

Б. Н. Красильников

**ДООРОГЕННОЕ РАЗВИТИЕ  
СТРУКТУРЫ  
САЯНО-АЛТАЙСКОЙ  
ОБЛАСТИ**

**И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ЕГО  
ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ДООРОГЕННОЕ РАЗВИТИЕ СТРУКТУРЫ САЯНО-АЛТАЙСКОЙ ОБЛАСТИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Б. Н. КРАСИЛЬНИКОВ

ДООРОГЕННОЕ РАЗВИТИЕ  
СТРУКТУРЫ  
САЯНО-АЛТАЙСКОЙ  
ОБЛАСТИ  
И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ЕГО  
ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1966

УДК 551.24(235.223) + (235.222)

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

*И. В. ЛУЧИЦКИЙ*

## ОТ РЕДАКТОРА

Большая работа Б. Н. Красильникова, посвященная доорогенному развитию Саяно-Алтайской области, подводит итог его многолетней деятельности, связанной с изучением геологического строения этой обширной территории. Почти 10 лет Б. Н. Красильников принимал личное участие в геологических съемках различных районов Саяно-Алтайской области, главным образом в ее восточной части, руководил этими съемками, публиковал вместе с товарищами по работе и отдельно статьи по вопросам тектоники и стратиграфии, поэтому его работы стали широко известны не только геологам, работающим в Сибири, но и вообще всем интересующимся геологией Советского Союза.

В публикуемой работе Б. Н. Красильников пытается, опираясь на результаты личных исследований и общее знакомство с территорией, обобщить известные ему литературные и другие материалы по геологии Саяно-Алтайской области, подчинив основную линию изложения развитию представлений о непрерывном и необратимом процессе развития геологической структуры путем прогрессивного разрастания гранитно-метаморфического слоя, сопровождаемого превращением океанического типа земной коры в континентальный.

Такое построение работы придает ей оригинальный облик, но неизбежно обуславливает дискуссионность многих положений, выдвигаемых автором, и известную спорность трактовки им различных геологических материалов, особенно в заключительных главах работы. Тем не менее разнообразие идей, вовлеченных в обсуждение, и широта обзора материалов по тектонике, магматизму и метаморфизму Саяно-Алтайской области, несомненно, привлекут внимание читателя и заинтересуют его.

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе рассмотрены геологическое, главным образом тектоническое, доорогенное развитие Саяно-Алтайской геосинклинали области, а также некоторые общие вопросы магматизма, метаморфизма и особенностей строения земной коры названной территории.

Все эти вопросы в последнее время широко освещены в крупных монографиях, статьях, обобщающих огромный фактический материал, полученный за последние 10—15 лет в результате проведенных на территории Саяно-Алтайской области геологических съемок и тематических исследований. Однако в большинстве упомянутых работ редко выдвигается задача комплексного рассмотрения геологического развития всей Саяно-Алтайской области в целом. Поэтому, несмотря на довольно полную изученность геологии этой области, до сих пор для нее не даны широкие обобщения, опирающиеся на современные сводные работы и рассматривающие все известные геологические факты с позиции определенной концепции.

Несмотря на то, что в основе произведенных геологических исследований, как правило, лежат одни и те же факты, широко известные всем геологам, работающим в Саяно-Алтайской области, трактовка этих материалов отдельными исследователями часто бывает совершенно различной. Причины такого положения следует искать, во-первых, в недостаточности строгих данных для решения некоторых вопросов геологии Саяно-Алтайской области; во-вторых, в возможности различной интерпретации этих данных; в-третьих, в определенной специализации многих исследований. Немалое значение имеют также и различия в общих теоретических представлениях многих исследователей.

Все это создает определенные затруднения при попытках обобщения обширного материала, получившего весьма разнообразную интерпретацию. Естественно, что наиболее кардинальным решением этих затруднений были бы проведение дополнительных углубленных исследований по основным вопросам геологии Саяно-Алтайской области и разработка на более совершенном материале ряда общетеоретических проблем геологии. Но это означало бы не подведение итогов уже проведенной работы, а развертывание нового этапа исследований, что само по себе не могло явиться целью представляемого труда.

Поэтому автор счел наиболее правильным ограничить себя задачей рассмотрения имеющихся монографических работ в соответствии с определенными геологическими концепциями, наиболее близко отвечающими представлениям, сложившимся у него на основании многолетнего изучения геологии Саяно-Алтайской области.

Все эти концепции, широко известные всем геологам, как и многие основные вопросы теории этой науки, опираются на определенные гипотетические положения, которые в настоящее время не могут быть достаточно обоснованы.

Многие положения, развиваемые в настоящей работе, по-видимому, не будут разделяться всеми геологами. Тем не менее автор, выступая с настоящей работой, считает, что любая систематизация материала в свете определенных идей является полезной, ибо только этим путем могут быть вскрыты положительные и отрицательные стороны существующих представлений и намечены общие перспективы дальнейших исследований в области затронутых нами вопросов геологии.

Главной задачей автора является не однозначно доказать развиваемые им общие представления, а показать, что те положения, которые составляют основу этих взглядов, находят подтверждение в существующих материалах. При этом автор отдает себе ясный отчет в том, что во многих случаях окажется возможной и иная интерпретация этих материалов, что вполне закономерно, так как при современном уровне знаний в этой области геологии поставленная им задача имеет несколько решений.

Настоящая работа сознательно освобождена от излишней полемики в области изучения строения земной коры, происхождения древних платформ, геосинклиналей и океанов, процессов базификации, гранитизации, магмообразования и т. д. По всем этим вопросам написано много работ, по-разному их оценивающих и трактующих. Поэтому мы опускаем критический разбор таких представлений, считая, что он не сможет ни доказать их, ни опровергнуть. Ограничимся лишь указаниями на свои позиции в этих вопросах.

Таким образом, в основу нашей работы мы положили фактический материал и частные обобщения, изложенные в рассматриваемых нами специализированных монографиях и статьях. Выбор таких монографий и статей определялся надежностью фактического материала, на который они опираются, его новизной, а также глубиной развиваемых в них теоретических представлений.

Важную роль в формировании идей, нашедших здесь свое выражение, сыграли замечательные работы по магматизму — Ю. А. Кузнецова, по теории геосинклиналей — Н. П. Васильковского и по геологическому строению Восточного Саяна — А. А. Предтеченского.

Лучше всего автору знаком геология Минусинского прогиба и его горного обрамления — Восточного и Западного Саяна и Кузнецкого Алатау, в пределах которого он проводил геологическую съемку. На этой территории под руководством автора заснято 15 листов государственной геологической карты, из которых 9 — при непосредственном его участии. Знакомство с геологией Тувы и Западного Саяна ограничивается двухгодичными полевыми исследованиями, во время которых автор, изучая тектонику этих областей, имел возможность исследовать строение Сангилены, Восточной и Центральной Тувы, Усинской межгорной котловины и пересечь геологическими маршрутами Западный Саян. Кроме того, автор принимал участие в работе коллектива геологов, изучавших эти регионы.

В течение одного полевого сезона автор имел возможность ознакомиться с главнейшими стратиграфическими разрезами и характерными типами интрузий Горного Алтая, а также изучить некоторые особенности его тектонической структуры. В частности, особое внимание было уделено геологическому строению Ануйско-Чуйской и Чуйской впадин, Катунского антиклинория, древних структур Прителецкого района, Улаганской впадины и южного окончания Уйменского прогиба.

Для сравнения девонских отложений Минусинской котловины автор в 1954 г. посетил Рыбинскую впадину и пересек северную часть зоны Главного Восточно-Саянского разлома. В том же году представилась возможность ознакомиться с разрезами вендских, кембрийских и девонских отложений Ангаро-Канской депрессии и протерозойскими

и позднедокембрийскими разрезами южного окончания Енисейского кряжа. Наконец, автор принимал участие в геологической съемке южной окраины Чулымской синеклизы, где под его руководством было заснято три листа государственной геологической карты.

Все эти исследования, так же, как и постоянная работа в Редакционном совете при Сибирском научно-исследовательском институте геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГИМС), и курирование многих геологических исследований в Алтае-Саянской области, проводимых Всесоюзным аэрогеологическим трестом (ВАГТ), позволили автору достаточно детально ознакомиться с геологией и кругом основных геологических проблем, стоящих перед исследователями горных сооружений юга Сибири.

По результатам проведенных исследований автором лично и совместно с товарищами по работе опубликовано около 20 работ по геологии Саяно-Алтайской области. В них затронуты проблемы стратиграфии кембрия, девона, карбона и мезозоя Восточного и Западного Саяна, Кузнецкого Алатау, Минусинской котловины и Чулымской синеклизы, тектоники Минусинской котловины, Кузнецкого Алатау и отдельных районов Восточного Саяна и Чулымской синеклизы, а также тектоники и особенностей развития Предъенисейско-Саянского краевого прогиба и межгорных впадин востока Саяно-Алтайской области. В отдельных работах дано описание интрузивных комплексов Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и Минусинской котловины. Две работы посвящены тектоническому районированию и особенностям развития всей Саяно-Алтайской области в протерозое и палеозое. Кроме того, ряд совместных работ с Ю. А. Косыгиным и другими исследователями посвящен общим вопросам тектоники Сибири в докембрии.

Во всех перечисленных работах отрицается цикличное развитие Саяно-Алтайской области и последняя рассматривается как складчатый пояс, возникший из сквозной докембрийской геосинклинали в результате постепенного последовательного ее замыкания. Эти представления в настоящее время получили довольно широкое признание. В опубликованных работах автором были обоснованы также представления о глыбовой тектонике Минусинского прогиба и показаны тектонические соотношения между структурами ее нижнепалеозойского фундамента и выполняющим комплексом. Эти представления сейчас приняты почти всеми геологами, работающими в южных районах Сибири. В совместной работе с геологами ВАГТ, синтезирующей данные геологической съемки Саяно-Алтайской области, была предложена новая схема тектонического районирования, в которой выделена особая категория тектонических структур — «внешние геосинклинальные прогибы»; их появление свидетельствует о закономерном обрушении края континентального массива, вовлеченного в геосинклинальные погружения соседней с ним геосинклиналию. В настоящей работе эти взгляды получили дальнейшее развитие и легли в основу представлений о перманентном, а не сквозном развитии Саяно-Алтайской области. Схема такого перманентного развития впервые опубликована автором в статье «О докембрийских краевых прогибах Сибири» (Красильников, 1963). Дальнейшему развитию представлений о перманентном геосинклинальном процессе посвящены многие разделы настоящей работы.

Таким образом, в настоящей работе наряду с широким использованием материалов других исследователей многое является результатом многолетних исследований автора на обширной территории Саяно-Алтайской области.

В работе рассмотрены разные условия магматических и метаморфических процессов, протекающих в двух крупных структурных типах Саяно-Алтайской складчатой области — зонах сжатия и растяжения,

в пределах которых формируются различные модификации гранитно-метаморфического слоя, наращивающего древний кратон Сибирской платформы.

С точки зрения формирования метаморфического комплекса разбирается роль глубинных разломов и глыбового строения Саяно-Алтайской складчатой области. На основании анализа особенностей развития разновозрастных геосинклинальных систем устанавливается ведущая роль в геосинклинальном процессе глыбовой структуры, возникающей в эпоху обрушения смежных частей континентального и океанического блоков в пределах зарождающихся здесь геосинклиналей. Их развитие рассматривается как непрерывный последовательный процесс расширения геосинклинальной области в глубь древнего океана. Основное содержание геосинклинального развития заключается, по представлениям автора, во взаимодействии двух противоположных процессов — обрушения континентального слоя и его наращивания — при господствующем значении в общем геологическом развитии второго процесса. Такой путь развития определяет направленность течения геологических процессов и несовместим с представлениями об их цикличности.

Это положение в работе иллюстрируется различной историей формирования гранитно-метаморфического слоя в складчатых поясах различной завершенности складчатого процесса, на примере которых устанавливается, что степень их консолидации является результатом времени и особенностей формирования их гранитно-метаморфического слоя.

В процессе работы над рукописью отдельные ее разделы любезно были просмотрены и совместно обсуждены с А. И. Анатольевой, И. И. Белостоцким, А. А. Богдановым, Г. М. Волонтэем, Л. П. Зоненшайном, Ю. А. Косыгиным, П. Н. Кропоткиным, Г. А. Кудрявцевым, Ю. А. Кузнецовым, И. В. Лучицким, М. А. Марковым, А. А. Михайловым, А. А. Моссаковским, М. Г. Павловой, П. А. Поляковым, А. В. Пейве, И. Ф. Пожариским, Г. Л. Поспеловым, А. А. Предтеченским, В. В. Тихомировым, И. Ф. Трусовой, Н. П. Херасковым, Н. А. Штрейсом. Всем перечисленным товарищам автор приносит свою глубокую благодарность. Особо автор обязан своим товарищам по работе А. И. Анатольевой, И. И. Белостоцкому, Г. М. Волонтэю, Л. П. Зоненшайну, Г. А. Кудрявцеву, А. А. Моссаковскому и И. Ф. Пожарискому, предоставившим в распоряжение автора некоторые еще не опубликованные свои работы.

## Глава I

### СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ САЯНО-АЛТАЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

Очерки по тектонике Саяно-Алтайской области сравнительно немногочисленны. К ним в первую очередь относятся обзорные работы В. А. Кузнецова (1952, 1954), в которых наиболее четко выражена идея о одновременном формировании крупных структур этой области. Та же идея отражена и на тектонических схемах Н. С. Зайцева (1955), и тектонических картах СССР масштаба 1:4 000 000, 1:5 000 000 и 1:10 000 000 (1952, 1957, 1961). На признание разновозрастности структурных элементов опираются и тектонические схемы В. И. Серпухова, В. А. Унксова (1960), позднее геологов ВАГТ (Белостоцкий и др., 1959) и ВСЕГЕИ (Мелещенко и др. 1960). Сказанным исчерпываются основные работы, посвященные тектонике Саяно-Алтайской области в целом.

В нашем исследовании принята схема тектонического районирования, в составлении которой помимо автора настоящей работы принимали участие И. И. Белостоцкий, Л. П. Зоненшайн, Г. А. Кудрявцев, А. А. Моссаковский, И. Ф. Пожариский и Н. П. Херасков (1959 г.). В ее основе также лежит принцип одновременного формирования отдельных структурных элементов Саяно-Алтайской области, но эта схема отличается определенными особенностями, которые требуют разъяснения некоторых терминов, в первую очередь относящихся к складчатым сооружениям, возникшим из геосинклинальных систем и наложенных прогибов.

Как указывал ранее А. Д. Архангельский (1947) и что в последнее время особенно четко сформулировали А. А. Богданов (1959) и Ю. М. Шейнман (1955), в развитии геосинклинальной области можно различать два этапа: собственно геосинклинальный, в течение которого формируются и живут геосинклинали и сопряженные с ними геоантиклинали, и сменяющий его орогенный, заключительный, характеризующийся возникновением складчатого сооружения в результате тектонических процессов, начавшихся еще в собственно геосинклинальном этапе и особенно интенсивно проявившихся в его конце, когда произошло замыкание геосинклинали. Таким образом, под складчатым сооружением следует понимать области, отдельные зоны или части ранее существующих геосинклинальных систем, которые испытали складчатость и характеризуются преобладанием восходящих тектонических движений.

Складчатое сооружение, возникшее из одной геосинклинальной системы, мы называем складчатым геосинклинальным комплексом. В его пределах в ряде случаев могут быть выделены отдельные складчатые

или структурные этажи, возникающие при замыкании наложенного на более древнее складчатое сооружение нового геосинклинального прогиба. Соответственно, мы различаем складчатые сооружения, образовавшиеся: 1) либо на месте собственно геосинклинальных систем; 2) либо на месте наложенных геосинклинальных прогибов (внешних геосинклинальных прогибов). Возраст тех и других определяется временем прекращения собственно геосинклинального режима, т. е. превращения данного участка земной коры в орогенную область.

В процессе дальнейшей эволюции таких складчатых сооружений в их пределах могут развиваться межгорные, предгорные и краевые прогибы. Некоторые из них впоследствии также образуют складчатые сооружения, которые, однако, по формациям, характеру складчатости и магматизму легко отличить от складчатых сооружений, возникших на месте геосинклинальных систем первого этапа развития (собственно геосинклинального). Для всех перечисленных прогибов характерны красноцветные молассоидные отложения, часто ассоциирующиеся с вулканогенными образованиями, представленными базальтами, и реже кислыми лавами континентального и субконтинентального облика, угленосными, а в ряде случаев и галогенными осадками.

В складчатой структуре выполняющего их комплекса главная роль принадлежит брахискладкам, коробчатым и шовным антиклиналям и синклиналям, отражающим глыбовую природу фундамента. Их магматизм определяется участием в магматогенных породах производных основной и особенно щелочной магмы.

В геологическом разрезе геосинклинальной области эти складчатые сооружения образуют второй складчатый комплекс или структурный ярус — орогенный, залегающий выше нижнего — собственно геосинклинального — яруса. Таким образом, складчатые сооружения, образующие собственно геосинклинальный ярус, могут являться фундаментом для всех вновь формирующихся в его пределах прогибов, будь то внешний геосинклинальный, межгорный, предгорный или краевой прогиб. Складчатые сооружения как геосинклинального, так и орогенного этапов являются также тем основанием, на котором впоследствии формируется чехол горизонтально залегающих рыхлых отложений, характеризующий завершение геосинклинальной стадии развития.

Каждое складчатое сооружение подразделяется на антиклинории и синклинории, которые возникают из внутригеосинклинальных и геосинклинальных поднятий и прогибов в виде складчатых структур, образующихся при замыкании геосинклинали. Как особые структурные зоны собственно геосинклинального этапа они также характеризуются специфическим набором формаций карбонатных, рифогенных, граувакковых, спилит-кератофировых, диабазовых и др.

Внешними геосинклинальными прогибами мы называем прогибы, возникшие в качестве геосинклиналей, наложенных на недавно сформировавшиеся, обычно еще слабо консолидированные складчатые сооружения, представляющие жесткую раму еще не замкнувшейся геосинклинальной системы. Они образуются в результате тектонических процессов, происходящих в этой геосинклинальной системе и приводящих к обрушению периферических частей геосинклинальной складчатой рамы, вновь вовлекаемой в геосинклинальный процесс.

Внешние геосинклинальные прогибы отличаются особыми геологическими формациями (флишоидными, черносланцевыми, красноцветно-вулканогенными и т. д.), имеющими черты, присущие как формациям собственно геосинклинальных систем, так и формациям межгорных впадин. Эти прогибы замыкаются несколько раньше или одновременно с той геосинклинальной системой, которой они обязаны своим возникновением.

По своей природе такие прогибы представляют разновидность «геосинклиналей второго рода», выделенных М. В. Муратовым (1949). Определение «внешний» указывает на внешнее положение данных прогибов относительно разновозрастной «материнской» геосинклинальной системы, а не по отношению ко всей геосинклинальной области в целом.

Внешние геосинклинальные прогибы всегда отделены резким угловым несогласием от подстилающего складчатого основания. Таким образом, складчатость внешних прогибов выступает обычно в тектонической структуре местности в виде четко выраженного второго (по отношению к первому, сложенному складками основания) структурного этажа. Следовательно, при характеристике внешних геосинклинальных прогибов следует учитывать время их заложения на складчатом сооружении, фиксируемое началом накопления отложений, свойственных этим прогибам, и возраст фундамента или возраст соответствующего складчатого сооружения, на котором формируется этот прогиб.

Межгорные впадины, предгорные и краевые прогибы — это типичные структуры орогенного этапа. Все они тесно связаны с процессом окончательного формирования и консолидации складчатого сооружения, возникшего из замкнувшейся геосинклинальной системы. Образуются лишь на достаточно консолидированном складчатом сооружении, которое в процессе своего развития распадается на горные поднятия и тектонические депрессии различного генезиса, обладающие разнообразной формой и размерностью. Все эти структуры, таким образом, входят в состав складчатых сооружений. Они возникают в период интенсивных вертикальных движений и характеризуются особым присущим им рядом геологических формаций, важнейшими из которых являются красноцветно-вулканогенные, молассовые и угленосные. Выполняющий их комплекс образуется в условиях континентального или субконтинентального режима и по отношению к геосинклинальному складчатому комплексу (ярусу) фундамента орогенных прогибов представляет верхний структурный ярус. Орогенные прогибы возникают в результате обрушения континентального блока, вызванного активизацией определенных систем глубинных разломов. Обычно заложение орогенных прогибов по времени совпадает с активизацией разновозрастных им геосинклинальных систем, причинно связанной с оживлением тех же систем глубинных разломов. Дислокации в орогенных и прежде всего в межгорных впадинах тесно связаны с расколами фундамента и проявляются в форме глыбовых структур. Орогенные впадины разделяются по времени их заложения и по возрасту складчатого сооружения, в пределах которого или рядом с которым они возникли. В составе орогенных впадин выделяются их краевые и внутренние поднятия и внутренние прогибы.

#### **КРАТКИЙ ОБЗОР СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР И РАЗЛОМОВ**

Саяно-Алтайская геосинклинальная область располагается к юго-западу от Сибирской платформы и отделена от нее зоной Главного Восточно-Саянского глубинного разлома и Предъенисейско-Саянским краевым прогибом. Северная граница области неясна, так как докембрийские и палеозойские отложения, участвующие в ее строении, скрываются в пределах Западно-Сибирской низменности под покровом более молодых отложений и обнажены лишь вдоль западного края Сибирской платформы в Енисейском кряже. На западе Саяно-Алтайская область протягивается до Зайсана, где она граничит по системе глубинных разломов хр. Чингиз с Урало-Тяньшаньской геосинклинальной областью. В этих границах Саяно-Алтайская область почти полностью охватывает складчатые сооружения юго-запада Сибири.

Саяно-Алтайская геосинклиналь представляет подвижный участок земной коры, в пределах которого геосинклинальные условия существовали непрерывно с раннего докембрия до конца палеозоя. Превращение геосинклинали в складчатое сооружение осуществлялось путем замыкания отдельных ее частей и связано с проявлением в ее пределах нескольких параксизмов тектогенеза, особенно активно проявившихся в конце позднего докембрия, на границе нижнего и среднего кембрия, в конце верхнего силура, в конце девона — начале карбона и в верхней перми. Соответственно в ее пределах можно выделить участки байкальской, салаирской, каледонской, ранне- и позднегерцинской консолидации. Складчатые структуры, созданные в эти эпохи консолидации, еще не были платформенными участками и существовали наряду с нормальными геосинклинальными бассейнами, остаточными геосинклиналями, внешними геосинклинальными прогибами, межгорными и предгорными впадинами, представляя в целом подвижную зону. Все это заставляет рассматривать Саяно-Алтайскую геосинклиналь как докембрийско-палеозойскую геосинклиналь длительного и последовательного развития.

### Структуры северо-восточной части Саяно-Алтайской области и юго-западного края Сибирской платформы

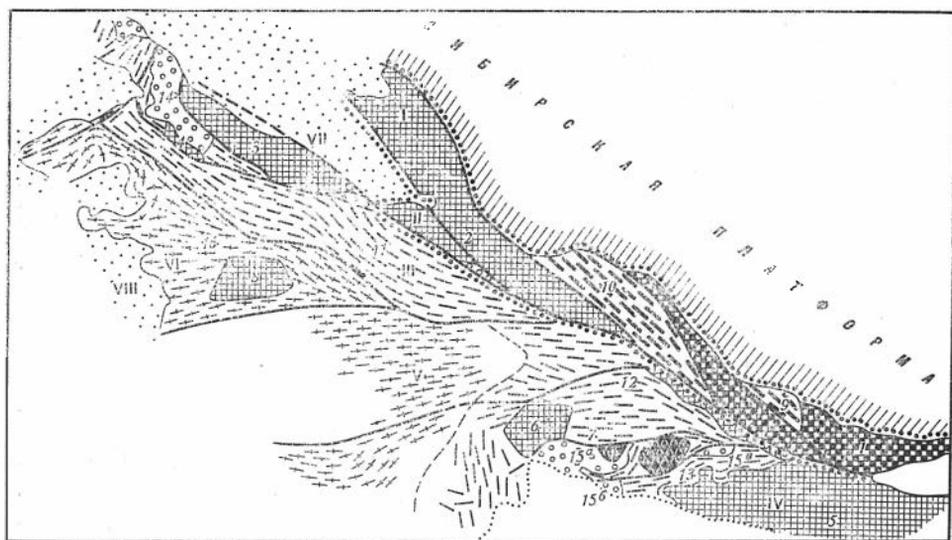
Вдоль юго-западного края Сибирской платформы располагаются складчатые сооружения Енисейского кряжа, Протеросаяна и Восточной Тувы, сформированные в процессе байкальского тектогенеза, закончившегося в предвендское время. Этот складчатый пояс сопрягается с Сибирской платформой через зону Главного Восточно-Саянского грабена и Предъенисейско-Саянский краевой прогиб, а в Туве — очень древний и крупный Китайский глубинный разлом. Для этих структур (исключая краевой прогиб) характерно широкое развитие глубоко метаморфизованных пород верхнего архея, протерозоя и позднего докембрия, сопровождающихся комплексом древних гранитоидов и телами сильно измененных ультраосновных и основных интрузий.

Характерной особенностью структур северо-восточного обрамления Саяно-Алтайской области является сильная их раздробленность, выраженная в глыбовом характере тектоники складчатых сооружений, отражающем активное воздействие древней геосинклинали на юго-западный край Сибирской платформы, вовлеченный в сферу геосинклинального процесса еще в самом его начале.

#### *Юго-западный край Сибирской платформы*

Юго-западный край Сибирской платформы, примыкающий к Саяно-Алтайской области, отличается отсутствием в платформенном чехле отложений первой половины позднего докембрия (фиг. 1). Платформенный чехол здесь начинается вендским комплексом (карагаская, ковальская, лопатинская свиты и др.), залегающим непосредственно на архейском цоколе платформы, а в периферических частях (Енисейский кряж) — на позднедокембрийском складчатом геосинклинальном субстрате. Поэтому юго-западную границу древней платформы следует проводить по вероятному распространению вендского комплекса. Тогда она пройдет вдоль восточных склонов хр. Карпинского, Протеросаяна<sup>1</sup> и западного края Шарыжелгайской глыбы. Самая западная часть Сибирской платформы (юг Енисейского кряжа, Бирюсинская и Шарыжелгайская глыбы), в пределах которой вендский комплекс отсутствует

<sup>1</sup> См. стр. 40.



Фиг. 1. Схема тектоники Восточного Саяна и Восточной Тувы (по Л. М. Парфенову)

1 — платформенный чехол; 2 — нижний архей фундамента платформы; 3 — нижний архей фундамента геосинклинали; 4 — нерасчлененный верхне-архейско-протерозойский глубоко метаморфизованный геосинклиальный комплекс (бирюсинская серия и ее аналоги); 5 — поздний докембрий, выполняющий грабни платформы; 6 — протерозойский и позднедокембрийский комплексы (дербинская и кувайская серии и их аналоги); 7 — вендско-нижне-среднекембрийский геосинклиальный комплекс; 8 — вендско-нижне-среднекембрийский комплекс внешних геосинклиальных прогибов; 9 — девонский комплекс орогенных формаций межгорных впадин; 10 — глубинные и региональные разломы; 11 — границы краевого прогиба. Цифры на схеме: I — краевые поднятия; II — Главный Восточно-Саянский грабен; III — Восточно-Саянский докембрийский массив; IV — Восточно-Тувинский докембрийский массив; V — Хамсаринская зона (Тувинская геосинклиаль); VI — Кембросаян (Минусинская геосинклиаль); VII — Рыбинский предгорный прогиб (девонский); VIII — Минусинский межгорный прогиб (девонский). Глыбы: 1 — Шарыжелгайская; 2 — Биржинская; 3 — Канская; 4 — Моннская; 5 — Хамар-Дабанская; 6 — Шутхулайская; 7 — Харатогойская; 7a — Слюдянская; 8 — Базымбайская. Грабены: 9 — Окинский; 10 — Бельско-Уркийский. Антиклинории: 11 — Дербинский. Синклинории: 12 — Окинский; 13 — Ильчирский. Внешние геосинклиальные прогибы: 14 — Манский; 15 — Сархойский; 15a — Сархойский синклинорий, 15b — Ухагольский синклинорий, 15в — Сагонсорский синклинорий; 16 — Кембросаян

и на дневную поверхность узкой полосой выходят архейские породы, должна рассматриваться как краевое поднятие платформы (Зайцев, 1954).

