя близ Енисея и выраженных серией дугообразных линеаментов, данных для расшифровки их геологической природы еще недостаточно.

В результате дешифрирования РЛС южной части Тунгусской синеклизы в междуречье Нижней Тунгуски и Чуни, как и на описанной выше приенисейской части платформы, установлено широкое развитие диагональной сети протяженных разрывных нарушений и многочисленных кольцевых структур. Здесь же хорошо выражена сеть протяженных субширотных разломов, повторяющих конфигурацию южной окраины этой крупнейшей платформенной структуры. Данные дешифрирования РЛС хорошо увязываются с материалами проведенной здесь в 1968—1972 гг. групповой геологической съемки. С основными разломами, отражающимися на РЛС, связаны открытые тут проявления различной минерализации гидротермально-метасоматического типа. Подтверждена вулканическая природа многочисленных кольцевых структур региона.

Помимо такого обзорного структурного дешифрирования РЛ-схем больших территорий, с составлением карт в масштабе 1 : 1 000 000 нами было проведено детальное дешифрирование отдельных участков, выбранных в результате обзорного дешифрирования. В пределах Суринтдакон-

ской зоны глубинных разломов выявлено множество параллельных сближенных нарушений СВ простирания, равноотстоящих друг от друга на расстоянии 3—4 км и группирующихся в полосу шириной в 45—50 км. Эти разломы сопровождаются невысокими тектоническими уступами, в русле р. Бахты им соответствуют пороги и перекаты. Процессы ледниковой экзарации вдоль ослабленных зон подчеркнули морфологию этой зоны и облегчили процесс ее выделения на РЛ-схемах. К отдельным разломам зоны приурочены известные ранее и выявленные в процессе полевой проверки результатов дешифрирования гидротермально-метасоматические проявления магнетитовой и сульфидно-магнетитовой минерализации и исландского шпата. Это свидетельствует о достаточно древнем времени заложения зоны, о ее глубинном характере и высокой мобильности в период триасовой тектоно-магматической активизации.

Сопоставление результатов интерпретации данных дешифрирования РЛС Суринг даконского участка с аэромагнитными картами (Герасимов и др., 1976) показало полное совпадение общего плана разрывных нарушений и осей магнитных аномалий; вместе с тем наблюдается смещение в плане положений тех и других. Это объясняется наклоном плоскостей сместителей и смещениями магнитовозмущающих объектов по отношению к выходам нарушений на поверхность. Выявлены ранее неизвестные мелкие кольцевые структуры, подчеркнутые круговым расположением узких останцовых гряд. К одной из таких структур в бассейне р. Делимакит приурочен локальный гравитационный максимум и дугообразные линейные максимумы магнитного поля. В пределах этой структуры наземными исследованиями выделены дайки пегматоидных долеритов, а в пределах кольцевых контуров на р. Дельтуле — микроклиновых пород. К этим же структурам тяготеют локальные поля агломератовых туфов.

Интересные данные получены при детальном дешифрировании одного из участков в междуречье Нижней Тунгуски и Чуни, в бассейне Иритки, левого притока Нижней Тунгуски. Участок располагается в пределах зоны глубинного Котуйско-Иркутского разлома. Положение района в экстрагляциальной зоне обусловило высокую литоморфность и скульптурность развитого здесь рельефа и обеспечило большую детальность структурной информации РЛС (рис. 3). Здесь установлено развитие протяженных разломов СВ и СЗ простирания, а также субширотных нарушений. Протяженность наиболее крупных нарушений, таких как Ядинская зона разломов (Герасимов, Лускина, 1972), достигает 100 км и более. Нарушения СЗ простирания контролируют размещение на участке гидротермально-метасоматических проявлений магнетита, сульфидов, исландского шпата и других полезных ископаемых (рис. 4). Наибольшее количество выявленных здесь рудопроявлений тяготеет к зоне пересечения Ядинского разлома протяженным субширотным разломом. Приуроченность к этим разломам различных рудопроявлений, даек долеритов и интенсивная метасоматическая переработка пород вдоль зон обусловили хорошую выраженность их на материалах как среднемасштабных, так и детальных аэромагнитных съемок (Герасимов, Лускина, 1972).

Помимо протяженных разломов на этом участке выявлена густая полигональная сеть мелких разрывов, причем в зонах сгущения мелких нарушений СВ простирания создается полосчатый рисунок РЛ-изображения. Установлено широкое развитие кольцевых контуров размером от 2—3 до 20 км; полевая проверка позволила установить их вулканическую природу. На примере этого участка особенно рельефно видны различия в информативности материалов различных дистанционных методов: 1) на самых сверхмасштабных материалах (ТВС «Нимбус») виден субмеридиональный глубинный межблоковый Котуйско-Иркутский разлом; 2) на ТВС «Метеор», увеличенных до масштаба 1 : 5 000 000, данный линеамент дешифрируется плохо, зато хорошо видна сеть наложенных диагональных разломов, не совпадающих с простиранием магнитных ано-

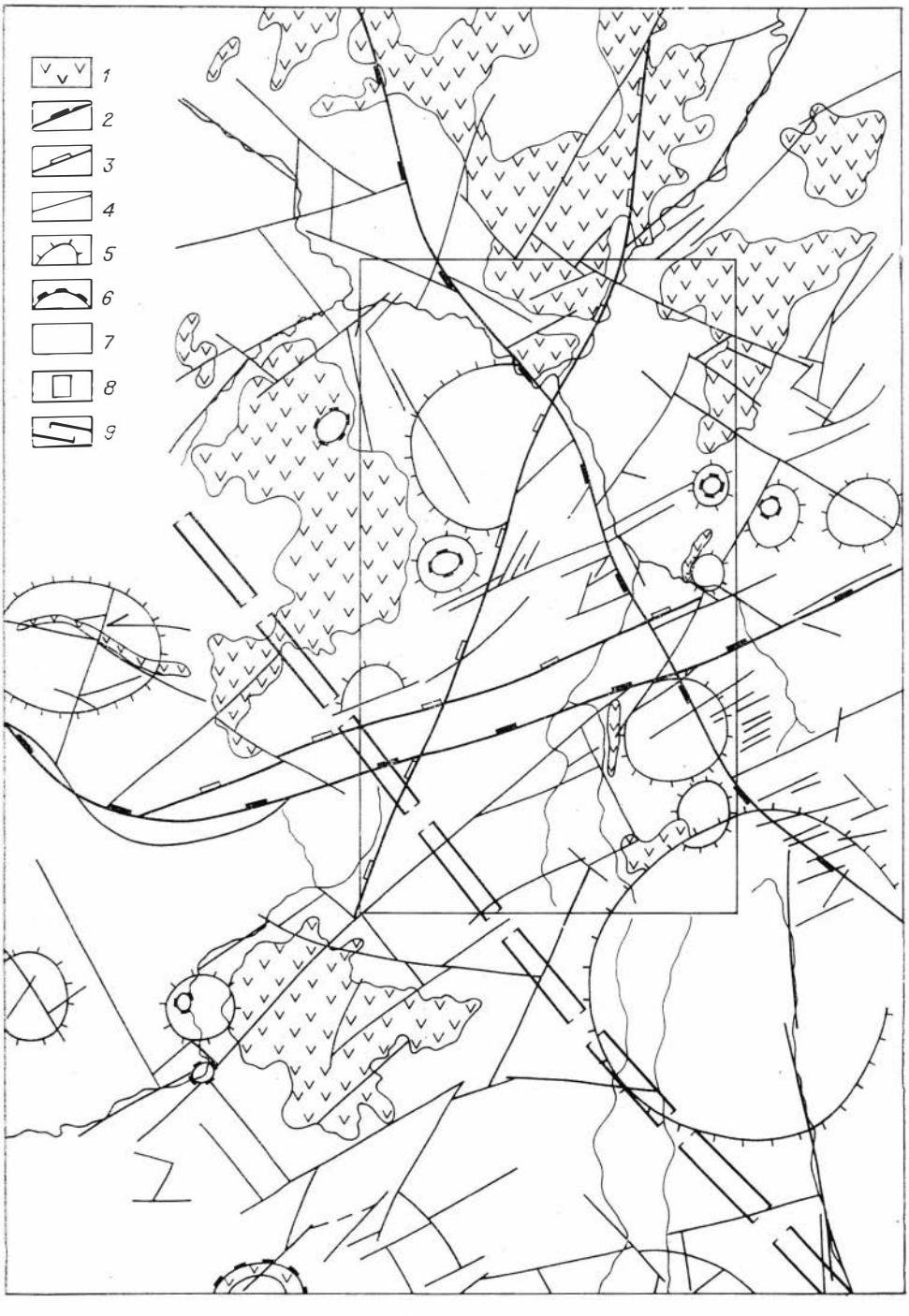


Рис. 3. Схема структурного дешифрирования радиолокационных схем.

1 — интрузии долеритов; *2* — разломы, установленные по РЛС и гравимагнитным данным; *3* — разломы, отдешифрированные на РЛС; *4* — мелкие трапповые расколы; *5* — кольцевые структуры; *6* — конусовидные останцы; *7* — поле развития туфов; *8* — контуры участка, показанного на рис. 4; *9* — зона глубинного разлома.

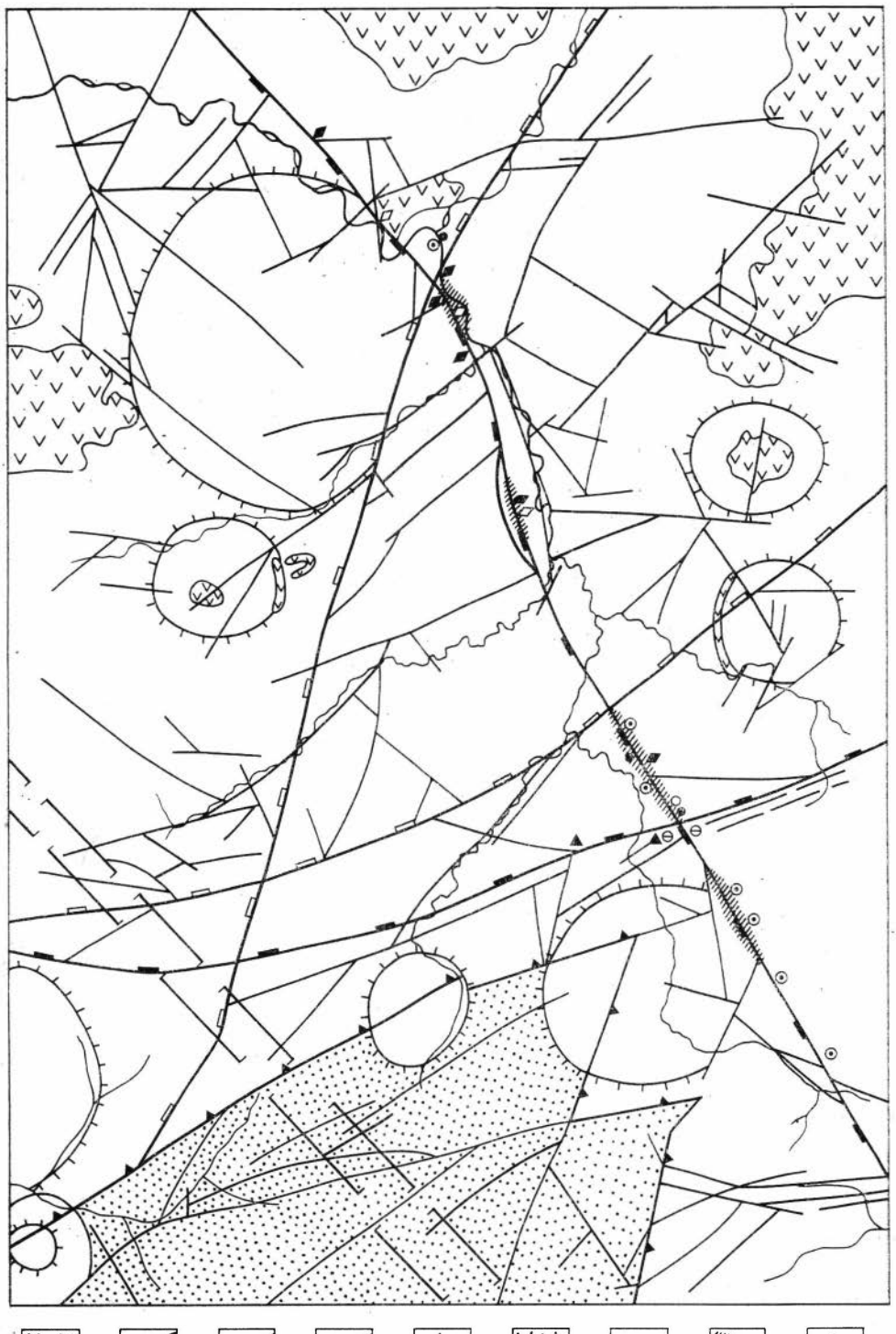


Рис. 4. Схема структурного дешифрирования мозаичных фотосхем.

1 — интрузии долеритов; *2* — разломы, установленные по АФС и гравимагнитным данным; *3* — разломы, отдешифрированные на АФС; *4* — мелкие траповые расколы; *5* — кольцевые структуры; *6* — поле развития мелкообломочных туфов; *7* — поле развития грубообломочных туфов; *8* — зона скарнирования; *9—15* — гидротермально-метасоматические проявления: *9* — железа, *10* — меди, *11* — стронция, *12* — бария, *13* — цеолитов, *14* — исландского шпата, *15* — кальцита; *16* — контуры горст-антиклинали; *17* — зона глубинного разлома.

малий в фундаменте, а также серия крупных кольцевых структур диаметром 60—80 км (см. рис. 2); 3) на РЛС помимо сети протяженных диагональных и субширотных разрывов дешифрируется густая сеть мелких разрывных нарушений и протяженные разломы типа Ядинского, которые на ТВС не видны из-за их малой мощности, находящейся за пределами разрешения ТВС. Не видна на РЛС крупная кольцевая структура, отдешифрированная на ТВС (см.рис.2). Формы рельефа, формирующие эту структуру на ТВС (в данном случае хребты и возвышенности, сложенные траппами), на РЛС распадаются на отдельные элементы, не создающие впечатления их кольцевого расположения. В то же время на РЛС видна серия мелких кольцевых структур, не проявляющихся на ТВС. Эти мелкие структуры, расположенные внутри крупной вулканической постройки, в триасовое время являлись локальными вулканическими аппаратами, о чем свидетельствует их кальдерообразная форма.

Сравнение результатов структурного дешифрирования РЛС (см. рис. 3) и АФС этого же участка (см. рис. 4) показало, что для данного случая информация почти идентична. Несколько более высокая степень детальности АФС практически не влияет на характер расшифровки структурного плана территории, на установление зон разломов и изучение их взаимоотношений. Следует помнить, однако, что описанный участок находится в оптимальных условиях дешифрируемости: экстрагляциальная зона, средняя расчлененность, достаточно густая сеть водотоков и т. п. В других случаях информативность РЛС и АФС разнится более значительно.

Как показал опыт работ с материалами РЛС в закрытых районах Сибирской платформы, наиболее эффективным является использование РЛС для составления структурных карт в масштабах от 1 : 200 000 до 1 : 1 000 000.

На материалах АФС, в отличие от ТВС и РЛС, возможно достаточно уверенное проведение литологического дешифрирования, являющегося иногда ведущим при расшифровке изучаемых структур. Основные методические вопросы использования АФС при тектоническом изучении различных регионов изложены в руководстве «Аэрометоды геологических исследований» (1971), в том числе и по закрытым районам платформ. На эффективности использования АФС при изучении пликативных платформенных структур, помимо таких важных факторов, как выраженность их в рельефе, знак и интенсивность новейших тектонических движений, существенно сказываются и размеры дислокаций. Наиболее удачные результаты получаются тогда, когда размеры изучаемых структур оказываются сопоставимыми или же меньше, чем площадь используемых АФС и фотосхем. Так, прослеживание фотомаркирующих горизонтов на АФС с помощью стереометра СТД-2 позволило В. Я. Пономареву построить структурную карту одного из участков в бассейне Нижней Тунгуски, причем карта масштаба 1 : 100 000 на площадь 14 000 км² тремя исполнителями была составлена в течение четырех лет, что во много раз превышает нормы на эту работу в случае выполнения ее традиционными наземными методами. В результате этой работы выявлено большое количество локальных положительных структур, интересных в отношении нефтегазоносности.

Для большей части изученной территории, где широким развитием пользуются континентальные терригенные отложения верхнего палеозоя и туфы нижнего триаса, характерно отсутствие фотомаркирующих горизонтов. Переработка рельефа действием плейстоценовых ледников частично уничтожила его литоморфные черты. В этих условиях выявление пликативных структур методом прослеживания фотомаркирующих горизонтов невозможно. В подобных случаях сведения о пликативных структурах могут быть получены косвенным путем, на основе анализа эрозионной сети, рельефа, распределения растительности и дальнейшего

сопоставления данных дешифрирования с гравимагнитными материалами. В условиях западной части платформы, характеризующейся сильной залесенностью и повсеместным развитием покрова рыхлых отложений, изучение разрывной тектоники методами наземных наблюдений оказывается неэффективным. Это отчетливо видно на примере геологических карт, составленных без дешифрирования материалов аэро- и космосъемок; структурность таких карт весьма низкая. Действительно, большинство нарушений, особенно наиболее крупных и важных в практическом отношении, недоступно изучению в наземных маршрутах. Вдоль нарушений породы, как правило, раздроблены, здесь интенсивно идут процессы выветривания и денудации, эти зоны либо нацело закрыты чехлом рыхлых отложений, почвенно-растительным покровом, болотами, либо маркируются гидросетью. При наземных наблюдениях установленные в отдельных обнажениях разрывные нарушения не удается ни проследить на водоразделах, ни оценить их параметры. Дешифрирование аэро- и космоснимков в этих условиях является наиболее эффективным методом.

Таким образом, наши результаты приводят к следующим основным выводам.

1. Материалы различных дистанционных методов позволяют получать достаточно полное и объективное представление о структурно-тектонических особенностях изучаемого региона, особенно в части проявления блоковой тектоники и вулканоструктур, и повышают эффективность прогнозирования для поисков полезных ископаемых.

2. Материалы различных дистанционных методов, обладающие различным масштабом, обзорностью на местности и отражающие в той или иной мере различные свойства изучаемых природных объектов, содержат различную взаимодополняющую информацию.

3. Использование материалов телевизионной космической съемки наиболее эффективно при составлении структурных схем что не исключает возможности их применения и при других работах. Радиолокационные снимки целесообразно применять при составлении структурных схем различных масштабов. Для детальных работ необходимо использовать мелкомасштабные аэрофотоснимки.

4. Основным видом материалов, позволяющим перейти к составлению геологических карт, являются мелкомасштабные аэрофотоснимки.

5. Наиболее эффективной является интерпретация результатов дешифрирования снимков с привлечением гравимагнитных данных.

ЛИТЕРАТУРА

Астахов В. И., Ерофеенко В. Я. Применение телевизионных космических снимков для исследования тектоники Приенисейской Сибири.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 5.

Астахов В. И., Ерофеенко В. Я. Новейший структурный план и рельеф Западной Сибири по данным телевизионной космической съемки.— В кн.: Исследования природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. V. М., 1976.

Аэрометоды геологических исследований. Л., «Недра», 1971.

Герасимов Л. М., Лускина В. Ю. Применение высотной аэрофотосъемки для выявления структур, контролирующих проявления исландского типа.— «Разведка и охрана недр», 1972, № 3.

Герасимов Л. М., Ерофеенко В. Я., Альтман В. Ф. Совместное использование телевизионных космических снимков и геофизических материалов при геологических исследованиях Енисейского кряжа и западной части Сибирской платформы.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1976, № 11.

Митрошин М. И. Вулканические структуры в бассейне рек Северной Курейки, Горбиачин.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971.

Новые методы получения информации различными дистанционными приемниками и ее обработки для решения геологических задач. Реферат. сборник ВИЭМС. М., 1972.
Соловьева Н. М. Карта аномального магнитного поля Сибирской платформы.— В кн.: Магматизм, полезные ископаемые и тектоника Сибирской платформы и прилегающих территорий.— Реферат. сборник ВИЭМС, № 3. Серия Региональная геология и методика геол. картирования. М., 1970.
Филоненко В. П., Мусатов Д. И. и др. Рудные формации части Тунгусской синеклизы.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Красноярск, 1974.

В. Я. ЕРОМЕНКО

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ ТЕЛЕВИЗИОННЫХ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

Многочисленные схемы разрывной тектоники фундамента и чехла Сибирской платформы, известные в литературе (Булина, Спижарский, 1965; Кириллов, 1966; Комплект карт..., 1972; Мокшанцев, 1968; Проводников, 1975; Пятницкий, 1974; Савинский, Мордовская, 1971; Старицкий и др., 1970; Суворов, 1973), основаны на обобщении наземных наблюдений и интерпретации карт физических полей. Прослеживание по простиранию крупных разрывов по материалам наблюдений в отдельных обнажениях не всегда однозначно. Также не однозначно выявление разломной тектоники, поднятых и опущенных блоков фундамента по данным интерпретации геофизических материалов, зависящее от позиции исследователя. Привлечение данных космических съемок позволяет дополнить материалы предшествующих исследователей — проследить на значительные расстояния разрывные нарушения, установленные в отдельных обнажениях, выявить закономерности размещения разрывов на большой территории, совместно с геофизическими методами выделить разломы фундамента, просвечивающие сквозь осадочный чехол (Астахов, Ероменко, 1975, 1976; Герасимов и др., 1976; Флоренская, 1976). Рассмотрим результаты интерпретации космических снимков, в основном телевизионных (ТВС). По ТВС выделены структурные швы Сибирской платформы, трансрегиональные и региональные разломы, крупные и мелкие кольцевые структуры.

Краевые и внутриплатформенные структурные швы. По ТВС отчетливо прослеживается западная граница Сибирской платформы вдоль Приенисейской зоны разломов (рис. 1, *1—1*). Эта зона разрывов располагается между Енисейским иСаяно-Енисейским глубинными разломами, выделенными ранее при интерпретации геофизических материалов (Дашкевич и др., 1970). В точном соответствии с положением Саяно-Енисейского разлома прослеживается восточная граница зоны вдоль современного уступа Сибирской платформы, а к югу от р. Подкаменная Тунгуска — вдоль восточной границы Енисейского кряжа.

Западная граница Приенисейской зоны разломов несколько иная, чем по данным интерпретации физических полей. На севере она совпадает с западной границей эрозионно-тектонической Приенисейской впадины (см. рис. 1) и ограничивает восточный опущенный блок байкалид, выступ которых в пределах впадины известен как Туруханское поднятие (или Туруханский горст). Продолжение байкалид к западу от впадины не видно по ТВС и установлено лишь при анализе магнитных полей (Дашкевич и др., 1970).

В районе устья р. Подкаменная Тунгуска современная граница Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы пересекает аномалии физических полей, отражающие погребенный выступ байкалид Енисейского кряжа, и далее на юг следует вдоль западной границы кряжа. Енисейский разлом, выделенный по геофизическим данным, проходит и здесь западнее границы, видимой на ТВС. Приуроченная к зоне Енисейского разлома долина р. Енисей к югу от устья р. Подкаменная Тунгуска разделяет неотектонические Обь-Енисейское поднятие (Западно-Сибирская плита) и щит Енисейского кряжа (Астахов, Ероменко, 1975, 1976). Наложенный и секущий по отношению к простиранию байкальских структур характер разрывной тектоники в пределах западной границы Приенисейской зоны разломов заставляет отнести ее к дислокациям платформенной стадии развития структур Сибирской платформы.По данным дешифрирования общая длина выделенной по ТВС зоны разломов превышает 1500 км, ширина ее в районе Приенисейской впадины 100—150 км, простирание меридиональное к северу от р. Подкаменная Тунгуска и СЗ 330—340° к югу от ее устья.

Южная граница Сибирской платформы прослеживается на ТВС вдоль *Саяно-Байкальского* краевого шва (см. рис. 1, *2—2*). Общая характеристика этой системы разломов или отдельных ее частей приведена во многих работах (Кириллов, 1966; Хренов, 1971). На ТВС видно, что от Восточного Саяна до Алданского щита разрывные нарушения выражены в рельефе в виде уступов, разделяющих складчатые области и прилегающие с севера равнины и плато Сибирской платформы, отличные по рисунку и тону ТВС.

Достаточно уверенно по ТВС проводится и восточная граница Сибирской платформы по западному ограничению хр. Сетте-Дабан и вдоль тектонических уступов Верхоянских гор (Нелькано-Кыллахский и Западно-Верхоянский разломы, по Мокшанцеву, 1968) (см. рис. 1, *3—3*).