Краевое поднятие располагается вдоль юго-западного края платформы и граничит с ее складчатым обрамлением (Зайцев, 1954). Поднятие состоит из двух крупных выступов глубоко метаморфизованных пород (глыб): на севере Бирюсинского, включающего Южно-Енисейскую глыбу, а на юге Шарыжелгайского (Окинско-Гутарского, по Н. С. Зайцеву), состоящего из Окинского и Шарыжелгайского массивов, выделенных в схеме Зайцева. Таким образом, оно прослеживается от низовий р. Ангары до южного окончания оз. Байкал (Зайцев, 1954).

С востока краевое поднятие на всем протяжении отделяется от остальной части платформы Урским разломом, а в пределах Енисейского кряжа — Ишимбинским. Эти разломы сопровождаются верхнеархейскими гранитоидами китойского и таракского комплексов и позднедокембрийскими телами бирюсинских и саянских гранитоидов (Смирнов и др., 1962). На западе краевое поднятие ограничено Бирюсинским и Китойским глубинными разломами (см. фиг. 11). В этих границах оно является крупным горстом, в пределах которого архейский цоколь

Сибирской платформы высоко поднят над остальной частью платформы. Дизъюнктивные нарушения северо-восточного простираения разбивают краевое поднятие на горсты и грабены. Наиболее крупным из них является Бельско-Урицкий, заполненный мощным комплексом палеозойских и позднедокембрийских отложений (свиты Соснового Байца, белореченская, сублукская, ермасохинская, ингашинская, аршанская).

Как выступ платформы краевое поднятие начало формироваться лишь в докембрийское время, о чем свидетельствует, во-первых, состав галек кичинской свиты в зоне Главного Восточно-Саянского грабена, представляющих продукты размыва древних метаморфических пород Протеросаяна (Восточно-Саянский массив), и, во-вторых, фациальный состав карагасской свиты, не обнаруживающий в бассейне р. Бирюсы поглубины материала по направлению к краевому поднятию.

Другими крупными тектоническими элементами юго-западного края Сибирской платформы являются Вельминское и Ангаро-Илимское поднятия, в пределах которых отсутствует вендский платформенный чехол и на архейском фундаменте залегают более молодые отложения. Эти поднятия разделены широтно вытянутым Иркинеевским авлакогеном, в пределах которого располагается и Чадобецкое «поднятие» (Карта докембрийской тектоники Сибири, 1962). Характерной особенностью авлакогена является развитие в его пределах очень полного и мощного разреза всего позднего докембрия.

Между Вельминским и Ангаро-Илимским поднятиями с одной стороны и позднедокембрийским складчатым сооружением Енисейского кряжа и архейским краевым поднятием платформы с другой — располагается глубокий прогиб, заполненный отложениями вендского комплекса и нижнего кембрия. Этот прогиб, вытянутый вдоль Енисейского кряжа и Восточного Саяна, мы рассматриваем как краевой и называем его Предъенисейско-Саянским (Красильников, 1963).

Предъенисейско-Саянский краевой прогиб располагается в виде резко наложенной структуры на архейском цоколе Сибирской платформы и частично на позднедокембрийском фундаменте Енисейского кряжа (см. фиг. 9).

Над вендскими и нижнекембрийскими толщами в прогибе залегает мощный чехол, образованный отложениями от верхнекембрийского до юрского возраста включительно. Докембрийские и нижнекембрийские породы обнажены лишь вдоль его восточного края, а западнее они вскрыты буровыми скважинами. Об их распространении можно судить также по геофизическим данным.

Северная часть прогиба, наложенная на позднедокембрийский складчатый фундамент Енисейского кряжа, к западу от Вельминского поднятия, в литературе известна под названием Канско-Тасеевского прогиба. Южная именуется Ангаро-Канским прогибом (Семихатов, 1962).

Вендский комплекс в обеих частях прогиба представлен красноцветной молассой, мощность которой с запада на восток резко сокращается от 1300 до 120—300 м в Канско-Тасеевском и от 2000 до 700 м в Ангаро-Канском. Выше молассы располагается сероцветный комплекс, в составе которого имеются доломиты, глауконитовые песчаники и глинистые флишондные толщи. Мощность его составляет на западе 1200—2700 м, а на востоке 280—500 м; он представлен почти исключительно глауконитовыми песчаниками.

Отложения алданского яруса также представлены красноцветной молассой (мотская свита и ее аналоги). В северной части Енисейского прогиба с запада на восток ее мощность изменяется от 3500 до 150 м, а в южной — от 2000 до 1000 м. Выше прогиб заполнен известняками, доломитами и соленосными толщами ленского яруса.

М. А. Жарков (устное сообщение) отмечает, что нижнекембрийские отложения Ангаро-Канского прогиба имеют наибольшую мощность в его центральной части и резко сокращаются к бортам. Так, мощность красноцветной молассы улюкольской свиты в центральной части Ангаро-Канского прогиба достигает 1200 м и сокращается к его периферии до 300—500 м. В усольской свите в центре прогиба мощность соленосной формации достигает 1000 м, а к крыльям уменьшается до 100 м. То же самое наблюдается и для свиты Дыроватого утеса, мощность которой изменяется от 550 до 350 м. Столь значительное увеличение мощности в центральной части прогиба происходит за счет появления пластов каменной соли, которые по направлению к обрамлению прогиба замещаются сначала доломитами, а затем песчаными пластами уменьшенной мощности. В бассейне р. Мурты отмечены фациальные замещения при движении от крыльев к сводовым частям внутренних антиклинальных поднятий прогиба. При этом происходит уменьшение количества пластов каменной соли, сокращение их мощности и замещение галогенных пород в основном терригенными осадками с прослоями известняков, доломитов и мергелей.

Среднекембрийские отложения в Ангаро-Канском прогибе неизвестны. Здесь с глубоким размывом и стратиграфическим несогласием на подстилающих породах залегает комплекс красноцветных терригенных пород (верхняя моласса) верхоленской свиты уже верхнекембрийского возраста. Мощность верхоленской свиты или ее стратиграфических аналогов колеблется от 750 м в Тасеевской до 1200 м в Абанской опорных скважинах.

Характерной особенностью Предъенисейско-Саянского прогиба является перемещение с запада на восток его оси в вендское, ниже- и верхнекембрийское время, вызванное миграцией прогиба с запада на восток от орогенной области в глубь платформы. С этим процессом связана резкая асимметрия прогиба, в котором вдоль его западного края накапливались значительно большие мощности, чем вдоль восточного. В тектоническом отношении Предъенисейско-Саянский прогиб представляет собой асимметричную крупную синклинали. Западное ее крыло является крупной моноклинальной структурой, осложненной складками высшего порядка. Крутизна крыла в приорогенной части Ангаро-Канского прогиба достигает 35—40°. К его центру наблюдается выполаживание слоев до 8° и даже горизонтальное их залегание. На восточном крыле в отложениях верхнего кембрия и ордовика все породы падают не круче 5—6°.

Западное крыло Ангаро-Канского прогиба осложнено в породах вендского комплекса крупными складками, вытянутыми параллельно простиранию южной части Енисейского хребта (Чистяковская, Усинская синклинали и Средне-Тасеевская антиклиналь). Восточнее в тех же отложениях прослеживается Унжинско-Коксуйский вал. Его образуют брахискладки размером 4—3×3—5 км при амплитуде поднятия 50—80—100 м. Складки, как правило, симметричны, с углами падения на крыльях 10—12° (Сивохинская, Унжинская, Белийская, Даниловская, Верхне-Тасеевская, Нижне- и Верхне-Коксуйские). В центральных частях прогиба в отложениях нижнего кембрия также прослеживается система складок (Бизуранская, Сухоершинская, Михайловская, Канарайская, Караульнинская, Плехановская, Вандальская, Тыньсская, Мурминская, Троишко-Сользаводская, Копытиловская, Сутягинская и Хырсапьевская). Эти складки имеют брахиантиклинальное строение. Размеры их 8—12×4—6 км. Амплитуда поднятия 350—400 м. Складки асимметричны с падением пород на западном крыле 10—15° и восточном 25—30°. В осевой части прогиба в отложениях ордовика выделяются, кроме того, складки Степаново-Туманского вала (Степановская,

Покровская, Асанская, Междуреченская, Сидоровская, Туманская). Эти складки тоже имеют тип брахиантиклиналей размером 6—8×2—4 км.

Все эти складки формировались в течение длительного времени и являются конседиментационными структурами. Имеющиеся геофизические и буровые материалы свидетельствуют о совпадении в основных чертах структурных планов по разрезу, охватывающему верхний кембрий и карбонатно-терригенную часть нижнего кембрия и вендского комплекса. О взаимоотношении структурных планов изученной части разреза нижележащих пород позднего докембрия и структурных планов кристаллического фундамента данных не имеется.

### *Енисейский кряж*

Складчатые сооружения Енисейского кряжа долгое время считались отличными по геологическому строению от складчатых сооружений Восточного Саяна и Восточной Тувы и вследствие этого исключались из состава Саяно-Алтайской области. Лишь после исследований В. В. Хоментовского и М. А. Семихатова и др. (1960) геологическая общность этих регионов стала очевидной, что послужило поводом к включению Енисейского кряжа в систему байкалид Саяно-Алтайской геосинклинальной области.

В строении складчатых сооружений Енисейского кряжа принимают участие отложения протерозоя (тейская серия) и позднего докембрия, образующие единый первый структурный этаж. Второй структурный этаж слагают отложения вендского комплекса и нижнего кембрия. В южной части Енисейского кряжа на дневную поверхность выходят, кроме того, архейские метаморфические толщи, принимающие участие в строении Южно-Енисейской глыбы, представляющей осколок цоколя Сибирской платформы.

В протерозое и нижней половине позднего докембрия в пределах Енисейского кряжа отчетливо проявились два седиментационных прогиба — Западный и Восточный, разделенные областью сравнительно замедленной седиментации. В Западном прогибе за это время накопилось 7—10 км терригенных сланцево-карбонатных отложений, а в Восточном — 12—15 км. Седиментационные зоны были разделены глубинными разломами, которым следуют интрузии таракского магматического комплекса.

Эти элементы геосинклинальной стадии развития нашли отражение и в современной складчатой структуре рассматриваемой зоны в виде Глушихинского и Манского синклинориев, возникших из Западного прогиба, и Пит-Иркинеевского и Чинган-Епишихинского синклинориев — из Восточного прогиба. В Енисейском кряже они разделены крупным антиклинорием хр. Карпинского.

Антиклинорий хр. Карпинского и продолжающая его на юге Южно-Енисейская глыба располагаются в приангарской части Енисейского кряжа и вытянуты в северо-северо-западном направлении. С запада и востока они ограничены глубинными разломами, которые маркируются телами таракских гранитоидов: на западе Глушихинским и Южно-Енисейским, на востоке Ишимбинским.

В зоне разломов выходят узкой полосой породы тейской серии (протерозой). Некоторые исследователи относят их к сводовым частям самостоятельных антиклинальных складок (Кириченко, 1956, 1960; Кириченко, Додин, 1958). В северо-западном направлении антиклинорий погружается и в бассейне нижнего течения р. Вельмо дает периклинальное окончание в породах тейской серии. Его сводовая часть осложнена широкой и пологой грабен-синклиналью, заполненной отложениями нижней части сухопитской серии, представленными здесь сокращенным раз-

резом. В целом антиклинорий имеет коробчатую форму и, видимо, сформировался на архейском массиве, южным продолжением которого является Южно-Енисейская глыба. От последней он, возможно, отделен погребенным поперечным разломом, входящим в систему глубинных разломов Иркиннеевского авлакогена.

Южно-Енисейская глыба, детально изученная еще в 1941 г. Ю. А. Кузнецовым, была отнесена им к структурам архея и рассматривалась как осколок раздробленного докола Сибирской платформы. Исследования геологов КГУ, ВСЕГЕИ и МГУ подтвердили этот вывод и детализировали ее внутреннюю структуру.

Южно-Енисейская глыба в длину протягивается примерно на 170 км при максимальной ширине 50—70 км. Она имеет северо-восточное простирание, согласное с общим простиранием структур Енисейского края. На севере глыба скрывается под метаморфическими толщами протерозоя, участвующими в строении антиклинория хр. Карпинского. Внешний край глыбы обрезан сложной зоной разломов, представляющих систему краевого шва платформы. Внутренний ее край также ограничен глубинным разломом, вдоль которого в позднем докембрии возник узкий трог, выполненный вулканогенными образованиями глушихинского комплекса.

В строении глыбы принимают участие отложения енисейского и канского метаморфических комплексов нижнего и верхнего архея, соотношения между которыми остаются неясными. В настоящее время канский комплекс расчленяется на ряд свит: кузеевскую, атамановскую и колонатскую, образованные пироксеновыми, габбро-биотитовыми, кордиеритовыми гнейсами и кварцито-гнейсами, а также гранулитовыми породами и чарнокитами (Врублевич и др., 1962). Выше в пределах глыбы залегают отложения протерозоя, представленные биотит-плагноклазовыми гнейсами, амфиболитами, мигматитами и силикатными мраморами весинской толщи. Метаморфический комплекс Южно-Енисейской глыбы перекрыт отложениями сухопитской серии позднего докембрия. Все эти отложения на востоке трансгрессивно срезаются образованиями венда, участвующими в строении Предъенисейско-Саянского краевого прогиба.

Внутренняя структура Южно-Енисейской глыбы представляет крупную антиклиналь, осложненную пологими изометричными складками в своде и опрскинутыми и изоклинальными — на крыльях. Складки разбиты системой поперечных и субмеридиональных разломов на отдельные блоки. Зоны разломов сопровождаются интенсивной милонитизацией. Значительную часть Южно-Енисейской глыбы занимает Таракский верхнеархейский гранитный массив, вытянутый вдоль краевого шва платформы.

Чингасан-Енисейский синклинорий располагается к востоку от антиклинория хр. Карпинского; с запада и востока он ограничен разломами, видимо архейского заложения, и имеет прямоугольные очертания. В его строении участвуют породы позднего докембрия (сухопитская серия), резко несогласно перекрытые образованиями вендского комплекса. Последний залегает в системе узких грабенов субмеридионального простирания, разделенных такими же узкими горстами, в которых вскрыты породы удерейской свиты. Отложения нижнего кембрия в пределах грабенов лежат согласно на вендском комплексе, но на горстовых перемычках они отделены резко трансгрессивным контактом, что указывает на докембрийский возраст разломов.

Пит-Иркинеевский синклинорий располагается к югу от Чингасан-Епишихинского и по отношению к нему представляет опущенную зону. С запада и востока он также ограничен разломами, а на юге обрезается системой разломов Иркиннеевского авлакогена. В плане синклинорий имеет прямоугольные очертания. В его строении участвуют

отложения нижней части позднего докембрия, несогласно перекрытые породами вендского комплекса. Внутренняя структура синклинория образована системой коробчатых синклиналей и сундучных антиклиналей с различной, часто взаимно перпендикулярной ориентировкой осей. В строении синклиналей принимают участие породы вендского комплекса, а антиклиналей — более древние отложения позднего докембрия.

Для интрузивной серии Енисейского кряжа характерны широко развитые метасоматических гранитоидов верхнеархейского, протерозойского и позднедокембрийского возрастов, локализующихся главным образом вдоль зон глубинных разломов, и проявление уже в нижнем кембрии батолитообразных тел щелочных гранитоидов и кварцевых сленитов.

### *Восточный Саян и Восточная Тува*

Юго-западный край Сибирской платформы обрамляется поясом байкальских складчатых сооружений, в пределах которого выделяются два докембрийских массива — Восточно-Саянский и Восточно-Тувинский.

Они разделялись друг от друга широким Хамсаринским «залливом» тувинской вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали, являясь для нее складчатой рамой.

Оба массива на востоке отделяются от современного края Сибирской платформы Бирюсинским и продолжающим его к югу Китойским глубинными разломами. Восточно-Саянский докембрийский массив ограничен на западе субширотным Восточно-Саянским глубинным разломом, отделяющим его от салаирских складчатых сооружений Восточного Саяна, а на юге субширотным Кандатским разломом. Последний является тектоническим рубежом между байкалидами Восточного Саяна и салаиридами Тувы. Восточно-Тувинский докембрийский массив с тувинскими салаирскими складчатыми сооружениями Хамсаринского района сопрягается через Агордатско-Окинский субширотный глубинный разлом (см. фиг. 11).

Вся рассматриваемая территория, включающая оба массива, начинающая с нижнего кембрия развивалась в условиях орогенного этапа, чем она и отличается от расположенной западнее салаирской зоны Кембросаяна.

В этой зоне повсеместно наблюдаются резкие угловые несогласия и значительный перерыв, разделяющие отложения венда от более раннего докембрия. Внутренняя структура байкальского складчатого пояса достаточно сложна. Для северо-западной его части характерны крупные складчато-глыбовые структуры, ориентированные в северо-западном направлении. В юго-восточной и южной частях наблюдается более интенсивная раздробленность докембрийского фундамента, в пределах которого формируются многочисленные мелкие глыбовые структуры, образующие изометрические горсты и расположенные между ними узкие и протяженные грабены, вытянутые в субширотном направлении. Весьма примечательны наложенные тектонические депрессии внутри обоих массивов, сложенные вендскими и кембрийскими, в основном карбонатными, отложениями. Наиболее крупные из них Манский прогиб, Сархойский, Ухогольский и Сагонсорский синклинории, представляющие собой просто построенные грабенообразные синклинали с быстро воздымающимися по простиранию шарнирами. В общей структуре массива они образуют четко выраженный второй структурный этаж и относятся нами к категории внешних геосинклиналичных прогибов. На севере массива располагается Рыбинская предгорная впадина, сложенная в основном девонскими образованиями. К западу от него лежит Минусинский межгорный прогиб, выполненный отложениями девона, карбона и перми.

В современной структуре Восточно-Саянский докембрийский складчатый массив представляет область интенсивного проявления глыбовой тектоники. Наиболее крупными тектоническими элементами в его пределах являются: Дербинский антиклинорий, Канская и Манская глыбы, а также зона сопряжения байкалид с Сибирской платформой, известная в литературе как зона Главного Восточно-Саянского грабена, или Бирюсинский грабен. Такой же зоной сочленения на юго-востоке является Слюдянская зона, выраженная приподнятым блоком сильно метаморфизованных пород, обычно описываемая как Слюдянская глыба.

Вся эта система структур вытянута в северо-западном направлении и образует тектоническую зону, известную под названием Протеросаяна (Предтеченский, 1956 г.).

Дербинский антиклинорий сформировался на блоке кристаллических пород, ограниченном с севера Манским и Гутарским и с юго-запада Восточно-Саянским разломами. В структурном отношении антиклинорий представляет крупное поднятие, вытянутое в северо-западном направлении более чем на 400 км при ширине 50—150 км. Его широкий свод сложен дербинской свитой, образующей простые брахиформные складки, разделенные узкими сильно смятыми шовными зонами. Крылья образуют крутопадающие породы жайминской свиты и кувайской серии (низы позднего докембрия). В северо-западной части антиклинорий слегка опрокинут на платформу. Данные магнитной съемки и особенности протерозойских структур указывают на неглубокое залегание сильно метаморфизованных пород. В северо-восточной части Дербинский антиклинорий граничит по системе Манского разлома с Манской и Канской глыбами, сложенными глубоко метаморфизованными породами протерозоя.

Канская глыба располагается в северной части Восточно-Саянского массива и вытянута в северо-западном направлении от верховий р. Агул до верхнего течения р. Маны примерно на 200—210 км при максимальной ширине 40 км. В плане ее форма довольно близко напоминает крупную линзу. Глыба со всех сторон обрезана крупными разломами, отделяющими ее на востоке от зоны Главного Восточно-Саянского грабена (Бирюсинский грабен), а на западе от Манского синклинория, сложенного вендскими и нижнекембрийскими образованиями. На северо-западе Канская глыба погружается под девонские образования Рыбинского предгорного прогиба, а на юго-востоке, сильно сужаясь, уходит под отложения позднего докембрия.

Простираение глыбы не согласуется с господствующим простираением других структурных элементов Протеросаяна, к которым она подходит под некоторым углом, что хорошо видно по ее соотношению с Дербинским антиклинорием и зоной Главного Восточно-Саянского грабена (Бирюсинский грабен). В ее строении участвуют отложения бирюсинской серии, пронизанные инъекциями саянских гранитоидов и слюдоносными пегматитами, занимающими большую часть площади глыбы. Метаморфические толщи Канской глыбы имеют северо-западное простираение и срезаются на юго-западе и северо-востоке ограничивающими ее разломами. Глыба разбита разломами северо-западного и северо-восточного простираения на ряд блоков. По обоим направлениям разломов наблюдаются горизонтальные смещения, которые по разломам северо-западного простираения достигают сдвиговых перемещений на северо-запад до двух-трех километров.

Манская глыба расположена западнее. Она приурочена к зоне Манского глубинного разлома и представляет линзообразный массив протерозойских пород, зажатый между ветвями Манского глубинного

разлома. В длину она достигает 60—65 км при максимальной ширине 10—15 км. С запада по Манскому разлому она сопрягается с Дербинским антиклинорием, а на востоке — с Манским синклинорием. В ее строении участвуют породы бирюсинской серии, аналогичные по своему составу породам Канской глыбы. По данным А. А. Предтеченского (1964), Манская глыба сложена глубоко метаморфизованными породами манской свиты, т. е. образованиями позднего докембрия. Внутренняя ее структура пока еще не изучена.

В зоне Китойского и Восточно-Саянского разломов, в районе станции Слюдянки, располагается зажатая между ними узкая полоса сильно метаморфизованных пород, образованных разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами с подчиненными им амфиболитами. Комплекс делится на три свиты: нижнюю — шутхулайскую, сопоставляемую с шарыжалгайской, среднюю — слюдянскую, являющуюся аналогом дербинской, и верхнюю — билинскую, синхронную жайминской (Смирнов, Недумов, 1963).

Ранее весь этот комплекс кристаллических сланцев и гнейсов отнесли к слюдянской серии, рассматривая последнюю как образование верхнего архея, располагающееся выше шарыжалгайской свиты нижнего архея.

В связи с этим рассматриваемую полосу глубоко измененных метаморфизмом пород считали архейской глыбой, получившей название Слюдянской.

В настоящее время исследованиями А. Д. Смирнова и И. Б. Недумова (1963) и по данным А. А. Предтеченского (1962, 1963 — устное сообщение) установлено, что метаморфические породы слюдянской свиты (графитовые мраморы, доломиты, гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и кварциты) являются глубоко метаморфизованными породами дербинской или балыктыгхемской свит протерозоя Восточного Саяна и Тувы и, таким образом, представляют также протерозойские, а не архейские образования.

Присутствие в слюдянской свите данной зоны гиперстеновых, ставролитовых и форстееритовых гнейсов свидетельствует, что этот комплекс формировался в условиях динамометаморфизма и что, таким образом, его минералогический состав, отличный от типичных пород дербинской свиты, является результатом его положения в зоне глубинного разлома, где наиболее активно проявились процессы динамометаморфизма.

Зона Главного Восточно-Саянского грабена заключена между Бирюсинским и Гутарско-Манским разломами и на юге переходит в систему дизъюнктивных нарушений Китойско-Гутарского глубинного разлома. Она прослеживается от южной оконечности оз. Байкал до низовий р. Ангары почти на 1000 км. Максимальная ширина этой зоны достигает 100 км. На юго-востоке, у оз. Байкал, она не превышает 15—20 км.

Внутренняя структура зоны определяется развитием системы ветвящихся разломов, между которыми зажаты крупные архейские и протерозойские глыбы — Южно-Енисейская, Канская и Манская. Грабены приурочены главным образом к западному краю зоны. Они заполнены карбонатными отложениями миричунской свиты нижней половины позднего докембрия и молассовидными образованиями кичинской свиты (вендский комплекс). По данным Н. А. Берзина и др. (1962) и К. А. Клитина (1960), весь комплекс позднедокембрийских отложений сложно дислоцирован, особенно интенсивно в зонах дизъюнктивных нарушений. Вдоль Гутарского и Бирюсинского разломов прослеживается полоса гранитоидов онотского комплекса с абсолютным возрастом 1300—1700 млн. лет и саянских гранитоидов, имеющих абсолютный возраст 600 млн. лет (Косыгин, 1962).

На структуры Восточно-Саянского и Восточно-Тувинского докембрийских массивов наложен крупный внешний геосинклинальный прогиб вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали — Манский. В современной структуре он выражен в виде синклиория.

Манский синклиорий располагается на северо-западном продолжении Главного Восточно-Саянского глубинного разлома. Он имеет неправильную угловатую форму и со всех сторон ограничен разломами. В его строении принимают участие отложения позднего докембрия и нижнего кембрия. Последний вместе с вендским комплексом образует резко наложенную на Протеросаян синклинальную структуру.

Манский синклиорий состоит из ряда крупных грабен-синклинальных и антиклинальных складок. Наиболее крупными из них являются Солбинская, Жержульская и Усть-Манская. Для участвующих в их строении вендских и нижнекембрийских отложений характерна простая, часто брахиформная складчатость, видимо обусловленная близостью фундамента кристаллических пород. С блоковой структурой последнего связано широкое развитие штамповых и шовных антиклиналей, к числу которых относятся Шихская и Беретская (Хоментовский и др., 1960). Интенсивная раздробленность Манского синклиория объясняется его положением в зоне Главного Восточно-Саянского разлома. Не случайно, что именно в этом месте в отложениях позднего докембрия появляются мощные вулканогенные толщи.

#### Восточно-Тувинский докембрийский складчатый массив

Восточно-Тувинский докембрийский массив по геологическому строению весьма близок к Восточно-Саянскому и, безусловно, образует с ним единую структурную зону, включающую структуры как Восточного Саяна, так и Восточной Тувы. Главными складчато-глыбовыми элементами Восточно-Тувинского массива являются Окинская (Гарганская), Харатогойская, Шутхулайская и другие более мелкие глыбы, а также крупный массив глубоко метаморфизованных пород, известный как Хамар-Дабанский. Между этими глыбами широтно вытянуты два синклиория — Окинский и Ильчирский (см. фиг. 1).

Все эти структуры образуют три крупные антиклинальные ветви с расположенными между ними синклиорными зонами. Они вытянуты в западном и северо-западном направлениях и с зоной Китойского разлома имеют торцовое сочленение.

Наиболее северная из них Окинская впервые была выделена С. В. Обручевым под названием Окинской глыбы. Она изучена еще слабо. В ее строении принимают участие разнообразные гнейсы с прослоями мраморов. Вторая, Гарганско-Бутугольская, представлена двумя глыбами: Гарганской и Бутугольской. Глыбы образуют гнейсы и мраморы шарыжалгайской (абсолютный возраст 2300 млн. лет) и слюдянской серий. Они смяты в линейные складки северо-западного простирания. Третья антиклинальная зона, Тункинская, является непосредственным продолжением Большого Хамар-Дабанского массива, в северной периферической части которого она и возникла. Внутренняя первичная структура Тункинской зоны представляется как широкий антиклиорий, ядро которого сложено карбонатными породами слюдянской серии, а крылья — гнейсами хангарульской толщи. Крылья антиклиория осложнены складками второго и третьего порядков субширотной ориентировки.

Между Окинской и Гарганско-Бутугольской антиклинальными зонами располагается вытянутый Окинский синклиорий, а между Гарганско-Бутугольской и Тункинской — Ильчирский. Синклиории представляют крупные широтно ориентированные и сложно построенные грабе-

нообразные структуры. Конфигурация синклиналий подчинена контурам глыб. В их строении принимают участие иркутская свита протерозоя, а также уртагольская, монгошинская и окинская свиты позднего докембрия. Внутренняя структура протерозойских синклиналий характеризуется сложной системой линейных складок, которые имеют преимущественно широтное простирание и в большинстве случаев симметричное строение. Опрокинутые складки наблюдаются в краевых частях синклиналий, где метаморфический комплекс глыб надвигается на породы протерозоя и позднего докембрия (Арсентьев, 1960).

Все перечисленные структурные элементы Восточно-Саянского и Восточно-Тувинского докембрийских складчатых массивов ограничены крупными глубинными разломами, входящими в Восточно-Саянскую систему глубинных разломов (см. фиг. 11).

Главным стволом этой системы является Китоиско-Манский. К наиболее крупным его ответвлениям относятся Урикский, Бирюсинский, Гутарский, Восточно-Саянский, Окинский, Чайгонакский, Белореченский разломы. Возраст заложения почти всех этих разломов устанавливается как верхнеархейский по абсолютному возрасту китоиских гранитоидов (1740—1880 млн. лет), приуроченных почти исключительно к Главному стволу Восточно-Саянской системы глубинных разломов, а также возрастом онотских гранитоидов (1300—1700 млн. лет), связанных с Бирюсинским и Гутарским разломами. К полосе краевых глубинных разломов приурочены также протерозойский Урдо-Окинский интрузивный комплекс базитов и до некоторой степени рудоносные редкометалльные гранитоиды саянского интрузивного комплекса. Эти разломы сохранили активность и после протерозоя, вплоть до четвертичного времени. В частности, в бассейне р. Оки с ними связаны мезозойские грабены, а западнее, в бассейне р. Иркутка, к ним приурочены постплиоценовая Тункинская впадина и четвертичные вулканические аппараты.

В последнее время появились данные о глубинной структуре зоны сопряжения Сибирской платформы со складчатыми структурами ее обрамления, полученные в результате геофизических исследований, проведенных геологами Института геологии и геофизики СО АН СССР Ю. А. Павловым и Л. М. Парфеновым под руководством Ф. С. Моисеева (устные сообщения Л. М. Парфенова). Указанными геологами был составлен профильный разрез через центральную часть Восточного Саяна.

Профиль на юге пересекает Дербинский антиклинорий и проходящий к югу от него Кандатский разлом, зону Главного Восточно-Саянского грабена (Восточно-Саянский краевой шов, по Ю. А. Павлову и Л. М. Парфенову, или Бирюсинский грабен, по А. Д. Смирнову и И. Б. Недумову), ограниченного с запада и востока Гутарским и Бирюсинским разломами, Бирюсинскую глыбу и Тагульский разлом (Бирюсинский, по Ю. А. Павлову и Л. М. Парфенову), отделяющий эту глыбу от платформенного чехла Сибирской платформы.

Этими работами было выяснено следующее:

1. Зона Восточно-Саянского глубинного разлома выражена уступом с амплитудой 12 км, верхняя грань которого выходит на дневную поверхность.

2. Тагульский разлом образует уступ до 17 км, а связанная с ним нижняя плотностная граница может быть отождествлена с кровлей «базальтового слоя».

3. Кровля базальтового слоя в пределах профиля погружается с севера на юг от 13 до 22 км, образуя уступ амплитудой 4,5 км, совпадающий с Тагульским глубинным разломом.

4. Мощность земной коры плавно изменяется от 43 км на севере до 48 км в южной части Дербинского антиклинория.

5. В пределах Протеросаяна земная кора образована платформенным чехлом, гранитным, диоритовым и базальтовым слоями.

6. Гранитный слой мощностью 12 км развит только в пределах Дербинского антиклинория и соответствует метаморфическим толщам верхнего архея и протерозоя.

Диоритовый слой опознается лишь в пределах Бирюсинской глыбы. Его мощность возрастает с севера на юг до краевого шва от 7 до 20 км, а под Дербинским антиклинорием она уменьшается до 10 км за счет появления гранитного слоя.

Диоритовый слой возник за счет разновозрастных образований. Так, в Бирюсинской глыбе он образовался за счет пород протерозоя и верхнего архея (бирюсинская серия), а под платформенным чехлом — из образований цоколя платформы, в строении которого участвуют породы протерозоя и нижнего архея.

Базальтовый слой возник из докембрийских пород разного возраста, и поверхность его кровли, залегая почти горизонтально, сечет многие докембрийские комплексы.

7. Границы различных слоев земной коры, за исключением платформенного чехла, не совпадают со стратиграфическими границами и по отношению к ним являются более молодыми.

8. Наиболее молодой возраст имеет верхняя граница базальтового слоя, более верхние разделы слоев соответственно имеют более древний возраст.

Сархойский синклинорий возник в зоне Сангилен-Сархойского внешнего геосинклинального прогиба, в котором также были сформированы Ухагольская и Сагансорская грабен-синклинали, а также небольшие синклинальные складки в нагорье Сангилен. В их строении принимают участие вендские, нижнекембрийские и среднекембрийские отложения сархойской и боксонской свит, залегающих с угловым несогласием на окинской свите позднего докембрия. Среди перечисленных структур наиболее крупной является Сархойский синклинорий; эту структуру называют также Боксон-Сархойской грабен-синклиналью. Он отличается сложным строением. По данным Н. С. Ильиной, здесь выделяют целый ряд структурных элементов второго и третьего порядков. Восточная часть грабен-синклинали замыкается мульдой Хорё — плоскодонной блюдцеобразной впадиной с углами падения на крыльях, не превышающими 8—15°. С запада к мульде Хорё примыкает Центральная антиклинальная зона, представляющая собой систему несимметричных складок северо-восточного простирания, местами опрокинутых на юго-восток. По западному крылу этой зоны проходит крупный разлом, отделяющий ее от Забит-Боксонской депрессии (Ильина, 1958). Как сообщает В. П. Арсентьев (1960), последняя является изогнутой к югу сложно построенной синклиналью с неполно развитым северным крылом. С севера на Забит-Боксонскую депрессию надвинута Харатогойская глыба. На западе с ней сопрягается меридионально вытянутое Билютинское брахиантиклинальное поднятие, осевая поверхность которого погружается в северном направлении.

Боксон-Сархойская грабен-синклиналь на западе центриклинально замыкается Сархойской синклинальной зоной северо-восточного простирания. Морфология нижнепалеозойских складок в Боксон-Сархойской структуре очень разнообразна. Здесь имеются как опрокинутые и изоклинальные складки с очень крутыми (70—80°) углами падения, так и складки с пологим падением крыльев, осложненные флексурами. Для данной зоны характерны эллипсоидные брахискладки и разрывные нарушения. Так, ее северное крыло срезано крупным субширотным взбросо-надвигом, по которому с севера на нижнепалеозойские образования чадвинуты породы Харатогойской глыбы и протерозойские породы

окинской свиты. Амплитуда смещения определяется в несколько километров. Вдоль надвига внедрились кварцевые диориты в устье р. Билюты и граниты по р. Оке. Южное крыло Боксон-Сархойской грабен-синклинали разбито серией параллельных и кулисообразных расколов, к которым приурочены массивы нижнекембрийских базитов (Арсентьев, 1960).

Следующая грабен-синклиналь, Ухагольская, располагается южнее, в верховьях р. Хоре. Она меридионально простирается и погружается на юг. Северное ее окончание срезано сложным чешуйчатым надвигом. Внутренняя складчатая структура грабен-синклинали имеет тот же характер, что и в Боксон-Сархойской структуре.

Сагансорская грабен-синклиналь расположена в верховьях р. Китоя. В ее строении принимают участие только терригенные отложения. Грабен-синклиналь представляет собой узкую широтную структуру. В западной своей части она выклинивается на стыке обрамляющих ее разрывов. В восточной — имеет центроклинальное замыкание. Вся структура опрокинута к северу и разбита продольным разломом, по которому ее южная половина смещена к востоку (Арсентьев, 1960).

### Центральный массив Восточной Тувы

В западу от Восточно-Тувинского докембрийского складчатого массива располагается сходный с ним по геологическому строению Центральный массив Восточной Тувы. Граница между этими массивами проходит по меридиональной зоне дробления Билинского разлома, сопровождаемого поясом верхнекембрийских гранитоидов таннуольского комплекса.

Центральный массив Восточной Тувы отличается от Восточно-Тувинского докембрийского массива тем, что в начале вендского времени большая часть его территории была вовлечена в погружение вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали, вследствие чего оказалась раздробленной и подверглась глубокой геосинклинальной переработке. Исключением в этом отношении является Сангиленский массив, в пределах которого вендские отложения залегают на более древних толщах с резким угловым несогласием, что сближает Сангиленское нагорье с Восточно-Тувинским докембрийским массивом. Центральный массив Восточной Тувы занимает обширную территорию центральных районов Восточно-Тувинского нагорья и включает территории Тоджи, Билинского нагорья и междуречья Бий-Хем и Као-Хем. В строении массива участвуют глубоко метаморфизованные породы шутхулайской свиты и чинчиликской серии, в ряде мест перекрытых балыктыгхемской свитой. Массив в более позднее время был расчленен Азасским и Као-Хемским глубинными разломами на систему более мелких угловатых изометрических глыб, среди которых наиболее сильно метаморфизованными являются Шутхулайская, Агойская и Кадраусская. В этих глыбах отчетливо прослеживается общее северо-западное простирание пород. В современной структуре межглыбные пространства сложены интенсивно дислоцированными отложениями позднего докембрия и проплавлены интрузиями таннуольского комплекса.

Сангиленский массив с севера ограничен одноименным широтным разломом северо-восточного простирания. В строении массива принимает участие мощный комплекс карбонатных отложений всего протерозоя и позднего докембрия, образующих очень сложную широтно вытянутую синклинальную структуру. На западе ее ось простирается широтно, на востоке — ориентирована на северо-восток. На западном, южном и отчасти восточном крыльях обнажаются образования чинчиликской серии. Внутренняя структура синклинория представляет сложное соче-

тание линейной и брахиформной складчатости. Складчатая структура осложнена системой грабен, в которых особый структурный этаж образует уланэргинская свита, входящая в состав вендского комплекса.

В докембрийских массивах Восточного Саяна и Центральной части Восточной Тувы чрезвычайно широко развиты интрузии верхнеархейского, протерозойского и позднедокембрийского возраста, представленные аляскитовыми слюдоносными гранитоидами китойского, онотского и дербинско-саянского комплексов, представляющих почти непрерывный гранитный ряд от метасоматических и анатектических гранитоидов к гранитам палингенного происхождения и обычным инъекционным гранитам. Более поздние плутоны связаны с внедрением верхнекембрийских и ордовикских гранитоидов таннуольского комплекса. Эти интрузии особенно большую роль играют в строении Центрального массива Восточной Тувы. Слабее они проявлены в Восточно-Саянском докембрийском массиве, где обычно образуют небольшие конкордантные батолитообразные тела. Интрузии силурийского и нижнедевонского возрастов в обоих массивах представлены порфирированными гранитоидами. Это типично трещинные интрузии начала орогенного этапа. Более поздние интрузии образуют дискордантные батолитообразные, пластовые или субвулканические тела граносиенитов, кварцевых сиенитов, сиенитов и ультращелочных пород.

### *Центральная и Западная Тува*

Центральная Тува (бассейн р. Хамсары), непосредственно прилегающая к Центральному массиву Восточной Тувы, имеет другое строение, так как она оформилась в качестве складчатого сооружения позднее, в конце среднего кембрия. Эта территория сложена главным образом вендскими и нижне-среднекембрийскими вулканогенными, реже карбонатными образованиями. Кембрийские отложения здесь дислоцированы исключительно интенсивно и образуют пучки складок, приспособляющиеся к контурам Восточно-Саянского массива. Наблюдающиеся в ряде мест Восточной Тувы верхнекембрийские отложения отделены от подстилающих пород значительным перерывом в осадконакоплении, залегают на них с резким угловым несогласием и дислоцированы сравнительно просто. Эти отложения принадлежат к Тувинскому или Хемчигско-Систигхемскому (Белостоцкий и др., 1959) прогибу, тектоника которого описана Н. С. Зайцевым (1957).

Тувинский прогиб вытянут вдоль юго-восточного подножья Западного Саяна в северо-восточном направлении. Его образуют отложения от верхнего кембрия до верхнего карбона и перми включительно. Поперечным Баянкольским поднятием он разделяется на две неравноценные части. Северо-восточная из них (Тоджинская или Систигхемская впадины) сложена главным образом красноцветными молассового типа образованиями ордовика, в меньшей мере красноцветно-вулканогенными образованиями девона и представляет межгорную впадину. Юго-западная часть прогиба (Западно-Тувинская или Хемчигская впадины) отличается резкой поперечной асимметрией строения. На ее северо-западном борту, непосредственно прилегающем к структурам Западного Саяна, выходят грубообломочные и терригенно-карбонатные, зеленые и пестроцветные отложения верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура. Они смяты в систему узких брахискладок, ориентированных в северо-восточном направлении. Центральные части впадины и ее юго-восточный борт сложены девонскими и каменноугольными слоями, относящимися к типичным формациям межгорных прогибов: красноцветно-вулканогенной, молассовой, угленосной и т. д. Сложность строения и асимметрия западной части Тувинского прогиба объясняются тем,

что в его пределах последовательно сформировались сначала внешний геосинклинальный прогиб (верхний кембрий, ордовик), а затем межгорная впадина (силур, девон, карбон).

*Кембросаян, Кузнецкий Алатау  
и Катунский антиклинорий*

Для складчатых сооружений этой зоны характерно то, что они сложены главным образом ниже-среднекембрийскими и в меньшей степени вендскими образованиями, согласно дислоцированными в линейные складки, осложненные продольными разрывами. Вендские и кембрийские толщи объединяются в единый структурный этаж, который в этой зоне, весьма вероятно, охватывает и более древние позднекембрийские и протерозойские образования. Этот этаж отделяется крупным региональным перерывом от менее сильно дислоцированных маломощных грубообломочных отложений верхнего кембрия и ордовика, в чем и заключается главное отличие этой зоны от Западной и Центральной Тувы, где этот комплекс отложений образует не верхний, а лишь промежуточный этаж.

Смена режима собственно геосинклинального этапа орогенным во всех перечисленных сооружениях произошла в конце среднего или в начале верхнего кембрия. В этой особенности рассматриваемой зоны — главное ее отличие от Енисейского кряжа, Протеросаяна и Восточной Тувы, которые вступили в орогенный этап в нижнем кембрии. Именно это различие в развитии восточной и западной части Восточного Саяна и побудило А. А. Предтеченского дать им названия Протеро- и Кембросаяна.

Тектоническая структура рассматриваемой зоны отличается большой сложностью. В пределах Кузнецкого Алатау участвующие в его строении складчатые структуры и осложняющие их продольные разломы образуют сильно сжатый меридионально ориентированный пучок, участками запрокинутый в сторону Кузнецкого прогиба. Этот пучок в восточном направлении распадается широким веером, скрываясь под средне-верхнепалеозойскими отложениями Минусинских межгорных впадин и торцово сопрягаясь в Кембросаяне со структурами Протеросаяна (Восточный Саян) по Восточно-Саянскому глубинному разлому (фиг. 2).

В составе рассматриваемых складчатых сооружений на основании формационного анализа слагающих их образований и характера складчатых форм можно выделить более мелкие структурные элементы: Кузнецко-Алатауские дислокации, Батеневское внутригеосинклипальное поднятие, Северный и Южный прогибы и Катунское геоантиклинальное поднятие (см. фиг. 4). В современной структуре все геоантиклинальные поднятия представляют антиклинории, а внутригеосинклиальные прогибы — синклинории.

Геоантиклинальные поднятия характеризуются тем, что в их строении основное место занимают кремнисто-карбонатные формации мощностью до 5000 м, охватывающие по возрасту венд, весь нижний кембрий и низы среднего кембрия. Эффузивные толщи зеленокаменной формации в этих структурах развиты незначительно лишь в среднем кембрии и залегают на подстилающих породах с несогласием.

Внутригеосинклиальные прогибы, напротив, заполнены в основном зеленокаменными (в том числе спилито-кератофировой) формациями, общая мощность которых достигает 7000 м. Зеленокаменные формации слагают здесь почти весь разрез, за исключением алданского яруса нижнего кембрия, который представлен кремнисто-карбонатной формацией. Характерно, что в прогибах отсутствуют те несогласия, которые были

отмечены М. К. Винкман (1958) для Катунского антиклинория и указаны нами (Кац, Красильников и др., 1958) для Батеневского поднятия.

Тектонические структуры Кембросаяна и Кузнецкого Алатау, как выяснено А. А. Моссаковским (1961а, б), отличаются большой сложностью и разнообразием. Этот исследователь отмечает, что для одних мест характерны крупные изометрические, иногда слабо удлинённые плоские антиклинальные и синклиналильные структуры, на фоне которых наблюдается довольно сложная мелкая складчатость. Эти структуры А. А. Моссаковский называет мегаантиклиналями и мегасинклиналиями. В других местах развиты широкие и протяжённые зоны, заполненные мелкими, очень разнообразными по форме и ориентировкам складками, среди которых встречаются как сильно сжатые гребневидные изоклинальные складки, так и сравнительно пологие брахискладки. Крупные складчатые структуры в этих зонах, как правило, отсутствуют, зато широко развиты разломы различных взаимно пересекающихся направлений (в основном северо-западного и северо-восточного), мелкие зоны дробления и зоны смятия пород, с которыми связаны рудные поля месторождений ряда полезных ископаемых (Моссаковский, 1961а, б). Подобные зоны А. А. Моссаковский называет промежуточными. По мнению А. А. Моссаковского, строение и расположение промежуточных зон указывают на существование глубинных разломов, расчленяющих древний досинийский субстрат и служивших каналами для проникновения основной магмы.

Таким образом, крупные структуры Кузнецкого Алатау — мегаантиклинали и мегасинклинали — сформировались на месте остаточных блоков древнего субстрата, которые в течение венда и кембрия проявили себя как изометричные участки геосинклиналильных прогибаний и относительных поднятий. Разделяющие их промежуточные зоны, напротив, своим строением отражают зоны дробления древнего субстрата и характеризуются большой контрастностью тектонических движений (Моссаковский, 1961а, б). Внутренние геоантиклинальные поднятия соответствуют приподнятой системе блоков, а внутригеосинклиналильные прогибы — опущенной. Как те, так и другие имеют ступенчатое строение, изометричную угловатую форму и отличаются малой кривизной зеркала складчатости. Они сочетаются между собой либо посредством крупных флексуобразных изгибов и развивающихся по ним разломов, либо через промежуточные зоны мелких складок и разломов.

В пределах Кузнецкого Алатау и Минусинских салаирид Моссаковским выделены следующие тектонические элементы (см. фиг. 2): в Кузнецком Алатау Терсинский и Томский выступы докембрийского фундамента, в Северо-Минусинском внутригеосинклиналильном прогибе Бараккульский, Китойский и Ефреминский массивы, Кургусинская, Верхне-Урюпская, Юзикская и Солгонская мегаантиклинали, Канымская и Восточно-Усинская мегасинклинали, Первомайская, Золотогорская, Черноюсская, Усинская и Балыксинская промежуточные зоны.

В Центральном, или Батеневском, геоантиклинальном поднятии Моссаковский выделяет Батеневское и Шорское внутригеоантиклинальные поднятия и Балыксинскую промежуточную зону. В Южно-Минусинском геосинклиналильном прогибе располагаются Артемовская мегаантиклиналь, Кизирская и Мрасская промежуточные зоны и Сретенско-Токойский массив.

По периферии с запада, юга и востока рассматриваемого района вытянуты вулканические краевые линейные зоны: Северо-Саянская, Кузнецко-Алатауская и Западно-Саянская.

Томский и Терсинский выступы в структуре Кузнецкого Алатау играют роль главного геоантиклинального поднятия, разделяющего Минусинскую и Катунско-Салаирскую геосинклинали.

В современной структуре это геосинклинальное поднятие было преобразовано в Кузнецко-Алатауский антиклинорий, в котором оба выступа слагают его осевую часть. Они сложены сильно метаморфизованными породами — гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами и мраморами. Их возраст датируется от архея (Додин, 1956) до нижнего протерозоя (Карта докембрийской тектоники Сибири, 1962) и даже нижнего и среднего кембрия (Хоментовский, 1959).

По-видимому, возникновение Томского и Терсинского массивов следует связывать с концом позднего докембрия, когда в результате заложения серии глубинных разломов обособилась Минусинская геосинклиналь. На протяжении венда и кембрия массивы являлись местом интенсивного метаморфизма и, по-видимому, представляли собой местный источник обломочного материала (Моссаковский, 1963).

В Кембросаяне и Кузнецком Алатау интрузивные породы представлены очень разнообразным комплексом ультраосновных, основных, кислых и щелочных пород нижне-, средне- и верхнекембрийского, силурийского, ордовикского, девонского и верхнепалеозойского возрастов.

Наиболее древним является габбро-диорит-диабазовый комплекс нижне-среднекембрийского возраста, развитый в Кембросаяне и особенно широко в Кузнецком Алатау. Эти интрузии комагматичны нижне-среднекембрийским эффузивам, и, таким образом, их формирование следует относить к собственно геосинклинальной стадии развития. К этой же стадии относятся интрузии среднекембрийских гипербазитов, а также щелочные сиениты, габбро и сиенит-монциты. Верхнекембрийские гранитоиды представлены разнообразными породами от нормальных гранитов и лейкократовых плагигранитов до габбро включительно. Все они возникли во время складчатости. Более молодыми гранитоидами верхнекембрийского или даже ордовикского возраста являются батолитовые тела гранодиоритов, адамелитов, граносиенитов, широко развитые в Батеневском краже и Кузнецком Алатау.

Среди интрузивных комплексов орогенного этапа выделяется четыре разновозрастные интрузии. Первая из них представлена лейкократовыми гранитами силурийского возраста, вторая — субщелочными и щелочными гранитоидами, третья — различными габброидами и ультраосновными породами и четвертая — сиенитами и нефелиновыми сиенитами. Все эти интрузии имеют девонский возраст.

Катунский антиклинорий представляет крайний западный выход салаирид, слагающий центральную часть Горного Алтая (см. фиг. 4). Он вытянут в меридиональном направлении почти на 300 км при ширине 50—80 км. Его слагают карбонатный комплекс вендского и нижнекембрийского возраста и эффузивно-терригенные толщи среднего кембрия, выходящие на крыльях антиклинория. Антиклинорий представляет приподнятый блок, вытянутый меридионально, расширяющийся к северу и резко суженный на юге, где он образует структуру типа шовного поднятия, известную в литературе как Кадринско-Баратальский горст.

Границы Катунского антиклинория определяются глубинными разломами (см. фиг. 11): на востоке Кадринско-Баратальским, на западе Салаиро-Сорсинско-Курайским. На месте их сочленения возник Кадринско-Баратальский горст. На северо-западе и севере Катунский антиклинорий обрублен Кузнецким разломом, отделяющим его от Кузнецкого синклинория, заполненного главным образом девонскими отложениями. Формирование Катунского антиклинория началось еще в венде и привело к существованию ярко выраженных геосинклинальных условий в нижнем кембрии, о чем свидетельствуют сокращенные мощности, состав и слабая дислоцированность нижнекембрийских толщ в районах Сора-Кокши, Чеш и Иши, а также отсутствие проявления метаморфизма в породах этих толщ (Кузнецов, 1964). В кембро-ордовике геосинклинальные условия

развития Катунского поднятия проявились значительно интенсивнее. В. А. Кузнецов (1964) указывает, что из стратиграфического разреза антиклинория практически полностью выпадают мощные песчано-сланцевые флишионные толщи кембро-ордовика и силура и вместо них появляются маломощные пачки пестроцветных песчаников и аргиллитов, обычно слабо дислоцированных и неметаморфизованных и содержащих фауну азарки — тремодока. В девоне Катунское геоантиклинальное поднятие уже выступает как вполне сформировавшийся антиклинорий.

В пределах Катунского антиклинория, по данным И. Ф. Пожариского (1964), присутствуют интрузии среднекембрийского, средне-верхнекаменноугольного и пермского возрастов. Последние представляют главную массу плутонов в пределах названного антиклинория. Все интрузии представлены гранодиоритами. Среднекембрийские интрузии образуют крупные изометричные в плане массивы (Домарев, Высокоостровская, 1959), а каменноугольные и пермские вытянуты параллельно простиранию складок и в большинстве случаев явно контролируются разрывными нарушениями (В. А. Кузнецов и др., 1963; Высокоостровская, Домарев, 1963).

### *Западный Саян*

Западный Саян в общей структуре Алтае-Саянской области образует самостоятельную каледонскую зону, отличную как от салаирид Кузнецкого Алатау и Кембросаяна, так и от каледонской структуры Хемчигско-Систигхемского синклинория. От последнего его отличает одноярусность его тектонического строения, что делает похожим Западный Саян на каледонские сооружения Горного Алтая (Холзунско-Чуйский и Шапшальский антиклинории).

Тектоническая структура Западного Саяна очень подробно описана Л. П. Зоненшайном (1963), по данным которого она здесь и приводится (фиг. 3).

В современной структуре Западный Саян представляет собой крупное поднятие по отношению к граничащим с ним Минусинским впадинам и Тувинскому прогибу. Почти повсеместно структуры Западного Саяна от смежных частей отделены глубинными разломами: Кандатским и Курайско-Телецким с севера, Хемчигско-Куртушибинским с северо-запада и Саяно-Тувинским с юго-запада (см. фиг. 11). Западный Саян сложен главным образом сильно метаморфизованными и интенсивно дислоцированными песчано-сланцевыми образованиями протерозоя, среднего и верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура. Вендские и нижнекембрийские отложения представлены эффузивно-кремнисто-сланцевой формацией.

В структуре Западного Саяна выделяются Джебашский и Куртушибинский антиклинории и сопряженный с ними Западно-Саянский синклинорий. На западе названные антиклинории сливаются, образуя один Чулышманский (Шапшальский) антиклинорий, отделенный от них зоной Шапшальского глубинного разлома. Антиклинории сложены протерозойскими и кембрийскими отложениями. К ним приурочены узкие вытянутые на большие расстояния и ограниченные глубинными разломами офиолитовые пояса (Джебашский, Борусский, Куртушибинский и др.), сложенные эффузивно-кремнисто-сланцевыми образованиями нижнего кембрия и гипербазитовыми интрузиями. Эту особенность строения Западного Саяна впервые отметил В. А. Кузнецов (1952). Западно-Саянский синклинорий выполнен ордовикскими и нижнесилурийскими слоями. Он имеет форму резко вытянутого овала. Наиболее прогнутые его части смещены к югу и западу.

В различных частях Западного Саяна в ряде мест сохранились наложенные мульды и небольшие межгорные впадины, сложенные верхнеси-

лурийскими и девоно-каменноугольными красноцветно-вулканогенной и молассовой формациями. Такой наиболее значительной впадиной является Усинский грабен. Наличие этих структур позволяет сравнительно точно установить время перехода Западного Саяна из собственно геосинклинального этапа развития в орогенный, имевшего место на границе нижнего и верхнего силура.

Джебашский антиклинорий является северной структурой Западно-Саянского складчатого сооружения, отделяющей его от более древних складок Минусинской геосинклинали. Это крупная глыбово-складчатая структура почти широтного простирания, ограниченная со всех сторон офиолитовыми поясами, связанными с зонами Кандатского и Борсусского разломов. Последний сечет Джебашский антиклинорий, разделяя его на две глыбы: западную и восточную. Более приподнятой является западная, сложенная породами джебашской свиты. Восточная глыба образована средне-верхнекембрийскими породами.

Внутренняя складчатая структура этих глыб отличается значительной сложностью и большим разнообразием. Для нее характерны линейные, сильно сжатые складки, чередующиеся с изометричными поднятыми блоками. Все складки опрокинуты к северу. В небольших грабенах в осевой части Джебашского антиклинория сохранились несогласно залегающие на более древних породах отложения верхнего кембрия, представленные продуктами размыва пород антиклинория. Этим устанавливается время основной складчатости Джебашского геосинклинального поднятия, превратившего его в антиклинорий.