Весьма неуверенно по ТВС прослеживается северная граница Сибирской платформы из-за слабой выраженности в рельефе структурных форм на участке Оленекский залив — Нордвик, и по южной окраине Таймыра. Вместе с тем тектонический контакт Енисей-Хатангской впадины с Тунгусской синеклизой и Анабарской антеклизой виден четко и проводится по уступам плато Путорана и гряды Хара-Тас. Восточнее гряды эта граница выражена лишь в растительном покрове.

При дешифрировании ТВС были выделены шовные зоны разломов не только по краю платформы, но и в ее пределах (см. рис. 1). При этом было подтверждено намеченное ранее по геофизическим данным разделение фундамента Сибирской платформы на три меридиональных блока (Булина, Спижарский, 1965).

Зоны разломов по границе блоков фундамента устанавливаются лишь на мелкомасштабных ТВС (см. рис. 1), в то время как по ТВС более крупного масштаба прослеживаются лишь отдельные фрагменты этих разрывов (рис. 2). Нами выделены Таймыро-Байкальская и Анабаро-Ботуобинская зоны разломов.

Таймыро-Байкальская зона разломов (см. рис. 1, *4—4*) тяготеет к линии Трансазиатского (Таймыро-Байкальского) линеамента (Драгунов, 1965) и разделяет Тунгусский и Анабарский блоки фундамента. По геофизическим данным положение линеамента и его разделение на ветви рисуется по-разному (Булина, Спижарский, 1965; Комплект карт..., 1972; Савинский, Мордовская, 1971; Старицкий и др., 1970). По ТВС параметры зоны разломов составляют: протяженность свыше 2700 км, ширина до 150 км, простирание СЗ 350—355°. Кроме того, выявлены составляющие разломы в пределах зоны (см. рис. 1). Наиболее четко на многих ТВС видна западная граница зоны разломов Котуйско-

Иркутского линеамента (Герасимов и др., 1976) в виде спрямленных элементов ландшафта, вытянутых в одном направлении или границы двух крупных областей с различным рисунком изображения. К северу от широты оз. Ессей и к югу от широты пос. Ванавары западная граница прослеживается фрагментарно по прямолинейным полосам растительности и отрезкам гидросети. Отдельные отрезки линеамента выделялись ранее (Пятницкий, Штутин, 1975). К югу от пос. Ванавары они подтверждаются данными наземных и геофизических наблюдений. Вдоль линии Котуйско-Иркутского линеамента отмечается правосдвиговое смещение других линеаментов — Норильско-Марковского (на 75 км) и Нижнеангарско-Енисейской зоны разломов (на 25 км).

Восточная граница Таймыро-Байкальской зоны разломов, прослеженная по единичным ТВС, совпадает с границей смены различных по характеру магнитных полей над Тунгусским и Анабарским блоками фундамента (Булина, Спижарский, 1965; Савинский, Мордовская, 1971; Старицкий и др., 1970).

В пределах Таймыро-Байкальской зоны разломов по поверхности фундамента установлена серия впадин — Восточно-Тунгусский прогиб (Пятницкий, 1974), а по поверхности Мохо, наоборот, зона поднятий, ограниченная глубинными разломами (Притула и др., 1973; Пятницкий, Штутин, 1975). К зоне разломов тяготеет Маймеча-Байкальская раннепротерозойская геосинклинальная область (Малич, Туганова, 1974).

По ТВС, полученным с искусственных спутников системы „Метеор", установлено продолжение Таймыро-Байкальской зоны разломов на север до Таймыра. При этом непосредственное продолжение Котуйско-Иркутского линеамента отмечается лишь к северу от неотектонического уступа Тунгусской синеклизы — в Енисей-Хатангской впадине. Разлом шириной до 20 км пересекает ее в направлении р. Большая Боотонкага и следует через весь центральный Таймыр. Вдоль линии разлома во впадине намечается левосдвиговое смещение осей аномалий геофизических полей, а в чехле — смещение в том же направлении относительно друг друга осей крупных валов — Рассохинского и Большехетского. Восточная граница Таймыро-Байкальской зоны разломов также прослеживается через Енисей-Хатангскую впадину на оз. Таймыр и далее в виде разлома шириной 10—15 км. Вдоль выявленных разрывов намечается левосдвиговое смещение хребтов Таймыра.

Анабаро-Ботуобинская зона разломов (см. рис. 1, *5—5*) разделяет Анабарский и Алданский блоки фундамента. Восточная граница ее к югу от V-образного изгиба долины р. Оленек проводится по различию рисунка ТВС и совпадает с границей смены магнитных полей (Булина, Спижарский, 1965). К северу от V-образного изгиба р. Оленек она прослеживается фрагментарно (см. рис. 1) по серии спрямленных элементов ландшафта и совпадает с положением Уджинского разлома, развивавшегося в рифее (Мокшанцев, 1968). Западная граница зоны разломов, выделяемая по серии линеаментов, совпадает с фрагментами дорифейских разломов — Анабарского и Куонамского (Мокшанцев, 1968). Ширина Анабаро-Ботуобинской зоны разломов 100—150 км, протяженность 1400 км, простирание меридиональное.

По поверхности фундамента в пределах данного структурного шва установлена серия впадин (Сухано-Мархинский прогиб), а по поверхности Мохо — слабо выраженная зона поднятий (Пятницкий, 1974; Пятницкий, Штутин, 1975). Зона разломов, по-видимому, контролировала положение западной границы Оленекской раннепротерозойской геосинклинали (Малич, Туганова, 1974). Данная зона разломов располагается по границе блоков с различной внутренней структурой кристаллического фундамента (Бабаян и др., 1976).

Трансрегиональные разломы. По телевизионным снимкам, кроме вышеназванных зон разломов, в пределах Сибирской платформы вы-

деляются весьма протяженные зоны разрывов в виде спрямленных элементов ландшафта, вытянутых в одном направлении и пересекающих структурно разнородные регионы (молодые и древние платформы, складчатые области). К ним относятся Свердловско-Иркутский (см. рис. 1, *6—6*), Березовско-Ванаварский (*7—7*), Канинско-Сухотунгусско-Нидымский (*8—8*), Туруханско-Вилюйский (*9—9*) линеаменты, имеющие простирание СЗ 270—300°, ширину 6—10 км и протяженность до 2000 км, а также Тобольско-Тунгусский линеамент (см. рис. 1, *10—10*) с азимутом СВ 70°.

Свердловско-Иркутский линеамент (см. рис. 1, *6—6*) выделен по ТВС и прослежен по прямолинейным отрезкам болот и неотектонических впадин Западно-Сибирской плиты, северному ограничению Кузнецкого Алатау, спрямленным отрезкам гидросети, хребтов и уступов в Восточном Саяне и Присаянье (Ерофенко, 1977).

Березовско-Ванаварский линеамент (см. рис. 1, *7—7*) в пределах Сибирской платформы по ТВС прослежен от устья р. Бахты в верховье р. Ванавары. В чехле платформы к нему приурочены региональная флексура и многопластовые тела долеритов (Лиственичная скважина). По данным высотной аэромагнитной съемки (5000 м) в фундаменте вдоль него можно предполагать смещение байкалид Туруханского выступа относительно байкалид Енисейского кряжа. В пределах Западно-Сибирской плиты по смещению магнитных аномалий он интерпретируется в фундаменте (Астахов, Ерофенко, 1976).

Сухотунгусско-Нидымский линеамент (см. рис. 1, *8—8*) как часть более крупного линеамента, следующего через Западную Сибирь и Русскую платформу до п-ова Канин, выявляется по ТВС. Полевые работы авторов в 1976 г. в бассейне р. Сухая Тунгуска показали, что в чехле ему соответствует региональная флексура. Фрагментарно расположенные скважины глубокого бурения вдоль долины р. Нижняя Тунгуска не противоречат предположению, что и здесь вдоль линеамента располагается флексура (Конторович и др., 1976). В фундаменте вдоль него ранее по геофизическим данным был выделен Нижнетунгусский разлом (Савинский, Мордовская, 1971), по которому разграничиваются Сурингдаконский свод и Кочечумская впадина (Комплект карт.., 1972).

Отсутствие данных глубокого бурения не позволяет определить выраженность самого северного (Туруханско-Вилюйского) линеамента в чехле, тогда как в фундаменте к нему тяготеет разрывное нарушение такого же простирания (Комплект карт..., 1972).

Тобольско-Тунгусский линеамент (см. рис. 1, *10—10*) в пределах Сибирской платформы приобретает широтное простирание (Астахов, Ерофенко, 1976). Здесь вдоль него установлены отдельные разрывы, выполненные дайками долеритов.

Региональные разломы. Крупнейшие региональные разломы в пределах Сибирской платформы устанавливаются лишь по ТВС. Среди них следует назвать Нижнеангарско-Ессейскую зону разломов (рис. 1, *11 — 11*), Норильско-Марковский (*12—12*), Нижневилюйский (*13 — 13*) линеаменты, а также линеамент, прослеженный от р. Нижняя Тунгуска (пос. Ерема) до Айхала и далее до пос. Склад на р. Оленек (см. рис. 1, *14—14*).

Нижнеангарско-Енисейская зона разломов прослежена по ТВС от нижнего течения Ангары до оз. Ессей и далее вдоль северного фаса Анабарского выступа архейских пород до Хатангского залива. Ширина зоны разломов 125 км до Котуйско-Иркутского линеамента и 30 км далее; протяженность 1250 км, ориентировка С — СВ 10—20°. Она частично находит отражение в изгибах аномалий гравитационного поля. К месту пересечения этой зоны разломов с Таймыро-Байкальской и крупными кольцевыми структурами (см. рис. 1) тяготеет Маймеча-Котуйская провинция щелочных пород.

Норильско-Марковский линеамент прослежен по единичным ТВС и довольно четко отражен в изгибах аномального гравитационного поля. Длина разлома, без учета планового смещения вдоль Котуйско-Иркутского линеамента, превышает 1600 км. В районе г. Норильска к месту пересечения Норильско-Марковского линеамента с Омско-Норильским (см. рис. 1, *15—15*) и Приенисейской зоной разломов тяготеет размещение никеленосных интрузий. В районе пос. Марково к нему приурочены нефтепроявления, которые известны и севернее, будучи связанными с флексурой такого же простирания. Как и в районе р. Сухая Тунгуска, линеаменты ТВС являются здесь (пос. Марково, г. Киренск) индикаторами крупных поперечных региональных флексур, в пределах которых выявлены структурные уступы или другие спрямленные элементы ландшафта (Базанов и др., 1973).

Нижнетунгусско-Айхало-Оленекский линеамент (см. рис. 1, *14 — 14*) прослежен по телевизионным снимкам. Общая длина 1500 км, ширина 15 км. Простирание от р. Нижняя Тунгуска до Айхала СВ 15—20°, от Айхала до пос. Склад на р. Оленек СВ 30—40°. По существу он состоит из двух переходящих друг в друга линеаментов. В фундаменте вдоль линии пос. Айхал — пос. Склад по геофизическим данным выделена зона внутриблоковых разломов (Бабаян и др., 1976). При сопоставлении с картой рельефа фундамента (Проводников, 1975) подтверждается существование и линеамента, параллельного Нижнетунгусско-Оленекскому, и отстоящего от него к юго-востоку на 250 км.

Нижневилюйский линеамент виден только на ТВ-снимке. В месте пересечения данного линеамента с Большекуонамско-Харатасской кольцевой структурой (*18*, рис. 1) располагается впадина.

Региональные разломы второго порядка выявляются на ТВС и представляют собой линеаменты (прямолинейные элементы орогидрографии и растительности) протяженностью менее 1000 км и шириной 2 — 4 км. Наиболее четко они видны в западной части платформы в пределах Тунгусской синеклизы, где отстоят на 125—150 км и имеют господствующее простирание СЗ 330—340° (см. рис. 2).

Сравнение результатов дешифрирования разных телевизионных снимков (см. рис. 1 и 2) показывает, что в расположении систем разрывных нарушений западной части платформы и установленных по различным ТВС имеются некоторые различия. Так, на тех и других ТВС (см. рис. 1 и 2) видны разрывы с простиранием СЗ 280—290° и СВ 55—70°. Однако на одних ТВС очень плохо видны разрывные нарушения меридионального и северо-северо-восточного (СВ 10—20°) простирания, т. е. именно те разломы, которые обнаруживаются на других ТВС и находят отражение в аномальных физических полях фундамента Сибирской платформы. Полевые работы в районе Туруханского выступа байкалид показали, что рифейские структуры имеют здесь, в общем, меридиональное простирание, тогда как для структур нижнего палеозоя характерно простирание СВ 10—20°. Таким образом, можно предположить, что на ТВ-снимках отражается план разрывов возникших при деформации пород докембрия (меридиональное простирание) и нижнего палеозоя (северо-северо-восточное простирание). Северо-западное простирание крупных разрывов, слабо проявленное на ТВ-снимках и четко устанавливаемое на ТВ-снимках (см. рис. 2), можно связать с заложением и развитием структур Тунгусской синеклизы. С этим согласуется и выявленный нами в районе Туруханского выступа наложенный характер разрывов северо-западного простирания, представленных здесь кососекущими структуры докембрия и нижнего палеозоя зонами дробления, а вблизи уступа Сибирской платформы — и наложенными флексурами. Из этой общей закономерности выпадают структуры Енисейского кряжа, имеющие северо-западное простирание крупнейших разрывов на ТВ-снимках, а меридиональное и северо-восточ-

ное на ТВС. Возможно, это связано с отражением более глубинных структур на ТВ-снимках и поверхностных — на других.

Среди разрывов, установленных по ТВС «Метеор», наиболее обоснованными следует считать разлом по границе Енисейского кряжа и платформы, а также Чадобецко-Тычанский линеамент (см. рис. 2). Последний выражен в чехле в виде региональной флексуры, по которой происходит погружение на восток нижнего палеозоя. Четко выраженные на ТВС «Метеор» к югу от р. Нижняя Тунгуска северо-западные линеаменты, разделяющие поле развития пород верхнего палеозоя и триаса на блоки, по мнению Д. И. Мусатова (устное сообщение), служат фациальными границами распространения вулканогенно-осадочных образований триаса. К северу от долины р. Нижняя Тунгуска северо-западные линеаменты служат индикаторами глубоковрезанных речных долин, приуроченных к трещинам растяжения, по которым значительных смещений не отмечается.

Кольцевые, полукольцевые и овальные структуры. Совершенно новым для складчатых и платформенных областей Восточной Сибири было выделение по ТВС кольцевых, полукольцевых и овальных структур (см. рис. 1 и 2). В пределах развития древних метаморфических толщ запада Енисейского кряжа, на Анабарском и Алданском щитах они могут быть связаны с участками ультраметаморфизма или с отражением складчатых гнейсовидных овалов (Герасимов и др., 1976). В центральной части Енисейского кряжа и на обширных территориях Тунгусской синеклизы мелкие кольцевые структуры сопоставляются с вулканическими постройками (Сапронов, Бородин, 1974; Герасимов и др., 1976). В пределах Туруханского поднятия, на востоке Енисейского кряжа и в ряде случаев на плите кольцевые и овальные структуры являются отражением невскрытых интрузий (Герасимов и др., 1976). Описание наиболее крупных кольцевых структур, отражающихся большей частью лишь на ТВ-снимках, приведено ниже.

Котуйско-Прибайкальская полукольцевая структура (см. рис. 1, *16*) радиусом 550 км выявлена по ТВ-снимкам к востоку от Котуйско-Иркутского линеамента. К западу от последнего кольцевые элементы этой структуры не видны, хотя по карте магнитного поля Сибирской платформы масштаба 1 : 2 500 000 видно, что из центра структуры следуют во все стороны, в том числе и на запад, подобно радиальным лучам, аномалии положительного магнитного поля, на фоне общего отрицательного. Можно предположить, что западная часть структуры значительно более погружена и переработана по сравнению с восточной и поэтому не видна на ТВС. Контур Котуйско-Прибайкальской структуры — одновременно и восточная граница распространения структурно-формационных комплексов верхнего палеозоя и триаса Тунгусской синеклизы. Вдоль него в рельефе выражен весьма протяженный уступ высотой в первые сотни метров.

Алдано-Вилюйская полукольцевая структура (см. рис. 1, *17*) выявлена по телевизионным снимкам к югу от нижнего течения р. Вилюй по серии концентрически расположенных полос растительности и дугообразных отрезков долин рек Амга и Алдан, с радиусами 115, 200, 475 и 625 км. Радиальное направление притоков особенно четко видно на телевизионных снимках. Предполагаемая северная часть кольцевой структуры, по-видимому, погружена на большую глубину и потому не видна. В пределах северной и южной половины кольцевой структуры в фундаменте платформы выделены «метаморфизованные в условиях гранулитовой фации образования иенгрского комплекса, слагающие Тюнг-Алданскую складчатую систему», которые слагают наиболее древнее ядро консолидации земной коры» (Бабаян и др., 1976). Выявленные по разным ТВС в пределах Алданского щита и севернее долины р. Вилюй овальные и изометричные формы поперечником в 125 км и более, видимо, связаны «с крупными концентрически-зональными (большей частью овальными и округлыми) складками и гранито-гнейсовыми куполами», характерными,

по мнению Г. Д. Бабаяна с соавторами (1976), для образований иенгрского комплекса. По ТВ-снимкам системы «Метеор» эти структурные формы не выделяются, что указывает на их вероятную связь со структурами фундамента.

Анабарская (*Большекуонамско-Харатасская*) *кольцевая структура* (см. рис. 1, *18*) поперечником 300 км установлена по разным ТВ-снимкам в пределах Анабарской антеклизы. На Анабарском выступе архейских пород ее индикатором выступает дугообразный отрезок р. Большая Куонамка, а севернее массива — дугообразная в плане гряда Хара-Тас на триасовых долеритах. В пределах кольцевой структуры по мелкомасштабной гравиметрии выделяется крупная изометричная положительная гравитационная аномалия, тогда как в магнитном поле здесь господствуют полосовые аномалии северо-западного простирания, прослеживающиеся и к югу от структуры.

Кольцевая структура Оленекского поднятия (см. рис. 1, *19*) поперечником 200 км выделена Т. Н. Симоненко и нами в 1976 г. при совместном анализе ТВ-снимков и мелкомасштабных аэромагнитных карт. Она представляет пример купольной структуры, эродированной в послепермское время. В центральной части ее до 80 км в поперечнике обнажаются на поверхности отложения венда, разбитые серией северо-западных разрывных нарушений. Вдоль внешнего периметра кольцевой структуры установлены дугообразные изгибы складчатых толщ в Верхоянском хребте и Оленекская дайка долеритов.

По ТВС разных систем, а также «Метеор» уверенно распознается *Ванаварская кольцевая структура* 130 км в поперечнике (см. рис. 1, *20*). Кроме дугообразных элементов здесь выявлена серия радиальных разрывов, указывающих на радиально-концентрическое строение. Фрагменты кольцевой структуры находят отражение в гравитационном и магнитном полях.

Выявленные по ТВС разных систем кольцевые структуры поперечником 180—190 км, наложенные на восточную половину Енисейского кряжа и Сибирскую платформу, развиты в пределах различных типов земной коры, линейно-зонального и глыбового по Л. В. Булиной и др., (1974).

Триасовый возраст предполагается для *Курейско-Североречснской кольцевой структуры* 200 км в поперечнике (см. рис. 2), по западной периферии которой известны триасовые долериты (Астахов, Ероменко, 1976). Отражение в современном ландшафте указывает на ее активное проявление вплоть до настоящего времени. При этом наиболее четко на ТВС видно радиально-концентрическое строение северной части структуры, к северу от Курейского глубинного разлома (см. рис. 2). Эта часть, по данным Л. М. Герасимова, занимает более приподнятое положение по сравнению с юго-восточной.

В приведенных примерах отмечается активное проявление кольцевых структур Большекуонамско-Харатасской, Оленекского поднятия, Курейско-Североречснской и структур по границе кряжа и платформы в период траппового магматизма. Из всех наибольшую последующую деструкцию претерпело Оленекское поднятие. Куполовидную форму имеет Курейско-Североречснская структура. Остальные в современном рельефе выражены слабо. За исключением кольцевой структуры, расположенной в северо-восточной части Енисейского кряжа, где установлено погружение поверхности Мохо, данные о глубине заложения структур отсутствуют. Исследования кольцевых форм аналогичного размера (поперечником 200—300 км) в пределах Алтае-Саянской области, где ГСЗ и другими материалами достаточно уверенно определено положение Мохо, показали расположение подобных структур над впадинами в поверхности Мохо (Ероменко, 1977). Общее увеличение мощности земной коры происходит там в главной степени за счет базальтового слоя. Это позволяет связать

возникновение подобных структур с процессами, протекающими в нижней части коры.

Кольцевые структуры размером 40—60 км и мельче видны лучше всего на телевизионных снимках системы «Метеор». Кольцевые и овальные формы менее 20 км в поперечнике в пределах Сибирской платформы по ТВС «Метеор» не просматриваются (Герасимов и др., 1976). Подобные структуры уверенно выделяются и изучаются по другим космическим снимкам и по аэрофотоснимкам.

ЛИТЕРАТУРА

Астахов В. И., Ерофеенко В. Я. Применение телевизионных космических снимков для исследования тектоники Приенисейской Сибири. — «Геол. и геофиз.», 1975, № 5.

Астахов В. И., Ерофеенко В. Я. Новейший структурный план и рельеф Западной Сибири по данным телевизионной космической съемки.— В кн.: Исследования природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. V. М., 1976.

Бабаян Г. Д., Мокшанцев К. Б., Штех Г. И. Основные черты глубинного строения восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М., «Недра», 1976.

Базанов Э. А., Кузнецова Н. М., Разумовская Н. Н., Третьяков В. Н., Трунов В. П., Фролов Б. М. Геологическое строение и нефтегазоносность северо-востока Ангарской синеклизы. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1973. (Тр. ВНИГРИ, вып. 307).

Булина Л. В., Булин Н. К., Мартынова Г. И., Мильштейн Д. М. Строение континентальной земной коры на территории СССР (по геофизическим данным). Л., «Наука», 1974.

Булина Л. В., Спижарский Т. Н. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 12.

Герасимов Л. М., Ерофеенко В. Я., Альтман В. Ф. Совместное использование телевизионных космических снимков и геофизических материалов при геологических исследованиях Енисейского кряжа и западной части Сибирской платформы.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1976, № 11.

Дашкевич Н. Н., Яскевич В. И., Четвергов А. П., Мусатов Д. И., Фейгин Е. Б. Глубинное геологическое строение западной части Сибирской платформы по геофизическим данным.— В кн.: Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. Красноярск, 1970.

Драгунов В. И. Транссибирский, Трансазиатский, Кольско-Монголо-Алтайский линеаменты и некоторые вопросы минерагении.— В кн.: Общие закономерности геологических явлений. Л., 1965.

Ерофеенко В. Я. Геологическая информативность дистанционных методов, используемых при геологическом картировании складчатых областей (на примере Енисейского кряжа и Алтае-Саянской области).—«Экспресс-информация, ВИЭМС. Общая и региональная геология: геологическое картирование», 1977, № 1.

Кириллов А. С. Тектонические разрывы Тунгусской синеклизы.— «Сов. геология», 1966, № 9.

Комплект карт (тектонические карты фундамента и осадочного чехла) Сибирской платформы масштаба 1 : 2 500 000. Под ред. А. А. Трофимука и В. В. Семеновича. 1972.

Конторович А. Э., Левченко И. Г., Мельников Н. В., Млотэк В. И., Старосельцев В. С., Сурков В. С., Трофимук А. А. Перспективы выявления ресурсов нефти и газа в Тунгусской синеклизе.— «Сов. геология», 1976, № 3.

Малич Н. С., Туганова Е. В. Современные представления о геотектоническом развитии минерагении чехла Сибирской платформы. Обзор.— «Экспресс-информация, ВИЭМС. Общая и региональная геология: геологическое картирование», 1974.

Мокшанцев К. Б. Главнейшие зоны глубинных разломов востока Сибирской платформы и западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочной формации Якутии. Якутск, 1968.

Притула Ю. А., Савинский К. А., Коган А. Б., Смирнова Т. Г., Штутин И. М. Строение земной коры Тунгусской синеклизы.— «Сов. геология», 1973, № 10.

Проводников Л. Я. Фундамент платформенных областей Сибири. Новосибирск, «Наука», 1975.

Пятницкий В. К. Рельеф фундамента и структура чехла Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 9.
Пятницкий В. К., Штутин И. М. Новые представления о строении земной коры Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 223, № 3.
Савинский К. А., Мордовская Т. В. Основные разломы фундамента Сибирской платформы.— В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., «Наука», 1971.
Сапронов Н. Л., Бородин В. П. Кольцевые морфоструктуры Сибирской платформы — одна из форм проявления магматизма в рельефе.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Красноярск, 1974.
Старицкий Ю. Г., Басков Е. А., Малич Н. С., Масайтис В. Л., Тазихин Н. Н., Яковлев И. К. Минерагения Сибирской платформы. М., «Недра», 1970.
Суворов А. И. Глубинные разломы платформы и геосинклиналей. М., «Недра», 1973.
Флоренская Т. В. Соотношение геофизических полей и космических изображений южной части Сибирской платформы.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. V. М., 1976.
Хренов П. М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири).— В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., «Наука», 1971.