Куртушибинский антиклинорий протягивается вдоль южного края Западно-Саянской складчатой зоны, отделяя его от складчатых сооружений Хемчигско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба. В современной структуре антиклинорий выступает в виде массива. С юго-востока он ограничен Саяно-Тувинским глубинным разломом, вдоль которого развит очень протяженный и широкий офиолитовый пояс. Внутренняя структура антиклинория определяется сочетанием изометрических сводовых поднятий, зон с вертикальным залеганием слоев и поясов развития сжатых линейных складок. Все складки опрокинуты на юг.

В пределах антиклинория в тектонических депрессиях сохранились остатки орогенных образований, представленных грубозернистыми песчаниками верхнего кембрия, пестроцветными туфогенными и грубообломочными породами ордовика, свидетельствующими о завершении складчатости в пределах Куртушибинского антиклинория уже в верхнем кембрии и существовании его как складчатой структуры в ордовике и силуре.

Западно-Саянский синклинорий с севера и юга ограничен Джебашским и Куртушибинским антиклинориями; он слагает центральную часть Западного Саяна и вытянут в субширотном направлении. В его строении участвуют отложения кембрия, ордовика и силура, образующие широкую удлиненно-овальную синклинальную структуру. Последняя осложнена на крыльях системой параллельных ее очертаниям складок, то линейных, сильно сжатых и опрокинутых на север и юг, то широких и правильных, располагающихся в центральной части синклинория.

Складчатая структура синклинория разбита густой сеткой продольных разломов, согласных с простиранием основных складчатых элементов, образующих резко удлиненные тектонические клинья, в связи с чем вся структура приобретает сложный чешуйчатый характер. В северной краевой части синклинория выделяются Головинская синклинальная и Пашинская антиклинальные зоны; осложняющие их складки опрокинуты на север и вытянуты в северо-восточном направлении. Южная краевая часть синклинория имеет более сложную тектоническую структуру.

На северо-востоке отмечается исключительно сильная дислоцированность слоев. Здесь распространены сильно сжатые, большей частью изоклинные, опрокинутые на юг складки.

Центральная часть зоны характеризуется в прикуртушибинской части узкими линейными открытыми складками с резко ундулирующими шарнирами. В приосевой части синклинория, наоборот, развиты очень пологие складки типа мульд, сопрягающиеся с пологими антиклинальными сводами. Юго-западный участок зоны образован Манчурекской синклинальной зоной, внутренняя структура которой изучена еще недостаточно.

Осевая часть Западно-Саянского синклинория сложена породами верхнего кембрия, ордовика и силура, образующими два структурных яруса — нижний, в строении которого участвуют образования кембрия и ордовика, и верхний, сложенный породами силура.

В нижнем структурном ярусе Л. П. Зоненшайн выделяет с севера на юг Контегирскую синклинальную, Мургулукскую антиклинальную и Урскую синклинальную зоны. Все они отделены друг от друга продольными разломами и часто в каждой из них образованы системы независимых от смежных зон складок (Зоненшайн, 1963).

Верхний структурный ярус синклинория составляют мегасинклинали и наложенные мульды; они отличаются меньшей напряженностью и преимущественно глыбовой природой. В основании пород верхнего яруса наблюдаются перерыв и в ряде случаев угловое несогласие.

В структурах верхнего яруса выделяются две наиболее крупные наложенные мульды — Богозейская и Узунсукская. Они имеют блюдцеобразную форму и небольшие размеры. Края их ограничены сбросами и флексурами с крутым падением слоев во флексурном перегибе.

Верхний структурный комплекс Западно-Саянской зоны образован орогенными формациями девона, карбона, а иногда и верхнего силура. Для него характерны наложенные тектонические депрессии. Наиболее крупными из них являются Усинский и Чулаксинский грабены. Выполняющий грабены комплекс отложенный смят в систему крупных складок, нарушенных глыбовыми дислокациями — грабенами и грабен-синклиналями, в свою очередь осложненными более мелкими дислокациями — пологими мульдами, куполами, коробчатыми брахискладками и моноклиналями. Очень характерны флексуры, часто переходящие по простиранию в разломы. Они обычно развиваются на крыльях складок. Складки, как правило, ориентированы в разных направлениях, часто с осями, расположенными перпендикулярно друг другу.

Среди многочисленных интрузий Западного Саяна наиболее распространены нижнеордовикские, ордовикские и среднедевонские гранитоиды. Нижнеордовикские гранитоиды образуют удлиненные массивы, ориентированные согласно простиранию вмещающих пород. Для них характерна сильная разгнейсованность. Локализуются они в краевой северной и северо-западной частях синклинория, тяготея к зоне Курайско-Телецкого разлома. Самые крупные массивы этих пород расположены в зоне интенсивного метаморфизма.

Граниты ордовикского возраста слагают массивы батолитового типа, приуроченные к полосе северо-западного простирания, круто секущей структуры синклинория, простирающиеся в субширотном направлении. В целом они как бы продолжают основное направление Шапшальского глубинного разлома.

Интрузии среднедевонского возраста также батолитового типа, расположенные вдоль линии северо-восточного простирания, которая является продолжением зоны разломов, ограничивающих с северо-запада Чульгинский горст (Пожариский, 1964).

Горный Алтай представляет часть Саяно-Алтайской складчатой области, характеризующейся особым типом геологического развития, отличным от описанных ранее ее регионов. Для Горного Алтая характерно сложное соотношение складчатых сооружений, закончивших свое геологическое развитие, с одной стороны, в конце силура, с другой — в предвизейское время, а также структур, испытавших более сложный путь развития, в пределах которых проявились не только каледонские, но и герцинские складчатые движения.

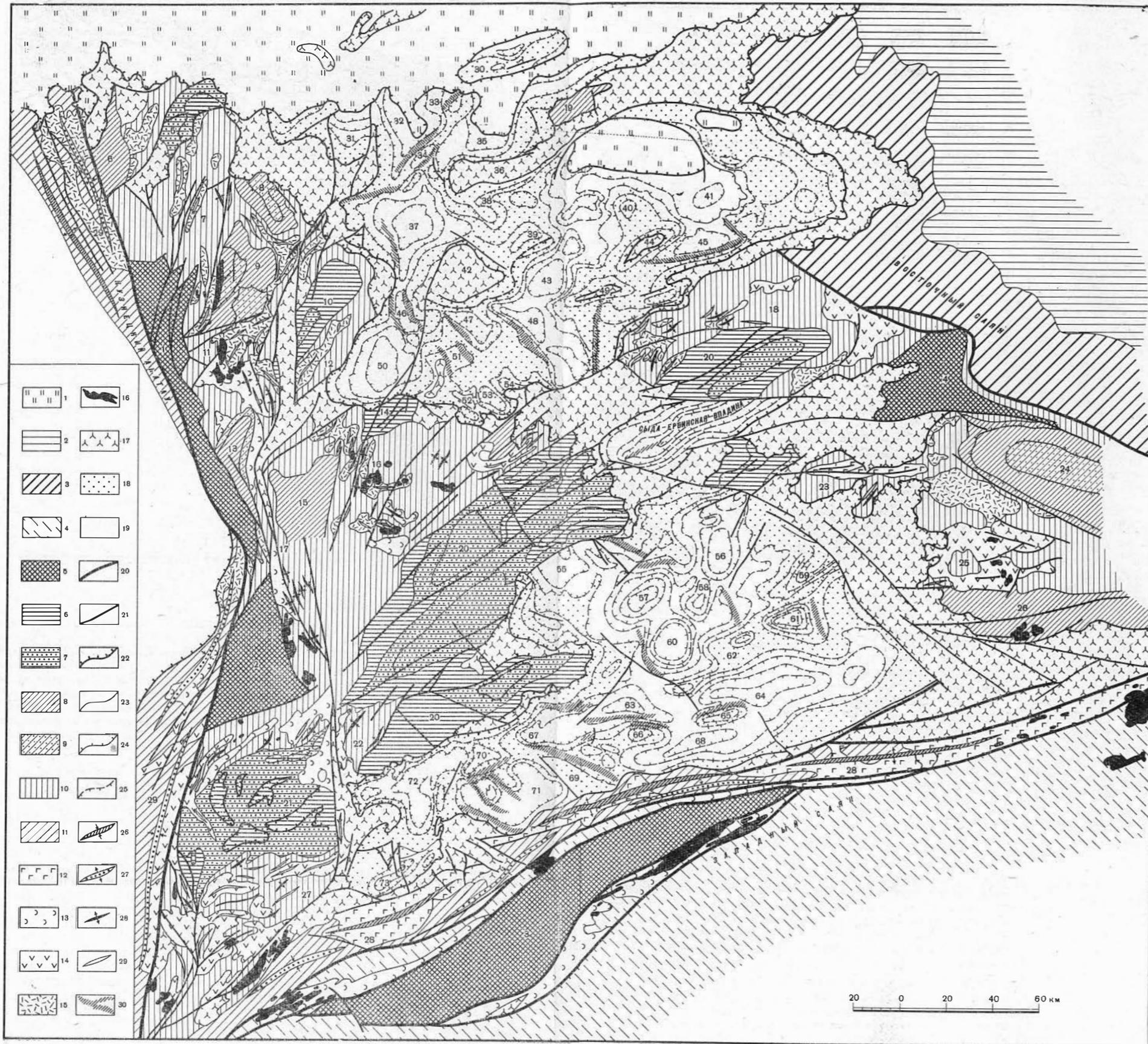
В территорию Горного Алтая обычно включают и Катунский антиклинорий, представляющий складчатое сооружение, возникшее в результате салаирского тектогенеза, т. е. структуру, по типу своего развития идентичную Кузнецкому Алатау и Кембросаяну. В то же время Салаирский кряж, имеющий большое геологическое сходство с Горным Алтаем, всегда рассматривается как совершенно особая часть Саяно-Алтайской складчатой области и никогда не включается в Горный Алтай, хотя располагается на северном его продолжении, представляя вместе с ним единую крупную тектоническую зону. Таким образом, под Горным Алтаем; как определенным геологическим понятием; мы понимаем область, расположенную к западу от Кузнецкого Алатау, а на юге — Шапшальского разлома и ограниченную на востоке Северо-Восточной зоной смятия. При этом Катунский антиклинорий мы включаем в Салаирскую зону Кузнецкого Алатау и Кембросаяна. В этих границах Горный Алтай может рассматриваться как складчатое сооружение, созданное каледонской и раннегерцинской складчатостями и вытянутое в северо-западном направлении.

К каледонским складчатым сооружениям Горного Алтая относятся Шапшальский и Холзунско-Чуйский антиклинории, к раннегерцинским — Ануйско-Чуйский, Коргонский, Чарышский и Чуйский синклинории, а также Уймено-Лебедской, в составе которого имеются переработанные салаириды.

Складчатые сооружения сложного развития представлены Талицким и Салаирским антиклинориями. При этом вполне вероятно, что начало формирования этих структур было положено уже в нижнем кембри.

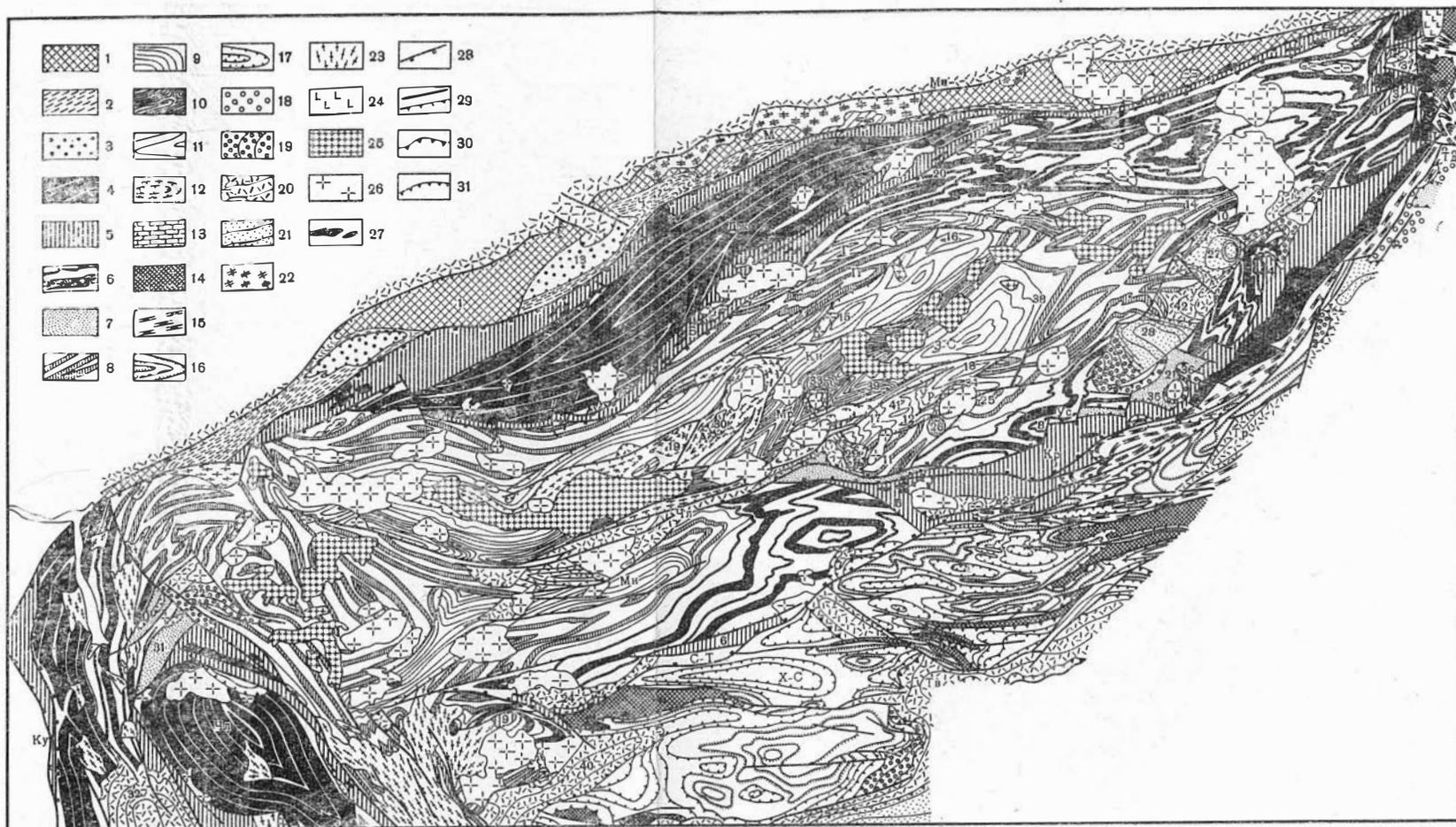
Шапшальский антиклинорий, известный под названием Чульшманского, или Чингикатского, антиклинория, расположен на западном продолжении Западного Саяна, от которого отделяется Шапшальским разломом северо-восточного простирания (фиг. 4). В плане Шапшальский антиклинорий имеет угловатую изометрическую форму и представляет жесткую глыбу, обтекаемую офиолитовыми поясами. В его строении участвует сильно метаморфизованный комплекс поздне-докембрийских, вендских, ниже-, средне- и верхнекембрийских песчано-сланцевых отложений, смятый в систему складок северо-западного простирания.

Западный край антиклинория осложнен Курайско-Телецким антиклиналом, к югу от которого со всех сторон ограниченный расколами вытянут в северо-западном направлении Чульгинский горст. Он нарушен в центре Улаганской и Еринатской мульдами. Заполняющие эти мульды отложения ордовика, силура или девона, среднего и верхнего карбона несогласно налегают на более древние метаморфизованные толщи. Мульды разделены горстом, в строении которого участвуют породы, синхронные джебашской свите. Юго-западную часть Шапшальского антиклинория осложняет сложно построенный Башкауский синклинал, в строении которого участвуют исключительно ордовикские отложения. Возникновение Шапшальского геоантиклинального поднятия произошло



Фиг. 2. Тектоническая схема Кузнецкого Алатау, Минусинских впадин и прилежащих частей Западного и Восточного Саяна (по А. А. Моссаковскому, 1963)

1 — мезо-кайнозойский чехол Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы; 2 — Манский внешний геосинклинальный нижекембрийский прогиб на докембрийском складчатом основании; 3 — докембрийская (байкальская) складчатая зона Восточного Саяна; 4 — силурийская (каледонская) складчатая зона Западного Саяна; 5 — выступы досинийского (дорифейского фундамента). Верхнекембрийская (салаирская) складчатая зона Кузнецкого Алатау, Горной Шории, фундамента Минусинских впадин, северного склона Западного Саяна и юго-западного склона Восточного Саяна; 6 — мегасинклинали и крылья мегаантиклиналей на приподнятых массивах, сложенных карбонатными формациями синия и кембрия сокращенной мощности; 7 — мегаантиклинали на приподнятых массивах, сложенных карбонатными формациями синия и кембрия сокращенной мощности; 8 — мегасинклинали и крылья мегаантиклиналей на опущенных массивах, сложенных песчано-карбонатно-сланцевыми, рифогенно-известняковыми и граувакковыми формациями синия и кембрия повышенной мощности; 9 — мегаантиклинали на опущенных массивах, сложенных песчано-карбонатно-сланцевыми, рифогенно-известняковыми и граувакковыми формациями синия и кембрия повышенной мощности; 10 — промежуточные вулканические зоны с широким развитием мелких складок и разломов; 11 — краевые линейные вулканические зоны; 12 — площади распространения синийско-кембрийской спилит-кератофировой формации в вулканических зонах; 13 — площади распространения синийско-кембрийской зеленокаменно-сланцевой формации в вулканических зонах; 14 — площади распространения нижекембрийской спилито-диабазовой подформации в вулканических зонах; 15 — площади распространения среднекембрийской порфиритовой формации в вулканических зонах; 16 — ниже-средне-кембрийские основные и ультраосновные интрузии; 17 — ниже-среднекембрийский красноцветно-вулканогенный структурный комплекс. Средне-верхнепалеозойский осадочный чехол Минусинских впадин; 18 — внутренние и краевые поднятия; 19 — прогибы; 20 — глубинные разломы; 21 — прочие разломы; 22 — границы структурных ярусов и комплексов; 23 — границы массивов и вулканических зон; 24 — контуры нижнепалеозойских складчатых структур; 25 — контуры средне-верхнепалеозойских складчатых структур; 26 — оси линейных мегаантиклиналей; 27 — оси линейных мегасинклиналей; 28 — оси мелких антиклинальных складок; 29 — оси мелких синклинальных складок; 30 — флексуры. Цифры на схеме: 1 — Терсинский выступ; 2 — Томский выступ; 3 — Джебашский выступ; 4 — Сыдинский выступ. Северо-Минусинский внутригеосинклинальный прогиб; 5 — Беркульский массив; 6 — Китатский массив; 7 — Первомайская промежуточная зона; 8 — Кургульская мегаантиклиналь; 9 — Верхне-Урюпская мегаантиклиналь; 10 — Юзикская мегаантиклиналь; 11 — Золотогорская промежуточная зона; 12 — Черно-Июсская промежуточная зона; 13 — Канымская мегасинклираль; 14 — Ефреминский массив; 15 — Восточно-Усинская мегасинклираль; 16 — Коммунарская промежуточная зона; 17 — Усинская промежуточная зона; 18 — Беллык-Сисимская промежуточная зона; 19 — Солгонская мегаантиклиналь; 20 — Батеневское внутригеосинклинальное поднятие; 21 — Шорское внутригеосинклинальное поднятие; 22 — Балыксинская промежуточная зона. Южно-Минусинский внутригеосинклинальный прогиб; 23 — Шушенская промежуточная зона; 24 — Артемовская мегаантиклиналь; 25 — Кизирская промежуточная зона; 26 — Сретенско-Таятский массив; 27 — Мрасская промежуточная зона; 28 — Северо-Саянская краевая линейная вулканическая зона; 29 — Кузнецко-Алатауская краевая линейная вулканическая зона. Структуры Минусинских впадин; 30 — Антроповский вал; 31 — Шарыповский грабен; 32 — Белоозерская синклираль; 33 — Горбовско-Новосоксенская антиклиналь; 34 — Локшинская антиклиналь; 35 — Серезская синклираль; 36 — Солгонское поднятие; 37 — Салбатская мульда; 38 — Ильинская антиклиналь; 39 — Парлювская антиклиналь; 40 — Белоярская антиклиналь; 41 — Балахтинская мульда; 42 — Копьевский кутол; 43 — Интикольская мульда; 44 — Новоселовская антиклиналь; 45 — Боркинская мульда; 46 — Устинкинская мульда; 47 — Марская мульда; 48 — Кокоревская антиклиналь; 49 — Джиримо-Карасукская мульда; 50 — Черноозерская мульда; 51 — Тузская антиклиналь; 52 — Ширинская антиклиналь; 53 — Ширинская синклираль; 54 — Арамчакская антиклиналь; 55 — Кутень-Булуцкая мульда; 56 — Тубинская мульда; 57 — Черногорская мульда; 58 — Быстринская антиклиналь; 59 — Убрусская антиклиналь; 60 — Изыкская мульда; 61 — Центрально-Тагарская антиклиналь; 62 — Алтае-Тагарское поднятие; 63 — Бейская мульда; 64 — Дубенская мульда; 65 — Ново-Михайловская антиклиналь; 66 — Восточно-Красноозерская антиклиналь; 67 — Аскизская синклираль; 68 — Ново-Енисейская мульда; 69 — Утинская антиклиналь; 70 — Аскизский купол; 71 — Табатская мульда; 72 — Кизла-совская синклираль; 73 — Шепчульская синклираль.



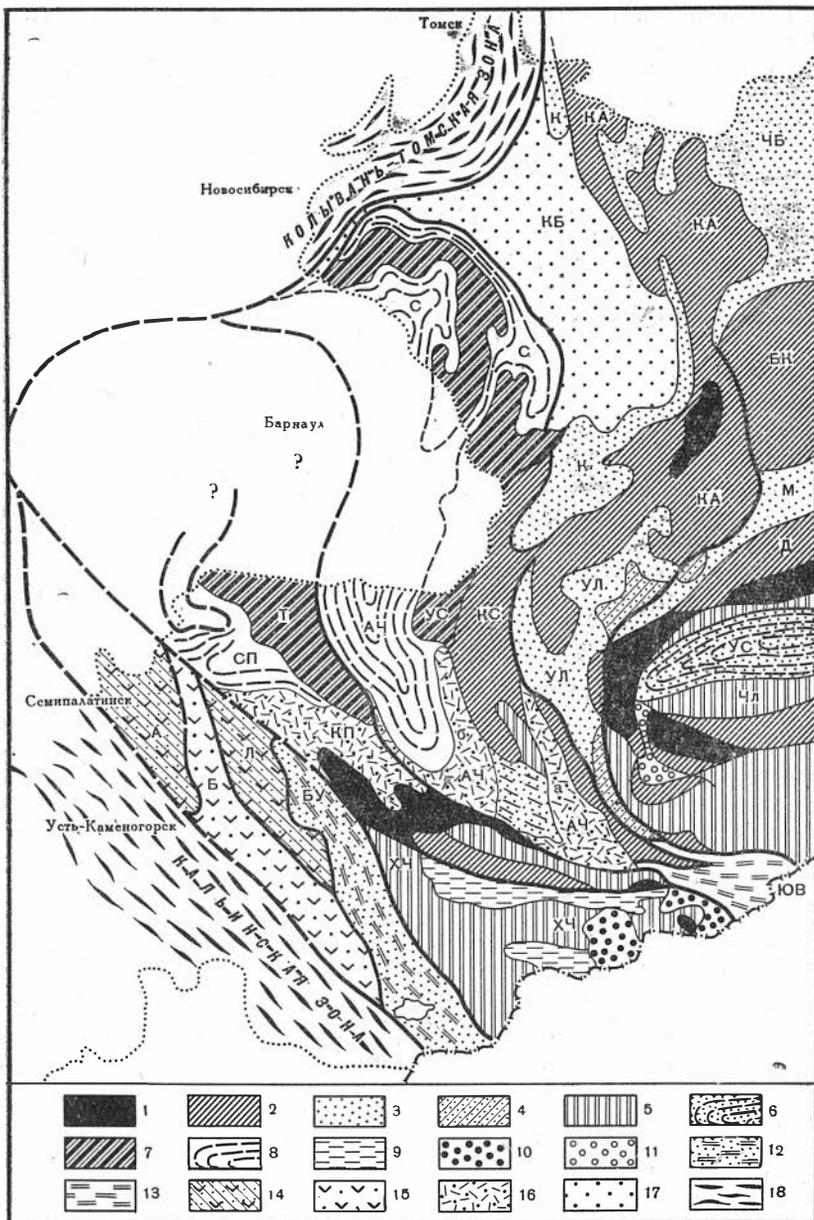
Фиг. 3. Тектоническая карта Западного Саяна (по Зоненшайну, 1961 г.)

Структурный комплекс собственно геосинклинального этапа. Складчатые сооружения, сформировавшиеся к верхнему кембрию (салаириды); 1 — антиклинальные зоны, сложенные спилит-кератофировой и туфогенно-граувакковой формациями кембрия; 2 — синклинали, сложенные граувакковой формацией среднего кембрия; 3 — синклинали, сложенные молассой верхнего кембрия. Складчатые сооружения, сформировавшиеся к концу силура (каледониды). **Антиклинории:** 4 — осевые части, оформившиеся в виде поднятий к верхнему кембрию, сложенные метаморфическими сланцами синийского возраста; 5 — то же, сложенные зеленокаменно-сланцевой формацией нижнего кембрия (офиолитовые пояса); 6 — краевые части, оформившиеся в виде поднятий к концу кембрия — началу ордовика, сложенные сланцевой и песчанниковой формациями среднего — верхнего кембрия; 7 — наложенные мульды и грабен-синклинали, сложенные молассовой, флишовой и другими формациями верхнего кембрия и ордовика. Синклинории (6—9 — краевые части, причленившиеся к ранее возникшим поднятиям к началу силура): 8 — антиклинальные зоны и периферические поднятые участки, сложенные сланцевой и песчанниковой формациями среднего и верхнего кембрия; 9 — синклинали, сложенные песчанниковой формацией верхнего кембрия и флишовой и граувакковой формациями ордовика (10—13 — осевые части, причленившиеся к ранее возникшим поднятиям к концу силура); 10 — антиклинальные зоны, сложенные песчанниковой формацией верхнего кембрия и флишовой и граувакковой формациями ордовика; 11 — синклинали, сложенные флишовой формацией ордовика и ордовика — нижнего силура; 12 — мегасинклинали, возникшие на месте уплывающих остаточных прогибов, сложенные карбонатно-терригенной формацией нижнего — верхнего силура; 13 — наложенные мульды, сложенные карбонатно-терригенной формацией верхнего силура.

Структурный комплекс внешних геосинклинальных прогибов на салаирском складчатом основании: 14 — выступы салаирского складчатого основания, переработанные каледонскими движениями; 15 — участки внешнего геосинклинального прогиба, заложившиеся в верхнем кембрии и развивавшиеся до начала ордовика; линейные открытые складки, сложенные флишовой формацией зеленых песчаников верхнего кембрия. Участки внешнего геосинклинального прогиба, заложившиеся в ордовике и развивавшиеся до середины верхнего силура; 16 — гребневидные антиклинории, брахантиклинории, брахисинклинали, сундучные синклинали, сложенные молассовыми формациями ордовика и нижнего силура; 17 — сундучные синклинали, мульды, брахисинклинали, сложенные карбонатно-терригенной формацией нижнего — верхнего силура.

Структурный комплекс орогенного этапа. Межгорные впадины, заложившиеся в ордовике; 18 — грабен-синклинали и мульды, сложенные молассами ордовика и силура. Межгорные впадины, заложившиеся в верхнем (в Прителецком районе в нижнем) силуре и нижнем девоне; 19 — брахисинклинали, грабен-синклинали, наложенные мульды, сложенные молассой верхнего (в Прителецком районе нижнего) силура; 20 — брахисинклинали, наложенные мульды, купола, сложенные красноцветно-вулканогенной формацией нижнего — верхнего девона; 21 — корчатые брахискладки, мульды, грабен-синклинали, грабены, сложенные молассовыми формациями среднего — верхнего девона и карбона.