В. А. АМАНТОВ, Е. В. БЫКОВСКАЯ, Г. Л. ДОБРЕЦОВ,
А. Л. ДОДИН, Е. М. ЗАБЛОЦКИЙ, П. С. МАТРОСОВ,
У. И. МОИСЕЕНКО, В. К. ПУТИНЦЕВ, Ж. Н. РУДАКОВА,
Г. Н. ШАПОШНИКОВ, А. Д. ЩЕГЛОВ

СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГА АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ СССР

В статье суммированы некоторые итоги работ по проблеме «Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР» , разработка которой осуществлялась в 1973—1976 гг. во ВСЕГЕИ под руководством А. Д. Щеглова.

1. Области тектоно-магматической активизации представляют самостоятельную категорию структурных элементов земной коры, разнозначных платформам и геосинклиналям, возникающим в континентальную послегеосинклинальную и послеплатформенную стадии ее развития. В зависимости от структурно-геологической позиции среди активизированных областей различаются два класса структур — сопряженные и автономные. Для первых свойственны черты пространственной соподчиненности и проявление определенных связей в специфике тектонического режима относительно синхронно развивающихся геосинклинальных систем; для вторых — значительная оторванность во времени от процессов стабилизации фундамента, несравненно большая удаленность и независимость развития от геосинклиналей.

Области сопряженной активизации подразделены на два подкласса: пограничные структуры (пригеосинклинальные), размещенные в бортовых частях геосинклинальных систем, и удаленные области активизации, занимающие промежуточное положение между структурами пограничными и автономными. Таксоны следующего классификационного ранга, выделяемые по характеру преобладающих геологических объектов,участвующих в строении областей активизации, представлены различными типами активизированных областей: плутоно-, вулкано, метаморфо- и седиментогенными, которые в зависимости от масштабности процессов активизации проявляются в виде поясов, систем, зон, ареалов или их сочетаний.

2. Процессы тектоно-магматической активизации на территории юга азиатской части СССР протекали на сложном и гетерогенном осно-

вании, включавшем разновозрастные складчатые области, входящие в состав двух планетарных подвижных поясов (Центрально-Азиатского, или Урало-Монгольского, и Тихоокеанского) и платформы. В составе этих поясов и складчатых структур обрамления древних платформ выделены раннедокембрийские (Алдано-Учурская, Олекмо-Становая), позднедокембрийские — раннепалеозойские (Селенгино-Яблоновая, Керулено-Буреинская, Саяно-Байкальская), ранне-среднепалеозойские (Кокчетав-Северотяньшанская, Чингиз-Тарбагатайская, Алтае-Саянская), позднепалеозойские (Джунгаро-Балхашская, Южно-Тяньшанская, Зайсанская, Монголо-Забайкальская, Амуро-Охотская) и мезозойские (Сихотэ-Алинская) складчатые области и системы. В фанерозое процессами активизации были охвачены различные эпохи: ранне-среднепалеозойская, средне-позднепалеозойская, ранний, средний и поздний мезозой и кайнозойская эра; имели место процессы активизации и в докембрийское время, что фиксируется наличием соответствующих структурно-формационных комплексов в докембрии Алдано-Станового региона, Тувино-Байкальской области, в краевых (перикратонных) структурах Сибирской платформы и т. д.

3. К областям пограничной сопряженной плутоногенной активизации принадлежат Аркалык-Тарбагатайский позднепалеозойский гранитоидный пояс, размещенный в западном каледонском форланде Зайсанской варисцийской геосинклинальной системы, плутогенный Талицко-Монголо-Алтайский пояс, расположенный в пределах восточной рамы этой геосинклинали, где он протягивается в направлении с СЗ на ЮВ более чем на 1500 км. Менее протяженные существенно гранитоидные зоны пограничного типа установлены вдоль северного и южного бортов Монголо-Алинской геосинклинали, в байкальских структурах Буреинского и Ханкайского массивов.

Для ряда пограничных структур характерно совмещенное развитие плутонизма и вулканизма. Примером такой вулканогенно-плутоногенной структуры является Заилийско-Центрально-Казахстанский пояс, обрамляющий с запада, севера и востока герциниды Джунгаро-Балхашской системы и характеризующийся сложным сочетанием плутоногенных гранитоидных и вулканогенных андезит-дацит-липаритовых комплексов, нередко обладающих отчетливым щелочным уклоном, вплоть до возникновения монцонит-сиенитовых и трахитовых ассоциаций пород. Представителем существенно вулканогенных областей активизации является Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс, несогласно наложенный на мезо- и палеозоиды Сихотэ-Алиня и характеризующийся отчетливой поперечной блоковой зональностью. В составе этой структуры широко развиты как липарит-гранитовые, так и андезит-базальтовые проявления с общей антидромной направленностью эволюции магматизма.

4. Среди областей сопряженной активизации удаленного подкласса интереснейшими образованиями являются структуры плутоногенного типа. Типоморфными представителями их могут быть два пояса. Первый, Тувино-Забайкальский средне-позднепалеозойский плутоногенный пояс, вытянут более чем на 2000 км в направлении с ЮЗ на СВ в байкальско-каледонской раме Монголо-Охотской области; в строении пояса участвуют следующие плутонические формации (в последовательности образования): щелочных и нефелиновых сиенитов → гранит-граносиенитовая → гранит-лейкогранитовая. В центральных районах пояса породам гранит-граносиенитовой формации комагматичны андезит-липаритовые и трахиандезит-трахилипаритовые вулканогенные комплексы.

В Алтае-Саянском регионе интрузивные проявления формации щелочных и нефелиновых сиенитов имеют самостоятельное развитие, образуя ряд плутонических ареалов (Мрасский, Сангиленский, Центрально-Минусинский и др.) в байкальско-раннекаледонских сооружениях Саяно-Байкальской области.

Вторая структура плутогенного типа — это юрско-меловой пояс батолитоподобных плутонов Становика — Джугджура диорит-гранодиоритового и гранодиорит-гранитного формационных типов. Для пояса характерна поперечная зональность. Она проявляется в омоложении тектоно-магматических процессов с запада на восток, уменьшении щелочности магматических пород и заметном снижении роли гранитов в составе интрузивных комплексов. На заключительной стадии эволюции пояса ($К_{1-2}$, на западе J_3—$К_1$) на его территории преобладали дифференцированные глыбовые движения, сопровождавшиеся формированием плутоногенно-вулканогенных зон (андезит-дацит-липаритовые комплексы, небольшие трещинные интрузии диоритов, гранодиоритов, граносиенитов, лейкократовых гранитов).

Ряд более мелких позднепалеозойских плутоногенных зон и ареалов удаленного типа намечается в ряде районов Центрально-Казахстанского региона (Баяноульский, Вишневский и др.) в тыловой части пограничного Заилийско-Центрально-Казахстанского вулканогенно-плутоногенного пояса (сиенит-монцонитовые, щелочно-сиенитовые, гранитовые и другие интрузивные комплексы; вулканогенные проявления повышенной щелочности).

Примером зон удаленной существенно вулканогенной активизации в Забайкалье могут служить пермский Селенгино-Забайкальский и триасово-юрский Забайкало-Монгольский пояса, характеризующиеся подобно плутоногенным поясам чертами поперечной и продольной зональности. Для пермского вулканогенного пояса, расположенного к северу от Монголо-Охотского разлома на территории байкальско-раннекаледонской Селенгино-Яблоновой области, характерно развитие андезит-липаритовых и трахиандезит-трахит-трахилипаритовых (в северо-западных районах) ассоциаций пород и сопряженных с ними интрузий габбро-гранодиорит-граносиенитового ряда (щелочность интрузивных пород также увеличивается в СЗ направлении). Забайкало-Монгольский пояс имеет, как и пермский, отчетливое северо-восточное простирание. Наиболее ранние триасовые продукты вулканизма сосредоточены в юго-западной и центральной частях пояса и представлены в южных районах толщами базальтов, андезито-базальтов и риолитов и небольшими трещинными массивами гранодиорит-гранитного формационного типа; в северных районах — вулканитами повышенной щелочности (трахитами, трахиандезитами, трахибазальтами), с которыми сопряжены граносиенит-гранитовые интрузии. Еще более неравномерно распределены продукты юрского этапа. На юго-западном фланге пояса — это редкие штоки рудоносных лейкократовых гранитов, в центральной части — трахибазальт-трахитовые и трахибазальт-трахилипаритовые вулканогенные толщи, а в северо-восточной части пояса — полнодифференцированные интрузивные серии повышенной щелочности и небольшие поля вулканитов андезит-липаритового и трахибазальт-трахилипаритового состава.

На юге Дальнего Востока к структурам вулканогенной активизации удаленного типа принадлежат внутриконтинентальные позднемезозойские вулканогенные или плутоногенно-вулканогенные зоны, развивавшиеся на разновозрастных позднепалеозойских или мезозойских складчатых комплексах Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем. Строение этих зон различно. Одни из них сложены слабо дифференцированными вулканитами андезитового состава (при подчиненной роли липаритовых составляющих), для других характерно ритмичное чередование эффузивов среднего, умеренно кислого и кислого составов, для третьих — гомогенный ультракислый состав вулканогенных толщ.

5. Структуры метаморфогенного типа, характеризующиеся развитием процессов наложенной гранитизации и метаморфизма (амфиболитовая фация), представляют купольно-блоковые линейные поднятия, располагающиеся в ближайшем обрамлении геосинклинальных систем. Такого

типа структуры выявлены в Забайкалье, в раме Монголо-Забайкальской геосинклинали среди байкальско-раннекаледонских комплексов Селенгино-Яблоновой области (блоки Заганский, Малханский, Яблоновый и др.); установлены две эпохи проявления процессов наложенного метаморфизма и ультраметаморфизма; каменноугольная и юрская.

6. Седиментогенные структуры — наложенные континентальные впадины и прогибы, характерны для областей пограничной, удаленной и автономной активизации. Примером развития таких структур в областях сопряженной активизации пограничного типа могут служить девонские Абайская и Аксайско-Калгутинская вулканогенно-седиментогенные зоны, развивавшиеся на выступах докембрийского основания в каледонидах Горно-Алтайской складчатой системы; по времени формирования эти зоны синхронны орогенной стадии развития каледонид и сложены толщами красноцветных континентальных молассоидных отложений, переслаивающихся с вулканитами андезит-дацит-липаритового состава.

Седиментогенные структуры в областях активизации удаленного типа представлены континентальными впадинами в тыловых частях палеозойских внегеосинклинальных плутоногенных поясов (Центрально-Казахстанский и Алтае-Саянский регионы). В Центральном Казахстане — это Джезказганская, Тенизская, Чуйская впадины, представляющие крайние латеральные члены позднепалеозойских внегеосинклинальных структур, сформированных на каледонидах Кокчетав-Северотяньшанской системы в период инверсионно-орогенических движений в варисцийских структурах Джугаро-Балхашской геосинклинали. Впадины выполнены молассоидными и лагунно-озерными отложениями. В Алтае-Саянском регионе к этой категории структур отнесены Абаканская, Цаган-Шибэтинская и другие впадины.

В областях автономной активизации структуры седиментогенного типа более разнообразны. Среди них различаются:

а) впадины канско-ачинского подтипа, представляющие протяженные структуры опусканий, наложенные в юрское время на кристаллический фундамент и чехол юго-западного фланга Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты, впадины сложены отложениями угленосной лимнической формации;

б) впадины южно-якутского подтипа, по структурному положению и времени возникновения близкие канско-ачинским, располагающиеся в краевой части активизированного кристаллического цоколя Сибирской платформы, сходные с ними по формационному заполнению, но отличающиеся проявлением мелких интрузий диорит-гранодиоритового и диорит-сиенитового состава, а также андезит- и дацит-липаритовых вулканогенных комплексов;

в) приразломные и межгорные впадины алтае-саянского подтипа, принадлежащие к категории амагматичных структур, локализованные в пределах краевых глубинных разломов (преимущественно на границах складчатых систем и срединных массивов), активизированных в юрское время. Наиболее напряженные блоковые движения и разломообразование проявить на территории Шапшальского антиклинория, Западно-Тannуольской зоны и в других районах. Впадины выполнены континентальной молассой непостоянной мощности (от 400 — 600 до 1500 — 3500 м);

г) приразломные впадины забайкальского подтипа (J_3—K_1) связаны с оживлением зон региональных тектонических нарушений, происходившем на фоне сводового воздымания региона и дифференцированных блоковых перемещений. Впадины имеют узкую линейную форму, вытянуты в северо-восточном направлении и сложены континентальными угленосными отложениями. С развитием этого подтипа впадин сопряжен сложный комплекс трахибазальтовых или контрастных базальт-трахилипаритовых магматических образований.

7. Существенно магматогенные структуры областей автономной активизации представлены ареалами и зонами основного, щелочного и щелочно-основного плутонизма, проявляющимися в континентальной обстановке на гетерогенном складчатом и платформенном фундаменте. Зоны и ареалы основного магматизма (пикрит-диабазовая и габбро-диабазовая формации) установлены в Центральном Казахстане (Улутауский массив, система Ерменьтау-Ниязских разломов и другие районы) и Алтае-Саянском регионе (Чарышско-Теректинский и другие разломы), где время возникновения их датируется средним и поздним палеозоем. Наиболее мощно внегеосинклинальный магматизм щелочного и щелочно-основного состава проявился в позднеюрское — раннемеловое время в пределах Алдано-Учурской раннедокембрийской системы, где на фоне активных сводово-глыбовых и блоковых движений были сформированы наложенные магматогенные линейные зоны и ареалы (комплексы лейцитит-сиенитового формационного ряда). Небольшие ареалы щелочных базальтоидов (ранний мезозой) установлены в Горно-Алтайской системе.

8. Области кайнозойского рифтогенеза, сопровождаемые ареалами базальтового щелочного и субщелочного магматизма, наиболее полно проявились в восточных регионах рассматриваемой территории. Среди них различаются как типичные орторифтовые системы (Байкальская и др.) с наиболее полным проявлением рифтовых черт (высокая сейсмичность, сочетание грабенообразных опусканий с асимметричными линейными сводово-глыбовыми поднятиями, повышенный тепловой поток и т. п.), так и структуры с ослабленным проявлением таких признаков. Особую категорию образований составляют рифтоидные сооружения (Саяно-Хангайское, Баджало-Ямалинское), приуроченные к фланговым зонам областей рифтогенеза (развитие неориентированных сводово-глыбовых поднятий с резко ограниченной ролью впадин типа эмбриональных рифтов). Области кайнозойского рифтогенеза составляют крайние члены рядов негеосинклинальных подвижных структур.

9. Анализ и систематизация обширного фактического материала по областям тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР позволили прийти к заключению, что различные классы и типы областей активизации образуют естественные ряды подвижных структур негеосинклинального рода, характеризующиеся различной полнотой и различной продолжительностью формирования от сопряженных пограничных плутоногенных и вулканогенных к областям активизации удаленного подкласса и автономным седиментогенно-магматогенным и рифтогенным структурам. В пределах этих рядов от начальных членов к конечным закономерно изменяются структурная позиция активизированных областей, особенности их морфотектоники, магматизма и седиментации.

Для областей пограничной плутоногенной или вулканогенной активизации характерно размещение в ближайшем обрамлении геосинклинальных систем (при максимальной удаленности крайних членов от геосинклинали на 200—250 км), совпадение характера колебательных движений в областях активизации с таковыми в смежных геосинклинальных зонах, формационная близость внегеосинклинальных магматических проявлений соответствующим образованиям складчатых систем; здесь преобладают гранитовые или гранодиорит-гранитовые формационные типы или их вулканогенные эквиваленты; исключение составляют отдельные зоны Казахстана и Средней Азии, где проявлены перидотит-пироксенитовые, перидотит-пироксенит-норитовые, щелочно-ультраосновные комплексы (Кокчетавский массив), либо сиенит- и монцонитоидные плутонические образования (зоны позднепалеозойской активизации).

Характерные особенности областей активизации удаленного подкласса заключаются в значительно большей удаленности этих структур от соседних геосинклинальных прогибов (многие сотни километров), отсутствии четкой сопряженности в характере колебательных движений

относительно геосинклиналей, развитии боле разнообразных комплексов магматических пород диорит-гранодиоритового и сиенитоидного ряда, появлении специфических плутонических формаций (щелочных и нефелиновых сиенитов), большей сложности вертикальных формационных рядов при общей гомодромной направленности эволюции магматизма (нефелиновых и щелочных сиенитов → гранит-граносиенитовая→гранит-лейкогранитовая; диорит-гранодиоритовая, гранодиорит-гранитовая → → гранит-граносиенитовая, гранодиорит-гранитовая (малые интрузии) → → гранит-лейкогранитовая; диорит-гранодиоритовая → монцонит-сиенитовая → щелочно-гранитовая → гранитовая → гранит-лейкогранитовая), широком развитии в составе вулканогенных ассоциаций щелочных и контрастных серий.

Для областей автономной активизации характерно значительное удаление от одновозрастных геосинклиналей, наложенность и независимость развития от структур фундамента, широкое региональное развитие одновременно на площади разновозрастных и разнотипных структур (трансрегиональность), наличие специфических и самостоятельных тектонических элементов, обязанных своим происхождением процессам регмагенеза и раздвига (зон долгоживущих глубинных разломов, впадин тафрогенного типа, рифтовых структур), преобладание среди магматических продуктов производных основных, щелочных и щелочно-основных магм.

10. Для областей тектоно-магматической активизации характерна значительная петрофизическая неоднородность, как следствие отражения геологической неоднородности объектов, слагающих активизированные области, и специфический разрез тектоносферы. Установлено, что области средне-позднепалеозойской активизации характеризуются однородным тепловым полем, низким тепловым потоком и пониженным геотермическим градиентом, свидетельствующим о прекращении на территории этих областей активных тектонических процессов; это согласуется с данными о консолидированности в этих районах верхних горизонтов мантии о относительном увеличении мощности коры по сравнению с областями более молодой активизации.

Для областей позднемезозойской активизации и некоторых раннесреднемезозойских зон (западный фланг Станового пояса, некоторые впадины Алтае-Саянского региона) характерен нестационарный тепловой режим охлаждения либо накопления тепла под экраном слабо литифицированных осадков. При этом в областях вулканогенной активизации отмечается наибольшая деформированность поверхности М, значительная концентрация плотных масс в мантии и небольшая мощность коры в отличие от плутогенных внегеосинклинальных областей, приуроченных к районам с наибольшей мощностью коры и характеризующихся дефицитом как поверхностных, так и глубинных плотностных масс.

Области кайнозойской активизации обладают высоким геотермическим градиентом, значительным тепловым потоком, высокими температурами на поверхности М, указывающими на наличие очагов основных магм на глубинах 19—35 км и благоприятной термодинамической обстановки для возникновения кислых палингенных расплавов на глубинах 8—12 км. Для собственно рифтогенных структур, кроме того, характерны интенсивные гравитационные минимумы, пониженные скорости сейсмических волн в верхней мантии до 7,7—7,8 км/с при толщине слоя пониженных скоростей 10—12 км и наличии слоя повышенной электропроводности (Байкальская рифтовая система) в нижних горизонтах земной коры.

11. В металлогеническом отношении области тектоно-магматической активизации характеризуются разнообразной и богатой рудной минерализацией (табл. 1, 2).

Для большей части областей среднепалеозойской плутоногенной активизации гранитоидного типа характерен редкометальный (вольфрам-

Таблица 1

Главнейшие металлогенические типы областей плутоногенной и вулканогенной (или плутоногенно-вулканогенной) тектоно-магматической активизации

Металлогенический тип	Регион, краткая характеристика областей активизации	Примеры
Вольфрам-молибден-оловорудный	Приморско-Приамурский; позднемезозойские внутриконтинентальные вулканогенные и плутоногенно-вулканогенные зоны	Хингано-Эзопский и Западно-Сихотэ-Алинский пояса
Вольфрам-молибденовый (иногда с другими редкими металлами и флюоритом)	Приморско-Приамурский, Забайкальский, Алтае-Саянский; палеозойские и мезозойские плутоногенные и вулканогенные зоны, удаленные и ближайшего обрамления	Буреинская зона, Селенгино-Витимский и Восточно-Саянский пояса, Джида-Хилокская зона
Железорудно-редкометальный	Приморско-Приамурский, Алтае-Саянский; палеозойские плутоногенные зоны ближайшего обрамления геосинклинальных систем	Ханкайская зона, Тальцко-Монголо-Алтайский пояс
Редкометально-редко-земельный	Казахстано-Северотяньшанский; Аркалык-Тарбагатайский плутоногенный позднепалеозойский пояс	Аркалык-Тарбагатайский пояс
Редкоматально-полиметаллический	Приморско-Приамурский и Казахстано-Северотяньшанский; вулканогенные и плутоногенно-вулканогенные позднепалеозойские и позднемезозойские зоны в ближайшем обрамлении геосинклинальных систем	Центрально-Казахстанский и Заилийско-Кетменский пояса, Ольга-Тернейская зона
Медно-молибденовый	Забайкальский регион; пермский Селенгино-Забайкальский вулканогенный пояс	Северо-Монгольская зона
Редкоземельный нефелиноворудный	Алтае-Саянский и Забайкальский; зоны и ареалы развития среднепалеозойских интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов	Хакасско-Тувинский пояс, Сыннырская зона
Золото-редкометальный	Алдано-Становой; мезозойский плутоногенный пояс гранитоидных интрузий и позднемезозойские наложенные вулкано-плутонические зоны (Становик — Джугджур)	Становой пояс
Золото-серебряный	Приморско-Приамурский и Алдано-Становой; окраинно-материковые и внутриконтинентальные позднемезозойские вулканогенные зоны	Умлекано-Огоджинская, Нижне-Амурская, Самаргино-Совгаванская зоны; восточные районы Станового пояса
Полиформационный золоторудный (с флюоритом, молибденом, вольфрамом)	Алдано-Становой; ареалы и зоны развития позднемезозойских гранит-граносиенитовых, диорит-сиенитовых, лейцитит-сиенитовых и щелочно-гранитовых интрузий в северных районах региона	Алданская провинция

Таблица 2

Главнейшие металлогенические типы областей активизации, связанных с развитием глубинных зон разломов, ареалов основного магматизма и наложенных континентальных впадин

Металлогенический тип	Регион, краткая характеристика областей активизации	Примеры
Барит-полиметаллический	Казахстанско-Северотяньшанский; амагматичные зоны глыбово-складчатых дислокаций в терригенно-карбонатных толщах девонского — раннекаменноугольного возраста (в депрессиях платформенного типа на каледонском основании)	Атасуйская зона (телетермальные стратиформные месторождения)
Меднорудный	Казахстанско-Северотяньшанский; наложенные позднепалеозойские континентальные терригенные впадины на каледонидах	Атбассарская, Джезказганская зоны (телетермальные медные месторождения типа медистых песчаников)
Сурьмяно-ртутный	Алтае-Саянский и Забайкальский; зоны глубинных долгоживущих разломов, сопровождаемые местами развитием мелких интрузий и даек основного состава	Саяно-Тувинский и Кузнецко-Алтайский пояса, Келянская зона
Титано-магнетитовый	Алтае-Саянский; районы проявления средне-позднепалеозойских расслоенных габброидов	Юго-западная часть Хакасско-Тувинского пояса (Мрасский ареал)
Полиметаллически-медно-никель-кобальтовый	Алтае-Саянский; зоны глубинных разломов с ареалами позднепалеозойских малых интрузий габбро-диабазовой формации	Алтае-Тувинский пояс (Чарышско-Теректинская и Южно-Тувинская зоны)
Флюоритовый и золото-сурьмяно-ртутно-флюоритовый	Забайкальский регион; районы развития позднемезозойских (J_3—K_{1-2}) терригенных впадин, сопровождаемых магматическими проявлениями базальтовой, базальт-трахилипаритовой, базальт-андезит-липаритовой и др. формаций	Джида-Удинская, Ульдурга-Урюмская, Газимуро-Уровская, Кличкинско-Абагайтуйская флюоритовые и Дылбаркейская, Новоказачинская, Туринская, Балейская и другие золото-сурьмяно-ртутно-флюоритовые зоны

молибденовый) рудный профиль (Талицко-Монголо-Алтайский, Тувино-Забайкальский пояса, Западно-Буреинская зона и др.). Там, где внегеосинклинальные плутоногенные зоны накладываются на фундамент, включающий железосодержащие комплексы или железорудные месторождения (западные районы Алтае-Саянской области, Ханкайский массив и др.), отмечается мобилизация железа и переотложение его в зонах активизации с образованием магнетитовых месторождений скарново-метасоматического типа.

Своеобразную нефелиноворудную провинцию, охватывающую гигантским полукольцом Иркутский амфитеатр Сибирской платформы, образуют среднепалеозойские интрузивные комплексы формации щелочных и нефелиновых сиенитов. В пределах этой провинции на территории Алтае-Саянского региона в ассоциации с расслоенными габброидами отмечается титано-магнетитовое (с ванадием) оруденение, а в связи с кислыми гранит-лейкогранитовыми дифференциатами — редкоземельное.

В областях позднепалеозойской плутоногенной активизации редкометальная (вольфрам-молибденовая) минерализация сохраняет определяющее значение (зоны внегеосинклинального гранитоидного магматизма в ближайшем обрамлении Монголо-Забайкальской системы, Буреинский массив). В районах Центрального Казахстана в пределах Заилийско-Центрально-Казахстанского вулканогенно-плутоногенного пояса редкометальная вольфрам-молибденовая минерализация встречается в ассоциации с полиметаллическим оруденением.

В зонах мезозойской плутоногенной активизации вольфрам-молибденовый рудный профиль, характерный для многих зон тектоно-магматической активизации палеозойского возраста, сохраняется лишь в пределах триасово-юрского Забайкальско-Монгольского вулканогенного пояса; продолжение этих рудоносных структур можно видеть в районах Восточного Саяна, где в последние годы выявлены аналоги гуджирских лейкократовых гранитов (битуджидинский, самсальский и другие комплексы). В восточных районах, на простирании Забайкало-Монгольского пояса, в мезозойских внегеосинклинальных плутоногенных зонах Становика — Джугджура становится устойчивой ассоциация молибдена с золотом.

Существенно оловорудной минерализацией характеризуются позднемезозойские зоны Приморско-Приамурского региона, где олово встречается в ассоциации с молибденом, вольфрамом, висмутом, полиметаллическими рудами. Золоторудная специализация свойственна вулканогенным зонам позднего мезозоя северной окраины Буреинского массива, восточному флангу плутоногенного пояса Становика — Джугджура (минерализации эпитермального типа), северным и центральным районам Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена; из более древних зон активизации золоторудный профиль характерен для пермских зон наложенного магматизма Ханкайского массива. На Алданском щите с ареалами и зонами позднемезозойских гранит-граносиенитовых, диорит-сиенитовых, лейцитит-сиенитовых и щелочно-гранитовых интрузий ассоциирует полиформационная золотая минерализация с флюоритом, молибденом, вольфрамом.

Области автономной тектоно-магматической активизации седиментогенного типа, зон глубинных разломов и ареалов развития основного, щелочно-основного и щелочного магматизма характеризуются разнообразной низкотемпературной рудной минерализацией. Главнейшие металлогенические типы активизированных областей этого класса приведены в табл. 2.

12. При дальнейшем изучении вопросов минерагении областей тектоно-магматической активизации первоочередное внимание должны привлечь следующие проблемы.

а. Изучение флангов выделенных внегеосинклинальных магматогенных структур разного возраста и разного типа. Эти районы, исходя из факта латерального «погружения» плутоногенных поясов и зон, могут характеризоваться наиболее благоприятной геологической обстановкой для формирования и сохранения рудной минерализации. Сказанное может быть проиллюстрировано позицией раннесреднемезозойских внегеосинклинальных магматических структур северного обрамления Монголо-Охотской области, характеризующихся отчетливым поперечным блоковым строением с возрастанием степени вулканичности и их потенциальной рудоносности в направлении с востока на запад.

б. Дальнейшее изучение геологии и минерагении областей активизации удаленного подкласса в особенности седиментогенных и вулканогенно-седиментогенных зон Алтае-Саянского, Забайкальского и других регионов, где по аналогии с Центрально-Казахстанской металлогенической провинцией можно ожидать открытия весьма интересных телетермальных месторождений меди, свинца, цинка атасуйского и джезказганского типов.

в. Расширение работ по геологии и минерагении древних областей тектоно-магматической активизации. Приведенные в работе данные свидетельствуют, что выделенные эпохи не исчерпывают всего многообразия процессов тектоно-магматической активизации; проявления их имели место и в более древние периоды развития рассматриваемой территории. Особый интерес в этом отношении могут представить докембрийские и раннепалеозойские шовные зоны диафтореза, развития процессов «трогового» вулканизма и седиментогенеза Алдано-Станового региона, Тувино-Байкальской области и соответствующие структуры краевых систем южного обрамления Сибирской платформы.

г. Исходя из фактов значительной унаследованности областями активизации древнего структурного плана особое внимание следует уделить выявлению зон скрытых поперечных и дугообразных разломов как структур длительного развития, контролирующих размещение полигенного и полихронного оруденения (мышьяк, сурьма, серебро, медь, свинец, кобальт, висмут и др.), часто вне видимой связи с магматическими проявлениями (типа горноалтайских и западномонгольских).

д. Важнейшее значение должно быть придано исследованиям сравнительной тектоники и вулканизма рифтогенных систем кайнозоя Востока СССР и сопредельных зарубежных областей Азии, в особенности вопросам изучения петрологии и минерагении вулканических центров областей рифтогенеза, связанных с глубинными разломами и магматическими очагами верхней мантии (базальтовые ареалы Витимского плато и Кодаро-Удоканского района в Северном Забайкалье, вулканические аппараты с проявлениями щелочного базальтоидного вулканизма на территории хр. Сихотэ-Алинь и Приморья), в связи с которыми можно ожидать обнаружение некоторых полезных ископаемых.

е. Изучение геотермического режима земной коры юга азиатской части СССР указывает следующие пути практического использования этих данных: возможность выделения структур, перспективных на нефть и газ, характеризующихся нестационарным тепловым режимом с внутрикоровым накоплением тепла под чехлом слаболитифицированных осадков; выделение зон мезозойско-кайнозойской активизации, представляющих наибольший интерес с металлогенической точки зрения, но не фиксирующихся по геологическим данным.

К. Б. МОКШАНЦЕВ, А. Ф. ПЕТРОВ, Г. С. ФРАДКИН

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

В вертикальном разрезе древних платформ до недавнего времени было принято выделять кристаллический фундамент и платформенный чехол (Шатский, 1946; Архангельский, 1947; Хаин, 1964; и др.). В результате последующего более детального изучения докембрийских образований установлено, что между интенсивно метаморфизованными архейскими породами и нормально диагенизированными отложениями неогея вычленяется своеобразный комплекс осадочных, вулканогенных и магматических образований верхнеархейско-среднепротерозойского возраста, слагающих самостоятельный промежуточный (орогенный) этаж (Мокшанцев, 1969; Боголепов, 1970; Тектоника..., 1975).

Накопившийся за последние годы новый фактический материал не только подтверждает правомерность выделения на древних платформах названных структурных этажей и соответствующих им крупных этапов развития, но и с известной условностью позволяет наметить в каждом из них несколько стадий формирования.

НИЖНИЙ ЭТАЖ — КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Нижний структурный этаж сложен регионально метаморфизованными гетерогенными архейскими образованиями, сформировавшимися в интервале 4,5(?)—3,3 млрд. лет. Выявленные особенности их строения не оставляют сомнения, что они неоднократно претерпевали различные преобразования, подчеркивая стадийность развития кристаллического фундамента.

Наиболее ранняя, начальная стадия формирования кристаллического фундамента выделяется под названием нуклеарной (Павловский, 1962), лунной (Глуховский, Павловский, 1973) или первичноокеанической (Хаин, 1977)*. Для данной стадии характерно интенсивное излияние преимущественно основных лав и вулканитов, образовавших первые острова базальтовой протокоры на первичном планетном субстрате (толщи основного состава курультино-гонамского комплекса и горбыляхская свита Алданского щита, формация Бому в Африке и др.). Вероятно, первые острова явились участками, на которых впоследствии заложились древние кратоны и протогеосинклинали; регионы же с наиболее активным вулканизмом стали древнейшими океанами.

На рубеже 4,0 млрд. лет предположительно наступает протогеосинклинально-первичноокеаническая стадия развития земной коры. Существование в это время гидро-, атмо-, астеносферы и мантии предопределило дифференциацию магмы и, следовательно, возникновение ультраосновных, основных, средних и кислых вулканических пород. Формационный облик одновозрастных архейских осадочно-вулканогенных образований крупных блоков, разделенных зонами разломов, характеризуется значительным разнообразием (Реутов, 1972). Иными словами, на этой стадии земная кора впервые приобрела свойства, аналогичные фанерозойским, хотя в ее начальный период, вероятно, еще существовали участки с «нуклеарным» типом развития; последние отличаются интенсивным вулканизмом с базальтовой протокорой и концентрировались они в обрамлении консолидированных «островов» и протогеосинклинальных бассейнов осадконакопления.

Отложения протогеосинклиналей (иенгрский, тимптоно-джелтулинский, анабарский и олекминский комплексы Сибирской платформы: обоянская, бугская, беломорская серии Восточно-Европейской платформы; древнейшие гнейсы и гранитоиды провинций Слейв, Чёрчилл, Сьюпириор, Гренвилл Северо-Американской платформы; гранито-гнейсы и гнейсы Австралии и т. д.), при значительном сходстве с фанерозойскими, несколько отличаются петрохимическими параметрами, наличием вулканитов ультраосновного состава наряду с присутствием основных, средних и кислых. Вещественный состав и особенности строения реконструированных по первичному составу глубокометаморфизованных формаций указывают на их геосинклинальную природу. В частности, об этом свидетельствуют их значительная мощность, специфическая последовательность и вещественный состав формаций, петрохимические особенности, линейная протяженность бассейнов осадконакопления, своеобразный магматизм и тип складчатости.

Характерным признаком наиболее древних образований архея, как это установлено на примере Алданского щита (Кицул и др., 1966), следует считать наличие мощных толщ кварцитов и отсутствие карбонатных пород, которые в значительных количествах появляются лишь на более поздних стадиях развития раннего архея.

Существенной особенностью данной стадии развития является также отсутствие крупных горизонтальных перемещений плит, во всяком случае внутри консолидированных участков земной коры, отвечающих совре-

* Название «нуклеарная» дано для стадии на примере образований, относимых ныне к верхнему архею, однако оно точнее всего отражает содержание, и мы считаем возможным сохранить его для древнейшей стадии развития земной коры.

менным древним платформам. Лишь местами намечены значительные надвиговые нарушения и раздвиги. Так, в пределах Алданского щита, на левобережье р. Тимптон, установлен надвиг вдоль Иджакского разлома, по которому толщи джелтулинской серии смещены в западном направлении (В. Л. Дук, Л. М. Богомолова, А. Н. Зедгенизов и др.). Существование раздвига в верхнеархейское время предполагается под Вилюйской синеклизой.

Архейские толщи многократно сминались в линейные, изоклинальные и простые складки, нередко образующие сложные куполовидные структуры различных размеров. Сформировались последние лишь вслед за возникновением сжатых и опрокинутых линейных складок.

Протогеосинклинальные отложения интенсивно гранитизированы; гранитоиды представлены, как правило, плагиогранитами, чарнокитами и кварцевыми диоритами, образующими различные по конфигурации тела, согласные со структурой вмещающих толщ. Возраст некоторых тел гранитов определен в 3,5 млрд. лет. Присутствие в интрудированных толщах железистых и безрудных кварцитов, глиноземистых пород и сульфатов серы свидетельствует о накоплении раннедокембрийских осадков в водных седиментационных бассейнах. Породы данной стадии на всех платформах регионально метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях; в редких случаях отмечается эпидот-амфиболитовая фация.

Таким образом, к концу протогеосинклинально-первичноокеанической стадии накопились мощные толщи осадочно-вулканогенных, участками интенсивно гранитизированных образований, сформировавших первичную кору континентального типа. Наряду с ними существовали океанические бассейны с первичной корой океанического типа. Отдельные консолидированные участки с первичной корой континентального типа и стали впоследствии ядрами древних платформ.

Следующая, протогеосинклинально-орогенная стадия развития земной коры наступает на рубеже 3,3 млрд. лет, но не одновременно на различных континентах. Обширные, относительно консолидированные участки бывших протогеосинклиналей начинают испытывать восходящие движения, происходит их дальнейшая консолидация, а затем раскалывание на блоки. Вдоль образовавшихся глубинных разломов преимущественно унаследованно от предыдущего этапа заложились или продолжали развиваться изолированные остаточные прогибы, заполнявшиеся вулканогенными и вулканогенно-осадочными железосодержащими отложениями (борсалинская серия Сибирской платформы, михайловская серия Восточно-Европейской платформы, отложения Киватиния района Мичипикотен оз. Верхнего, формация Елен Северо-Американской платформы, нижняя часть дарварской серии Индийской платформы, серия Варравуна Австралии и др.). В составе этих толщ отмечаются различные вулканогенные и интрузивные породы ультраосновного, основного, среднего, реже кислого состава, подушечные лавы и пирокласты, а также осадочные терригенные и редко карбонатные осадки. Отложения прогибов, в отличие от подстилающих толщ, характеризуются пестрым и крайне невыдержанным составом, даже в пределах одного прогиба, где они представлены глубоководными, мелководными и континентальными типами.

Железистые кварциты являются неотъемлемой частью разрезов этих прогибов. В некоторых случаях сохранились линзообразные тела конгломератов, косая слоистость в терригенных породах, краевые фации и т. д., указывающие на изолированный характер бассейнов осадконакопления. Для этого периода характерно широкое проявление складчатости и гранитизации; большая часть предшествующих протогеосинклиналей превратилась в орогенные области с неравномерно расчлененным горным рельефом, в приподнятых участках которого шло интенсивное выветривание, внедрялись интрузии гранитов, и происходило образование анатектических гранитоидов; магматические тела основного и ультраосновного со-

става приурочены преимущественно к прогибам. Орогенным областям противостояли древние океаны и протогеосинклинали.

К концу этой стадии был сформирован кристаллический фундамент будущих древних платформ, возникла кора континентального типа, названная Г. Штилле квазикратонной (1964). Эти устойчивые области выделяются многими исследователями как протоплатформы или протократоны.

Следует заметить, что признавая стадийность развития земной коры древних платформ, различные исследователи неодинаково трактуют объем, содержание и последовательность смены стадий. Так, А. М. Лейтес и В. С. Федоровский (1977), основываясь на формационных особенностях и последовательности образования докембрийских комплексов Сибирской платформы, пришли к выводу о стадийности геологического развития докембрия, аналогичной устанавливаемой в геосинклинальном процессе фанерозоя; по их мнению, первичная меланократовая земная кора, образованная ранее 4,0—3,5 млрд. лет, обнаруживает сходство с корой океанического типа. На рубеже 3 млрд. лет (граница архея и протерозоя) предполагается возникновение протометаморфического слоя, образующего крупные массивы суши, сочетающиеся с океаническими акваториями; эти протоконтиненты еще не обладали корой континентального типа и лишь на рубеже 1,8—1,6 млрд. лет (граница раннего докембрия и рифея) произошло становление зрелой континентальной коры.

Имеющиеся ныне фактические данные не позволяют, разумеется, однозначно обосновать ту или иную точку зрения. Однако полнее всего, как нам кажется, они согласуются с изложенной выше последовательностью стадий развития земной коры и подтверждают ее.

СРЕДНИЙ — ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ (ОРОГЕННЫЙ) ЭТАЖ

На рубеже 3,0 млрд. лет наступает геосинклинально-орогенный этап развития земной коры. На консолидированных участках с корой квазикратонного типа возникают мощные расколы, вдоль которых образуются грабены, соединяющиеся в системы прогибов, разделяющих обширные складчато-глыбовые поднятия. В пределах грабенов кора квазикратонного типа в большинстве случаев была полностью разрушена и по разломам из глубин проникал интенсивный тепловой поток, изливались лавы различного состава и внедрялись разнообразные по составу и форме интрузии. На Сибирской (олондинская, тунгурчинская, субганская, тасмиэлинская, удоканская серии), Восточно-Европейской (курская серия, сумийско-сариолийские, суйсарские отложения), Северо-Американской (серии Киватин и Тимискаминг), Австралийской (серия Каррауанг и др.) и Африканской (системы Доминион-Риф, Трансвааль, Модис, Шамва, Мува, Витватерсранд) платформах широко развиты прогибы и поднятия орогенного ряда.

В процессе эволюции орогенные области также прошли несколько стадий развития, проследить которые можно на примере Алданского щита.

На ранней стадии орогенного этапа Алданского щита образовались узкие одно- и двусторонние грабены, заполнявшиеся преимущественно вулканогенными и эффузивными толщами пестрого состава с подчиненным количеством осадочных пород (Олондинский, Субганский, Каларский грабены).

После перерыва и некоторой структурной перестройки в тех же и новообразованных грабенах отлагались мощные молассовые формации преимущественно груботерригенного и в меньшей степени вулканогенного состава (Тас-Миэлинский, Ярогинский грабены).

В следующую, третью стадию после значительной перестройки структурного плана молассоидные формации накапливались в обширных

прогибах (Удоканский, Палеовилюйский и грабен-синклиналях (Олдонгсинская, Ханинская), преимущественно несогласно перекрывавших более древние структуры. Их формирование также сопровождалось интенсивной магматической деятельностью, а также реоморфическими преобразованиями пород и структур фундамента.

В четвертую стадию осадкообразование «выплескивается» за пределы предшествующих прогибов (Улканский прогиб, Угуйская грабен-синклиналь). В них накапливались мощные терригенные и осадочно-вулканогенные молассовые формации.

Многочисленные примеры подобного развития орогенных областей можно найти и на других древних платформах: на Северо-Американской — это серии Киватин, Тимискаминг, Гурон и Кивино; на Восточно-Европейской — сумийские, сариолийские, ятулийские и суйсарские толщи, курская серия и др.

Отличаясь в деталях и во времени проявления, общий характер развития докембрийских орогенных областей сохраняется на всех континентах. В период формирования орогенных комплексов на территории платформ преобладали обширные складчато-глыбовые горные сооружения, разобщенные относительно узкими впадинами и протяженными зонами погружения. Завершающий этап характеризуется значительным выравниванием поднятий, резким расширением и выполаживанием межгорных впадин, уменьшением мощности отложений и ослаблением магматической деятельности.

К концу орогенного этапа, продолжительностью от 1,5 до 2,5 млрд. лет, земная кора будущих платформенных областей становится мощной, интенсивно гранитизированной и консолидированной, полностью отвечающей континентальному типу.

ВЕРХНИЙ ЭТАЖ — ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ

Геосинклинально-платформенный этап развития рассматриваемых структурных элементов происходит в значительной мере также однотипно, хотя и не одновременно. Почти повсеместно удается выделить минимум три различные по продолжительности стадии формирования платформенного чехла, отраженные в особенностях строения важнейших структурных элементов; в частности, они четко выражены в эволюции синеклиз (синеклизы ранней, зрелой и поздней стадий, по К. Б. Мокшанцеву).

На первой, ранней стадии (поздний докембрий) возникают разделенные поднятиями широкие прогибы и впадины, в определенной степени унаследованные от структур орогенного этапа. В пределах наиболее прогнутых участков формируются базальные горизонты чехла; в депрессиях накапливаются терригенно-карбонатные и терригенные формации, максимальная мощность которых наблюдается в зонах перикратонных опусканий и авлакогенах.

Например, на Сибирской платформе еще на рубеже 1,7—1,6 млрд. лет базальные горизонты чехла накапливаются лишь в осевых зонах авлакогенов и на погруженных участках, прилегавших к геосинклинальным областям. В среднем и особенно в верхнем рифее отмечается последовательное расширение седиментационных бассейнов, хотя сплошной чехол на платформе формируется с вендского времени (юдомская свита и ее аналоги).

На Африканской платформе накопление аналогичных отложений на отдельных участках, вероятно, произошло в среднем докембрии (система Вотеберг плиты Карру-Калахари); типичный же и почти сплошной платформенный чехол начал формироваться в верхнем протерозое (система Нама плиты Карру-Калахари, система Бушимае плиты Конго, система Букоба и свиты Баньоро и Митиона плиты Малагарази и т. д.).

На территории Восточно-Европейской платформы орогенный режим существовал значительно дольше, чем на других платформах; среднепротерозойские орогенные прогибы и поднятия здесь продолжали существовать в верхнем протерозое. В это время между крупными приподнятыми блоками (Балтийский, Украинский и другие щиты и массивы) располагались прогибы-авлакогены (Пачелмский, Оршанский и др.), заполнявшиеся молассоидными осадками. В венде здесь существовали также обширные приподнятые участки фундамента, а в прогибах накапливались молассоидные толщи (пачелмская, волынская, валдайская серии). На вендских отложениях на локальных участках согласно и несогласно залегают толщи нижнего кембрия, однако сплошной платформенный чехол начал формироваться здесь в девоне.

На Северо-Американском континенте платформенный режим, по мнению некоторых исследователей (Ф. Кинг, В. Фариг), начался в позднем (формации Атабаска, Карсуэл, Телон, группа Эт-Тен и др.) и даже раннем — среднем протерозое (серия Кивино). Однако по своему формационному составу, интенсивной складчатости, высокому метаморфизму и типам выполняющих структур (изолированные прогибы) большинство этих образований, вероятно, следует относить к орогенному классу; формирование типичного платформенного чехла началось здесь в раннем палеозое, когда бассейн осадконакопления охватил северную, южную и западную части платформы (Кинг, 1972). Эти отложения плащеобразно покрыли обширные пространства, несогласно залегая на более древних структурах.

Как видно из приведенных примеров, переход к собственно платформенной стадии развития осуществлялся на континентах примерно одинаково. Уже к концу орогенного этапа происходит расширение площадей осадконакопления, начинается прогибание более обширных участков будущих платформ, осадки постепенно приобретают черты платформенных. Поэтому на всех древних платформах можно уверенно выделить слои, занимающие промежуточное положение между орогенными и платформенными. На Сибирской платформе это верхнепротерозойские учурская серия, ничатская и кумахулахская свиты Алданской антеклизы, мукунская и солоолийская свиты Анабарской антеклизы и т. д. Они накапливались в широких пологих прогибах на окраинных участках, прилегающих к геосинклинальным областям или в авлакогенах, возникших на отрицательных структурах, унаследованных от орогенного этапа (Предбайкальский прогиб, Палеовилюйский, Уджинский авлакогены и др.). На Восточно-Европейской платформе рифейские и вендские терригенные, участками молассоидные осадки выполняют Предуральский прогиб, Пачелмский авлакоген и др.

Сплошной осадочный чехол на древних платформах формируется лишь в стадию зрелых синеклиз, когда на фоне регионального опускания и последовательного расширения прогибов образуются пологие обширные эпиконтинентальные бассейны осадконакопления, охватывающие большую часть территории платформ и иногда выходящие за ее пределы.

Например, на Восточно-Европейской платформе в кембрии, после крупной структурной перестройки, многие крупные отрицательные элементы (Пачелмский авлакоген, Предуральский прогиб) замыкаются, а обширные приподнятые участки (Балтийский щит, Московская синеклиза) начинают с различной амплитудой погружаться. Стадия зрелых синеклиз началась здесь с девона. Именно с этого времени почти вся территория платформы покрывается морем и лишь к нижнему триасу происходит сокращение седиментационных бассейнов с обособлением отдельных прогибов (Шарьинский, Сырьянский, Колобовский); в мезозое здесь формируются такие крупные структурные элементы, как Московская синеклиза, Рязано-Саратовский прогиб, Воронежская антеклиза и др.

На Сибирской платформе формирование зрелых синеклиз началось

в венде и продолжалось по нижний карбон включительно. В формационном ряду данного мегакомплекса по вещественному составу вулканогенно-осадочных толщ (туфогенная, базальтовая, красноцветная молассовая и др.) и тектоническому своеобразию в значительной мере обособляется среднепалеозойский подкомплекс, отделенный резкостными границами и слагающий самостоятельный структурный подэтаж. Со средним палеозоем здесь связана значительная тектоническая перестройка, вызвавшая возобновление опусканий в пределах рифейских авлакогенов и ранних синеклиз; в это же время обособляются приподнятые зоны маломощного накопления (склоны Оленекско-Анабарской антеклизы и крупные своды типа Сунтарского, Хапчагайского), неглубокие депрессии (Норильско-Пясинская, Курейская и др.) и авлакогеноподобные прогибы, выполненные карбонатно-терригенными и эвапоритовыми (Оленекско-Кютингдинский) или молассоидными и вулканогенными (Западно-Вилюйский) образованиями.

Заложение и формирование большинства структурных элементов, контролирующих в среднем палеозое важнейшие зоны накопления осадочных и вулканогенных формаций, предопределено резко выраженной активизацией платформы, происходившей одновременно с орогенными движениями в сопредельных складчатых областях. Разноамплитудные движения блоков различных порядков тесно связаны с образованием и подновлением глубинных разломов, нередко сопровождавшихся интенсивным проявлением вулканизма. Многие из среднепалеозойских структур, возможно, следует рассматривать как эпиплатформенные орогенные или дейтероорогенные (Фрадкин, 1976).