Интрузивные массивы. Синорогенные интрузии: 22 — салаирские; 23 — каледонские. Посторогенные интрузии: 24 — салаирские; 25 — каледонские; 26 — поздние; 27 — гипербазиты; 28 — глубинные разломы; 29 — прочие разломы; 30 — подошва структурных комплексов; 31 — подошва структурных ярусов. Буквы и цифры на карте. Антиклинории: Дж — Джебашский; Кр — Куртушбинский; Чл — Кулышманский, или Шашальский; З-С — Западно-Саянский синклинорий; Х-С — Хемчигско-Систигхемский прогиб. Впадины: Мн — Минусинская; Тв — Тувинская; Тр — Туранская, Тд — Тоджинская. Антиклинальные зоны: М — Манская; П — Пашкинская; Мр — Мургулуская. Синклинали: Ч — Чазрыкская; Г — Головановская; Кн — Кантегирская; Ур — Урская; Мн — Манчурекская. Мегасинклинали: А — Ататахская; От — Отукеская. Грабены: Ус — Усинский; Чл — Чулакский. Разломы: К — Капдатский; Б — Борусский; С-Т — Саяно-Тувинский; Ку — Курайский. Антиклинории: 1 — Хапсынская; 2 — Чингилская; 3 — Побединская; 4 — Коярдская; 5 — Хемчигская; 6 — Алашская; 7 — Хонделенская; 8 — Сержикская; 9 — Апяк-Оргуская; 10 — Араданская; 11 — Блансугская; 12 — Еркырская. Синклинали: 13 — Арбатская; 14 — Буйбшская; 15 — Среднепашкинская; 16 — Карысукская; 17 — Индигейская; 18 — Сарлинская; 19 — Таслинская. Грабен-синклинали: 20 — Кашкаретская; 21 — Макаровская; 22 — Ярышкольская. Грабены: 23 — Шугурский; 24 — Хонделенский. Мульды: 25 — Керемская; 26 — Малоурская; 27 — Араадская; 28 — Иджимская; 29 — Тавлыкская; 30 — Карбайская; 31 — Еринатская; 32 — Улаганская. Нложенные мульды: 33 — Багазейская; 34 — Узунсукская; 35 — Синохинская; 36 — Узюпская; 37 — Кукшинская; 38 — центрально-Белого Ключа; 39 — Сайлюкская горст-антиклиналь; 40 — Хемчигская брахисинклиналь; 41 — Малоурское поперечное поднятие; 42 — Нистофоровский поднятый блок.



Фиг. 4. Схема тектонического районирования горного Алтая (по И. И. Белостоцкому)

1 — центральные части салаирских антиклинорий; 2 — салаирские антиклинории; 3 — салаирские синклиории; 4 — зоны проницаемости; 5 — каледонские антиклинории; 6 — герцинские прогибы, унаследованные от каледонских; 7 — герцинские антиклинальные зоны, унаследованные от каледонских; 8 — герцинские геосинклинальные прогибы длительного развития; 9 — герцинские шовные прогибы; 10 — нижнедевонские наложенные впадины субконтинентального типа; 11 — верхнедевонские наложенные впадины субконтинентального типа; 12 — эвгеосинклинальный прогиб; 13 — миеосинклинальный прогиб; 14 — внутренние геосинклинальные поднятия; 15 — внутренние геосинклинальные прогибы; 16 — шовные трюги; 17 — межгорные впадины; 18 — центральная часть эвгеосинклинали. Буквы на карте: КБ — Прогиб Кузнецкого бассейна; К — Кузнецкий прогиб; КА — Кузнецко-Алатауский антиклинорий, антиклинорий Батеневского кряжа; ЧБ — Чебоково-Балахтинская межгорная впадина; М — Минусинский шовный прогиб; Д — Джебашский антиклинорий; УС — Усинский прогиб; ЧЛ — Чулышманская антиклинальная зона; УЛ — Уймено-Лебедской прогиб; КС — Катунский антиклинорий; АЧ — Ануйско-Чуйская геосинклиналь; а — восточный шовный прогиб; б — Белегбашский шовный прогиб; Т — Талицкий антиклинорий; УС — Усталая зона; СП — Спасский прогиб; КП — Каргонский прогиб; БУ — Белоубинский прогиб; ХЧ — Холзуноско-Чуйский антиклинорий; ЮВ — Юго-Восточный прогиб (Чуйская впадина); Л — Ленингорский антиклинорий; Б — Быструшенский прогиб; А — Алейский антиклинорий

в середине кембрия, а к концу ордовика он испытал складчатость и превратился в антиклинорий.

К осевой части Курайско-Телецкого антиклинала приурочен ряд гранитоидных тел средне-верхнеордовикского возраста, образующих крупные и мелкие массивы. Они имеют эллипсоидальную форму с длинной осью, вытянутой параллельно простиранию складок. Гранитоиды нижнеордовикского возраста известны лишь в зоне интенсивного метаморфизма, где они образуют многочисленные, но не очень крупные тела, вытянутые согласно общему простиранию пород, имеющие неясные контакты с вмещающими их метаморфическими породами.

В Чульгинском горсте толща позднекембрийских отложений также прорвана интрузиями гранитоидов нижнеордовикского возраста. Ориентировка и форма тел интрузий обнаруживает явную зависимость от структур вмещающих пород. В пределах Башкаусского синклинала, в области сочленения Ильдугемской синклинали и Оройского поднятия, расположен ряд крупных батолитовых массивов гранитоидов ордовикского комплекса. Интрузии в пределах Башкаусского синклинала не обнаруживают прямой связи со структурами. В то же время ясно прослеживается зависимость расположения некоторых массивов от дизъюнктивных нарушений. Это в первую очередь касается интрузий, тяготеющих к зоне Карахемского разлома, простирающегося в северо-западном направлении и разделяющего синклинорий на две примерно равные части. В пределах этой зоны наблюдается серия массивов ордовикских и нижнеордовикских гранитоидов, вытянутых по простиранию разлома (Пожарский, 1964).

Холзунско-Чуйский антиклинорий (см. фиг. 4) может служить примером сложно построенной и длительно развивающейся положительной тектонической структуры. От смежных Ануйско-Чуйского синклинория и Рудного Алтая он отделен Чарышко-Теректинским глубинным разломом и Северо-Восточной зоной смятия. В северо-восточной части антиклинория выделяется так называемый Теректинский горст, в котором развиты интенсивно метаморфизованные, чрезвычайно сложно дислоцированные породы позднекембрийского возраста и вулканогенно-терригенные толщи, относимые к нижнему — среднему кембрию. Последними сложен также горстовый выступ, обособляющийся в центральной части Холзунско-Чуйского антиклинория (горст Катунского хребта). Наиболее широко распространены в пределах антиклинория песчано-сланцевые отложения кембро-ордовикского возраста (горноалтайская свита), образующие линейные килевидные, часто опрокинутые складки, в простирании которых наблюдается зависимость от расположения выступов более древних пород. Терригенные толщи ордовикских отложений, также относящиеся по характеру разреза и дислокаций к образованиям нижнего структурного этажа, залегают на подстилающих породах несогласно. Они сосредоточены в краевых частях антиклинория и тяготеют к пришовным зонам крупных разломов. В восточной части антиклинория, на его погружении, на складчатом кембро-ордовикском основании отмечен ряд наложенных прогибов, заполненных грубообломочными пестроцветными образованиями верхнесилурийского и нижнедевонского возрастов, а также вулканогенными толщами среднего девона. Время заложения этих наложенных прогибов показывает, что Холзунско-Чуйский антиклинорий сформировался как складчатое сооружение перед верхним силуром.

В современной структуре Холзунско-Чуйского антиклинория И. Ф. Пожарский (1964) выделяет две крупные структуры: Коксинский антиклинал и Джасатерский синклинал.

Коксинский антиклинал можно охарактеризовать как ярко выраженную глыбовую структуру, образованную Теректинским и Белухинским

горстами и Ак-Кемской грабен-синклиналию. Джасатерский синклинал имеет чрезвычайно сложное строение; в его составе выделяются Зайчихинское, Рахмановское и Куренское поднятия, Ак-Булакская и Кызынычирская синклинали и, наконец, Теректинский грабен. Все толщи, слагающие антиклинорий, прорваны гранитоидными интрузиями ордовикского, средне- и верхнекаменноугольного возраста, причем распределение первых в большинстве случаев подчинено складчатой структуре нижней палеозойских толщ, вторые же тяготеют к зонам разрывных нарушений и наиболее крупным наложенным мульдам, выполненным девонскими отложениями.

У восточного окончания Теректинского грабена интрузии представлены рядом линейно вытянутых конкордантных массивов гнейсовидных гранитов, а в области сочленения горста с Ак-Кемской грабен-синклиналию (район Кайтонака) — группой небольших, также конкордантных тел гипербазитов. Кроме того, имеются штокообразные массивы гранитоидов герцинского комплекса, не обнаруживающие никакой связи со складчатой структурой.

Салаирский антиклинорий образует систему складчатых структур и параллельных разломов, описывающих выпуклую в северо-восточном направлении дугу. Его строение характеризуется большим по стратиграфическому интервалу разрезом и обилием перерывов и несогласий, что указывает на длительность формирования этой своеобразной положительной тектонической структуры.

В осевой части антиклинария в ядрах антиклиналей обнажаются кварцево-роговообманково-биотитовые, роговообманково-пироксеновые и пироксеновые гнейсы и амфиболовые кристаллические сланцы с прослоями силикатных, графитистых и чистых мраморов с оливином. Стратиграфически выше залегают силикатные и графитистые мраморы, переслаивающиеся с графитовыми сланцами и слоистыми железистыми кварцитами. С этим комплексом ассоциируется сложно дифференцированная интрузия габбро, крайним членом которой являются горнблендиты и пироксениты. В ряде случаев совместно с этими породами встречаются тела змеевиков. Ране этот комплекс относили к архею. Метаморфический комплекс Салаирского кряжа Г. В. Пинус и др. (1958) считают кембрийским и резкие отличия его от кембрийских отложений объясняют метаморфизмом, который обусловлен приуроченностью этого комплекса к зоне глубинного разлома. Вслед за А. А. Зенковой (1934) А. Л. Матвеевская (Матвеевская и Иванова, 1960) считает эти отложения архейскими. К более высоким стратиграфическим горизонтам относится толща массивных известняков с прослоями глинистых сланцев, пересеченная дайками кислых и основных эффузивов и расчлененная sillами гипербазитов (алабайская формация). Алтайская формация несогласно перекрыта сунгайской свитой полосатых известняков, неотличимых от аналогичных пород контрекской, егорьевской и талицкой свит предположительно верхнекембрийского возраста. Породы сунгайской свиты Матвеевская (Матвеевская и Иванова, 1960) считает возможным аналогом укснайской свиты, среди которой развиты эпидот-хлоритовые, хлорит-серицитовые, кварцево-альбит-хлоритовые и другие сланцы, образовавшиеся в основном за счет известково-глинистых и песчаных, а иногда туфогенных пород, покровов кислых и особенно основных эффузивов. Толща вмещает штоки и силлообразные массивы озмеевикованных гипербазитов и мелкие дайки габбро и габбро-диабазов. Разрез надстраивается баудинской свитой, в основании которой имеется пачка конгломератов с гальками метаморфических пород, среди которых присутствуют гипербазиты. Свита сложена филлитами и полимиктовыми, иногда грубозернистыми песчаниками и по внешнему облику очень напоминает зелено-фиолетовую свиту ордовика. От последней ее отличает

несравненно больший дислокационный метаморфизм. Она несогласно перекрывается зелено-фиолетовой свитой низов ордовика. Еще выше согласно залегает карбонатно-кварцевая свита, сложенная темно-серыми или черными известняками с линзами кварцитов и прослоями углестых сланцев. Возраст ее неясен, но вполне возможно, что она является аналогом баратальской свиты Алтая. Как отмечает А. Л. Матвеевская, некоторые авторы на основании литолого-петрографических сопоставлений с другими районами Саяно-Алтайской складчатой области склонны относить алабайскую свиту к нижнему — среднему кембрию. Вся нижняя часть описанного разреза в отношении возраста слагающих его пород еще слабо аргументирована. Вполне вероятно, что здесь мы имеем дело с породами разного возраста от нижнего до верхнего кембрия включительно. Заведомо ниже- и среднекембрийские отложения представлены спилито-кератофировыми и карбонатными толщами, очень сходными с соответствующими образованиями Кузнецкого Алатау и Горного Алтая. Меньшим развитием пользуются карбонатные верхнекембрийские отложения.

Крылья антиклиналей и синклиналей сложены мощными песчано-сланцевыми толщами ордовика и нижнего силура (до 2000 м), карбонатными отложениями верхнего силура и нижнего девона и почти двухкилометровым комплексом черносланцевых пород среднего и верхнего девона. Эти отложения имеют много черт сходства с одновозрастными образованиями Ануйско-Чуйского синклинория.

Интрузивные породы в Салаире развиты чрезвычайно слабо. Кроме упомянутых ранее габбро-диоритовых и гипербазитовых интрузий, в среднекембрийских отложениях известны пластовые и секущие тела интрузивных пород кислого состава. Каледонские интрузии образуют на Салаире небольшими телами олигоклазитов — нордмаркитов горы Борсук, а также диоритами — габбро-диабазами, развитыми на его северо-западной окраине.

Для девонских интрузий наиболее характерны мелкие тела порфиров, диабазов, фельзитов и альбитофиров.

Верхнепалеозойские интрузии в Салаире также немногочисленны. Они сложены гранитами и адаметитами. Наиболее крупные массивы известны на северо-востоке Салаира на горе Улановой, а также на юго-западе в Залесовской и Афонинской мульдах. Эти массивы прорывают девонские и нижнекарбоновые осадочные толщи. Верхняя возрастная граница интрузий неясна. Салаир, по данным Матвеевской (Матвеевская и Иванова, 1960), представляет собой крупный сложно построенный и резко асимметричный антиклинорий. Он образован различными по масштабу складками, ориентированными вдоль его простирания и имеющими характер довольно интенсивно сжатых брахискладок. Характер складчатых структур заметно варьирует. В осевой части северной половины кряжа и в области северо-восточного его склона преобладают сжатые, круто поставленные складки, опрокинутые в центральной части Салаирского кряжа в юго-западном, а восточнее — северо-восточном направлениях. В средней части кряжа (район верховьев р. Аламбай), по данным И. Е. Шатрова (устное сообщение), развиты сравнительно пологие и широкие складки. Встречающиеся здесь крутые мелкие складочки и разрывы, падающие на юго-запад, представляют лишь местные их осложнения. Наиболее крупными складками осевой зоны Салаира являются Урская синклиналь, Верхне-Бердская мульда, Тягун-Шаланская сложно построенная антиклиналь и др. К одной из антиклинальных зон этой структуры приурочена главная полоса ультраосновных интрузий кряжа. Складчатые структуры нарушены продольными и реже поперечными разрывами. «Наибольшее значение в общем комплексе дизъюнктивных нарушений Салаира имеют разрывы продольного типа,

нередко обнаруживающие следы движений сдвигового характера. Наиболее протяженными и наибольшими по амплитуде являются продольные фронтальные разрывы, проходящие местами вдоль границы кряжа с Кузнецкой котловиной. Строение юго-западного склона кряжа в общем значительно более спокойно и менее осложнено дизъюнктивными нарушениями. Главной структурой этой части является пологая юго-западная Присалаирская мульда. Она разделяется антиклинальными выступами на три прогиба» (Матвеевская и Иванова, 1960, стр. 00).

Внутреннее строение впадин осложнено более мелкой брахискладчатостью. Складки часто кулисообразно сменяют друг друга. По мере приближения к Салаирскому кряжу субширотные их простирания сменяются меридиональными, а затем сливаются с северо-западными салаирскими направлениями. По своей морфологии складки приближаются к сундучным.

В пределах Салаира проявились салаирская, каледонская и раннегерцинская складчатости; наиболее интенсивной, по-видимому, была каледонская. Ни одна из них не привела к консолидации складчатой структуры, которая до настоящего времени представляет область незавершенной складчатости, в пределах которой так и не проявились гранитоидные интрузии батолитовой формации (Ю. А. Кузнецов, 1960).

Т а л и ц к и й а н т и к л и н о р и й (см. фиг. 4) кулисообразно подставляет Холзунско-Чуйский, располагаясь северо-западнее его. От этого антиклинория он отделяется Коргонской мульдой, вытянутой субширотно в северо-западном направлении. На западе Талицкий антиклинорий сопрягается с Аңуйско-Чуйским синклиниорием, от которого отделен крупным разломом, представляющим одну из оперяющих ветвей Чарышско-Теректинского глубинного разлома.

На востоке антиклинорий граничит с Чарышским синклиниорием, по их границе проходит второй разлом, смыкающийся у Коргонской мульды с Чарышско-Теректинским глубинным разломом. Таким образом, Талицкий антиклинорий в современной структуре представляет собой вытянутый в северо-западном направлении клиновидный горст. Ядро антиклинория слагают отложения среднего кембрия, прорванные крупным Талицким массивом гранитоидов верхнекембrienноугольного возраста. Массив имеет сложную форму, но в общем вытянут согласно простиранию оси антиклинория. Его крылья сложены верхнекембрийскими и нерасчлененными ордовикскими отложениями. Антиклинорий полого погружается на юго-восток, где и срезается вышеупомянутыми разломами. На северо-западе Талицкий антиклинорий расщепляется на три антиклинали, погружающиеся в сторону Бийско-Катунской впадины. При этом происходит плавный заворот всех структур на север, отражающий в плане простирание структур Горного Алтая. В осевой части антиклиналей выходят отложения маралихинской свиты среднего кембрия, интенсивно дислоцированные и осложненные мелкой гофрировкой. Между антиклинальными складками располагаются Новошипуновская и Выдрихинская синклинали, сложенные образованиями ордовика, залегающими на различных горизонтах маралихинской свиты. Участвующие в их строении ордовикские отложения дислоцированы не так интенсивно и образуют на крыльях синклинали моноклинали с падением пород к центру под углом 30—60°. Лишь на северо-западе, в наиболее прогнутых частях синклиналей и в участках субмеридионального разворота их осей, наблюдаются дополнительные складки с размахом крыльев в несколько сот метров (Пожариский, 1964). Талицкий антиклинорий по своему строению аналогичен Салаирскому. Некоторым отличием является лишь то, что среди отложений, участвующих в его строении, также разделенных многочисленными перерывами, неизвестны отложения более древние, чем среднекембрийские, а средний девон в наложенных

впадинах представлен эффузивами кислого состава и сопровождающими их пирокластическими и сбломочными породами.

Чарышский синклиорий расположен к востоку от Талицкого антиклинория и отделяется от структур Рудного Алтая Северо-Восточной зоной смятия. Южным его ограничением является Коргонский прогиб, а на севере он скрывается под мезо-кайнозойскими и четвертичными отложениями Бийско-Барнаульской впадины. В строении синклинория участвуют отложения верхнего кембрия и нижнего ордовика, выходящие в периферической его части и в ядрах внутренних поднятий. Средне- и верхнеордовикские образования, а также нижнесилурийские отложения слагают остальную часть синклинория. Разрез венчают известняки верхнего силура, залегающие в ядрах крупных синклиналей.

Сравнительно небольшая мощность всего этого комплекса и многочисленные угловые несогласия и перерывы внутри него свидетельствуют о том, что его формирование происходило при частой смене тектонического режима и протекало в условиях, близких к геоантиклинальному развитию. По всей вероятности, заложение Чарышского синклинория произошло на разбитой и опущенной части единого с Талицким антиклинорием блока. Подтверждением этого является резко выраженный глыбовый характер тектоники синклинория, для которого характерно сочетание коробчатых и шовных складок, оси которых часто у соседних структур сопрягаются почти под прямым углом и имеют не только северо-западные простирания, согласные с простиранием Чарышского синклинория, но и северо-восточные, субширотные и субмеридиональные. Мощности и фациальный состав ордовикских и особенно силурийских отложений свидетельствуют о конседиментационной природе осложняющих его складок.

В строении Чарышского синклинория принимает участие ряд антиклинальных и синклинальных складок. Центральную часть синклинория осложняет Суетинская антиклиналь коробчатой формы. Она имеет северо-восточное простирание. К северо-востоку от нее имеются две синклинали — Семеновская и тесно с ней связанная Чагарская, простирание в северо-восточном направлении. Обе синклинали по своей форме близки к коробчатым складкам. Иное строение имеет Локтевская синклиналь, протягивающаяся вдоль западного края синклинория в зоне пограничного разлома с Талицким антиклинорием. Это типично шовная структура.

В юго-восточной части Чарышского синклинория расположена Чинетская синклиналь. Она вытянута в северо-восточном направлении почти перпендикулярно оси синклинория и представляет собой коробчатую синклиналь. Так же ориентирована и Ионышская антиклиналь. На юго-западе она под углом, близким к прямому, срезается широтно ориентированными структурами Коргонского прогиба. Чинетская синклиналь и Ионышская антиклиналь нарушены крупными разломами северо-западного простирания, секущими их почти под прямым углом к их простиранию и согласно с общим простиранием Чарышского синклинория. На юге эти разломы определяют контуры полей распространения девонских отложений и границы Коргонского синклинория.

Как считает И. Ф. Пожарский, они являются ветвями Чарышско-Теректинского глубинного разлома.

В северо-западной части синклинория располагается крупная наложенная Курьинская синклиналь северо-восточного простирания. Она сложена мощной толщей (1500 м) нижнего и среднего девона, образующей сравнительно пологие складки.

Интрузивные породы в Чарышском синклинории немногочисленны и представлены гранитоидами калбинского комплекса, тела которых всегда следуют простиранию заключающих их складок (Пожарский, 1964).

Коргонский синклинорий приурочен к зоне Чарышско-Тектинского глубинного разлома и протягивается от Ануйско-Чуйского синклинория на северо-запад до Северо-Восточной зоны смятия, представляющей его юго-западное ограничение. Синклинорий возник из своеобразного шовного прогиба, видимо в значительной своей части расположенного на погружившемся блоке Холзунско-Чуйского антиклинория, сложенного теми же породами (вендскими и нижнекембрийскими), что и в соседнем Теректинском горсте. Вдоль северного борта Коргонского прогиба, скорее всего в его фундаменте, участвуют образования ордовикского и нижнесилурийского возрастов, собранные в складки в Чарышском синклинории и срезанные разломом северного ограничения Коргонского прогиба. Синклинорий образуют отложения девона — от эйфеля до франского яруса включительно. Из них наиболее распространены эйфельские, представленные терригенно-вулканогенными толщами. Терригенные образования живецкого и франского ярусов сохранились лишь в ядрах отдельных синклиналей.

В пределах синклинория выделяют северную и юго-западную ветки. Тектоническое строение северной ветви довольно просто. Здесь широко развиты вулканогенные отложения эйфеля, смятые в крупную синклинальную складку, осложненную отдельными куполовидными антиклиналями с выходами в их ядрах пород основания. Отложения живецкого возраста смяты в линейные складки северо-западного простирания, образующие зону, видимо возникшую под погребенным разломом, положение которых маркируют и тела среднекаменноугольных гранитоидов. Юго-западная ветвь прилегает к Северо-Восточной зоне смятия и является шовной структурой. Образующие ее тектонические элементы наиболее часто представляют грабен-синклинали и горст-антиклинали с резко подчеркнутым линейным характером. Они местами опрокинуты на юго-запад. Простирание структур — северо-западное. Осевые части антиклиналей сложены породами низов эйфельского яруса, а крылья и синклинали — более высокими горизонтами эйфеля.

В южной части зоны в ее строении принимают участие нижнекаменноугольные отложения. Их дислоцированность такая же, как эйфельских, и лишь местами более простая (устное сообщение И. Ф. Пожарского).

Ануйско-Чуйский синклинорий расположен в центральной части Горного Алтая и ориентирован в северо-северо-западном направлении. К юго-востоку он смыкается с Чуйским синклинорием. По литологическим признакам и характеру структур комплекс пород, слагающих синклинорий, может быть разделен на две части. К нижней относятся терригенные и карбонатные толщи мощностью до 10 000 м, охватывающие интервал от верхнего кембрия до верхнего ордовика. Все эти толщи, несмотря на наличие ряда многих несогласий, относятся к одному структурному подъярусу и соответствуют единому седиментационному циклу. Этими породами образованы узкие линейные складки, отличающиеся выдержанностью простираний и значительной протяженностью. К верхней части разреза относятся девонские вулканогенные и терригенные отложения, в том числе черносланцевые, всех трех отделов, достигающие 6000 м мощности, характеризующиеся пестротой фаций и сравнительной простотой образуемых ими брахискладок. Все это не оставляет сомнений в том, что Ануйско-Чуйский синклинорий вступил в орогенный этап геосинклинального развития не раньше конца верхнего девона — начала нижнего карбона.

Ануйско-Чуйский синклинорий осложнен на севере Черемшанским и Каракольским брахиантиклиналями, а на юге — Куратинской грабен-синклиналью, Каракудюрской мульдой и сложно построенным Сигудайским поднятием, в пределах которого выделяют Тутуольскую синкли-

наль и Баксаринскую антиклиналь. Наконец, в самой южной части синклинория располагаются Аргутско-Шавлинская мульда и Бельгешашский грабен, в котором находится Карагемская синклиналь. Структуры Ануйско-Чуйского синклинория прорваны крупными массивами средне- и верхнекаменноугольных гранитоидов, почти всегда приуроченных к сводовым частям наиболее крупных поднятий. Более редко интрузии этого возраста занимают иное структурное положение. Онгудайское поднятие прорвано крупным массивом гранитоидов, расположенным на периферии поднятия и представляющим собой, по-видимому, часть крупного Яломанского плутона (Пожарский, 1964).

Чуйский синклинорий, выделенный в 1960 г. Пожарским в самостоятельную структуру, представляет юго-восточное продолжение Ануйско-Чуйской синклинорийной зоны. На севере он ограничен Курайско-Телецким, а на юге Чарышско-Теректинским глубинными разломами и располагается в области максимального их сближения, где наиболее сильно проявились процессы дробления и резких дифференцированных движений отдельных блоков. От Ануйско-Чуйского синклинория он отделен погребенным под девонскими отложениями выступом пород, лежащим на продолжении Кадринско-Баратольского горста, а на юго-востоке уходит в пределы Монголии. Ось его вытянута почти широтно.

В Чуйском синклинории обособляются два структурных этажа. В строении нижнего этажа участвуют породы венда и кембрия, аналогичные одновозрастным образованиям Кадринско-Баратальского горста и Шапшальского антиклинория, выходящие в краевых частях синклинория и отдельных горстовых выступах в его пределах. И. Ф. Пожарский допускает присутствие каледонских структур Холзунско-Чуйского антиклинория, скрытых под кайнозойскими отложениями Чуйской котловины. Верхний структурный этаж синклинория слагают девонские породы от эйфеля до верхнего девона включительно. Они представлены двумя типами отложений: вулканогенными и тесно с ними ассоциирующимися красноцветными, имеющими сокращенные мощности и приуроченными к зонам поднятий, и черносланцевыми, участвующими в строении шовных прогибов. В синклинальных зонах часто оба эти типа отложений находятся в сложных фациальных взаимоотношениях. Смена их в пределах синклинория происходит чрезвычайно резко, что указывает на значительную контрастность вертикальных движений.

В общем формационном сблике девонских пород Чуйского синклинория наблюдается сходство как с геосинклинальными отложениями Ануйско-Чуйского прогиба, так и с образованиями прогибов орогенного этапа.

Складчатость девонских пород синклинория отличается разнообразием форм: наряду с просто построенными брахискладками наблюдаются правильные нормальные и сжатые складки линейного типа с крутыми углами падения пород на их крыльях. В связи с указанными особенностями строения Чуйского синклинория он приобретает черты, свойственные внешним геосинклинальным прогибам, к категории которых мы относим и Чуйский синклинорий, возникший из прогиба, заложенного в среднем девоне на нижнеордовикском складчатом основании.

По особенностям разрезов и дислокаций девонских отложений в пределах синклинория выделяется ряд более мелких структур. Их оси также ориентированы в субширотном направлении.

В осевой части Чуйского синклинория Пожарский выделяет Ак-Кайнское поднятие. К северу и югу от него располагаются Курайская и Чарышско-Теректинская грабен-синклинали, представляющие шовные структуры, приуроченные к зонам одноименных глубинных разломов. На востоке грабен-синклинали сливаются, образуя Юстыдскую брахисинклиналь резко выраженной изометрической формы.

В пределах Чуйского синклинория интрузии немногочисленны. Они известны в небольшом горсте кембрийских пород, осложняющем Курагинскую грабен-синклинали. Среди них преобладают верхнекембрийские габброиды. В Богутинской синклинали имеется массив гранитов верхнекаменноугольного возраста. Другие массивы гранитоидов того же возраста, развитые в пределах Юстыдской брахисинклинали, не обнаруживают зависимости от складчатой структуры. Они вытянуты цепью в северо-западном направлении, что, возможно, объясняется наличием соответственно ориентированных расколов в древнем основании Чуйского синклинория.

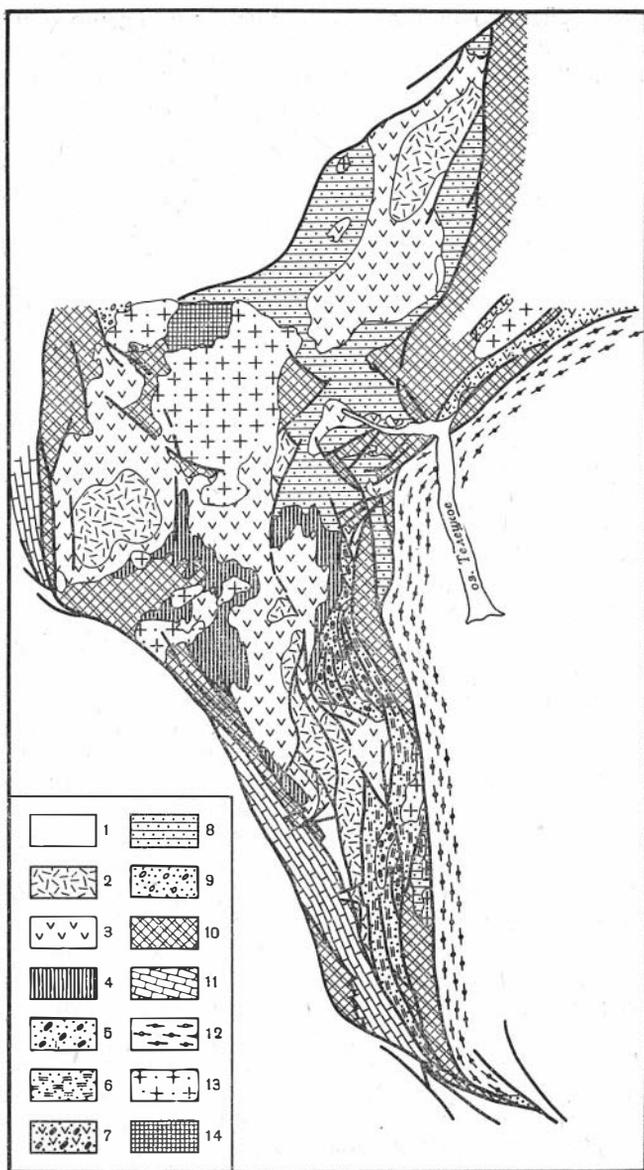
Уймено-Лебедской синклинорий (фиг. 5) составляет восточную окраину Горного Алтая. От Кузнецкого Алатау и Западно-Саянской зоны он отделяется Кузнецко-Алатауским и Курайско-Телецким глубинными разломами, а от Катунского антиклинория — Кадринско-Баратольским.

В этих границах синклинорий представляет меридиональную дугообразно изогнутую структуру, по форме напоминающую вогнутую линзу с выпуклой стороной, обращенной на запад.

В краевых частях синклинория в зоне глубинных разломов располагается ряд выступов салаирского складчатого фундамента, на котором в ордовике был заложен Уймено-Лебедской прогиб.

В его строении участвуют образования двух структурных этажей. Нижний этаж сложен породами венда, нижнего и среднего кембрия. Верхний построен более сложно и распадается на два подэтажа. По данным В. М. Сенникова (1958), на среднекембрийских отложениях с резким угловым несогласием и региональным перерывом залегают мощные (до 4000 м) песчано-глинистые толщи ордовика (лебедская серия), смятые в линейные складки. Выше с несогласием залегают еще более молодой комплекс (до 7000 м), образованный толщами красноцветных и пестроцветных терригенных, пирокластических и эффузивных пород девона. Девонские отложения также характеризуются линейной складчатостью и вместе с ордовикскими и залегающими местами выше них силурийскими прорваны крупными гранитными интрузиями. Характер отложений осадочных и вулканогенных толщ синклинория очень близок к аналогичным образованиям Ануйско-Чуйского геосинклинального прогиба. В то же время имеются и существенные отличия, заключающиеся в том, что в Уймено-Лебедском прогибе отсутствуют в ордовикских, силурийских и девонских отложениях флишоидные толщи и появляются в силурийских отложениях породы, свидетельствующие о их формировании в условиях начинающегося, но не заверщенного орогенного этапа (Белостоцкий, 1960). Учитывая все эти особенности строения Уймено-Лебедского синклинория, мы рассматриваем его как внешний геосинклинальный прогиб. Структурный комплекс нижнего этапа, выходящий в горстовых выступах, отличается чрезвычайно сложной и напряженной складчатостью вендских и среднекембрийских отложений. Гораздо спокойнее дислоцированы ордовикские отложения. Для них характерно сложное сочетание линейных весьма напряженных складок, развивающихся в приразломных зонах, и спокойной брахиформной складчатости, обусловленной вертикальными движениями блоков салаирского фундамента. Складчатость девонских отложений меняется с севера на юг.

Наиболее просто дислоцированы девонские отложения в северной части синклинория. Здесь общий характер тектоники определяется широким развитием крупных пологих мульд, чередующихся с участками практически горизонтального залегания. Южнее в центральной наиболее широкой части синклинория в складчатых структурах преобладают открытые, простые, полого погружающиеся на юг складки, слабо



Фиг. 5. Схема тектонического строения Уймено-Лебедского синклиория  
(по И. И. Белостоцкому)

Верхний девон: 1 — терригенно-карбонатная толща; 2 — угольская свита; 3 — тарболинская свита. Средний девон: 4 — учальская свита; 5 — уйкаратацкая свита. Верхние горизонты нижнего девона и эйфельский ярус среднего девона: 6 — сумурлинская свита. Девон нерасчлененный: 7 — вулканогенные и пестроцветные терригенные отложения Камгинского грабена. Девонские породы, залегающие на фундаменте кембрийской стабилизации: 8 — пестроцветные отложения верхнего и среднего ордовика (лебедская серия); 9 — молассоидные терригенные отложения верхнего кембрия и тремадокского яруса нижнего ордовика. Породы, участвующие в строении фундамента, а также положительные структуры, обрамляющих синклиорий: 10 — ниже- и среднекембрийские, частично синийские (вендские — манжерокская свита) отложения преимущественно вулканогенного и вулканогенно-терригенного происхождения; 11 — синийские (вендские) кристаллические известняки (баратальская свита); 12 — позднекембрийские, частично нижнепалеозойские (?) кристаллические сланцы. Интрузии гранитоидов: 13 — верхнедевонские и последевонские; 14 — кембрийские

удлиненные в меридиональном направлении. Примером таких складок является Кылайская брахисинклинал, описанная В. М. Сенниковым (1958). Она образует ряд пологих синклиналей и брахиантиклиналей, ориентированных в северо-западном направлении, несколько косо по отношению к общему простиранию главной структуры, но параллельно границе расположенного на юге выступа.

Наиболее напряженной складчатость является на юге, где наблюдается схождение пучка разломов. Здесь господствуют линейные сжатые, часто опрокинутые на запад шовные синклинали и антиклинали. Между ними в ряде случаев располагаются крупные коробчатые складки.

Интрузивные породы, развитые в пределах Уймено-Лебедского прогиба, немногочисленны. Наиболее широко они распространены в его восточной части, в зоне Курайско-Телецкого разлома, где известен ряд массивов девонских гранитоидов, вытянутых в меридиональном направлении, и ряд также ориентированных небольших тел ниже- и среднекембрийских гранитоидов габбро-диоритовой формации и среднекембрийских гипербазитов (Пожариский, 1964).

Кузнецкий синклинорий входит в состав Кузнецкого прогиба, расположенного между Салаиром и Кузнецким Алатау. Этот прогиб представляет собой очень своеобразную тектоническую депрессию с неоднородным тектоническим строением в разных его частях, возникшую на нижнепалеозойском складчатом основании еще в силуре. В связи с этим в его пределах четко выделяется два структурных этажа, разделенных регионально выраженным перерывом. Нижний этаж образован сильно дислоцированными отложениями кембрия и ордовика, выходящими в окраинных частях прогиба и в ядрах наиболее крупных антиклинальных поднятий. В строении верхнего этажа принимают участие образования силура, девона и нижнего карбона (турнейский ярус и нижняя половина визейского). В структурном отношении Кузнецкий прогиб представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении, дугобразно изогнутую асимметричную структуру, постепенно погружающуюся с северо-запада на юго-восток. В западной и северо-западной частях прогиб сложен карбонатными толщами силура, нижнего и среднего девона, а также черносланцевыми и вулканогенными образованиями верхней половины среднего и верхнего девона, на которых с несогласием залегают преимущественно карбонатные породы нижнего карбона. Суммарная мощность всех этих отложений превышает 7000 м. В восточной части Кузнецкого прогиба в составе верхнего этажа наибольшим распространением пользуются эффузивные и красноцветные терригенные толщи нижнего, среднего и верхнего девона и карбонатные породы нижнего карбона. Первый тип разреза имеет много сходства с одновозрастными толщами Томь-Кольванской складчатой зоны, с которой, по данным М. Н. Бельской (1958), Кузнецкий прогиб имел непосредственную связь. Второй тип совершенно аналогичен соответствующим отложениям Минусинских впадин. Двухъярусное строение Кузнецкого прогиба и особенности формационного состава выполняющих его осадков, имеющих сходство как с геосинклинальными отложениями Томь-Кольванской геосинклинали, так и с орогенными образованиями Минусинских впадин, позволяют отнести его к категории внешних геосинклинальных прогибов. Геосинклинальный комплекс Кузнецкого прогиба резко несогласно перекрыт образованиями орогенного этапа, участвующими в строении впадины Кузбасса. Они представлены чрезвычайно мощной (до 8000 м) угленосной формацией верхней части нижнего карбона, среднего и верхнего карбона и перми. Северо-западная окраина Кузнецкого бассейна по составу и фациям отложений, стратиграфическому разрезу и в значительной мере по типу тектонических структур носит харак-

тер типичного продольного краевого прогиба. К юго-востоку, в глубь платформы, как считает Матвеевская (Матвеевская и Иванова, 1960), этот прогиб значительно изменяет свой характер и приближается к поперечным краевым прогибам типа Вичита (Шатский, 1945, 1946) с широко развитыми в его пределах куполообразными и брахиформными складками. С этими выводами едва ли можно согласиться, так как впадина Кузбасса возникла не на краю платформы, а внутри складчатых сооружений салаирского и герцинского возрастов и в этом отношении больше напоминает межгорный прогиб. Для впадины Кузбасса характерна асимметрия, особенно ярко проявившаяся в том, что в западной ее части развиты линейные, часто опрокинутые на восток складки, нарушенные системой параллельных надвигов, в то время как восточная часть прогиба осложнена глыбовыми складками и флексурами.

Асимметрия Кузнецкого прогиба, выраженная как в составе выполняющих прогиб образований, так и в характере проявившихся дислокаций, почти совершенно аналогична той, которая имеет место в Тувинском прогибе. Это внешнее сходство вызвано одинаковой или почти одинаковой направленностью тектонического развития обоих этих прогибов. Подобно Тувинскому, Кузнецкий межгорный прогиб на разных стадиях своего развития (силур — нижняя половина визейского века нижнего карбона) представлял собой внешний геосинклинальный прогиб, который затем, начиная со второй половины визейского века вплоть до перми, развивался как межгорная (с элементами предгорной) впадина (Белостоцкий и др., 1959).

В строении Кузнецкого внешнего геосинклинального прогиба в силуре, девоне и нижнем карбоне выделяются отдельные седиментационные депрессии — Ельцовская, Горловская, Кузнецкая и Ташиминская. По отношению к оси внешнего геосинклинального прогиба они могут быть разделены на продольные и поперечные. Первые представляют собой либо обособленные простые впадины (Ельцовский прогиб), либо узкие, сильно вытянутые, сложно построенные синклиории (Матвеевская и Иванова, 1960). От Томь-Кольванской геосинклинали ее внешний геосинклинальный прогиб отделен узкими геоантиклинальными поднятиями — Ордынской, Буготольской и Митрофановской антиклиналями.

В Ельцовском прогибе в разрезе девона отсутствует широко развитая в этой структурной зоне пестроцветная толща, вместо которой присутствует комплекс мощных однообразных серых песчано-сланцевых отложений, близких к девонским отложениям Томь-Кольванской геосинклинали. В поперечном сечении Ельцовский прогиб асимметричен и стлится пологим юго-восточным и более крутым северо-западным крыльями. В зоне сопряжения с Ордынской геоантиклиналью имеется дизъюнктивное нарушение, вдоль которого отмечается мелкая иногда изоклиная складчатость. В центральной части прогиба слои залегают сравнительно спокойно.

В Горловском прогибе в отличие от Кузбасса палеозойские отложения имеют меньшие мощности свит, меньшую глубоководность и большее количество несогласий и размывов. Суммарная мощность всех известных здесь отложений достигает 5000 м. Горловский прогиб в южной части отделяет каледонскую зону складчатости от Томь-Кольванской геосинклинальной системы. Северная его половина размещается к востоку от Буготольской геоантиклинали.

По данным Матвеевской (Матвеевская и Иванова, 1960), Горловский прогиб представляет крупный, сложно построенный слегка асимметричный синклиорий с крутопадающими крыльями, которые на отдельных отрезках осложнены продольными дизъюнктивными нарушениями значительной амплитуды. В его северо-восточной части наиболее крутым крылом является юго-восточное, а в юго-западной — северо-западное.

Дополнительные складки, осложняющие основную структуру Горловского прогиба, симметрично опрокинуты к периферии прогиба.

Верхний структурный этаж Горловского прогиба образован протяженными сжатыми резко ундулирующими складками, создающими своеобразный брахиформный тип складчатости. Матвеевская отмечает, что длинные оси таких брахискладок подвернуты однообразно, под небольшим углом по отношению к общему простиранию прогиба. Подобное же строение краевых прогибов было установлено М. В. Муратовым (1949) для альпийского краевого прогиба на юге Европейской части СССР и в Прикарпатье.

Ташиминский прогиб располагается между Митрофановской геантиклиналью и северо-западными отрогами Кузнецкого Алатау. Он имеет общее северо-северо-западное простирание и состоит из ряда мульд вытянутых в северо-западном направлении. К ним относятся Анжеро-Судженская и Кайгатская синклинали, а также синклиналь, расположенная к северо-востоку от Кайгатской. Синклинали разделены поднятиями — Невской антиклиналью, Яйским и «новым» Яйским выступами. Все структуры Ташиминского прогиба имеют довольно простое и симметричное строение. Исключение составляет северная часть Анжеро-Судженской синклинали, осложненной серией чешуйчатых дизъюнктивных нарушений.

Система краевых поднятий Кузнецкого прогиба, как отмечено выше, образована тремя антиклинальными складками.

Ордынская антиклиналь почти вся закрыта рыхлыми отложениями Западно-Сибирской низменности и устанавливается главным образом геофизическими данными и выходами пород среднего девона, под которыми в ряде мест установлены отложения кембро-силура (иковская свита и бело-розовые известняки).

Буготольская антиклиналь расположена примерно в 100 км к северо-востоку от Ордынской антиклинали. В ее пределах на дневную поверхность выступают кембрийские отложения, представленные иковской свитой, сложенной эффузивными и осадочными образованиями, несколько более глубоководными, чем в Салаире (Матвеевская и Иванова, 1960). Сжатые складчатые структуры иковской свиты ориентированы в северо-восточном направлении.

Как указывает Матвеевская (Матвеевская и Иванова, 1960), в поперечном разрезе Буготольская антиклиналь имеет вид антиклинальной структуры, осложненной в центральной части сравнительно пологим синклинальным прогибом.

Внутренняя структура этой антиклинали характеризуется довольно полой, местами дисгармоничной складчатостью, кое-где усложненной сравнительно многочисленными дизъюнктивными нарушениями, которые часто сопровождаются зонами интенсивного расщепления пород.

Митрофановская антиклиналь изучена слабо. Это сложное поднятие, образованное системой антиклинальных и синклинальных складок, опрокинутых на восток. В основном поднятие слагают породы среднего девона (буготольская свита), но в северной части поднятия (Июуланинская антиклиналь) обнажаются более древние сильно метаморфизованные породы. В плане Митрофановская антиклиналь представляет собой пологую дугу, обращенную выпуклой стороной в сторону Кузбасса.

### *Рудный Алтай*

На западе Саяно-Алтайской области располагаются структуры Рудного Алтая. От более древних — Горного Алтая — они отделены глубинными разломами Северо-Восточной зоны смятия, а от более молодых — Калбы — Иртышской.

Рудный Алтай с Юго-Западным и Южным Алтаем является областью проявления позднегерцинской складчатости. С востока на запад в его пределах выделяется ряд антиклинальных и синклиналиных зон. Самая восточная его структура — Белоубинский (Бухтарминский) синклинорий — вытянута вдоль Северо-Восточной зоны смятия. Далее на запад параллельно синклинорию в северо-западном направлении вытянуты Синюшинский антиклинорий, Быструшинский синклинорий и Алейский антиклинорий. Все эти структуры испытали сложный путь формирования и представляют область проявления не только ранне- и позднегерцинских складчатостей, но, вероятно, и каледонской. Из них завершающей для этой зоны оказалась позднегерцинская.

Западнее, уже за Иртышской зоной смятия, простирается область, где проявилась лишь одна позднегерцинская складчатость. Главным структурным элементом этой зоны является Калбинский синклинорий.

В основании видимой части разреза в пределах Рудно-Алтайской зоны залегают интенсивно дислоцированные метаморфизованные песчано-сланцевые отложения ордовикского, а возможно, и более древнего возраста. Они обнажаются в ядрах Алейского и Синюшинского антиклинориев. Вышележащие девонские и каменноугольные отложения формировались после крупного перерыва. Средне- и верхнедевонские вулканогенно-терригенные и терригенные нижнекаменноугольные толщи залегают на нижележащих с резким угловым несогласием в виде второго структурного яруса и образуют простые структуры типа брахискладок. Девонские и нижнекаменноугольные образования Рудного Алтая формировались в условиях внешнего геосинклиналиного прогиба, наложившегося на более древние каледонские структуры Алейского и Синюшинского антиклинориев. На нижнекаменноугольных образованиях в качестве третьего структурного яруса в наложенных мульдах с перерывом залегают угленосные и эпиконтинентальные вулканогенно-осадочные толщи среднего карбона и перми.

В юго-восточном направлении структуры Рудно-Алтайской зоны погружаются под образования Южно-Алтайской зоны, которую можно рассматривать как единую крупную синклиналиную структуру, ограниченную на западе Иртышской зоной смятия. Наиболее древними отложениями Южно-Алтайской зоны являются вулканогенно-терригенные толщи нижнедевонско-эйфельского возраста, хотя вполне вероятным представляется участие в ее строении силурийских и средне-верхнеордовикских отложений, развитых в области стыка Южного и Горного Алтая. Выше залегает мощная толща вулканогенных пород живецкого яруса, верхнего девона и нижнего карбона. Суммарная мощность разреза палеозойских пород Южного Алтая — не менее 16 000 м. Отложения сильно дислоцированы: породы образуют линейные сжатые складки, часто гофрированные и опрокинутые на юго-запад, осложненные на крыльях разломами.

В пределах Калбинского синклинория М. В. Муратов и В. Н. Славин (1953) выделяют ряд крупных антиклинальных и синклиналиных структур северо-западного простирания. Наиболее крупной антиклинальной структурой является Чарский антиклинорий, в пределах которого обнажаются известняки и метаморфические сланцы верхнесилурийского возраста и вулканогенно-осадочные (спилито-кератофировые?) толщи средне- и верхнедевонского возраста. Породы смяты в крутые складки с резкими ундуляциями шарниров. В строении синклиналиных зон Калбинского синклинория, расположенных к северо-востоку и юго-западу от Чарского антиклинория, участвуют мощные (до 12 000 м) достаточно сложно дислоцированные терригенные отложения, а также вулканогенные породы, относящиеся к среднему и верхнему девону и ко всему нижнему карбону. Разрез венчается вулканогенной толщей нижнепермско-

го (?) возраста, выполняющей отдельные наложенные мульды и залегающей на нижележащих породах с резким несогласием и перерывом. Таким образом, в пределах Южного Алтая и в Калбинском синклинии первый собственно геосинклиальный этап развития завершился в среднем карбоне (Южный Алтай) и в конце верхнего карбона (Калба).

Более детальное описание некоторых важнейших структур Рудного Алтая рассматривается при описании Северо-Восточной и иртышской зон смятия в главе IV.

### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

Саяно-Алтайская горная страна в целом представляет докембрийско-палеозойскую складчатую область, т. е. область, завершившую геосинклиальное развитие к верхнему палеозою и в дальнейшем, в мезозое, выступавшую в виде эпипалеозойской «молодой платформы». Процесс замыкания геосинклиальных систем, приведший к возникновению на рассматриваемой территории складчатых сооружений, не был единовременным. Соответственно в тектоническом развитии Саяно-Алтайской области можно наметить пять крупных этапов, разделенных крупными рубежами, с каждым из которых связано завершение на отдельных участках территории собственно геосинклиального этапа и возникновение различных по возрасту складчатых сооружений, вступивших в орогенный этап геосинклиального развития в разное время. Первый такой рубеж намечается где-то на грани между докембрием и вендом; он отвечает проявлению байкальских движений. По Н. С. Шатскому (1932), эти движения в Алтае-Саянской области фиксируются по резкому угловому несогласию между докембрием и кембрием, или, по современным представлениям, вендом. Они в отчетливой форме проявились в восточной части рассматриваемой территории, охватывающей почти полностью Восточный Саян, Хамар-Дабан и, по-видимому, некоторые части Восточной Тувы (Сангилен). Повсеместно в пределах указанной территории отмечаются значительный перерыв и угловое несогласие перед отложением вендских осадков (фиг. 6).

Хорошо известно, что на северо-восточном склоне Восточного Саяна на докембрийский фундамент резко несогласно налегает вендско-кембрийский чехол Сибирской платформы. В пределах так называемого Протеросаяна наблюдается резкое угловое несогласие в основании вендских отложений, выполняющих Манский прогиб (Предтеченский, 1964; Хоментовский, 1957, 1960). Подобное же несогласие указывается Н. С. Ильиной (1958) в бассейне р. Оки в Сархойском синклинии. Вендско-кембрийские отложения как в Манском прогибе, так и в Сархойском синклинии, по данным указанных исследователей, слагают четко выраженный второй структурный этаж (по отношению к докембрийскому этажу) и характеризуются значительно более простой формой дислокаций.

Большое значение в формировании структуры Саяно-Алтайской области принадлежит движениям, происходившим в конце кембрия (салаирским). Эти движения завершают второй этап геосинклиального развития рассматриваемой территории. Время их проявления устанавливается по резкому угловому несогласию, разделяющему верхнекембрийские слои и ниже-среднекембрийские отложения. Это несогласие разграничивает принципиально различные структурные этажи. Подобный характер соотношений между верхнекембрийскими и ордовикскими отложениями, с одной стороны, и ниже-среднекембрийскими, с другой — хорошо прослеживается на территории почти всей Тувы, в Кузнецком Алатау и в других местах. В Туве повсеместно в основании Хемчиг-

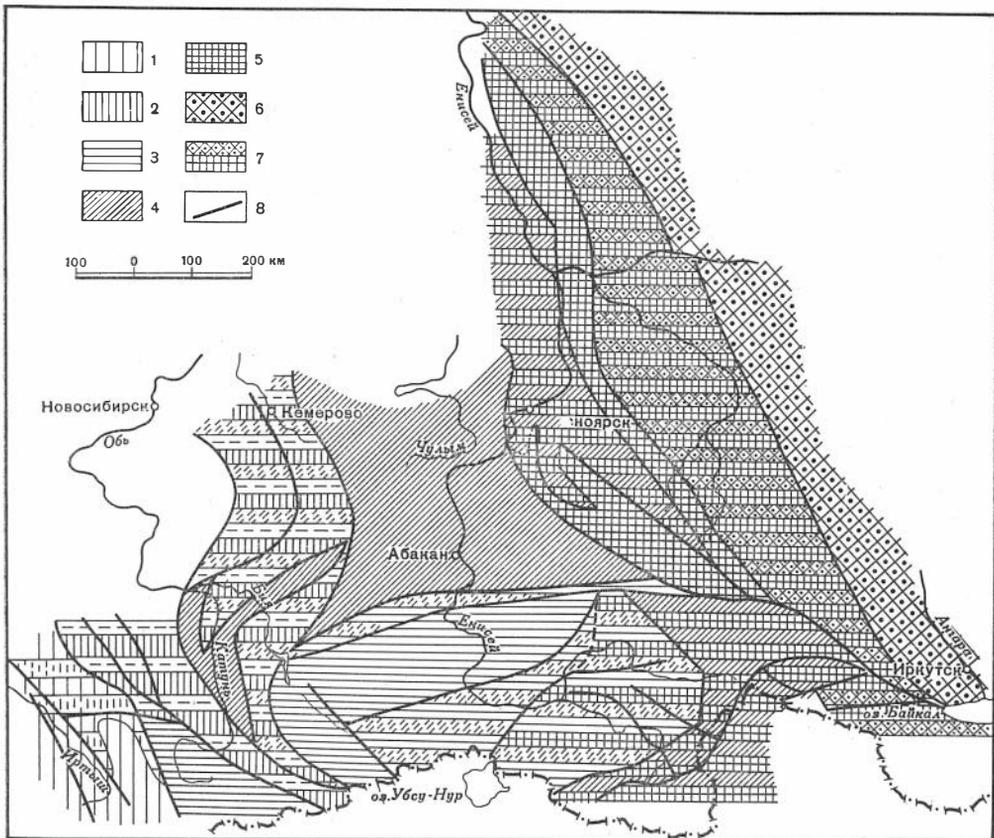
ско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба, заполненного отложениями верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура, отмечается резкое угловое несогласие, отделяющее сравнительно пологоскладчатые структуры этого прогиба от сильно дислоцированного основания, сложенного ниже-среднекембрийскими породами. Точно так же на Катунском антиклинорин, как отмечает В. П. Нехорошев: «Верхнекембрийские отложения, несогласно залегают на складчатом „салаирском“ основании, имеют особенности, не характерные для геосинклинальных отложений, а более свойственные платформенным. Мощность их невелика (200—250 м)... Эти отложения дислоцированы, но дислоцированность их слабая...» (Нехорошев, 1958). К складчатым сооружениям, образованным салаирской складчатостью, относятся юго-западная часть Восточного Саяна (Кембросаян), фундамент и обрамление Минусинской впадины, большая часть Тувы, Кузнецкий Алатау и Катунский антиклинорий, Уймено-Лебедской прогиб.

Для областей салаирской складчатости характерны широкое развитие эффузивно-карбонатных толщ кембрия, присутствие в их составе спилито-кератофоровой формации, большие (до 10 км) мощности этих отложений. Примечательно, что кембрийские отложения тесно связаны с вендскими образованиями и составляют вместе с ними единый структурный этаж. Очевидно, из этого следует, что байкальские движения в областях салаирской складчатости не проявились или проявились слабо.