Следует заметить, что целый ряд из упоминавшихся структурно-формационных особенностей среднепалеозойской стадии развития (наследодование от позднего докембрия ограниченных разломами контрастных структур, интенсивное проявление магматизма, региональное распространение мощных соленосных толщ, наличие в разрезе горизонтов-коллекторов и др.) в той или иной мере прослеживается на Восточно-Европейской, Северо-Американской и других платформах, что, вероятно, свидетельствует о глобальном своеобразии данной геологической эпохи.

В стадию поздних синеклиз (верхний палеозой — мезокайнозой) повсеместно продолжалось формирование четко выраженных, участками крутосклонных синеклиз и антеклиз, определяющих современный структурный план древних платформ. Например, в пределах Сибирской платформы мощные угленосно-терригенные и вулканогенные формации пермокарбонового, триасового, юрского и мелового возраста выполняют структуры, в большинстве унаследованные или заложившиеся вдоль ранее образовавшихся разломов (Вилюйская и Тунгусская синеклизы, Хастахский прогиб и др.); особо активизировалось прогибание и вулканическая деятельность в этих структурах в мезозое, когда накопились мощные толщи триасовых траппов и юрско-меловых угленосных образований. Некоторые исследователи выделяют данный период в самостоятельный этап активизации или мезозойский этап эпиплатформенного орогенеза (Мокшанцев, 1971). Горизонтальные перемещения блоков, разграниченных разломами, привели к раскрытию разломов и внедрению кимберлитовых трубок и дайкообразных тел ультраосновных пород.

Таким образом, в строении Сибирской и других древних платформ отчетливо выделяются три структурных этажа: нижний — кристаллический фундамент, средний — промежуточный или орогенный и верхний — платформенный чехол. Соответствующие названным этажам протогеосинклинальный, геосинклинально-орогенный и геосинклинально-платформенный этапы подразделяются на стадии и подстадии, время и интенсивность проявления которых на разных континентах неодинаковы, хотя общая стадийность и направленность развития выдерживается для всех древних платформ.

В заключение следует подчеркнуть особо важную роль в становлении современной структуры древних платформ зон глубинных разломов. Многие из архейских разломов продолжали развиваться и в ранне-среднепротерозойский орогенный этап, контролируя размещение наложенных прогибов и выступов фундамента. Глубинные разломы (Южно-Якутский или Становой, Западно-Верхоянский и др.) обычно четко выражены в гравитационном и магнитном полях, в рельефе фундамента и в мощности орогенного комплекса; они предопределили и с ними в значительной мере совпадают зоны среднепалеозойской и мезозойской активизации платформ. Межглыбовые разломы, разделяющие внутриплатформенные структуры 1-го и 2-го порядков, частично унаследованы; значительная же их часть является новообразованной, возникшей не ранее рифея; они, как правило, не связаны с докембрийскими структурами и целиком подчинены современному структурному плану платформ.

На разных этапах и стадиях формирования древних платформ их очертания, а соответственно и конфигурация континентальных блоков претерпевали существенные изменения. Эту закономерность следует учитывать при различных глобальных реконструкциях, что, к сожалению, не сделано в ряде опубликованных за последние годы работ, где континенты докембрия рисуются в современных очертаниях.

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.— Л., Госгеолтехиздат, т. 1, 1947, т. 2, 1948.

Боголепов К. В. Области повторного горообразования (дейтероорогенеза) и принципы их тектонического и металлогенического районирования.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 1.

Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли.— «Геотектоника», 1973, № 2.

Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. М., «Мир», 1972.

Кицул В. И., Зедгенизов А. Н., Лазебник К. А. Стратиграфическое расчленение и корреляция метаморфических толщ верхнеалданской свиты иенгрской серии Алданского щита.—В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966.

Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— «Геотектоника», 1977, № 1.

Мокшанцев К. Б. Роль орогенного этапа в развитии платформ и складчатых областей на примере Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской области.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. М., «Наука», 1969.

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

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Реутов Л. М. Роль разломов и формирование структуры раннего докембрия центральной части Адаиского щита.— «Записки Забайкальского филиала геогр. о-ва СССР», 1972, вып. 86.

Тектоника Якутии. Авт.: К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн, Г. С. Гусев, Б. Г. Лутц, А. Ф. Петров, Ю. Л. Сластенов, И. М. Фрумкин, Г. И. Штех. Новосибирск, «Наука», 1975.

Фрадкин Г. С. Опыт сопоставления формационных комплексов среднего палеозоя Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Хаин В. Е. Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии — действительные и мнимые.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., «Наука», 1977.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 1.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1946, № 1.

Штилле Г. Введение в строение Америки.— В кн.: Избранные труды. М., «Мир», 1964.

А. М. ЛЕЙТЕС, В. С. ФЕДОРОВСКИЙ

КОНТИНЕНТЫ И ОКЕАНЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ СИБИРИ

Успехи в геологическом изучении континентов, достижения в исследовании современных зон перехода от океанов к континентам и данные, полученные при изучении дна океанов, со всей очевидностью показали, что сущность геологического развития и образования крупнейших тектонических форм заключается во взаимодействии главных тектонических неоднородностей земной коры. Полярные компоненты современной системы таких неоднородностей — континенты и океаны.

Стало очевидным также, что последовательное превращение океанической коры в кору континентальную составляло главное содержание геосинклинального процесса на протяжении всего фанерозоя и происходило при активном взаимодействии систем «континент — океан» геологического прошлого. В этом один из главных выводов научной концепции, разрабатываемой в Геологическом институте АН СССР (Пейве и др., 1972, 1976; Пейве, 1977).

В более ранних публикациях (Лейтес, Федоровский, 1977, 1978) авторами показано, что и в глубоком докембрии, и несмотря на давно и хорошо известную специфику некоторых формаций горных пород и тектонического режима, главное содержание геологического процесса, как и в фанерозое, заключалось в преобразовании коры океанического типа в кору континентальную. Показано также, что этот процесс происходил в течение стадий, принципиально не отличавшихся от океанической, переходной и континентальной стадий развития геосинклинальных складчатых систем фанерозоя. На конкретном примере дорифейских образований юга Восточной Сибири были намечены важнейшие тектонические неоднородности, выявленные в структуре раннего докембрия и так же, как и в фанерозое, отвечавшие системам «континент — океан» (Лейтес, Федоровский, 1978).

Изучение этого вопроса имеет важное значение для разработки единой теоретической модели развития земной коры. Представляется целесообразным более четко определить основные свойства полярных компонентов системы «континент — океан» раннего докембрия и на примере дорифейских образований Восточной Сибири рассмотреть черты сходства и различий с их более молодыми фанерозойскими аналогами.

Первая зрелая континентальная кора в Сибири возникла только к концу раннего протерозоя. Ее прямые показатели — позднеорогенные вулкано-плутонические комплексы и терригенные наземные молассы с возрастом 1,8 — 1,6 млрд. лет. Начиная именно с этого времени, важнейшие неоднородности в строении земной коры представлены наиболее крупными структурными единицами, которые в тектонике рифея и фанерозоя определяются как континенты и океаны с характерными для них типами коры. Можно ли говорить о том, что до возникновения зрелой континентальной коры геологический процесс определялся существованием и взаимодействием каких-то иных тектонических неоднородностей?

В течение раннего протерозоя (3,0 — 1,8 млрд. лет), несмотря на то, что зрелой континентальной коры еще не было, материки или, как мы их называем, протоконтиненты уже существовали. Они выступали в виде крупных массивов суши, а на их окраинах происходила седиментация в условиях режима, очень похожего на режим современных шельфов и континентальных склонов.

Нижнепротерозойские супракрустальные серии протоконтинента Восточной Сибири почти полностью представлены осадочными (обло-

мочными и карбонатными) толщами, мощность которых закономерно увеличивается от внутренних районов протоконтинента к его окраинам, где достигает 15 000 м. Столь же закономерно и в том же направлении изменяется их формационный состав. Если во внутренних областях протоконтинента в составе отложений осадочного чехла преобладают терригенные образования, то на его южной окраине строение разрезов существенно изменяется. Здесь преобладает терригенный, терригенно-карбонатный флиш и появляются олистостромы. Таким образом, характер распределения формаций достаточно полно отвечает тому, что можно видеть в строении осадочного чехла окраин фанерозойских континентов.

Окраины протоконтинента Восточной Сибири отличались вместе с тем от краевых зон континентов фанерозоя составом и строением фундамента. В их основании находилась не зрелая континентальная кора эталонного фанерозойского типа, а протометаморфический гранулит-базитовый слой, представляющий собой складчатые, метаморфизованные в гранулитовой фации значительных давлений и лишь локально гранитизированные архейские комплексы (Лейтес, Федоровский, 1977, 1978).

В центральных областях протоконтинента фундамент был образован архейскими осадочно-вулканогенными сериями, метаморфизованными в гранулитовой фации умеренных давлений. Архейская гранитизация с образованием чарнокитов и эндербитов была здесь более интенсивной, чем в краевых зонах. Однако и здесь, как и в краевых зонах, сложенных протометаморфическим слоем, кора не может быть определена как зрелая континентальная. По своим физическим свойствам и валовому химическому составу она соответствует лишь «базальтовому» слою континентов фанерозоя. Это и определяет главное отличие материков раннего протерозоя от материков фанерозоя и рифея.

Хотя о строении океанических областей раннего протерозоя известно значительно меньше, можно утверждать, что и тогда существовали бассейны, в которых на меланократовом фундаменте, в условиях преобладающего растяжения, происходило накопление осадочных и вулканогенных формаций. Примером таких образований могут служить спилит-кератофировые и спилит-диабазовые толщи Байкальской горной области, тектонически прослоенные телами базитов и гипербазитов.

Ясно, что в раннем протерозое, несмотря на отсутствие зрелой континентальной коры фанерозойского типа, принятой за эталонную, отчетливо распознаются крупнейшие тектонические неоднородности в строении земной коры, по своей сущности отвечающие понятию о континентах и океанах.

В самом глубоком докембрии Восточной Сибири, в архейских комплексах Алданского кристаллического массива, тоже удается распознать пару «континент — океан», но отличия ее компонентов от океанов и континентов фанерозоя еще разительнее. И все же можно утверждать, что и в архее существовали тектонические неоднородности земной коры, определявшие различия в седиментации и вулканизме областей относительной тектонической стабильности, с одной стороны, и областей тектонической подвижности — с другой.

В областях тектонической подвижности на древнейшем меланократовом фундаменте накапливались преимущественно вулканогенные базальтоидные формации аналогов образований океанической стадии. В областях относительной тектонической стабильности формировался иной супракрустальный разрез. В его строении наряду с базальтоидами океанического типа участвовали и играли важную роль вулканогенные и осадочные толщи зрелой океанической и переходной стадий. Относительно более мощный меланократовый фундамент возможно включал массивы древнейших пород анортозитового типа.

Сравнительная характеристика полярных компонентов систем «континент — океан» в фанерозое и докембрии

Возраст	Континентальная литосфера	Океаническая литосфера
Фанерозой + рифей	**Континент** Зрелая континентальная кора современного типа (*континентальная кора-3*) с мощными гранитно-метаморфическим и базальтовым слоями. Осадочные формации континентальной стадии внутренних и краевых (шельф и склон) областей	**Океан** Океаническая кора современного типа (*океаническая кора-3*). Глубоководные осадочные и осадочно-вулканогенные формации океанической стадии, базальтовый слой (меланократовый фундамент)
1,8 млрд. лет		
Ранний протерозой	**Протоконтинент** Протометаморфический слой с отдельными блоками протоконтинентальной коры (*континентальной коры-2*) — по физическим и химическим свойствам аналог базальтового слоя фанерозойских континентов. Осадочные и магматические формации внутренних и краевых (шельф и склон) областей	**Протоокеан** Протоокеаническая кора (*океаническая кора-2*). Осадочно-вулканогенные формации океанической стадии, протобазальтовый слой (меланократовый фундамент)
3,0 млрд. лет		
Архей	**Прообраз континентов** Участки относительной тектонической стабильности на утолщенном меланократовом фундаменте с массивами и телами пород анортозитового типа (*континентальная кора-1*). Осадочно-вулканогенные формации зрелой океанической и переходной стадий	**Прообраз океанов** Участки относительной тектонической подвижности. Существенно вулканогенные формации океанической стадии, меланократовый фундамент (*океаническая кора-1*)
4,2 млрд. лет		
	Начало геологического развития, появление первых тектонических и вещественных неоднородностей	

Два наблюдаемых основных типа разреза обусловлены, как мы считаем, двумя различными типами тектонических режимов, которые по своему содержанию (стабильность, подвижность) в принципе определяют тектонические различия между континентами и океанами. В то же время по строению и составу фундамента и толщ осадочно-вулканогенной оболочки архейские «континенты» резко отличаются от своих фанерозойских и раннепротерозойских аналогов. Их можно назвать лишь прообразами будущих континентов.

Таким образом, анализ дорифейской тектоники фундамента Сибирской платформы и сравнение стиля развития земной коры в докембрии и фанерозое показывают, что независимо от возраста на протяжении всей обозримой геологической истории ход и направленность геологического процесса определялись существованием и взаимодействием систем «континент — океан». Сущность этих тектонических единиц высшего ранга оставалась принципиально одинаковой в докембрии и фанерозое, однако их состав и объем не были постоянными и изменялись во времени (см. таблицу).

Действительно, если континенты фанерозоя характеризуются зрелой континентальной корой с мощными гранитно-метаморфическим и базальтовым слоями, то раннепротерозойский континент, или материк, Восточной Сибири (протоконтинент) такой корой еще не обладал. Его фундамент соответствовал лишь базальтовому слою континентов фанерозоя.

Еще менее совершенная кора была характерна для аналогов (прообразов) континентов в архее, когда даже базальтовый слой не получил полного развития и был представлен утолщенным меланократовым фундаментом, прямо на котором накапливались осадочно-вулканогенные серии архейской супракрустальной оболочки.

Следовательно, современные, фанерозойские и рифейские континенты отличаются от протоконтинентов раннего протерозоя и очень сильно от своих архейских прообразов. И все же все они — континенты, т. е. стуктуры относительной тектонической стабильности.

Океаны также не оставались одинаковыми на протяжении геологической истории. Предпосылки для существования океанического режима — прежде всего наличие обнаженного меланократового фундамента, сопоставимого с породами третьего слоя и верхней мантии современной океанической коры,— обнаруживается с самого начала геологического развития Земли. Океаны глубокого докембрия не были, однако, абсолютно подобны океанам фанерозоя и рифея. Формации осадочно-вулканогенных серий океанических областей далекого геологического прошлого отличаются от соответствующих формаций более молодых и современных океанов. И все же ясно, что и в глубоком докембрии существовали бассейны, в которых на меланократовом основании, в условиях преобладающего растяжения, происходило накопление относительно глубоководных осадочных и вулканогенных формаций. Эти бассейны — древнейшие аналоги океанов.

Мы видим, следовательно, что возникновение и наращивание континентальной земной коры, состовляющие главное содержание геосинклинального процесса, происходили в условиях тектонического взаимодействия компонентов систем «континент — океан». Было показано, что в ходе развития земной коры можно выделить «. . . океаническую стадию, когда существуют океанические бассейны, переходную с характерными структурами типа островных дуг, краевых морей и глубоководных желобов и континентальную, когда происходит становление крупных континентальных массивов и материков» (Пейве и др., 1976, с. 7). Каждой из стадий соответствуют типовые ряды формаций, образование которых происходило в определенных структурах фанерозойских систем «континент — океан».

Признаки существования систем «континент — океан» обнаруживаются, как мы полагаем, с самого раннего докембрия. Интересно было бы сравнить, на каких стадиях развития находились полярные компоненты разновозрастных систем «континент — океан» глубокого докембрия. Естественно, что за эталон для сравнения следует принять фанерозойскую систему «континент — океан» (см. рисунок).

Современные океаны и их фанерозойские аналоги, развитие которых отвечает понятию об океанической стадии, обладают корой океанического типа, лишенной гранитно-метаморфического слоя, и характеризуются преимущественно глубоководными осадочными и осадочно-вулканогенными формациями. В их основании располагается меланократовый фундамент.

Континентальная стадия соответствует времени «. . . существования обширных материковых массивов, обладающих мощной и выдержанной корой континентального типа с повсеместно развитым в виде сплошной оболочки зрелым гранитно-метаморфическим слоем» (Пейве и др., 1976, с. 12). Континенты и их окраины характеризуются субаэральными или мелководными морскими осадочными и вулканогенно-осадочными формациями, накапливавшимися в областях шельфов и континентальных склонов, внутренних прогибов, а также в зонах краевых вулканических поясов и межгорных впадин.

Сложная совокупность тектонических движений, процессов седиментации, магматизма, метаморфизма и метасоматоза, в течение которых про-

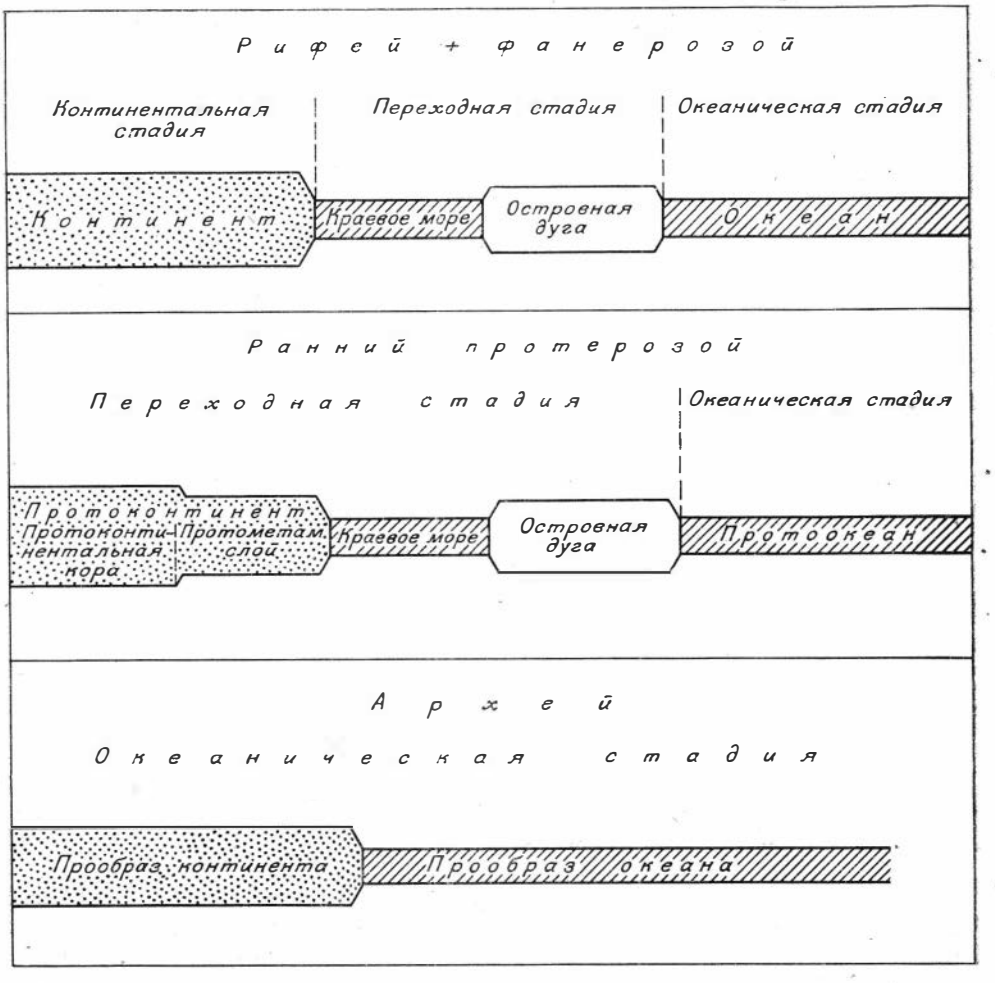


Схема сопоставления главных тектонических неоднородностей систем «континент — океан» и этапов формирования континентальной земной коры на протяжении геологической истории.

исходит преобразование океанической коры в континентальную, составляет содержание геологических событий переходной стадии. Комплексы этой стадии вместе с фундаментом, на котором они формируются, образуют кору переходного типа. Ее признаки — невыдержанное строение, изменчивая мощность «базальтового» и локальное проявление «гранитного» слоя (Пейве и др., 1976). Характерным структурным единицам коры переходного типа — островным дугам, краевым морям, глубоководным желобам — соответствуют присущие только им типовые формации, составляющие определенные латеральные и вертикальные ряды.

Каждой из перечисленных стадий свойственны вполне определенные проявления магматизма. Специфика океанической стадии — примитивные продукты дифференциации базальтовой магмы. Переходная стадия характеризуется широким спектром магматических образований и, прежде всего, массивами габбро-диорит-гранодиоритовой и плагиогранит-гранитной формаций, вулкано-плутоническими известково-щелочными сериями островных дуг, породы которых отличаются натровой тенденцией щелочности. Важная особенность магматизма переходной стадии — постепенное увеличение роли калия в составе его продуктов по мере превращения коры переходного типа в кору континентальную. Прямые по-

казатели зрелой континентальной коры — известково-щелочные и щелочные вулкано-плутонические комплексы с калиевой тенденцией щелочности, образующие краевые вулканические пояса. Во внутренних областях формирующихся континентальных массивов магматизм выражен гранитно-щелочно-гранитной формацией, а в дальнейшем, в течение континентальной стадии — траппами.

Обратимся теперь к системам «континент — океан» раннего докембрия Восточной Сибири. В раннем протерозое здесь, как было показано, обнаруживаются все признаки существования такой системы (см. таблицу и рисунок). Приведенная выше характеристика океанической области того времени (протоокеан) с типичными для нее спилит-кератофировой и спилит-диабазовой формациями не оставляют сомнений в том, что образование серий таких пород происходило в условиях океанической стадии.

Раннепротерозойская островная дуга вместе с выделяемой условно зоной краевого моря (Лейтес, Федоровский, 1978) представляет собой естественные компоненты латерального ряда структур переходной стадии.

Сравнение океанических областей и островных дуг раннего протерозоя с их фанерозойскими аналогами показывает полное сходство одноименных структур. Если же рассматривать эти структуры с позиций концепции стадийного развития, то они оказываются полностью подобными: в обоих случаях в океанах — океаническая стадия, а в островных дугах — переходная. Совсем иначе обстоит дело при сравнении тектонических режимов протоконтинента Восточной Сибири и континентов фанерозоя. Если последним свойствен режим континентальной стадии, то развитие структур и формаций протоконтинента, и это его поразительная особенность, по всем признакам отвечает переходной стадии.

Действительно, раннепротерозойский протоконтинент, несмотря на свое морфологическое сходство с материками фанерозоя, еще не обладал их самым главным качеством — зрелой континентальной корой с мощным гранитно-метаморфическим слоем. Более того, именно формирование коры такого типа, сопровождавшееся мощными явлениями тектонического скучивания, метаморфизма и гранитоидного магматизма, составляло сущность эволюции протоконтинента, его протометаморфического гранулит-базитового слоя и осадочной оболочки в течение раннего протерозоя. Исходя из этих данных и следуя концепции стадийного развития, мы должны отнести тектонический режим протоконтинента к переходной стадии. В этом заключается, как мы полагаем, главное отличие раннепротерозойской системы «континент — океан» Восточной Сибири от ее фанерозойских аналогов.

Результаты изучения особенностей тектонического режима главных структурных неоднородностей и сравнение условий стадийного развития в раннем протерозое и фанерозое имеют особое значение, так как позволяют наметить общую тенденцию развития и более уверенно реконструировать тектонический режим в еще более глубоком докембрии, в архее.

В пределах Алданского кристаллического массива, как уже упоминалось, отчетливо выражены два типа пространственно обособленных разрезов архейских кристаллических сланцев, метаморфизованных в гранулитовой фации. Один из них, тимптоно-джелтулинский, подстилается основными кристаллическими сланцами меланократового фундамента и представлен породами, образовавшимися по исходным базальтоидам толеитового типа, граувакам и, в меньшей мере, хемогенным кремнистым и карбонатным отложениям. Другой тип разреза, иенгрский, как и тимптоно-джелтулинский, располагается на породах древнейшего меланократового фундамента, однако в его составе наряду с метаморфизованными базальтоидами большое значение имеют породы первично-осадоч-

ного происхождения (кварциты, карбонатные и апокарбонатные породы, глиноземистые кристаллические сланцы), на долю которых приходится более 50% мощности.

Само существование различных типов разрезов архейских кристаллических сланцев позволило обосновать выделение главных типов тектонических неоднородностей земной коры этого времени, которые были отмечены выше, и определить их как области относительной тектонической подвижности и стабильности, или прообразы океанов и континентов (см. таблицу и рисунок). Ассоциации исходных горных пород областей относительной тектонической подвижности в самом общем виде отвечают формациям океанической стадии, тогда как реконструируемый комплекс исходных образований области тектонической стабильности указывает на режим зрелой океанической и даже переходной стадии.

Мы видим, таким образом, что, если фанерозойским континентам свойствен режим континентальной стадии, а раннепротерозойским протоконтинентам — режим переходной стадии, то архейские прообразы континентов отличаются от своих более поздних аналогов режимом зрелой океанической стадии, приближавшимся к условиям переходной стадии. Полярные компоненты архейской системы «континент — океан» по особенностям своих тектонических свойств наименее контрастны. Степень контрастности полярных компонентов разновозрастных систем континент — океан неуклонно возрастала в ходе геологической истории. Становится ясным также, что концепция стадийного развития земной коры представляет собой наиболее удобный инструмент для сравнительного анализа состояния коры, структуры и тектонических режимов главных тектонических неоднородностей систем «континент — океан» докембрия и фанерозоя. Она вместе с данными по составу и структуре дорифейских образований показывает, в частности, что задолго до того, как была сформирована первая зрелая континентальная кора, уже существовали и взаимодействовали тектонические неоднородности такого же типа и ранга, как континенты фанерозоя.

Авторы считают, что рассмотренная здесь модель соотношений тектонических структур и режимов, построенная на примере раннего докембрия Восточной Сибири, отражает особенности геологического развития не только этой территории, а имеет более общее значение.

ЛИТЕРАТУРА

Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— «Геотектоника», 1977, № 1.

Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., «Наука», 1978.

Пейве А. В. Геология сегодня и завтра.— «Природа», 1977, № 6.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— «Сов. геология», 1972, № 12.

Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пущаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— «Геотектоника», 1976, № 5.

В. Н. МОШКИН

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ АНОРТОЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ МЕСТО В ИСТОРИИ СТАНОВЛЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Установлению закономерностей геолого-структурного положения анортозитовой формации, относительно широко развитой в пределах континентов Земли (Павловский, 1968; Мошкин, Дагелайская, 1972; и др.), придается важное значение как для решения так называемой анортозитовой проблемы, так и для выяснения особенностей развития земной коры в докембрии. В связи с этим анализ положения этой формации в структурах Сибирской платформы, являющейся второй (после Северо-Американской) областью наиболее широкого развития анортозитов, представляется актуальной задачей.

В пределах Сибирской платформы в состав анортозитовой формации включаются (Мошкин, Дагелайская, 1972) древнеджугджурский и анабарский анортозитовые комплексы, развитые соответственно на территории Алдано-Станового и Анабарского щитов (рис. 1). За их пределами и других структурах платформы породы анортозитовой формации пока достоверно не установлены.

Ниже мы рассмотрим положение каждого из этих анортозитовых комплексов, а затем попытаемся наметить закономерности геолого-структурного положения анортозитовой формации, общие для всей платформы.

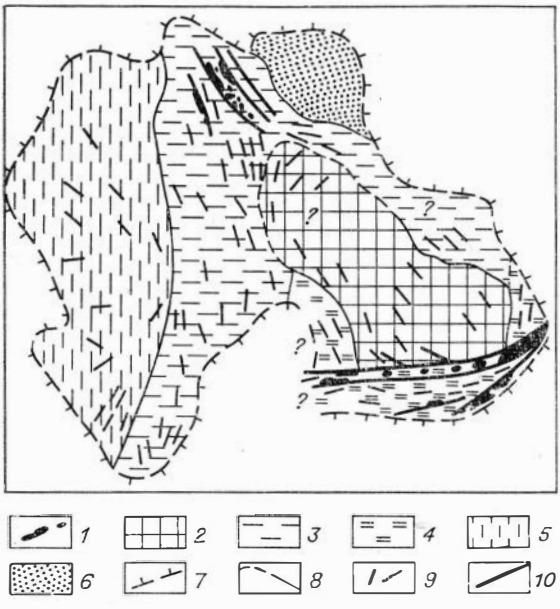


Рис. 1. Положение пород анортозитовой формации в общей структуре фундамента Сибирской платформы.

1 — породы анортозитовой формации; *2—10* — структурные элементы Сибирской платформы (по Т. Н. Спижарскому и др., 1968, с изменениями и дополнениями автора): *2* — Алданская складчатая область (мегаблок), *3* — Анабарская складчатая область, *4* — Становая складчатая область, *5* — Тунгусский мегаблок, *6* — Оленекский мегаблок, *7* — граница Сибирской платформы, *8* — границы между складчатыми системами (мегаблоками), *9* — основные простирания складчатых структурных элементов фундамента, *10* — зоны глубинных разломов, контролирующие расположение пород анортозитовой формации.

ПОЛОЖЕНИЕ ДРЕВНЕДЖУГДЖУРСКОГО КОМПЛЕКСА АНОРТОЗИТОВ В СТРУКТУРАХ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Алдано-Становой щит представляет собой генерогенное сооружение, включающее части, по крайней мере, двух раннедокембрийских подвижных областей — Алданской, консолидировавшейся в архее, и Становой, закончившей протогеосинклинальный этап своего развития к среднему протерозою.

Структурно-формационные комплексы Алданской складчатой области слагают центральную часть щита — его Иенгрскую и Тимптоно-Учурскую зоны (палеоблоки), отделенные от Становой области глубинными

разломами: Амгинским—на западе, Становым—на юге и Улканским—на востоке. Архейские образования Алданской области представлены осадочно-вулканогенными образованиями иенгрской, тимптонской и джелтулинской серий, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации умеренных давлений, и комплексами основных и кислых магматических и ультраметаморфических пород.

В составе Становой складчатой области выделяются: а) архейские образования фундамента*, слагающие в пределах области многочисленные тектонические блоки различных размеров и представленные главным образом стратифицированными отложениями курультинской и джанинской серий и мафит-ультрамафитовыми породами майско-джанинского комплекса, регионально метаморфизованными в условиях гранулитовой фации повышенных давлений, древнеджугджурским анортозитовым комплексом и палингенно-метасоматическими породами мангерит-гранитового и аляскитового состава; б) позднеархейские — раннепротерозойские образования протогеосинклинального этапа развития Становой области, включающие вулканогенно-осадочные отложения станового комплекса и мелкие интрузии основного состава, регионально метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, и структурно сопряженные с ними многочисленные крупные и мелкие тела автохтонных и аллохтонных гранитоидов ультраметаморфогенного генезиса (древнестановой, токско-алгоминский и позднестановой комплексы)**; в) ранне-среднепротерозойские образования орогенного и протоплатформенного этапов развития Становой области, включающие зонально метаморфизованные существенно осадочные, реже вулканогенно-осадочные отложения джелтулакской, удоканской, уянской и других серий и интрузии расслоенных базитов и рапакивиподобных гранитоидов и др.

По особенностям своего строения и развития в раннем докембрии Становая складчатая область разделяется на четыре структурно-формационных зоны (ветви) — Олекминскую, Джугджуро-Становую, Маймаканскую и Тукурингрскую.

Докембрийские структуры щита существенно осложнены фанерозойскими тектоническими движениями и магматизмом. Особенно сильно изменены докембрийские структуры и слагающие их вещественные комплексы в пределах Джугджуро-Становой ветви Становой области. Это наиболее мобильная зона щита.

Положение древнеджугджурского комплекса анортозитов в структурах Алдано-Станового щита характеризуется (рис. 2) следующими закономерностями, несомненно находящимися во взаимосвязи с условиями и временем формирования пород этого комплекса.

1. Подавляющая масса анортозитов явно приурочена к Становой складчатой области и совершенно не характерна для Алданской области.

2. В Становой области анортозиты распространены весьма неравномерно. Все массивы анортозитов и подавляющая часть их мелких тел локализованы в пределах двух линеаментов — Станового и Монголо-Охот-

---

* Возрастные соотношения пород фундамента Становой области с архейскими образованиями Алданской области к настоящему времени точно не установлены, и по этому вопросу имеется несколько взаимоисключающих точек зрения (Геология . ., 1972).

** Большинство геологов считает возраст станового комплекса и структурно-сопряженных с ним интрузивных образований позднеархейским. Однако геологически этот вывод обоснован явно недостаточно, и ряд данных свидетельствует в пользу их раннепротерозойского возраста. С учетом этого в настоящей статье возраст указанных образований с известной долей условности считается позднеархейским—раннепротерозойским, тем более что новые определения радиологического возраста пород станового комплекса свинцово-свинцово-изохронным методом по 5 пробам, давшие значения 2500±200 млн. лет (материалы автора и И. Н. Дагелайской), позволяют формально считать их как раннепрогерозойскими, так и позднеархейскими (прим. автора).

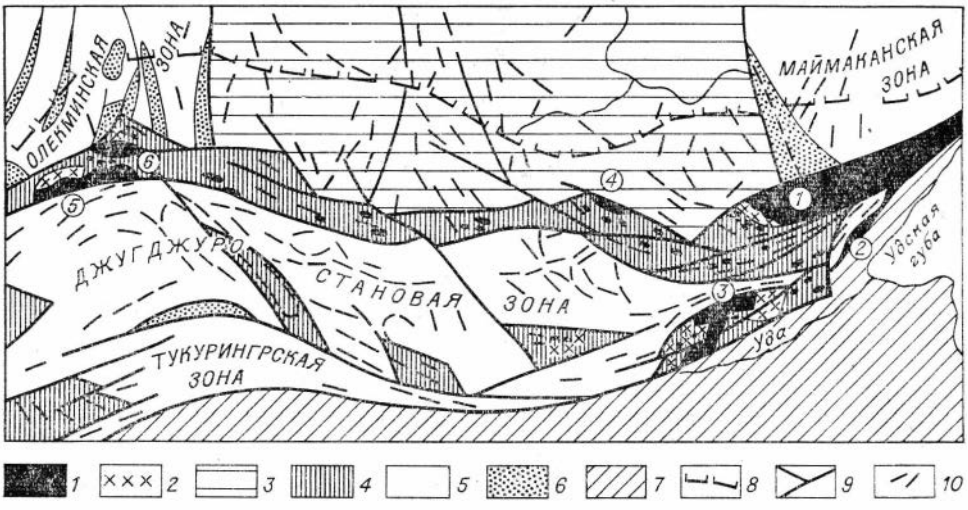


Рис. 2. Положение древнеджугджурского анортозитового комплекса в структуре Алдано-Станового щита.

1 — породы анортозитового комплекса; *2* — породы мангерит-гранитового ряда; *3* — архейские образования Алданской складчатой области, метаморфизованные в гранулитовой фации умеренных давлений; *4* — архейские образования Становой складчатой области, метаморфизованные в гранулитовой фации повышенных давлений; *5* — позднеархейские — раннепротерозойские образования Становой складчатой области, метаморфизованные в амфиболитовой фации (включая мелкие блоки регрессивно метаморфизованного архея); *6* — нижне- и среднепротерозойские троговые и протоплатформенные вулканогенно-осадочные образования; *7* — Монголо-Охотская складчатая область; *8* — южная граница распространения PR_3— Pz, отложений платформенного чехла; *9* — главнейшие разломы; *10* — линии общего простирания докембрийских пород. Цифры в кружках — массивы анортозитового комплекса (1 — Главный, 2 — Лавлинский, 3 — Сехтагский, 4 — Верхне-Ундытканский, 5 — Имангакитский, 6 — Арбагасский).

ского (его удско-охотской части), представляющих собой гигантские сложно построенные шовные зоны. Становой линеамент, к которому приурочены на восточном фланге Главный и Верхнеундытканский, а на западном фланге — Арбагасский и Имангакитский анортозитовые массивы, разграничивает весьма мобильную на протяжении почти всей геологической истории джугджуро-становую часть щита от значительно более стабильной (начиная с позднего архея) алданской его части. Становой линеамент по существу представляет собой систему протяженных парных глубинных разломов (собственно Станового и Южно-Алданского) и ограниченной ими горст-антиклинорной зоны. Эта зона, имеющая на некоторых участках ширину до 80 км, характеризуется весьма сложным строением. Множеством разломов более высоких порядков, часто имеющих кулисообразное расположение, она разбита на ряд тектонических блоков различных размеров и формы. Блоки эти сложены в основном архейскими образованиями, нередко интенсивно диафторизованными. В отдельных случаях, по-видимому, присутствуют и блоки позднеархейских — раннепротерозойских образований станового комплекса. В пределах зоны Станового линеамента распространены также грабены, заполненные более молодыми отложениями. Все это свидетельствует о широком и многократном проявлении в пределах зоны Станового линеамента блоковых перемещений различного знака и значительной амплитуды. К удско-охотской части Монголо-Охотского линеамента, разделяющего Становую и Монголо-Охотскую складчатые области, приурочены Лавлинский и Сехтагский анортозитовые массивы. Эта часть Монголо-Охотского линеамента также представляет собой систему парных глубинных разломов (Чогаро-Немуйканского и Удско-Охотского) и ограниченной ими Чогарской горст-антиклинорной зоны, то сужающейся до 5—7 км (р. Немуй), то расширяющейся до 50—60 км (р. Чогар). Строение этой зоны во многом сходно со строением зоны Станового линеамента. Однако здесь степень

регрессивных преобразований архейских пород значительно выше, чем в зоне Станового линеамента.

3. Хотя большая часть анортозитовых массивов располагается на стыке различных зон (ветвей) Становой области (см. рис. 2), все же можно утверждать, что структурно они принадлежат ее наиболее мобильной Джугджуро-Становой зоне. Об этом свидетельствует согласное, по отношению к структурам Джугджуро-Становой, и несогласное, по отношению к структурам двух других ветвей, простирание длинных осей массивов. В пользу этого также говорит отсутствие анортозитов во внутренних частях Олекминской и Маймаканской зон, удаленных от границы с Джугджуро-Становой зоной, тогда как во внутренних частях последней они есть (Сехтагский и Лавлинский массивы).

4. Устанавливается четкая пространственная приуроченность анортозитов к горст-антиклинорным выступам архейского фундамента Джугджуро-Становой зоны. В синклинорных же зонах Джугджуро-Становой ветви, сложенных позднеархейскими — раннепротерозойскими протогеосинклинальными комплексами, анортозиты отсутствуют.

5. Вмещающими породами (породами рамы) для древнеджугджурского анортозитового комплекса являются архейские кристаллические сланцы и гнейсы джанинской и курультинской серий*, характеризующихся преимущественно основным составом, и метагабброиды и метаультрамафиты майско-джанинского комплекса. Все эти породы регионально метаморфизованы в условиях гранулитовой фации повышенных давлений (Мошкин и др., 1977; Дагелайская, 1975; и др.).

6. Анортозитовые массивы древнеджугджурского комплекса в целом обнаруживают согласие своей формы и внутреннего строения со структурами архейской рамы (рис. 3). Правда, во многих случаях характер изначальных структурных соотношений массивов с рамой затушеван разломами, а в отдельных местах (северная граница Арбаганского массива, анортозитовое тело среднего течения р. Джана) имеются признаки наложения анортозитов на уже сформированные архейские структуры. Складывается впечатление, что анортозитовые массивы (например, Главный, Имангакитский и др.), по-видимому, имеющие форму линз или пластин мощностью до нескольких километров, приурочены преимущественно к крыльям крупных, протяженностью до сотни километров и более, сложно построенных архейских складок (складчатых структур), в целом имеющих линейную или сильно вытянутую овальную форму. В настоящее время мы наблюдаем лишь фрагменты этих складок, существенно нарушенных многократными блоковыми перемещениями.

7. Формирование анортозитов происходило в глубоких зонах земной коры в термодинамических условиях, в целом соответствующих гранулитовой фации метаморфизма при $P \leqslant 8$—9 кб и $T = 900$—1100°С (Мошкин, Дагелайская, 1972; Дагелайская, 1975).

8. Для анортозитового комплекса весьма характерана тесная пространственная ассоциация с несколько более молодыми (по сравнению с самими анортозитами) породами мангерит-гранитного ряда, также относимыми к архею (см. рис. 2). К ним принадлежат мангериты в пределах Главного анортозитового массива, гранитоиды маргайского комплекса в Чогарской горст-антиклинорной зоне, чарнокитоподобные граниты, ассоциирующие с Имангакитским массивом и т.д.

Возраст древнеджугджурского комплекса анортозитов архейский, так как анортозиты прорывают или метасоматически замещают архейские

---

* Прежние представления автора (Мошкин, 1962) о том, что вмещающими для этих анортозитов, наряду с архейскими толщами, являются и образования станового комплекса, не подтверждены более поздними исследованиями Х. Ф. Васькина и Б. Л. Годзенича. Они показали, что за породы станового комплекса в зоне непосредственного контакта с анортозитами нами ошибочно принимались диафторированные породы джанинской серии.

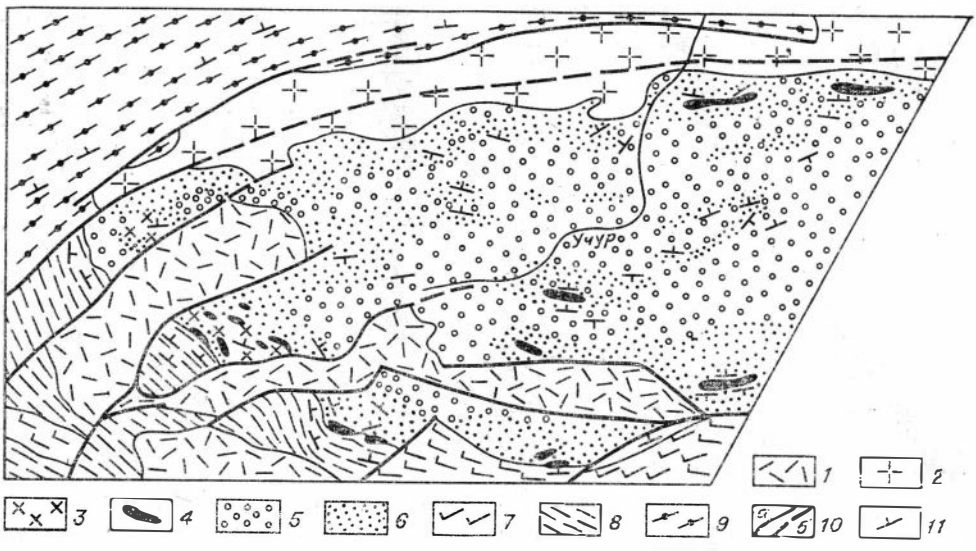


Рис. 3. Схема структурных соотношений юго-западной части Главного анортозитового массива с докембрийскими породами Алдано-Станового щита.

1 — мезозойские магматические образования; *2* — среднепротерозойские рапакивиподобные граниты; *3*—*8*— архейские образования Становой складчатой области (*3* — мангериты; *4*—*6* — древнеджугджурский анортозитовый комплекс: *4* — рудные пироксениты и габбро, *5* — анортозиты с мелкими шлирами габбро-анортозитов, *6* — габбро-анортозиты со шлирами габброидов и анортозитов; *7* — метагабброиды майско-джанинского комплекса; *8* — основные кристаллические сланцы и гнейсы джанинской серии); *9* — гнейсы и мигматиты джелтулинской серии архея Алданской складчатой области; *10* — разломы установленные (*а*) и предполагаемые (*б*); *11* — залегание пород.

кристаллические сланцы и гнейсы джанинской и курультинской серий и метагабброиды майско-джанинского комплекса и сами прорываются или метасоматически замещаются архейскими гранитоидами и мангеритами марагайского комплекса и архейскими — раннепротерозойскими гранитоидами древне- и позднестанового комплексов, а также подвергаются регрессивному метаморфизму амфиболитовой фации, связанному со становой орогенией. Радиологический возраст их колеблется в пределах 2250—3300 млн. лет (в том числе свинцово-свинцово-изохронным методом получены значения 2700 $\pm$ 120 млн. лет). Формирование древнеджугджурского анортозитового комплекса имело место после образования осадочно-вулканогенных толщ джанинской и курультинской серий, интрузии габброидов майско-джанинского комплекса и регионального метаморфизма всех этих пород в гранулитовой фации повышенных давлений, но до этапа их архейской региональной гранитизации. Формирование анортозитов, по-видимому, связано с раннеинверсионной стадией развития архейской подвижной области, послужившей впоследствии фундаментом для позднеархейской — раннепротерозойской Становой подвижной области.

ПОЛОЖЕНИЕ КОМПЛЕКСА АНОРТОЗИТОВ В СТРУКТУРАХ АНАБАРСКОГО ЩИТА

Анабарский щит представляет собой (Лутц, 1974; Вишневский и др., 1974; Спижарский и др., 1968) выходящий на поверхность Земли фрагмент архейской Анабарской складчатой области, осложненной несколькими крупными мобильными зонами, консолидация которых завершилась, вероятнее всего, в начале среднего протерозоя. Анабарская складчатая область сложена архейскими стратифицированными образованиями дал-

дынской, верхнеанабарской и хапчанской серий, породы которых регионально метаморфизованы в условиях гранулитовой фации повышенных давлений, и тесно связанными с ними архейскими же мелкими преимущественно согласными телами гипербазитов, базитов и ультраметаморфогенных гранитоидов. Все эти породы смяты в систему крутых, возможно изоклинальных, складок, формирующих крупные линейного характера структуры северо-западного и субмеридионального простирания.

Мобильные зоны Анабарского щита (Харипская, Котуйкан-Монхоольская, Ламуйская и Маган-Чопкинская) имеют более сложное строение. Они представляют собой зоны крупных внутрикратонных глубинных разломов, пересекающих весь Анабарский щит в северо-западном (первые три) и субмеридиональном (Маган-Чопкинская зона) направлениях и имеющих мощности от 10 до 50 км. Эти зоны являются зонами интенсивнейшего полиметаморфизма, метасоматоза и рассланцевания. Они сложены породами верхнеламуйского комплекса, представляющего собой, как показали исследования Б. Г. Лутца, А. Н. Вишневского и других геологов, комплекс в различной степени регрессивно метаморфизованных архейских образований далдынской и верхнеанабарской серий, и многочисленными телами гранитоидов, анортозитов и, в меньшей мере, метагабброидов. Время заложения и история развития мобильных зон Анабарского щита еще во многом не ясны и по-разному понимаются разными исследователями. По нашему мнению, имеются серьезные доводы в пользу точки зрения о заложении этих зон еще в архее.

Положение анортозитового комплекса в структуре Анабарского щита характеризуется следующими основными чертами.

1. Все известные массивы и мелкие тела анортозитов располагаются в пределах Котуйкан-Монхоольской и Маган-Чопкинской архейско-раннепротерозойских мобильных зон (рис. 4). За их пределами в областях щита, окончательно стабилизировавшихся в архее, выходы анортозитов не установлены.

2. Внутри мобильных зон анортозиты распространены неравномерно, они явно тяготеют к северным их частям, совпадающим, по мнению Б. Г. Лутца (1974), с наиболее глубоко эродированной областью Анабарского щита.

3. Вмещающими породами (породами рамы) для анортозитов являются архейские образования далдынской и верхнеанабарской серий и, в меньшей мере, архейские метагабброиды. Именно такой вывод, на наш взгляд, следует из анализа результатов работ А. Н. Вишневского, Б. Г. Лопатина, М. И. Рабкина и П. С. Рысина, проведенных ими в 1967—1974 гг. В пользу такого заключения говорят следующие данные: а) анортозиты достоверно прорывают только указанные архейские образования, которые широко распространены также в виде ксенолитов (возможно, скиалитов) внутри анортозитовых тел; б) анортозиты вместе с упомянутыми архейскими образованиями подвергались интенсивному регрессив-

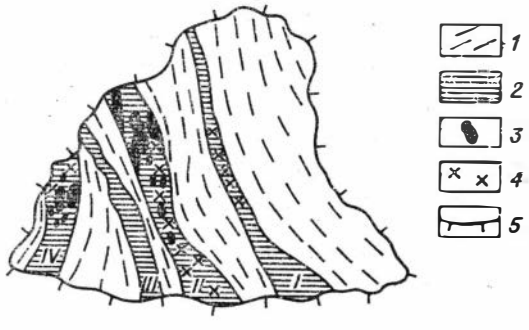


Рис. 4. Схема геолого-структурного положения анабарского комплекса анортозитов (составлена по материалам А. Н. Вишневского, Б. Г. Лутца и др.).

1 — архейские образования Анабарской складчатой области (простирание их структур отражено направлением штрихов); *2* — докембрийские мобильные зоны, сложенные в основном регрессивно метаморфизованными архейскими образованиями (I — Харипская, II — Котуйкан-Монхоольская, III — Ламуйская, IV — Маган-Чопкинская); *3* — анортозитовый комплекс; *4* — районы развития пород мангерит-гранитового комплекса; *5* — контуры Анабарского щита.

ному метаморфизму амфиболитовой фации, рассланцеванию и гранитизации*.

4. Анортозитовые массивы обнаруживают общее согласие своей формы и внутреннего строения со структурами архейских пород рамы. Это четко установлено работами П. Г. Рысина и других геологов в 1969—1970 гг. в Маган-Чопкинской зоне, а также находит некоторое подтверждение в исследованиях А. П. Вишневского и других (1974) в Котуйкан-Монхоольской зоне. Анортозитовые тела имеют форму линз или пластин, круто падающих согласно с архейскими структурами. Интенсивные тектонические движения раннего протерозоя, сопровождавшиеся блоковыми перемещениями и особенно активно проявившиеся в Котуйкан-Монхоольской зоне, существенно усложнили и замаскировали характер изначальных структурных соотношений анортозитовых массивов с архейскими породами рамы.