Третьему рубежу отвечают силурийские движения, приведшие к образованию складчатых сооружений в Западном Саяне и Горном Алтае. Наиболее отличительной чертой геологического строения этих территорий являются многочисленные песчаниковые и зеленосланцевые толщи, обнимающие широкий возрастной интервал от докембрия до нижнего силура включительно. Эти толщи образуют в совокупности единый структурный ярус, отвечающий собственно геосинклинальному этапу развития. Для этого яруса характерна напряженная линейная складчатость. На нем резко несогласно, в виде верхнего структурного яруса, залегают полого дислоцированные верхнесилурийские и девонские отложения. Они слагают, например, в центральной части Западного Саяна Усинскую межгорную впадину и ряд наложенных мульд и характеризуются сравнительно простыми формами складчатых структур, обязанных своим возникновением большей частью блоковым подвижкам складчатого основания. Таким образом, основные складкообразовательные движения закончились внутри силура.

Четвертый рубеж приходится на конец девона — начало карбона. Движения этого времени охватили еще неконсолидированные области современных Ануйско-Чуйского синклинория и смежных с ним Салаирского и Талицкого антиклинориев, создав здесь складчатое сооружение соответствующего возраста.

В пределах Ануйско-Чуйского синклинория наблюдается исключительно полный и мощный (до 6000 м) геосинклинальный разрез от кембрия до верхнего девона — начала карбона включительно. Судя по значительной мощности толщ и обилию вулканогенных пород, чередующихся в средней и верхней частях разреза девонских отложений со сланцевыми толщами, собственно геосинклинальный режим в Ануйско-Чуйском прогибе продолжался вплоть до верхнего девона — начала карбона включительно. Вся перечисленная серия пород довольно сложно смята, прорвана крупными гранитоидными интрузиями, разделена угловыми несогласиями на ряд структурных подэтажей, но в целом образует единый структурный комплекс, отличающийся от каменноугольно-пермских слоев, выстилающих межгорную впадину Кузбасса и локализующихся также в пришовных зонах краевых частей Ануйско-Чуйского синклинория.



Фиг. 6. Схематическая карта проявления складчатостей различного возраста в Саяно-Алтайской геосинклинальной области

1 — в верхнем карбоне и перми; 2 — в конце девона — начале карбона; 3 — в силуре, ордовике и верхнем кембрии; 4 — в конце среднего кембрия — начале верхнего кембрия; 5 — в предведенское время; 6 — нижнеархейский цоколь Сибирской платформы; 7 — цоколь Сибирской платформы, переработанный предведенской складчатостью; 8 — разломы, ограничивающие территории, пережившие различные параксизмы складчатых движений. Поля, заштрихованные несколькими знаками, — территории, где проявилось несколько наложившихся друг на друга складчатых движений. Пунктир обозначает не завершённую до конца складчатость

Наконец, пятому рубежу отвечают движения, происходившие в верхнем палеозое, точнее верхнем карбоне — перми. Они проявились в западной части Саяно-Алтайской области, в пределах Калбинского синклинория, в Томь-Кольванской зоне и, вероятно, Южном Алтае. В этих местах в течение девона, карбона и, видимо, нижней перми происходило накопление мощных эффузивно-сланцевых и сланцевых толщ, подвергавшихся в дальнейшем сильной складчатости. Верхний возрастной предел этих складкообразовательных движений устанавливается из того, что на сильно дислоцированном палеозое здесь залегают мезозойские отложения платформенного чехла.

Изложенный материал показывает, что разделение движений, сформировавших разновозрастные складчатые сооружения, на каледонские и герцинские в Саяно-Алтайской области затруднительно и носит чрезвычайно условный характер. Процесс превращения этой геосинклинальной области в орогенную не укладывается в рамки байкальского, каледонского и герцинского тектонических циклов, установленных в Западной Европе, а представляет единое докембрийско-палеозойское тектоническое развитие, распадающееся на ряд этапов.

В Саяно-Алтайской области складчатые сооружения различного возраста расположены не беспорядочно, а напротив, в их распространении существует определенная закономерность. Благодаря этому площади, занятые разновозрастными складчатыми сооружениями, группируются в определенные зоны. Эти зоны имеют различную конфигурацию и зачастую весьма сложные взаимоотношения друг с другом, но в целом они последовательно сменяют одна другую в пространстве, причем если следовать от юго-западного края Сибирской платформы в глубь геосинклинальной области, то происходит закономерная смена более древних складчатых сооружений молодыми. Так, в непосредственном соприкосновении с Сибирской платформой находится байкальское складчатое сооружение, которое к западу сменяется областью салаирской складчатости. Еще далее к западу располагаются силурийские складчатые сооружения. Наконец, на крайнем западе рассматриваемой территории находятся нижнекаменноугольные складчатые структуры Ануйско-Чуйского прогиба и еще далее — верхнепалеозойское складчатое сооружение, возникшее на месте Иртышско-Зайсанской геосинклинали. Таким образом, как было отмечено еще А. А. Богдановым (1959), совершенно отчетливо наблюдается последовательная миграция складчатости во времени и пространстве от юго-западного края Сибирской платформы в глубь геосинклинальной области, что представляет одну из основных закономерностей развития Саяно-Алтайской области.

Установленная для всей палеозойской складчатой области закономерность отчетливо проявляется и в некоторых отдельных складчатых сооружениях; формирование их происходит также не одновременно на всей площади, а последовательно путем постепенного наращивания отдельных частей. Это наращивание выражается в том, что отдельные участки вовлекаются в поднятия раньше других, в последующем к ним причленяются все новые и новые участки, прогибавшиеся до этого, пока, наконец, вся данная геосинклинальная система, превратившись в складчатое сооружение, не становится крупным поднятием.

Сказанное можно подтвердить на примере формирования некоторых складчатых сооружений. Так, весьма определенно разновременное формирование структур выявляется в Западном Саяне, который в целом превратился в складчатое сооружение к середине силура. По краям Западного Саяна располагаются два антиклинория — Джебашский и Куртушибинский; в пределах их осевых частей наблюдается отчетливое несогласие между кембро-ордовикскими и нижнекембрийскими отложениями с выпадением верхнего и, возможно, среднего кембрия, тогда как во внутренних частях Западного Саяна кембро-ордовикские отложения залегают согласно на верхнекембрийских и связаны с ними постепенными переходами. Отсюда видно, что современные Джебашский и Куртушибинский антиклинории к верхнему кембрию уже оформились как поднятия. В краевых частях антиклинориев угловое несогласие наблюдается уже в основании ордовикских отложений, тогда как кембро-ордовик и верхний кембрий залегают согласно. Следуя еще далее по направлению к осевой части Западно-Саянского синклинория, можно установить, что поверхность несогласия все время повышается, вначале до нижнего силура, а затем до верхнего, тогда как ниже поверхности углового несогласия в каждой из выделенных на карте свит наблюдается согласное напластование отложений начиная по крайней мере с верхнего кембрия. Таким образом, происходит своеобразное «скольжение» поверхности углового несогласия снизу вверх по разрезу по мере движения от периферических частей складчатого сооружения Западного Саяна к внутренней его части. Вряд ли может вызывать сомнение то, что подобное скольжение является следствием последовательного вовлечения в поднятие все более внутренних участков геосинклинали.

Верхнесилурийские слои совместно с девонскими образуют в структуре Западного Саяна второй структурный этаж и располагаются на подстилающих отложениях всегда с резким угловым несогласием. Это угловое несогласие более значительно, нежели те, которыми отмечено вовлечение отдельных частей в поднятие. Тип структурных форм начиная с верхнего силура резко отличен от доверхнесилурийских структур. Так же резко отличаются и формации доверхнесилурийские, и более молодые. Поэтому Западный Саян в целом должен рассматриваться как доверхнесилурийское складчатое сооружение. Вместе с тем краевое положение Джебашского и Куртушибинского антиклинориев в складчатом сооружении Западного Саяна, возникших на стыке между салаирским складчатым сооружением и областью силурийской складчатости, позволяет толковать их принадлежность двояко: они могут рассматриваться либо как захваченные более поздними движениями участки салаирского складчатого сооружения, либо как зоны ранней консолидации силурийского складчатого сооружения.

Та же закономерность отмечается и при рассмотрении складчатого сооружения, сформировавшегося к концу девона — началу карбона. В его пределах отдельные участки, отвечающие современным Талицкому и Салаирскому антиклинориям, оформились как поднятия раньше других, по-видимому, в конце ордовика, поскольку там фиксируется резкое несогласие перед нижним силуром. Они выступали в дальнейшем как геоантиклинали, о чем свидетельствуют обилие перерывов, сокращение мощностей, изменение фаций и даже выпадение отдельных частей разреза — верхнеордовиковских, силурийских и нижнедевонских отложений — в осевых частях антиклинориев. Неодновременным является также формирование складчатого сооружения на месте Ануйско-Чуйской геосинклинали. Краевые ее части были вовлечены в поднятие и причленились к геоантиклиналям перед нижним девонем. В этих частях девонские отложения залегают резко несогласно, часто непосредственно на верхнекембрийских слоях. Внутренние же части Ануйско-Чуйской геосинклинали продолжали прогибаться до верхнего девона включительно.

Характер сочленения различных складчатых сооружений друг с другом сложен и разнообразен. В подавляющем большинстве случаев сочленение является резким и происходит по зонам глубинных разломов. Возникновение и развитие глубинных разломов по существу и определили распадение рассматриваемой территории на участки, каждому из которых оказались присущи свои определенные особенности развития. Эти разломы в большинстве случаев обуславливали отделение от геосинклинальных систем участков, превращенных в складчатые сооружения, и влияли в дальнейшем на возникновение и развитие внешних геосинклинальных прогибов.

В некоторых случаях границы между разновозрастными складчатыми сооружениями оказываются достаточно сложными. В этом отношении наиболее показательны сопряжение байкальского и салаирского складчатых сооружений, описанное, в частности, Л. П. Зоненшайном (Зоненшайн и др., 1960). Область байкальской складчатости как бы полукольцом, обращенным выпуклой стороной на восток, охватывает салаирское складчатое сооружение. В крайней — северной и южной — частях этого полукольца границей между складчатыми сооружениями служат глубинные разломы, уходящие далее к востоку внутрь байкальского складчатого сооружения и затухающие там. В средней части полукольца никаких разломов подобного рода обнаружить не удастся. Если граница здесь ориентирована в общем субмеридионально, то основная масса разломов простирается в поперечном направлении субширотно, создавая зону интенсивного дробления.

В то же время обращает на себя внимание, что именно в этом месте вдоль границы байкалид и салаирид располагается цепь крупнейших в Саяно-Алтайской области гранитоидных интрузий, прослеживающихся почти непрерывно от Восточного Танну-ола на юге до Казыр-Кизирского междуречья на севере. В совокупности эти интрузии образуют мощный гранитоидный пояс (Восточно-Тувинский), структурная позиция которого и роль в развитии структуры территории совершенно очевидны. Появление этого пояса определяется особенностями сочленения двух разновозрастных складчатых сооружений, в зоне непосредственного сопряжения которых он находится. В данном случае по границе между складчатыми сооружениями байкальской и салаирской консолидации возникла своеобразная широкая зона проницаемости, по которой происходило интенсивное поднятие магмы.

## Глава II

# ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ САЯНО-АЛТАЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ И ЮГО-ЗАПАДНОГО КРАЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

### ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

На развитие представлений о путях формирования складчатых сооружений Саяно-Алтайской области и особенностей развития геосинклинали, из которой она возникла, большое влияние оказали господствующие в разное время геотектонические гипотезы, многие из которых в значительной степени опирались на геологический материал восточных территорий Советского Союза и, в частности, на данные о геологическом строении складчатых сооружений юга Сибири.

Так, например, исследования И. Д. Черского (1888) в конце прошлого столетия создали основу для развития идей Э. Зюсса о «древнем темени Азии», изложенных в его труде «Лик Земли». В обширной сводке Зюсса некоторые территории Восточной Сибири, Восточного Саяна и Прибайкалья рассматривались как часть древнейшего материка, который не покрывался водами даже в самые ранние периоды палеозойской эры.

Такие представления опирались на господствующую в те годы контрракетную теорию, предполагавшую повсеместное развитие первозданной гранитной коры, возникшей в результате постепенного охлаждения земного шара. Растрескивание коры и различный характер ее движений и обособившихся блоков первозданного гранитного слоя обусловили неоднородное строение этой оболочки, в пределах которой в зонах прогибаний создались пластичные подвижные участки. Они явились антиподами крупных континентальных глыб древних материков, испытавших поднятия и в силу этого попавших в другие термодинамические условия, вызвавшие их большую жесткость. Эти представления, таким образом, соответствуют концепциям, предполагающим существование древних платформ и первичных геосинклиналей, возникших на погруженном и более пластичном первозданном гранитном слое. Близких представлений придерживались также В. А. Обручев (1935) и Делонэ. Однако взгляды Делонэ существенно отличались тем, что он в своих построениях опирался на современную теорию геосинклиналей в том ее изложении, которое было дано в начале текущего столетия Огом (1932). По Делонэ, любая платформа проходила предшествующую стадию геосинклинального развития и в дальнейшем наращивалась складчатыми поясами, последовательно образующимися вокруг платформы за счет замыкающихся частей первичной геосинклинали и каждый раз возникающими на геосинклинальном складчатом основании. Пример такого развития Делонэ видел в горных сооружениях юга Сибири, обрамляющих Сибирскую

платформу в виде каледонских и герцинских складчатых поясов. Эта гипотеза быстро завоевала почти всеобщее признание и нашла очень много приверженцев. Одним из них являлся М. М. Тетяев, который принял идею Делонэ, но отрицал гипотезу Зюсса—Обручева о «древнем темени Азии». Примерно таких же взглядов, как Тетяев, придерживались и другие известные исследователи юга Сибири — А. Н. Чураков (1927), А. Г. Вологдин (1931, 1936), Я. С. Эдельштейн (1947). Эти представления в несколько модернизированном виде были положены в основу тектонической карты СССР издания 1952 и 1957 гг., составленной группой геологов под редакцией Н. С. Шатского, и тектонической карты СССР издания 1961 г. под редакцией А. А. Богданова. Все эти гипотезы сближала идея о пангеосинклинальном развитии Земли, при котором первичная геосинклиналь возникала на коре, не имеющей принципиального отличия от коры древних континентов или платформ.

В 1950 г. А. В. Пейве и В. М. Синицыным была выдвинута гипотеза панплатформенного развития Земли в глубоком докембрии. В ее основе лежали старые представления о повсеместном развитии в архее гранитного слоя. Дальнейшее развитие геологической структуры Земли, по представлению Пейве, шло по пути ее дробления, опускания, частичного горизонтального расползания отдельных глыб и возникновения геосинклинальных систем и разделяющих их платформ. В этом процессе большую роль играли длительно живущие планетные разломы, определяющие контуры древних платформ и генеральные направления отдельных геосинклиналей. С этой точки зрения простирация складчатых поясов Саяно-Алтайской области определялись северо-западной и северо-восточной ориентировками двух систем глубинных разломов — Восточно-Саянской и Байкальской. В этой гипотезе уже со всей определенностью поставлены вопросы о сферическом строении земной коры, разделяющейся на гранитный и базальтовый слои, и о различии геосинклинальных систем в зависимости от природы их субстрата. Основной идеей гипотезы является мысль, что геосинклинальному развитию предшествовала особая стадия существования Земли, когда имело место повсеместное развитие гранитного слоя, являющегося продуктом развития глубинного вещества Земли. Различный характер геосинклинального субстрата определялся степенью переработки и расползанием гранитного слоя. В этом процессе главную роль играли не химические, а механические процессы.

Совершенно противоположную точку зрения защищает гипотеза пангеосинклинального развития Земли, рассматривающая ее докембрийскую историю как развитие пангеосинклинали, возникшей на первичном базальтовом субстрате и превратившейся затем в конце докембрия в жесткую платформу. Последующий ее распад и перерождение привели к возникновению геосинклинальных областей, разделенных сохранившимися в виде реликтов стабильными платформенными массивами. Подобной концепции придерживаются В. В. Белоусов (1962), Ю. М. Шейнман (1960) и др. Ее отражение в истории развития Саяно-Алтайской области нашли представления в работах В. А. Кузнецова (1964), а также в тектонических картах и статьях геологов ВСЕГЕИ и ВАГТ (1959 г.), рассматривающих Саяно-Алтайскую геосинклинальную область как длительно развивающуюся в палеозое единую «сквозную» геосинклиналь, вознившую на складчатом консолидированном протерозойском основании.

В тектонической схеме Саяно-Алтайской области В. А. Унксова (1958) также заложена идея пангеосинклинального развития Саяно-Алтайской области на океанической коре. При этом им отмечается не поясовое отмирание геосинклиналей по схеме Делонэ, как это обычно рассматривалось, а путем разрастания в ее пределах отдельных центров консолидации, постепенно поглощающих всю геосинклинальную область и превращающих ее в палеозойскую эпиплатформу. Такой же процесс замыкания

палеозойской геосинклинали Саяно-Алтайской области описывается и геологами ВАГТ (Белостоцкий и др., 1959).

Концепция пангеосинклинали в развитии Саяно-Алтайской геосинклиальной системы нашла наиболее полное свое отражение в работах В. А. Кузнецова (1964) и особенно Н. П. Васильковского (1960) и А. А. Предтеченского (1961). Последние два исследователя рассматривают Саяно-Алтайскую геосинклиальную систему как результат развития докембрийской геосинклинали, возникшей на океанической коре и в результате длительного и постепенного замыкания превращающейся в горные складчатые сооружения. Характерной особенностью этих представлений является утверждение о последовательном сокращении намеченных еще в раннем докембрии границ первичной геосинклинали за счет возникающих в ее пределах складчатых сооружений. Несколько иначе процесс развития Саяно-Алтайской области представляет В. А. Кузнецов (1964), который видит в нем смену во времени и пространстве трех последовательных геосинклиальных циклов, перемещающихся от края древней платформы в глубь геосинклиальной области. К таким этапам он относит заложение нижнепалеозойской и средне-верхнепалеозойской геосинклиналей, с появлением которых связано расширение геосинклиальной системы за счет вовлечения в геосинклиальное развитие океанической коры.

Этот процесс В. А. Кузнецов представляет как полициклическое развитие Саяно-Алтайской складчатой области, в пределах которой отчетливо выявляются три эпохи тектогенеза — байкальская, каледонская (салаирская и собственно каледонская) и герцинская, приводящие к ликвидации в областях их проявления геосинклиальных бассейнов. Большое значение в этом развитии В. А. Кузнецов придает вовлечению в геосинклиальный процесс краевых частей уже сформированного континента, в пределах которых возникают наложенные геосинклинали и происходит наложение разновозрастных складчатых движений друг на друга, приводящих к формированию в погруженной части континента нескольких структурных этажей.

Особенно отчетливо этот процесс, по В. А. Кузнецову, проявился в Горном Алтае, где на каледонское складчатое сооружение были наложены среднепалеозойские геосинклинали, окончившие свое существование лишь в конце нижнего карбона, в результате чего территория Горного Алтая испытала бициклическое развитие.

Во всех рассмотренных представлениях, за исключением работ Н. П. Васильковского и А. А. Предтеченского, в структуре земной коры рассматривалось лишь два ее элемента — платформа и геосинклиналь; последняя отождествлялась с океаном. Особенно часто это делалось применительно к древним геосинклиналям, что нашло крайнее выражение в представлениях пангеосинклиального развития. В последнее десятилетие благодаря успехам изучения земной коры геофизическими методами были получены разнообразные данные о глубинном строении земной коры и об ее различиях под современными континентами и океанами. Вследствие этого старое представление, впервые четко сформулированное Огом, о главных структурных элементах земной коры не могло удовлетворять современные взгляды и в новых геотектонических концепциях стало все более и более уделяться внимание океаническим пространствам, которые рассматривались как третий крупный структурный элемент земной коры, отличный как от платформенных массивов, так и от геосинклиналей.

Среди появившихся многочисленных гипотез, объясняющих происхождение океанов, в настоящее время в Советском Союзе наибольшую известность приобрело два направления. Приверженцем первого из них является П. Н. Кропоткин (1956), разделяющий представления о первич-

ном происхождении океанов, возникших в глубоком докембрии на коре океанического типа и представляющих чрезвычайно консервативный, принципиально отличный от континентов элемент земной коры. Кроме П. Н. Кропоткина, такие взгляды развивают у нас Е. В. Павловский (1962), Н. П. Васильковский (1960). Иначе представляют происхождение океанов В. В. Белоусов (1962), Ю. М. Шейнман (1960), Б. А. Петрушевский (1960 г.) и др., считающие, что океаны, особенно Атлантический и Индийский, возникли в мезозое в результате распада и погружения под уровень моря древних платформ, испытавших глубокое преобразование, превратившее кору континентального типа в океаническую.

Если сторонники постоянства океанов считают, что современное развитие земной коры является единым направленным и необратимым процессом, идущим в сторону уменьшения площади современных океанов за счет разрастания земной коры континентального типа, то приверженцы второго направления видят в развитии Земли обратный процесс, идущий в сторону увеличения площади океанов, расширяющих свои пределы в результате обрушения и исчезновения крупных континентов.

Оба эти столь противоположные направления сближает то, что в обеих гипотезах принимается возникновение современных геосинклиналей на коре океанического типа и превращение последних в процессе геосинклинального развития в континентальную кору. Различие этого процесса заключается лишь в его направленности. В первом случае он является ведущим в геологическом развитии земной коры, во втором — преобладает его деструкция. Рассматривая современные океанические дуги, как первая, так и вторая группа ученых на основании почти одного и того же фактического материала приходит к диаметрально противоположным выводам. Так, сторонники прогрессивного расширения континентов видят в этом процессе наглядный пример возникновения в современных геосинклиналях континентальной коры и продвижения ее в глубь океана. Их противники утверждают, что в данном случае происходит обратное явление, в основе которого лежит обрушение континентальных массивов, некогда расположенных в зоне современного океана. В этой связи субокеанический и субконтинентальный типы коры краевых морей и островных дуг современных геосинклиналей не есть результат процесса преобразования коры океанического типа в континентальную, а наоборот, вызваны явлениями ее океанизации.

Обе рассмотренные концепции в значительной степени опираются на данные об особенностях строения зоны перехода современного континента в океан, т. е. на данные о строении периферических частей океанического бассейна, где возникает большинство современных геосинклиналей. Поэтому все явления, идущие в этой зоне, правильнее отнести к особенностям не океанического развития, а геосинклинального.

С этой точки зрения едва ли допустимо видеть причины обрушения периферической части континента в явлениях деструкции континентальных массивов в области современных океанов. С нашей точки зрения, правильнее все особенности зоны перехода океана в континент связывать с их геосинклинальным развитием, а не с геологическими процессами, идущими в самом океане, как делают сторонники океанизации земной коры.

В самом деле, в настоящее время ни у кого не вызывает сомнения, что самым активным структурным элементом земной коры является геосинклиналь и что, наоборот, океаны или таласократоны представляют наиболее пассивные ее части. Раз так, то логичнее считать, что непременным атрибутом геосинклинального развития являются обрушения, охватывающие смежные части океанического и континентального блоков, и связанные с ними параллельно идущие явления базификации и гранитизации. В зависимости от того, какой процесс в данных конкретных усло-

виях развития геосинклинали преобладает, в ее пределах будет возникать континентальный или океанический тип земной коры.

В настоящее время утверждается представление, что созданные в процессе геосинклинального развития не только слои земной коры, но и ее верхняя мантия не являются извечными историческими категориями, а постепенно изменяют свои границы и объемы в зависимости от направленности вертикальных тектонических движений. Подобные случаи известны не только в складчатых сооружениях альпийского пояса, но и в древних складчатых сооружениях, что нами было проиллюстрировано на примере Восточного Саяна.

В изложенном выше аспекте под геосинклиналями мы вслед за Н. П. Васильковским понимаем «области превращения океанической коры в континентальную, отличающуюся сильнейшей тектонической и магматической активностью, обусловленной развитием вещества перидотитовой оболочки Земли» (Васильковский, 1960). Это значит, что сущность геосинклинального процесса заключается в формировании «гранитного слоя» и что «так называемый гранитный или лучше гранитно-метаморфический слой коры образован не столько магматическим гранитом, сколько в разной степени метаморфизованными (до гнейсов, мигматитов и метасоматических гранитов) осадочными и вулканогенными породами. Размещенные среди них интрузивные гранитные тела занимают гораздо меньший объем» (Васильковский, 1960). В соответствии с этим под континентальным блоком следует понимать участок земной коры, в пределах которого был сформирован «гранитный» слой материковой мощности, обладающей складчатой структурой. Континентальный блок образован первичными древними ядрами, возникшими в нуклеарную стадию развития земной коры (Павловский, 1962), и выросшим на них в результате геосинклинального развития гранитным слоем более поздних генераций, участвующим в строении подвижных поясов различных стадий завершения складчатости.

Под океаническим блоком следует понимать область океана, расположенную на земной коре, лишенной «гранитно-метаморфического» слоя и по своим свойствам в целом отвечающей базальту. Океанический блок в отличие от континентального лишен складчатой структуры.

В нашей концепции перманентного развития Саяно-Алтайской геосинклинальной области большое значение принадлежит процессу «обрушения», в связи с чем это понятие нуждается в его пояснении. Термин «обрушение», или *umbrech*, впервые применил Г. Штилле в 1956 г., понимая под ним процесс грандиозного распада древних платформ, вовлекаемых в геосинклинальный процесс, начинающий развитие нового мегахрона. В работе этот термин употребляется для явлений погружения или обрушения края древних платформ или континентального блока и смежных с ними частей «первичного» океана, на месте которых возникает геосинклиналь. Контуры обрушения определяют очень древние планетарные разломы, вытянутые параллельно краю жестких массивов. Обычно один из разломов располагается в периферической части континентального и второй — внутри океанического блоков. Процесс опускания ограниченной ими части земной коры сопровождается ее дроблением и возникновением в погруженной части отдельных глыб, образованных как гранитно-метаморфическим, так и базальтовым ее слоями. Автономность их движения и различный вещественный состав определяют возникновение в геосинклинали различных ее структурно-фациальных зон.

Под геосинклинальной экспансией подразумевается дальнейшее расширение геосинклинального режима в сторону континента или древней платформы в результате геосинклинального погружения зон обрушения, вовлекающих в него участки континентального блока, не испытавшие еще окончательной консолидации.

## НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О ЗАЛОЖЕНИИ САЯНО-АЛТАЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ НА КОРЕ ОКЕАНИЧЕСКОГО ТИПА

В основе предлагаемой концепции лежат представления об анизотропности земной коры, выраженной не только существованием в ней концентрических оболочек, но и внутренней неоднородностью последних.

Если для современных геосинклиналей отчетливо намечается выделенный еще А. Д. Архангельским (1947) и позднее А. Н. Мазаровичем (1952) и В. И. Поповым (1957) геологический ряд, охватывающий первичный океан — океан-геосинклиналь — геосинклиналь-платформу, то в древних геосинклиналях мы всегда встречаемся лишь с последним членом этого ряда, т. е. с геосинклиналями, вошедшими в состав платформы и расположенными в настоящее время в области развития мощного континентального слоя.

В связи с этим следует заметить, что данные геофизики для областей распространения древних геосинклиналей хотя и определяют современные свойства и мощность коры, являющиеся результатом длительного развития геосинклиналей, но не позволяют судить о свойствах субстрата в момент их возникновения.

В этом отношении много дает предложенный Н. П. Васильковским (1960) метод сравнительного анализа современных геосинклиналей, позволяющий проследить все стадии геосинклинального развития, из числа которых в ископаемых геосинклиналях прямому изучению поддаются лишь конечные стадии их развития (Шатский, 1946).

Н. П. Васильковский (1960) считает, что в современных геосинклинальных областях можно выделить геосинклинали, находящиеся в разной стадии своего развития: начальной, ранней, зрелой и поздней.

К геосинклинальным областям начальной стадии развития Н. П. Васильковский (1960) относит океанические дуги, охватывающие архипелаги Марианских, Маршалловых, Каролинских островов и островов Гильберта и др. В геосинклинальных областях этого типа имеются небольшие локальные участки гранитно-метаморфического слоя. Глубоководные же пространства, разделяющие эти дуги, обладают океанической корой.