5. Формирование анортозитов первоначально проходило в глубинных условиях, соответствующих условиям гранулитовой фации при $P \leqslant 10$ кб и $T = 900—1250°C$ (Лутц, 1974; Вишневский и др., 1974). В последующее время (вероятнее всего, в раннем протерозое) анортозиты вместе с блоками архейских пород рамы подверглись воздействию регрессивного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации.

6. Для анабарских анортозитов характерна тесная пространственная и, по-видимому, парагенетическая связь с несколько более молодым, но также раннедокембрийским комплексом мангерит-гранитовых пород (Лутц, 1974; и др.).

Возраст анабарских анортозитов, видимо, архейский, так как анортозиты прорывают архейские метаморфические образования далдынской и верхнеанабарской серий и архейские метагабброиды, а сами секутся разнообразными гранитоидами с радиологическим возрастом 1900—2000 млн. лет и подверглись раннепротерозойскому (Вишневский и др., 1974; и др.) регрессивному метаморфизму амфиболитовой фации. Основываясь на анализе материалов А. Н. Вишневского, Б. Г. Лопатина, П. Г. Рысина и других геологов, можно со значительной долей уверенности предполагать, что анабарские анортозиты сформировались после образования осадочно-вулканогенных толщ, далдынской и других архейских серий, интрузии архейских базитов и гипербазитов и регионального метаморфизма всех этих пород в условиях гранулитовой фации повышенных давлений, но до главного этапа их архейского ультраметаморфизма и гранитизации.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОЛОЖЕНИЯ АНОРТОЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ В СТРУКТУРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Обобщение всех вышеприведенных данных позволяет наметить некоторые общие закономерности геолого-структурного положения анортозитов в пределах Сибирской платформы.

Прежде всего следует отметить, что анортозитовая формация входит в состав раннедокембрийского фундамента платформы и нигде не устанавливается среди образований ее чехла. В гетерогенной структуре фундамента платформы анортозиты четко приурочены к Становой и Анабарской докембрийским складчатым областям (см. рис. 1). Эти области, весьма сходные между собой по составу, особенностям метаморфизма и характеру складчатости архейских образований, возможно, обрамляют Ал-

* Мнение Б. Г. Лутца (1974) о внедрении анортозитов в уже повторно метаморфизованные (в амфиболитовой фации) и рассланцованные архейские породы, противоречащее указанным данным, нуждается в дополнительной аргументации.

данский массив (литоплинт), для которого проявление анортозитовой формации совершенно не характерно. Положение анортозитовой формации в структурах Становой и Анабарской областей, в известной степени, двойственно: с одной стороны, породы формации локализуются исключительно в пределах наиболее для этих областей мобильных и долгоживущих зон (Джугджуро-Становая, Котуйкан-Монхоольская и др.), стабилизация которых завершалась в среднем — позднем протерозое, и контролируются здесь глубинными разломами, с другой — анортозитовые тела пространственно и структурно теснейшим образом ассоциируют с наиболее древними для этих областей архейскими образованиями, слагая вместе с ними приподнятые блоки фундамента вышеуказанных мобильных зон. Характерно также, что вмещающие архейские породы рамы и в Становой, и в Анабарской областях представлены преимущественно базитовыми разностями и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации повышенных давлений. Важной общей особенностью геолого-структурного положения древнеджугджурских и анабарских анортозитов является их пространственная и парагенетическая связь с несколько более молодыми комплексами мангерит-гранитовых пород.

Отмеченные выше закономерности геолого-структурного положения анортозитовой формации характерны не только для Сибирской платформы. Эти закономерности в основном присущи и анортозитовой формации Восточно-Европейской, Индостанской, Антарктической и Северо-Американской платформы.

О МЕСТЕ АНОРТОЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ В ИСТОРИИ СТАНОВЛЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Установленные в пределах Сибирской платформы закономерности тектонического положения анортозитовой формации в принципе допускают различное толкование ее места в истории становления земной коры. Рассмотрим некоторые гипотезы, касающиеся этого вопроса.

Гипотеза 1. Анортозитовая формация Сибирской платформы связана с позднеархейским — раннепротерозойским (становым) этапом развития Становой и Анабарской складчатой областей, но образование анортозитов происходило в глубоких зонах земной коры (в условиях гранулитовой фации метаморфизма) при метасоматическом замещении архейских и раннепротерозойских метабазитов и контролировалось глубинными шовными разломами. Последовавшее в более позднее время воздымание блоков в пределах зон глубинных разломов вывело анортозиты и вмещающие их глубокометаморфизованные породы рамы на поверхность Земли. Эта гипотеза, выдвинутая в свое время нами (Мошкин, 1962; и др.), удовлетворительно объясняла главные противоречивые особенности структурной позиции анортозитовой формации. Однако позже она вошла в противоречие с новыми данными об архейском (достановом) возрасте этих анортозитов и была нами пересмотрена.

Гипотеза 2. Образование анортозитовой формации связано с самой ранней (доалданской) стадией развития земной коры — стадией становления меланократового фундамента докембрийских складчатых областей (Пейве и др., 1976) или лунной стадией развития Земли (Глуховский, Павловский, 1973). Эта гипотеза, хорошо согласующаяся с архейским возрастом анортозитов, базитовым составом вмещающих пород и глубинностью их метаморфизма, совершенно, однако, не объясняет причин локализации массивов этой формации в пределах относительно узких вытянутых зон и поясов. Больше того, рассматриваемая гипотеза, по существу, предполагает в общем равномерное (в связи с постулируемой для этих стадий развития Земли латеральной однородностью верхней оболочки литосферы) распространение анортозитовой формации в сос-

таве древнейших базит-гранулитовых толщ Земли. Последнее, однако, не подтверждается данными ни по Сибирской, ни по другим платформам. Наоборот, среди наиболее древних базит-гранулитовых образований Земли (с радиологическим возрастом больше 3,5 млрд. лет), выходящих в пределах Канской глыбы, Кольского полуострова, Земли Эндерби, Гренландии и некоторых других регионов, анортозитовая формация не проявлена*.

Гипотеза 3. Нам представляется наиболее вероятной связь анортозитовой формации с архейским (достановым) этапом развития земной коры Сибирской платформы, но не с самыми ранними стадиями этого этапа (как предполагает гипотеза 2), а с теми стадиями, когда в земной коре уже возникла крупная латеральная неоднородность — обособились (или по крайней мере наметились) области, различающиемя между собой по тектоническому режиму, характеру осадконакопления, магматизма и метаморфизма, когда на границе этих областей или внутри них возникли глубинные разломы. Для рассматриваемого региона на этих стадиях произошло обособление Алданского литоплинта, явившегося зародышем протоконтинента, Становой и Анабарской подвижных областей, в пределах которых, по-видимому, еще сохранялся протоокеанический режим земной коры**. Образование анортозитов древнеджугджурского и анабарского комплексов имело место после регионального метаморфизма и ранней складчатости архейских осадочно-вулканогенных отложений этих подвижных областей, но до главного этапа архейской складчатости и синорогенной гранитизации. Следовательно, можно говорить о приуроченности анортозитовой формации к началу инверсионной стадии развития архейских Становой и Анабарской подвижных областей.

Формирование анортозитов проходило в глубоких зонах земной коры, соответствующих условиям гранулитовой фации метаморфизма (Дагелайская, 1975; Мошкин и др., 1977), и контролировалось глубинными разломами (Становым, Котуйкан-Монхоольским и др.). По сравнению с условиями регионального метаморфизма вмещающих пород рамы (гранулитовая фация повышенных давлений) термодинамические условия образования анортозитов отличались большим интервалом температур и несколько пониженным давлением. Таким образом, анортозиты формировались в зонах сильно сжатых пород, но на стадии их некоторого растяжения и разуплотнения. Породы анортозитовой формации, видимо, образовались за счет ультраметаморфогенной переработки (метасоматическая анортозитизация, анатексис и т.п.) архейских гранулит-базитовых толщ, проходившей под воздействием подкорового потока флюидов, которые просачивались вдоль зон глубинных разломов. Изменение с течением времени состава флюидов привело к широкому проявлению в пределах этих же зон метасоматической гранитизации и образованию в тесной ассоциации с анортозитами пород мангерит-гранитовых комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

Вишневский А. Н., Рабкин М. И., Лопатин Б. Г. Габбро-анортозитовая формация Анабарского щита.— В кн.: Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л., изд. НИИГА, 1974.

Геология Северо-Восточной Азии. Т. 2. Л., «Недра», 1972.

---

* Анортозиты, встречающиеся в некоторых из этих регионов в составе комплекса Фискенессет, друзитового комплекса и т. п., относятся к совершенно другому формационному типу (Мошкин и др., 1972).

** Маймаканская и Олекминская ветви (зоны) Становой области (см. рис. 2) на этой стадии развития по характеру тектонического режима были близки Алданскому массиву.

Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли.— «Геотектоника», 1973, № 2.
Дагелайская И. Н. Анортозиты Дальнего Востока.— Автореф. канд. дис. Л., 1975.
Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974.
Мошкин В. Н. Докембрий Восточной части хребта Станового и южной части хребта Джугджур. Автореф. канд. дис. Л., 1962.
Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Докембрийские анортозиты СССР.— В кн.: Петрология. М., «Наука», 1972.
Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Вишневский А. Н. Анортозит-мангерит-гранитовая ассоциация Сибирской платформы и вопросы ее генезиса.— «Труды ВСЕГЕИ. Новая серия», Л., 1977, т. 265.
Павловский Е. В. О месте анортозитов в тектоно-магматическом процессе.— В кн.: Вулканизм и тектоника. М., «Наука», 1968.
Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненштайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. С., Пущаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).—«Геотектоника», 1976, № 5.
Спижарский Т. Н., Булина Л. В., Мошкин В. Н. Сибирская платформа.—В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 2. М., «Недра», 1968.
Michot J. Anorthosite et recherche pluridisciplinaire.— «Ann. Soc. Geol. Belgique», 1972, v. 95, N 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5

Спижарский Т. Н.
Принципы тектонического районирования 6

Борукаев Ч. Б.
Периодизация тектонической истории Земли 9

Забродин В. Ю., Кулындышев В. А., Соловьев В. А.
Тектоника и «тектоники» 15

Драгунов В. И.
Иерархия тектонических объектов, их геоценозы и тектонические карты . . . 21

Фотиади Э. Э., Гришин М. П., Лотышев В. И., Сурков В. С.
Глубинное строение и тектоника фундамента Сибирской платформы 31

Карогодин Ю. Н.
Место тектоники среди других наук о Земле 36

Забродин В. Ю.
К теории дизъюнктивов 42

Бочкарев В. С.
Методологические аспекты и критерии выделения основных структурных элементов земной коры 46

Беляевский Н. А., Суворов А. И., Унксов В. А., Тихомиров С. Н., Барыкин С. К., Ермаков Б. В., Михайлов А. Е., Погребицкий Ю. Е., Попова Г. З., Саркисов Ю. М., Семов В. Н., Шуркин К. А.
Карта разломов территории СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 2 500 000 50

Богацкий В. В., Витязь В. И., Ероменко В. Я., Чурилин М. А.
О размещении промышленно-перспективных районов в поле плотности дизъюнктивов Сибири 54

Хейсканен К. И.
Энергетика и эволюция мантийной циркуляции 66

Карсаков Л. П.
Тектоническая позиция глубинных гранулитов и особенности строения нижних горизонтов земной коры 69

Чурилин М. А.
Спиральные системы геологических структур и некоторые приемы их выявления 73

Тяпкин К. Ф.
Новая ротационная гипотеза структурообразования и тектоника плит . . . 80

Кудрин С. Н.
Значение будинажа при картировании немых толщ докембрия 88

Сокольников О. А.
Определение пространственной связи трещин отрыва со сместителем при комбинированных тектонических перемещениях 93

Константинов М. М.
Унаследованные и новообразованные структуры многоэтапных деформаций 96

Герасимов Л. М., Лускина В. Ю.
Применение дистанционных методов при тектонических исследованиях в западной части Сибирской платформы 102

Ероменко В. Я.
Разрывные нарушения Сибирской платформы по данным дешифрирования телевизионных космических снимков 112
Амантов В. А., Быковская Е. В., Добрецов Г. Л., Додин А. Л., Заблоцкий Е. М., Матросов П. С., Моисеенко У. И., Путинцев В. К., Рудакова Ж. Н., Шапошников Г. Н., Щеглов А. Д.

Структурное районирование и металлогеническая специфика активизированных областей юга азиатской части СССР 120

Мокшанцев К. Б., *Петров А. Ф., Фрадкин Г. С.*
Основные этапы развития древних платформ 129

Лейтес А. М., Федоровский В. С.
Континенты и океаны раннего докембрия Сибири 137

Мошкин В. Н.
Тектоническая позиция анортозитовой формации Сибирской платформы и ее место в истории становления земной коры 144

ТЕКТОНИКА СИБИРИ

Том VIII

Методологические проблемы тектоники и вопросы тектонического районирования

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Ответственный редактор
Игорь Владимирович Лучицкий

Редактор издательства *З. Д. Роскина*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *Т. О. Негодова, Н. И. Горбулицкая*

ИБ № 10413

Сдано в набор 25.12.78. Подписано к печати 14.12.79. МН-10307. Формат 70×108$^{1}/_{16}$. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л.14+2 вкл. Уч.-изд. л. 16,9. Тираж 1000 экз. Заказ 369. Цена 3 р. 10 к.

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

УДК 551.24

Принципы тектонического районирования. Спижарский Т. Н. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 6—9.

Изложены принципы выделения и классификации геологических тел. Принцип классификации определяет вид районирования. Среди тектонических тел выделяются региональные (блоки земной коры) и тектоно-стратиграфические (структурные комплексы и т. д.). Для полного выявления тектонических особенностей надо применять комплексное районирование, включающее региональное и возрастное.

Библ. 10.

УДК. 551.24

Периодизация тектонической истории Земли. Борукаев Ч. Б. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 9—15.

В истории Земли выделяется четыре мегахрона (протогей, дейтерогей, неогей и незавершенный эпинеогей), разделенных эпохами гомогенизации континентальной коры, ее кратонизации. На протяжении мегахрона различные геосинклинальные области проходят в разное время стадию завершающей складчатости, в проявлениях которой глобальной синхронности не усматривается. Кратонизация не сопоставима с эпохой завершающей складчатости и является планетарным процессом, охватывающим участки континентов, находящиеся на разных стадиях развития. Различаются саамская, алгомская и герцинско-мезозойская кратонизации. Продолжительность мегахронов оценивается в 1500 млн. лет.

Ил. 1, библ. 19.

УДК 551.24

Тектоника и «тектоники». Забродин В. Ю., Кулындышев В. А., Соловьев В. А. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 15—21.

Теоретическая тектоника рассматривается как наука, которая вертикальными сечениями делится на пять разделов общего характера — теории структуры, формы, пликативов, дизъюнктивов и инъективов, не подчиненных друг другу и вместе образующих общую тектонику, а горизонтальными срезами расчленяется на 4 объектные дисциплины — тектоники пород (структурная геология), геоформации, геокомплексов и геосфер.

Библ. 28.

УДК 551.24.

Иерархия тектонических объектов, их геоценозы и тектонические карты. Драгунов В. И. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 21—30.

Излагается иерархическая концепция, основанная на двумерной системе понятий геологии. Определяются систематические признаки тектонических объектов. Предлагается вариант таксономии и номенклатуры структурно-формационных зон, их типов и видов. Рассмотрен геоценотический аспект тектонического районирования.

Табл. 1, библ. 32.

УДК/551.242.51 + 551.241/ : 550.83(571.5)

Глубинное строение и тектоника фундамента Сибирской платформы. Фотиади Э. Э., Гришин М. П., Лотышев В. И., Сурков В. С. Тектоника Сибири. Т. VIII Новосибирск, «Наука», 1980, с. 31—36.

В результате комплексного геологического истолкования материалов региональных геофизических исследований выполнено тектоническое районирование фундамента платформы, дана характеристика особенностей его рельефа и морфологии поверхности Мохоровичича. Описаны некоторые элементы взаимосвязи поверхностных и глубинных структур земной коры.

Ил. 2, библ. 8.

УДК 551.24

Место тектоники среди других наук о Земле. Кароголин Ю. Н. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 36—41.

В работе предлагается систематика наук о Земле. в которой все науки объединены в четыре основные группы: минералогия, литология (и петрология), литмология и геосферология. При этом использован философский принцип соподчиненности тел определенного (в данном случае геологического) уровня организации материи. Тела определенного уровня организации или структуры являются объектами исследования интегрирующих наук. Минералы изучаются минералогией, породы — литологией и петрологией, породные системы — литмологией, а земные сферы — геосферологией. Классы внутри каждой из интегрирующих наук выделены на основании философского принципа триединой структуры знания: вещества, структуры, процесса, генезиса. Тектоника и ее разделы исследуют структуру образования и преобразования (процесс) геологических тел надпородного уровня структуры. Дана принципиальная схема классификации наук о Земле, на которой показано место и взаимоотношение тектоники (и ее основных разделов) с другими науками.

Ил. 1, библ. 10.

УДК 551.24

К теории дизъюнктивов. Забродин В. Ю. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 42—46.

Излагаются представления о путях построения общей теории дизъюнктивов. Кратко рассматриваются достижения в этой области, отмечаются нерешенные задачи.

Библ. 20.

УДК 550. 311

Методологические аспекты и критерии выделения основных структурных элементов земной коры. Бочкарев В. С. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 46—50.

Критически разбираются используемые для мелкомасштабных тектонических карт основные принципы районирования и системные подходы. Основное противоречие заключается в том, что выделяемые по времени консолидации фундаментов плиты или платформы обычно объединяются затем в более крупные единицы, уже с разновозрастным фундаментом. Автор приходит к выводу, что в рамках статических моделей проведение тектонического районирования нецелесообразно и основой его должны быть морфолого-генетические модели.
Библ. 10.

УДК 551.243(47 + 57)(—192.2)

Карта разломов территории СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 2 500 000. Беляевский Н. А., Суворов А. И., Унксов В. А., Тихомиров С. Н., Барыкин С. К., Ермаков Б. В., Михайлов А. Е., Погребицкий Ю. Е., Попова Г. З., Саркисов Ю. М., Семов В. Н., Шуркин К. А. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 50—54.

Изложены основные принципы составления карты и наиболее существенные геологические результаты, вытекающие из предварительного ее анализа. К их числу относятся выделенные на карте разновозрастные рифтогенные системы и разнопорядковые проблематические кольцевые структуры, особенно четко проявленные на Европейской платформе.
Анализ морфокинематики разломов позволяет продвинуться в понимании генеральных направлений разрядки тектонических напряжений и вскрыть для больших регионов общие тенденции вертикальных и горизонтальных движений блоков земной коры разных порядков, величины и тектонической соподчиненности. Карта и затронутые при ее анализе вопросы открывают новые пути решения наиболее острых и важных проблем современной тектоники и металлогенического прогнозирования.

УДК 551.243.8 : 553(571.51).

О размещении промышленно-перспективных районов в поле плотности дизъюнктивов Сибири. Богацкий В. В., Витязь В. И., Ероменко В. Я., Чурилин М. А. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука»,1980 с. 54—66.

На примере региональных и межрегиональных дизъюнктивов Сибири и смежных территорий показаны возможности системного подхода к анализу геологической информации в прогнозных целях. Исследованы пространственные соотношения дизъюнктивов, поясов и узлов их плотности, морфоструктур и геофизических аномалий с известными промышленно-перспективными районами (ППР). Моды распределения протяженности дизъюнктивов фиксируют ранги преобладающих межрегиональных (1010—4200 км), крупных региональных (501—1000 км) и региональных (201—500 и 101—200 км) структур.
Размещение и взаимоотношение морфоструктур и дизъюнктивов, отражая волновую структуру поля тектонических напряжений, подчеркивают относительность геологической информации. ППР приурочены к полям оптимальной плотности дизъюнктивов, располагаясь вдоль широтных и меридиональных поясов их повышенной плотности. ППР тяготеют к краям региональных и межрегиональных аномалий магнитного поля и остаточного поля силы тяжести.
Ил. 3, табл. 6, библ. 9.

УДК 551.24

Энергетика и эволюция мантийной циркуляции. Хейсканен К. И. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 66—69.

Главным источником энергии мантийной циркуляции, проявляющейся на поверхности Земли в виде тектоники плит, является гравитационная дифференциация. Этот вывод основывается на предположениях аккреционного происхождения планеты и незавершенности дифференциации ее недр. Возможная эволюция мантийной циркуляции заключается в увеличении размеров и перестройках системы ячеек. Развиваемая точка зрения согласуется с рядом геологических явлений, таких как неправильная периодичность геологических процессов, последовательная смена во времени формирования куполов и овалов, необходимость геологического развития и т. д.
Гравитационная энергия, по-видимому, является движущей силой эволюционного развития и других планетных тел, образованных путем аккреции.
Библ. 15.

УДК 551.14 : 552.71

Тектоническая позиция глубинных гранулитов и особенности строения нижних горизонтов земной коры. Карсаков Л. П. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 69—73.

Рассмотрена тектоническая природа блоков глубинных гранулитов на примере чогарского комплекса Становой складчатой области; показано, что в ряде случаев эти блоки имеют аллохтонную (покровную) природу.
Библ. 9.

УДК 551.24.

Спиральные системы геологических структур и некоторые приемы их выявления. Чурилин М. А. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 73—80.

Предложена методика выявления спиральных систем геологических структур. Приведены конкретные примеры таких структур. Показано, что изучение спиральных систем имеет существенное значение для определения направлений поисков месторождений полезных ископаемых.
Ил. 3, библ. 5.

УДК 551.24

Новая ротационная гипотеза структурообразования и тектоника плит. Тяпкин К. Ф. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 80—87.

Статья посвящена сравнительной оценке возможностей объяснения известных геологических закономерностей с позиций тектоники плит и недавно опубликованной ротационной гипотезы формирования структур в земной коре. Показано, что основные положения, на которых зиждется тектоника плит, с позиций новой ротационной гипотезы объясняются без привлечения значительных горизонтальных перемещений. В качестве источника сил, приводящих к изменению ротационного режима Земли, предлагается взаимодействие Земли с переменными полями Галактики.
Ил. 4, библ. 10.

УДК 551.24/551.25(571.5)

Значение будинажа при картировании немых толщ докембрия. Кудрин С. Н. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 88—93.

Используя особенности строения будинажа, можно определить первичные мощность и стратиграфический разрез слоистой толщи, относительную жесткость и в какой-то мере состав горных пород, положение складок, разрывных смещений и их элементов в пространстве, размер складок, относительное положение кровли и почвы пластов, направление смещения в разрывных нарушениях. При этом особое значение имеет асимметрия будинажа. Приведено 20 типов его асимметрии.
Ил. 4, библ. 5.

УДК 551.242.052(574.5)

Определение пространственной связи трещин отрыва со сместителем при комбинированных тектонических перемещениях. Сокольников О. А. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 93—96.

При комбинированном тектоническом перемещении типа сбросо-сдвига примыкание боковых трещин отрыва к сместителю происходит под более острым углом по сравнению с простым перемещением типа сброса или сдвига. Величина угла примыкания при этом определяется в первую очередь количественным соотношением сбросовой и сдвиговой составляющих перемещения.
Ил. 1, табл. 1, библ. 2.

УДК 551.243.

Унаследованные и новообразованные структуры многоэтапных деформаций Константинов М. М. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука» 1980, с. 96—101.

Рассматриваются результаты экспериментов по моделированию многоэтапных деформаций на эквивалентных материалах, включавших элементарные деформации сжатия и сдвига, последовательное воспроизведение деформаций сдвига и сжатия, многократное воспроизведение сдвиговых деформаций на вращающейся модели, формирование куполов в деформированной сжатием и сдвигом среде. Делаются выводы об особенностях многоэтапных деформаций.
Ил. 6, библ. 5.

УДК 528.711(202) : 551.242.51(571.51)

Применение дистанционных методов при тектонических исследованиях в западной части Сибирской платформы. Герасимов Л. М., Лускина В. Ю. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 102—112.

Рассмотрены вопросы использования телевизионных космических снимков (ТВС), радиолокационных снимков (РЛС) и мелкомасштабных аэрофотоснимков (АФС) при изучении зон глубинных разломов и кольцевых вулканоструктур западной части платформы; установлено рудоконтролирующее значение ряда выявленных структурных элементов — Сурингдаконской, Ядинской и Курейской зон разломов. В зависимости от масштаба проводимых исследований рекомендуется использование материалов различных дистанционных методов.
Ил. 4, библ. 9.

УДК 528.711(202) : 551.242.51(571.51)

Разрывные нарушения Сибирской платформы по данным дешифрирования телевизионных космических снимков. Еременко В. Я. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 112—120.

При дешифрировании телевизионных космических снимков (ТВС) установлены структурные швы Сибирской платформы, трансрегиональные и региональные разломы, крупные и мелкие кольцевые структуры. Краевые и внутриплатформенные зоны разломов (Приенисейская, Таймыро-Байкальская, Анабаро-Ботуобинская, Приверхоянская) разделяют крупные блоки фундамента. Трансрегиональные разломы (Свердловско-Иркутский, Березовско-Ванаварский, Сухотунгусско-Нидымский), прослеженные не только в пределах Сибирской платформы, но и на прилегающей Западно-Сибирской плите, имеют выражение в структурах чехла и фундамента. Впервые выделены и описаны крупнейшие кольцевые структуры Сибирской платформы. Установлена различная геологическая информативность разномасштабных ТВС. По ТВС ЭССА выявлены системы меридиональных и северо-восточных разломов, следующих в соответствии с простиранием гравимагнитных аномалий фундамента. По ТВС «Метеор» выделены системы северо-западных разломов, следующие в соответствии с направлением структур Тунгусской синеклизы.
Ил. 2, библ. 25.

УДК 551.24 + 552.3 + 553.3.078(57—13)

Структурное районирование и металлогеническая специфика активизированных областей юга азиатской части СССР. Амантов В. А., Быковская Е. В., Добрецов Г. Л., Додин А. Л., Заблоцкий Е. М., Матросов П. С. Моисеенко У. И., Путинцев В. К., Рудакова Ж. Н., Шапошников Г. Н., Щеглов А. Д. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 120—129.

Рассмотрены вопросы геолого-структурного районирования областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР; выделены различные классы (сопряженные, автономные) и подклассы (ближайшего обрамления геосинклинальных систем и удаленные) активизированных областей; на основе структурно-формационного анализа намечены плутоно-, вулкано-, метаморфо- и седиментогенные типы областей активизации, подразделенные в зависимости от масштабности процесса на пояса, системы, зоны, ареалы или их сочетания. Приведено описание характерных представителей каждого из выделенных структурных подразделений областей активизации, рассмотрены некоторые аспекты их глубинного строения (тепловой режим, петрофизическая неоднородность). Намечены главнейшие металлогенические особенности структур активизации.

Табл. 2.

УДК 550.83

Основные этапы развития древних платформ. Мокшанцев К. Б., Петров А. Ф., Фрадкин Г. С. Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 129—136.

В вертикальном разрезе древних платформ выделяются кристаллический фундамент, промежуточный (орогенный) комплекс и осадочный чехол. Формирование их происходило в несколько этапов, или стадий. Наиболее ранняя выделена в нуклеарную, которая последовательно сменяется протогеосинклинально-первичноокеанической, затем — протогеосинклинально-орогенной стадиями. В раннем протерозое существовала геосинклинально-орогенная, с верхнего протерозоя-геосинклинально-платформенная стадии. Выделяется несколько подстадий или этапов в каждой стадии.

Библ. 16.

УДК 551.241(571.57+ 571.55)

Континенты и океаны раннего докембрия Сибири. Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника Сибири. Т.VIII. Новосибирск,«Наука»,1980,с.137—143.

Результаты сравнительного тектонического анализа дорифейских образований Восточной Сибири показывают, что в глубоком докембрии, как и в фанерозое, основным содержанием геологического процесса было преобразование земной коры океанического типа в кору континентальную, происходившее при взаимодействии главных тектонических неоднородностей, которые составляли системы «континент — океан» различного времени еще до возникновения зрелой континентальной коры эталонного фанерозойского типа. Рассмотрены полярные компоненты таких систем (протоконтиненты и протоокеаны раннего протерозоя, прообразы континентов и океанов, выявляемые в архее), показаны их принципиальное сходство с соответствующими структурами фанерозойской системы «континент — океан», специфика геологических формаций, структуры, тектонических режимов, состояния коры, принадлежность к тем или иным стадиям становления зрелой континентальной коры.

Ил. 1, табл. 1, библ. 5.

УДК 552.321.5 : 551.24 + 551.14(571.5)

Тектоническая позиция анортозитовой формации Сибирской платформы и ее место в истории становления земной коры. Мошкин В. Н. Тектоника Сибири. Т. 8. Новосибирск, «Наука», 1980, с. 144—153.

На основе анализа геолого-структурного положения древнеджугджурского и анабарского анортозитовых комплексов выявлены и охарактеризованы общие закономерности тектонической позиции в пределах Сибирской платформы. Базируясь на этих закономерностях, автор определяет место анортозитовой формации в истории становления земной коры.

Ил. 4 библ. 12.

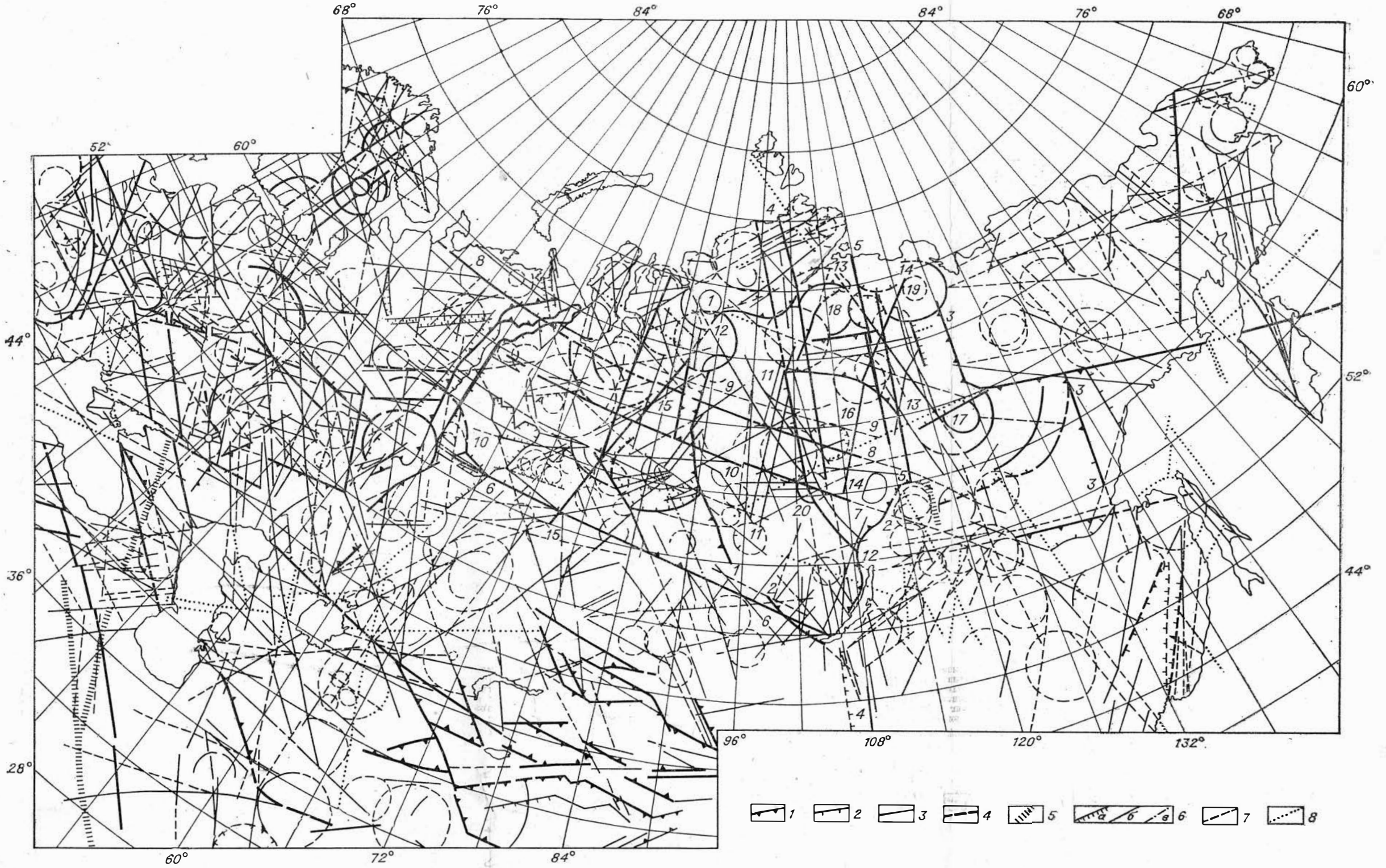


Рис. 1. Схема крупнейших линеаментов и кольцевых структур территории СССР и прилегающих регионов, составленная по данным дешифрирования телевизионных космических снимков.

1 — тектонические уст пы; *2* — спрямленные границы ландшафтных областей; *3—8* — линеаменты: *3* — имеющие главенств ющее структурообразующее значение и прослеженные на всем их протяжении, *4* — прослеженные фрагментарно, *5* — выраженные в виде широких полос, *6* — мелкие (*а* — на границе ландшафтных районов с различным рисунком ТВ-изображения, *б* — в пределах однородных по изображению ландшафтных областей и районов, *в* — то же, по данным дешифрирования ИК-снимков), *7* — слабо выраженные в ландшафте, *8* — выявленные в облачном покрове. Цифры на схеме: *1—1* — Приенисейская зона разломов, *2—2* — Саяно-Байкальский краевой шов, *3—3* — Западно-Верхоянско-Сетте-Дабанский краевой шов, *4—4* — Таймыро-Байкальская зона разломов, *5—5* — Анабаро-Ботуобинская зона разломов; линеаменты: *6—6* — Свердловско-Иркутский, *7—7* — Березовско-Ванаварский, *8—8* — Канинско-Сухотунгусско-Нидымский, *9—9* — Т руханско-Вилюйский, *10—10* — Тобольско-Тунгусский; *11—11* — Нижнеангарско-Енисейская зона разломов; линеаменты: *12—12* — Норильско-Марковский, *13 — 13* — Нижневилюйский, *14—14* — Нижнетунгусско-Айхало-Оленекский, *15—15* — Омско-Норильский; кольцевые структуры: *16* — Котуйско-Прибайкальская, *17* — Алдано-Вилюйская, *18* — Большекуонамско-Харатасская, *19* — Оленекского поднятия, *20* — Ванаварская.

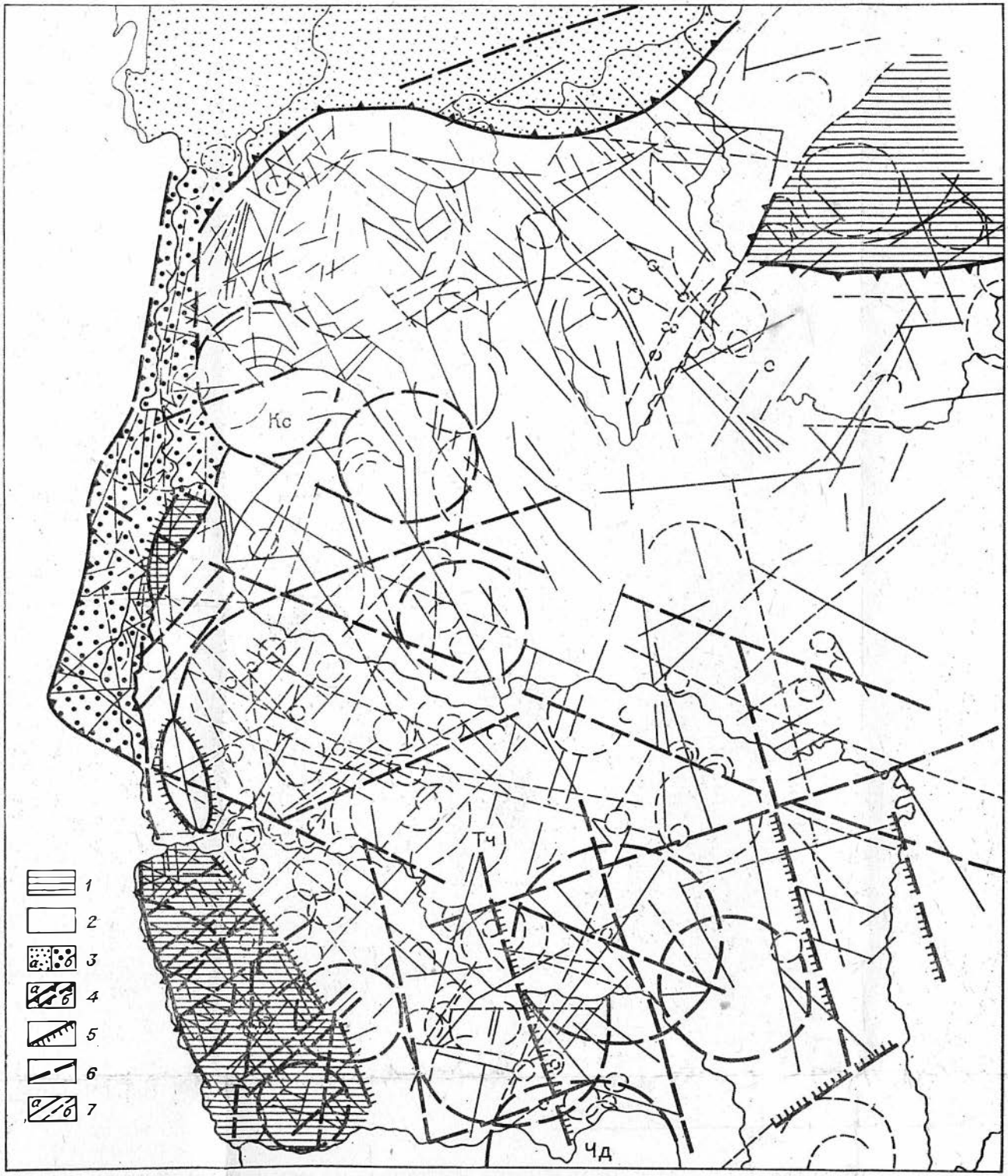


Рис. 2. Схема разломной тектоники западной части Сибирской платформы по данным дешифрирования ТВС.

1 — выступы складчатого основания; *2* — относительно поднятые области Сибирской платформы; *3* — относительно пониженные в области впадины (*а* — мезокайнозойские, *б* — эрозионно-тектонические); *4* — разрывные нарушения, активные в неоген-четвертичное время, выраженные в виде тектонических уступов (*а* — непрерывно, *б* — прерывисто); *5—7* — зоны глубинных разломов, трассирующиеся спрямленными элементами ландшафта, в виде границ элементов ландшафта (*5*), вытянутых в одну линию одиночных линеаментов (*6*), отдельных спрямленных элементов ландшафта (*7*: *а* — четко прослеживающиеся, *б* — слабо выраженные). Тч — Чд — Тычано-Чадобецкий линеамент; Кс — Курейско-Североречeнская кольцевая структура.

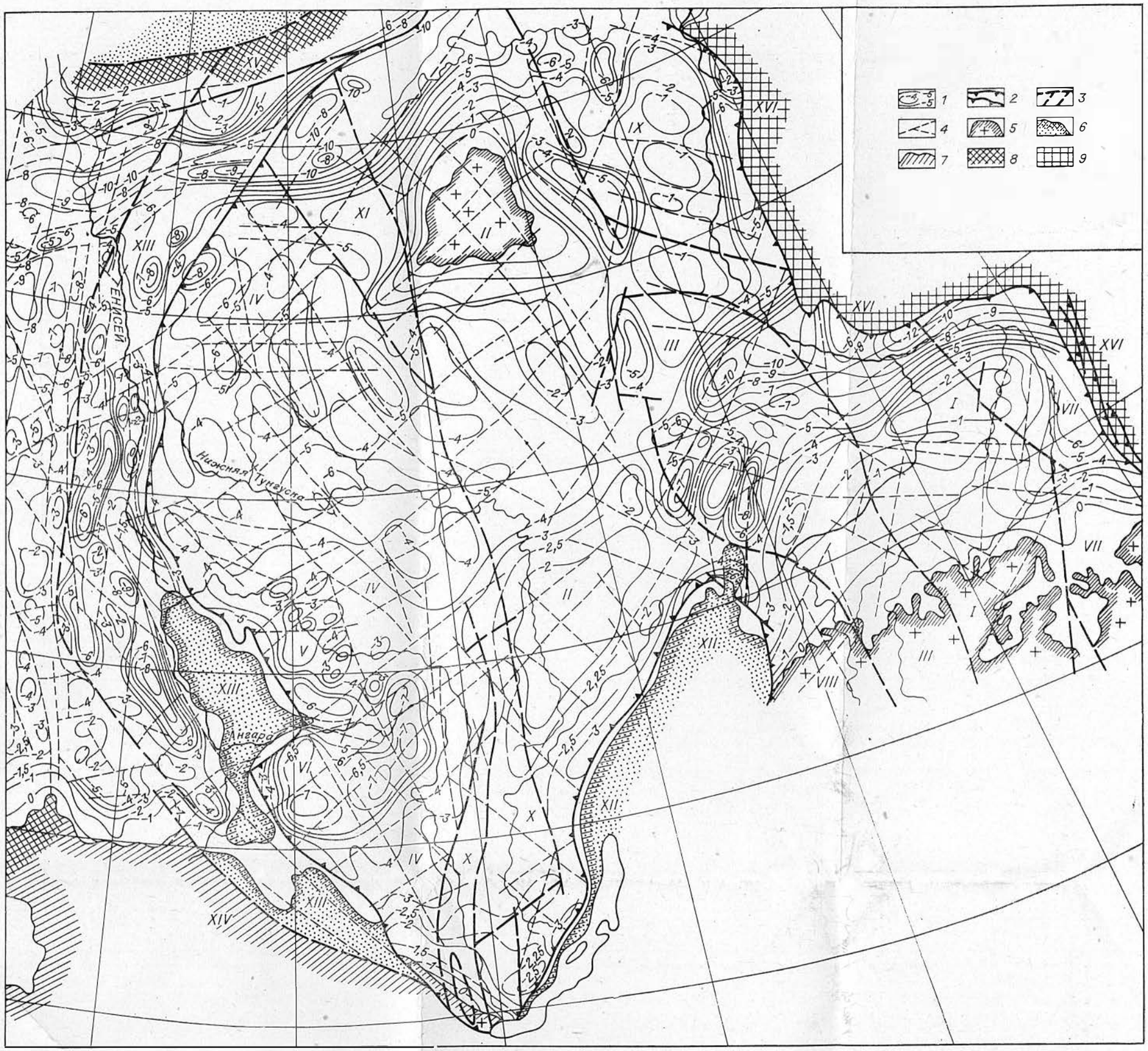


Рис. 1. Карта тектонических элементов фундамента Сибирской платформы и рельефа его поверхности. Составили М. П. Гришин, В. И. Лотышев, Г. Г. Рempель, В. С. Сурков, Э. Э. Фотиади.

1 — изогипсы поверхности фундамента, км; *2* — зоны глубинных разломов, разграничивающие структуры фундамента Сибирской платформы и смежные складчатые системы; *3* — глубинные разломы, разграничивающие разновозрастные складчатые системы; *4* — наиболее крупные структурные разломы; *5—9* — выходы на дневную поверхность: *5* — пород фундамента Сибирской платформы, *6—9* — пород складчатого обрамления платформы (байкалид — *6*, каледонид — *7*, герцинид — *8*, мезозоид — *9*).

Тектонические элементы. Сибирская платформа. Раннеархейские складчатые системы (древнее 3300±200 млн. лет): I — Алданская, II — Анабарская, III — Иенгрский переработанный катархейский срединный массив. Позднеархейские складчатые системы (древнее 2600±100 млн. лет): IV — Ангаро-Тунгусская, V — Вельминский переработанный массив, VI — Канско-Тасеевский массив, VII — Батомгская. Раннепротерозойские складчатые системы (древнее 2000±100 млн. лет): VIII — Олекминская, IX — Оленекская. Среднепротерозойские складчатые системы (древнее 1700±100 млн. лет): X — Ангаро-Ленская, XI — Котуйская. Складчатое обрамление Сибирской платформы. Позднедокембрийские складчатые системы (древнее 670±50 млн. лет): XII — Байкало-Патомская, XIII — Саяно-Енисейская. Палеозойские складчатые системы: XIV — Алтае-Саянская, XV — Таймырская. Мезозойские складчатые системы: XVI — Верхояно-Колымская.

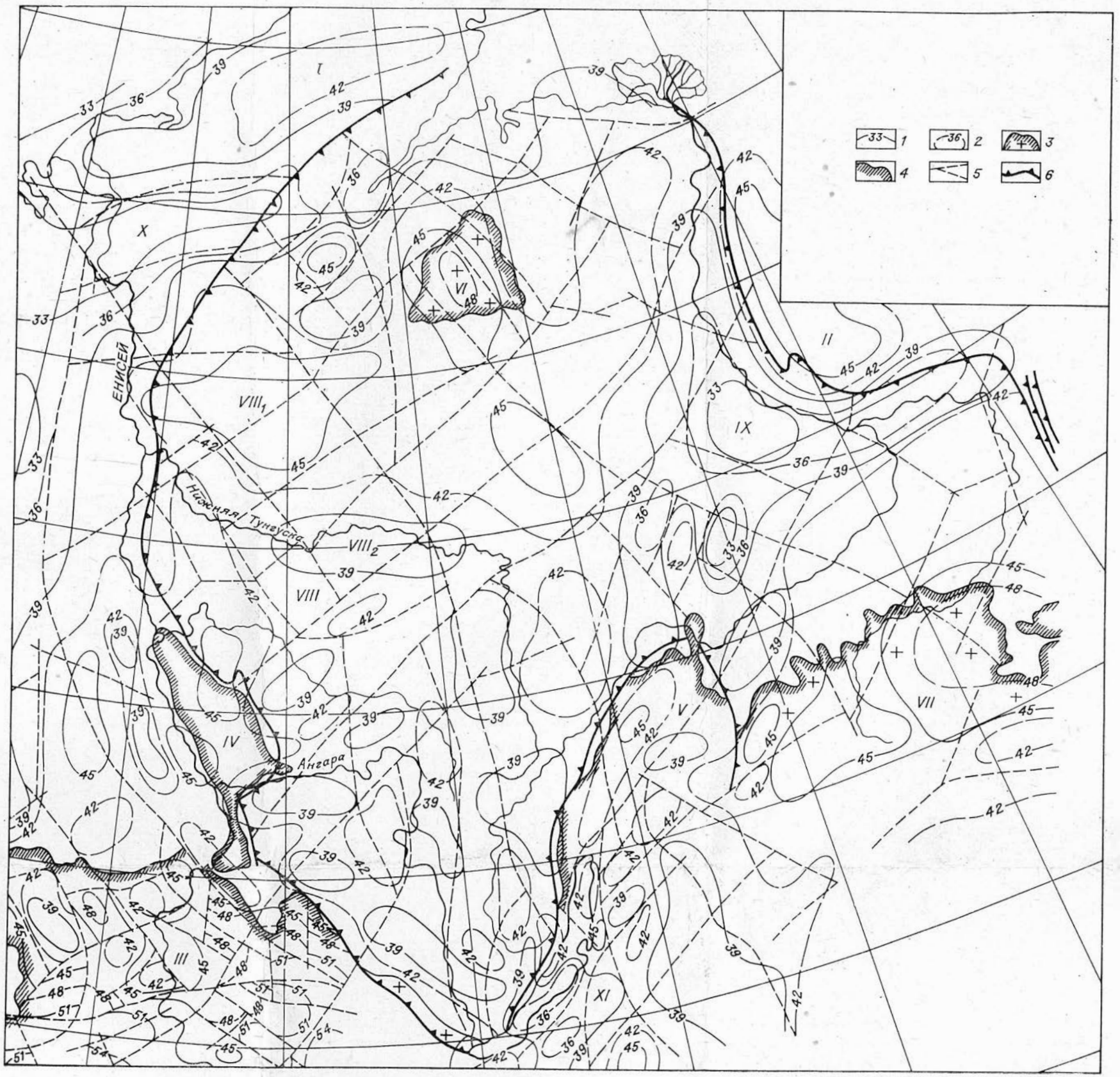


Рис. 2. Карта рельефа поверхности Мохоровичича Сибирской платформы. Составили М. П. Гришин, В. И. Лотышев, В. С. Сурков.

Изогипсы глубин поверхности М, км: *1* — основные, *2* — вспомогательные; выходы на дневную поверхность пород: *3* — кристаллического фундамента, *4* — складчатых систем; *5* — глубинные разломы; *6* — краевые швы, разграничивающие фундамент Сибирской платформы и смежные складчатые системы; горно-складчатые системы и области: I — Таймырская, II — Верхоянская, III — Алтае-Саянская, IV — Енисейская, V — Байкало-Патомская; VI — Анабарский массив; VII — Алданский щит; синеклизы: VIII — Тунгусская ($VIII_1$ — плато Путоран, $VIII_2$ — Туринская впадина), IX — Вилюйская; X — Енисей-Хатангский прогиб; XI — Байкальская рифтовая зона.