К геосинклинальным областям ранней стадии развития относятся более крупные острова типа современных Алеутской, Курильской, Соломоновой, Новокаледонской и других дуг. В них наблюдаются разрастание в пределах дуг гранитно-метаморфического слоя и соответственно сокращение океанического в разделяющих их или смежных с ними морских впадинах.

Зрелая стадия соответствует формированию кайнозойских островных дуг Индонезии, Японии, Филиппин и Вест-Индии со смежными или внутренними морями. В обрамлениях Тихого океана подобные кайнозойские геосинклинали расположены на краях континентов и часто протягиваются в глубь них, как, например, в Индо-Китае. Для этой стадии характерно разрастание коры континентального типа, находящейся в разных участках на различной ступени развития, до преобладания над сокращающимися участками океанической коры, приуроченными к наиболее глубоководным впадинам.

Современные геосинклинали, по Васильковскому, нигде не достигли поздней стадии развития. Эту стадию в настоящий момент испытывают Альпийско-Гималайский пояс и Корякско-Камчатская область, а в силу в ней пребывала каледонская зона Северо-Западной Европы (Васильковский, 1960).

На основании особенностей геологического развития Урало-Тянь-Шано-Саянской геосинклинальной области Васильковский установил стадии ее развития, аналогичные стадиям современных геосинклиналей.

Так, Урало-Тянь-Шано-Саянская геосинклинальная область в верхнем протерозое (позднем докембрии) — среднем кембрии проходила раннюю стадию своего развития, в верхнем кембрии, ордовике, силуре — зрелую стадию, а в среднем и верхнем палеозое, в ряде мест и много раньше, вступила в позднюю стадию.

На этом основании Васильковский делает вывод, что указанная геосинклинальная область, так же как и современные геосинклинали, возникла на коре океанического типа и в этом отношении мало чем отличается от развития современных геосинклиналей.

В пользу таких представлений говорят и следующие факты.

1. Во всей Саяно-Алтайской геосинклинальной области отсутствуют западнее Главного Восточно-Саянского разлома выходы архейских пород.

2. Возраст метаморфических пород, лежащих в основании геосинклинальных серий, последовательно омолаживается с востока на запад от нижнего архея до девона включительно, хотя степень их метаморфизма во всех местах примерно остается одинаковой и не выходит за пределы амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев.

3. В Горном Алтае, Кокчетавском кристаллическом массиве и Становом хребте в толщах глубоко метаморфизованных пород известны эклогитовые породы, что может указывать на образование метаморфических серий за счет пород мантии.

4. Между метаморфическими сериями основания геосинклинального комплекса и вышележащими менее метаморфизованными сериями отсутствуют крупные несогласия, отражающие полную перестройку структурного плана. Наоборот, глубоко метаморфизованные породы, как правило, вписываются в контуры современных структур, подчеркивая общность структурного плана этих этажей, образующих единый геосинклинальный комплекс.

5. Литолого-минералогический состав терригенных пород геосинклинальных серий свидетельствует о том, что наиболее древние из них формировались за счет разрушения пород основного состава, вверх по разрезу постепенно обогащаясь обломочными компонентами кислых (полевой шпат, кварц, слюда). Некоторые из них по составу терригенных пород неотличимы от архейских образований, происхождение которых из пород океанической коры не вызывает сомнений.

6. Резкое отличие магматического эволюционного ряда внешней и внутренней частей Саяно-Алтайской области, выражающееся в формировании во внешней части преимущественно аляскитовых гранитоидов при чрезвычайно слабом проявлении производных основной магмы, и резкое преобладание во внутренней зоне магматических пород, происшедших из основной родоначальной магмы.

7. Отчетливое постепенное увеличение кислотности магматических образований во всех зонах Саяно-Алтайской области в вертикальном направлении.

8. Значительно бóльшая интенсивность вулканизма во внутренней зоне, чем во внешней.

9. Появление в нижних частях геосинклинального комплекса во всех геосинклиналях начальной и ранней стадий развития диабазовых, спилит-диабазовых и спилит-кератофировых формаций.

10. Зависимость распространения гипербазитовых интрузий от мощности гранитно-метаморфического слоя. Так, во внешней геосинклинальной зоне, где гранитно-метаморфический слой в основном закончил свое формирование в конце позднего докембрия, развиты гипербазитовые интрузии исключительно позднедокембрийского возраста. Во внутренней зоне, где становление гранитно-метаморфического слоя было завершено к верхнему кембрию, чрезвычайно широко распространены гипербазито-

вые интрузии среднекембрийского возраста. В зонах глубинных разломов, секущих внешнюю и внутреннюю части геосинклинальных систем, наблюдается постепенное обеднение гипербазитовыми телами, которые полностью исчезают во внешней зоне. Наибольшая насыщенность зон глубинных разломов гипербазитами наблюдается в участках их менее глубокого заложения, всегда расположенных в пределах внутренней части геосинклинали.

Приведенные особенности магматизма Саяно-Алтайской области свидетельствуют, во-первых, о различной природе геосинклинального субстрата в ее внешней и внутренней частях и, во-вторых, о более тесной связи «поверхностной» структуры внутренней зоны с «базальтовым» слоем.

Все эти различия, видимо, вызваны тем, что во внешней зоне геосинклинали расположена как наложенная структура на древнем гранитном цоколе, а во внутренней — на базальтовом слое.

Такое строение Саяно-Алтайской области отражает стадийное ее развитие не только во времени, но и в пространстве, подобное развитию современных геосинклиналей Тихого океана, в пределах которого сосуществуют геосинклинали, находящиеся в различных стадиях своего развития.

Этот путь развития Саяно-Алтайской области позволяет считать, что мощность осадков, накопившихся в пределах геосинклиналей различного возраста заложения, должна иметь примерно один порядок. И это действительно имеет место. Так, в зоне байкальской складчатости за время ее геосинклинального развития к нижнему кембрию было накоплено около 34 км осадков (минимальная мощность), вскрытых в разрезах Хамар-Дабана и Тункинских гольцах. Из них 26 км приходится на отложения нижнего протерозоя (до кровли дербинской свиты и ее аналогов) и 8 км — на отложения позднего докембрия (аналоги манского комплекса). В салаирской зоне видимый разрез вскрывается с енисейской свиты позднего докембрия и заканчивается среднекембрийскими отложениями. Мощность этого комплекса довольно изменчива. В Минусинской котловине она составляет 6,5 км, в Восточном Саяне — 12,5 км, Горной Шории — 11,5 км, а в Кузнецком Алатау — 13,5 км. В каледонской зоне, в Западном Саяне, мощность отложений от верхнего кембрия до силура составляет 21 км. В раннегерцинской зоне доступный для визуального изучения разрез начинается с верхнего кембрия и заканчивается верхним девоном. Мощность его в Ануйско-Чуйской геосинклинали составляет примерно 18 км, из которых только на девон падает 8 км. Такой же порядок мощности был накоплен в областях позднегерцинского развития в Обь-Зайсанской геосинклинали, где с нижнего карбона по конец перми накопилось около 8 км осадочного чехла.

Совершенно иное распределение мощностей геосинклинального комплекса будет, если стать на точку зрения сквозного или цикличного ее развития. В этом случае необходимо принять, что мощность накопившихся в ней осадков с момента ее возникновения до полного замыкания последовательно возрастает из областей ранней консолидации к поздней. В этом случае в байкальской зоне мощность гранитного (и седиментарного) слоя будет составлять 26 км, в салаирской — 36 км, каледонской — 57 км, раннегерцинской — 78 км и позднегерцинской — 93 км.

Между тем, по данным Р. М. Деменицкой (1961), в областях каледонской седиментации мощность земной коры колеблется от 30 до 45 км при мощности гранитного слоя 15 км, а в герцинской — 40—60 км при мощности гранитного слоя в герцинском Алтае 20 км.

Таким образом, при сквозном или цикличном развитии Саяно-Алтайской геосинклинальной области могут быть избыточные мощности 40—50—70 км, т. е. почти в три раза превышающие мощность, высчитанную

по геофизическим данным. Это значит, что избыточная часть мощности геосинклинального комплекса либо базифицировалась, либо в действительности не отлагалась, т. е. геосинклинальная область имела не сквозное или цикличное развитие, а формировалась путем последовательного заложения отдельных геосинклиналей от края кратона в глубь геосинклинальной области, т. е. развивалась перманентно.

### ВЕРХНЕАРХЕЙСКО-ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА

В верхнеархейско-протерозойское время седиментация на территории Саяно-Алтайской области происходила на весьма ограниченной площади, лежащей между западным краем Сибирского кратона и современными западными предгорьями Кузнецкого Алатау. Верхнеархейско-протерозойская геосинклинальная система, по-видимому, распадалась на две крупные зоны с различным характером осадконакопления и соответственно свойственными им геологическими формациями.

Первая зона, занимающая внешние, приближенные к Сибирской платформе части этой области, испытывала интенсивное погружение, и ее можно рассматривать в качестве первичного геосинклинального трога с преимущественно терригенным осадконакоплением.

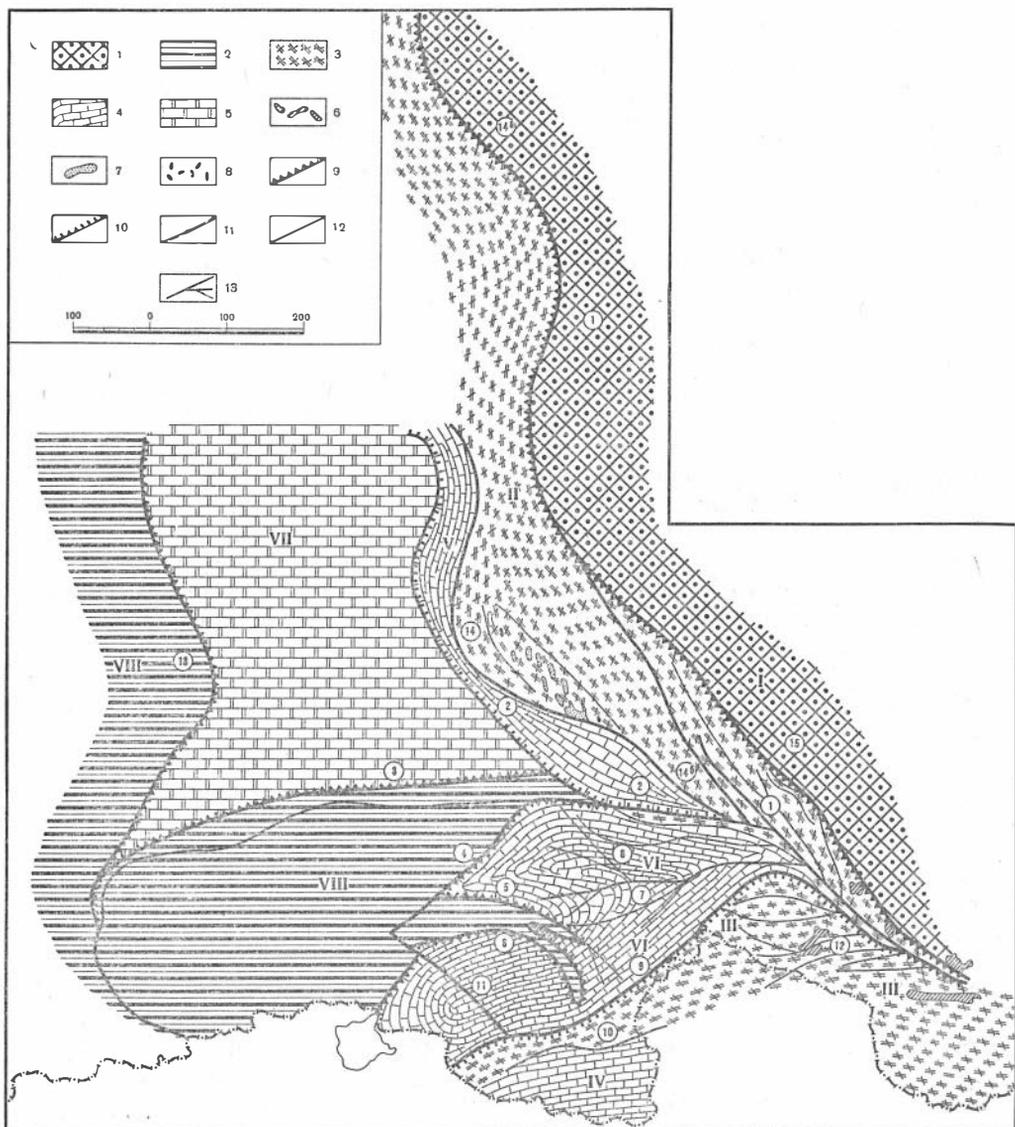
Вторая зона характеризовалась, вероятно, относительно спокойными движениями и преимущественно карбонатным осадконакоплением; она выделяется нами под названием карбонатного геосинклинального прогиба, или «геосинклинальной» плиты.

Первичный геосинклинальный трог заполнен песчано-сланцевыми карбонатными и в меньшей степени эффузивными образованиями слюдянской, бирюсинской, хангарульской, дербинской серий и их стратиграфических аналогов (шутхулайская, чинчиликская серии, балыктыг-хемская, иркутная, чартысская, биллинская, уртагольская и другие свиты), породы которых метаморфизованы до амфиболитовой фации (Предтеченский, 1964).

Перечисленные выше серии и свиты в настоящее время пока еще не могут быть строго сопоставлены. Имеющиеся данные позволяют скорее всего считать, что бирюсинская серия является длительным образованием, соответствующим по возрасту всему верхнему архею и протерозою. Все остальные стратиграфические подразделения верхнего архея и протерозоя, выделенные в соседних зонах, по мнению А. А. Предтеченского и др. (1964), синхронны отдельным частям бирюсинской серии. Из них, по нашим представлениям, хангарульская, дербинская и, видимо, слюдянская серии скорее всего синхронны верхней половине бирюсинской серии, а чинчиликская и шутхулайская являются одноэодрозными образованиями нижней половины дербинской серии. В соответствии с этим в верхнеархейско-протерозойском геосинклинальном троге выделяется несколько структурно-фациальных зон: площади развития пород бирюсинской серии отвечают центральной части этого трога. Остальные участки образуют краевые зоны — Дербинскую, Восточно-Тувинскую и Сангилен-Хамар-Дабанскую.

#### Первичный геосинклинальный трог

Первичный геосинклинальный трог охватывал площадь центральной и западной частей Енисейского края, Бирюсинскую, Канскую и Манскую глыбы, Протеросаян, юго-восточную часть Восточного Саяна, расположенную в бассейне рр. Оки, Иркуты и Китоя, всю территорию Восточной Тувы с нагорьями Билин и Сангилен. От цоколя Сибирского



Фиг. 7. Палеоструктурные элементы Саяно-Алтайской верхнеархейско-протерозойской геосинклинальной системы

1 — нижнеархейский кратон; 2 — океанический блок; 3 — осевая часть геосинклинального трога (области интенсивной гранитизации и метаморфизма) — бириусинская серия и ее аналоги; 4 — краевые поднятия геосинклинального трога — дербинская серия и ее аналоги; 5 — геосинклинальный прогиб с карбонатным осадконакоплением («геосинклинальная плита»); 6 — китойские гранитоиды; 7 — онотские гранитоиды и их аналоги; 8 — габбро-пироксениты п метагаббро. Разломы: 9 — глубинные, ограничивающие область протерозойского обрушения; 10 — глубинные, ограничивающие геосинклинальный трог; 11 — глубинные, ограничивающие различные структурно-фациальные зоны внутри трога; 12 — крупные разломы, предположительно существовавшие в протерозое; 13 — более мелкие разломы, предположительно существовавшие в протерозое. Цифры на карте: I — Сибирский кратон; II — Бириусинский осевой прогиб геосинклинального трога (Присаянская глыба); III — юго-восточный осевой прогиб геосинклинального трога (Присангиленская глыба); IV — Сангиленская внешняя краевая зона геосинклинального трога (Сангиленско-Хамар-Дабанская глыба); V — Дербинская внутренняя краевая зона геосинклинального трога (Дербинская глыба); VI — Восточно-Тувинское внутреннее поднятие в краевой зоне геосинклинального трога (Восточно-Тувинская глыба); VII — геосинклинальный прогиб с карбонатным осадконакоплением или Минусинская геосинклинальная плита (Минусинская глыба); VIII — океанический блок Западного Саяна и Западной Тувы. Цифрами в кружочках обозначены разломы, проявившиеся в верхнем архее и протерозое: 1 — Китойско-Тагульский; 2 — Восточно-Саянский; 3 — Кондатский; 4 — Хемчигско-Куртушибинский; 5 — Бурский; 6 — Као-Хемский; 7 — Азасский; 8 — Сисдигхемский; 9 — Агардатско-Окинский; 10 — Сангиленский; 11 — Унгетский; 12 — Хамар-Дабанский; 13 — Кузнецко-Алатауский; 14 — Манский; 14a — Енисейский; 14б — Гутарский; 15 — Урикский; 16 — Арамбейский

кратона геосинклинальный трог отделялся в пределах Восточного Саяна Урикским, а Енисейского кряжа Восточно-Енисейским глубинными разломами (см. фиг. 11), срезающими простирающие нижнеархейских пород цоколя, выведенных на дневную поверхность в Шарыжалгайской и Южно-Енисейской глыбах. Его западным ограничением являлись Восточно-Саянский и Хемчигско-Куртушибинский, а также Бурский, Као-Хемский и на юго-западе Унгетский глубинные разломы (см. фиг. 11), образующие очень неровную ломаную линию. Все перечисленные разломы, за исключением Хемчигско-Куртушибинского, имеют, как и Китоиско-Тагульский разлом, северо-западное простираение, свойственное разломам очень древнего, видимо верхнеархейского, заложения, связанным с Восточно-Саянской системой глубинных разломов.

Край цоколя, срезанный глубинными разломами, был втянут в погружение и подвергся сильному раздроблению и переработке. Его раздробленные осколки сохранились в пределах геосинклинального прогиба в виде отдельных глыб (Канской, Окинской, Гарганской, Шутхулайской, Хамар-Дабанской), впаивных в верхнеархейско-протерозойские складчатые сооружения и играющих в складчатой структуре роль антиклинальных поднятий.

### *Осевая часть геосинклинального трога*

Осевая часть геосинклинального трога охватывает область развития бирюсинской и тейской серий в пределах территории Енисейского кряжа, Бирюсинской, Арзыбейской, Манской и Слюдянской глыб, Окинского и Ильчирского синклинориев и разделяющих их антиклинальных зон, включающих Хамар-Дабанскую глыбу. С северо-востока эта зона ограничена Урикским и Восточно-Енисейским глубинными разломами, с юго-запада — Манским, Гутарским и Агордатско-Окинским. Северный отрезок осевой части геосинклинального трога, вытянутый в северо-западном направлении, мы называем Бирюсинским прогибом, а южный — почти широтного простираения — Юго-восточным.

Бирюсинский прогиб заполнен отложениями тейской серии, достигающей видимой мощности 2500 м, и бирюсинской — с мощностью выполняющего его комплекса почти 8000 м. Юго-восточный прогиб имеет суммарную мощность развитых в его пределах слюдянской и хангарульской серий, а также иркутской и уртагольской свит — 10 000—8000 м. В выполняющих оба трога комплексах отсутствуют какие-либо перерывы и угловые несогласия, что указывает на непрерывный ход осадконакопления в условиях длительного прогибания.

Метаморфические породы бирюсинской серии и ее аналогов (хангарульской серии) произошли за счет терригенных, в меньшей степени карбонатных образований, а также основных эффузивов и в формационном отношении могут быть отнесены к зеленокаменной, порфиритовой, граувакковой формациям и к карбонатному флишу (Савельев, 1960).

Центральная часть геосинклинального прогиба, по-видимому, уже существовала как зачаточная геосинклиналь в верхнем архее и получила дальнейшее развитие в протерозое. Сильная раздробленность нижнеархейского фундамента прогиба и большая глубина его погружения способствовали возникновению еще в собственно геосинклинальную стадию развития интенсивных процессов ультраметаморфизма и гранитизации пород, создавших в нижней части геосинклинального комплекса метаморфические породы, в строении которых большую роль играли анатектические гранитоиды онотского и дербинского комплексов.

Краевые поднятия геосинклинального трога включают Дербинскую и Сангиленскую зоны и зону Восточно-Тувинского геосинклинального поднятия. Все они располагаются в его периферической части и характеризуются преимущественно карбонатным типом осадков.

В области сочленения краевых поднятий с центральной частью геосинклинального трога наблюдается сложное замещение терригенных осадков карбонатными (Махин, 1959; Смирнов и др., 1963). Преимущественно карбонатный тип осадков краевых поднятий, видимо, обусловил значительно меньший метаморфизм развитых в их пределах пород, которым охвачены здесь лишь терригенные и терригенно-карбонатные пачки. Широко развитые в центральной части трога анатектические гранитоиды в краевых поднятиях почти отсутствуют, уступая место инъекционным аляскитовым гранитам (саянский комплекс). От центральной части геосинклинального трога краевые поднятия отделены глубинными разломами.

Дербинская зона совпадает в своем распространении с Дербинским антиклинорием и, видимо, представляет западную, менее прогнутую периферическую часть трога, значительно расширившегося к концу протерозоя. Скорее всего она начала развиваться уже тогда, когда область верхнеархейского трога частично приобрела значительную консолидацию и в ряде мест вышла из-под уровня седиментации. На западе и востоке она ограничена Восточно-Саянским, Манским и Гутарским глубинными разломами. Для нее характерен карбонатный тип осадконакопления. Ее слагают отложения алыгджерской свиты, представленные частым чередованием кристаллических сланцев и мраморов, отлагавшихся в условиях флишевого трога, графитистые мраморы дербинской свиты и сланцево-карбонатные флишеидные образования жайминской. Общая мощность дербинской серии в этой зоне достигает примерно 5000 м. Ее разрез отличается значительной фациальной выдержанностью отдельных свит, хотя в юго-восточном направлении и отмечается сокращение известняковой части серии за счет возрастания мощности алыгджерской свиты, частично по простирацию замещающей дербинскую свиту.

Сангиленская внешняя краевая зона территориально совпадает с Сангиленским докембрийским массивом, в строении которого участвуют глубоко метаморфизованные песчано-сланцево-карбонатные отложения чинчиликской серии, согласно залегающие на них карбонатные отложения (графитистые мраморы) балыктыгемской и терригенно-карбонатные породы чартынской свит общей мощностью свыше 8000 м. Разрез Сангиленской зоны очень напоминает разрез Дербинской, но в структуре верхнеархейско-протерозойского геосинклинального трога он представляет менее приподнятую зону, чем Дербинское краевое поднятие.

От осевой части геосинклинального трога Сангиленское краевое поднятие отделяется Сангиленским глубинным разломом.

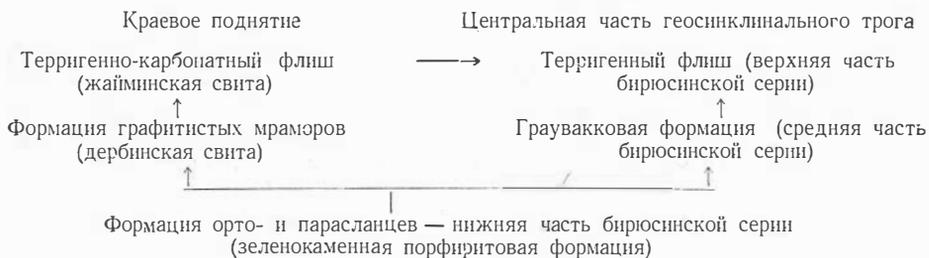
Зона Восточно-Тувинского геосинклинального поднятия занимает всю Центральную и Восточную Туву. На севере она ограничена Кандатским, на юге — Агардатско-Окинским, на северо-западе — Хемчигско-Куртушбинским и юго-западе — Унгетским разломами. В ее строении участвуют отложения шутхулайской свиты, в ряде мест несогласно перекрытые карбонатной толщей балыктыгемской свиты (графитистые мраморы), а на востоке — такими же мраморами иркутной, выше которых залегают сланцево-карбонатные толщи билинской и синхронной ей уртагольской свит протерозоя. Общая мощность разреза — не более 6000—6500 м, т. е. заметно меньше, чем во всей остальной части верхнеархейско-протерозойского прогиба.

Характерной особенностью этой зоны являются, во-первых, значительная формационная невыдержанность отдельных частей разреза, выражающаяся в частном замещении балыктыгхемской или иркутской свит сланцевыми толщами билинской и шутхулайской свит, во-вторых, местные перерывы и несогласия, наблюдающиеся в основании балыктыгхемской свиты, и, наконец, несогласное залегание отложений позднего докембрия на протерозойских образованиях, известное в районе Агойской глыбы и других местах. Все это, а также сокращенные мощности протерозойских отложений позволяют рассматривать эту зону как область наибольших поднятий внутри геосинклинального трога, т. е. считать ее зоной относительных поднятий.

Все перечисленные структурные зоны, как мы уже знаем, отделены друг от друга крупными разломами и, таким образом, представляют различно приподнятые глыбы, вертикальные движения которых определяют характер седиментации каждой зоны. Это обстоятельство лишнее раз подтверждает верхнеархейский и допротерозойский возраст ограничивающих их разломов, которые в верхнеархейско-протерозойской геосинклинали являлись, следовательно, наиболее древними ее структурными элементами. Таким образом, структура верхнеархейско-протерозойского геосинклинального трога соответствует раздробленному и погруженному нижнеархейскому цоколи Сибирской платформы. Все его структурные особенности определяются существованием четырех крупных глыб: Присяянской, Дербинской, Восточно-Тувинской и Сангилен-Хамар-Дабанской. Последняя разбита на Сангиленский, Хамар-Дабанский и Окинский блоки.

Область верхнеархейско-протерозойского геосинклинального трога отличается большой амплитудой прогибания, резко выраженными дифференцированными движениями, большей тектонической и магматической активностью и, наконец, тем, что в его пределах проявилась байкальская складчатость, замкнувшая его в конце позднего докембрия.

Формационный ряд верхнеархейско-протерозойского геосинклинального трога имеет следующее строение:



### Геосинклинальный прогиб с карбонатным осадконакоплением верхнеархейско-протерозойской геосинклинали

Второй крупной структурной зоной верхнеархейско-протерозойской области, резко отличной от геосинклинального трога, является территория, лежащая к западу от последнего, между Восточно-Саянской и Кузнецко-Алатауской системами глубинных разломов. На юге естественным ее ограничением является Кандатский глубинный разлом, отделяющий указанную область от Западного Саяна. Эта зона выделяется условно, так как на всей указанной территории достоверные архейские или даже протерозойские отложения неизвестны. Однако присутствие протерозойских и позднедокембрийских образований под более молодыми геосинклинальными сложениями вендско-нижне-среднекембрийской геосин-

клинали допускается многими геологами, которые в отложениях, слагающих Томский выступ, видят стратиграфический аналог дербинской серии (Мусатов и др., 1962 г.; Моссаковский, 1961 а, б; Додин, 1958).

В отличие от геосинклинального трога эта зона являлась менее прогнутой, обладала меньшей тектонической активностью, практически была амагматична, а выполняющие ее карбонатные и карбонатно-терригенные осадки впервые подверглись складчатости в начале верхнего кембрия. Ее меньшая прогнутость, чем геосинклинального трога, плоский характер, стабильность и большое площадное распространение заполняющих ее полого залегающих карбонатных отложений делали их скорее похожими на своеобразный платформенный чехол, что и дало нам повод назвать эту структуру геосинклинальной плитой, в отличие от «плиты» Ю. А. Косыгина, представляющей комплекс платформенных осадков, образующих чехол кратона.

Рассматриваемая структурно-тектоническая зона представляет собой глыбу верхнеархейско-протерозойской геосинклинальной системы. Однако природа ее пока остается неясной. Дело в том, что в Саяно-Алтайской области за пределами территорий проявления байкальского тектогенеза нет образований архейского и даже протерозойского (нижнепротерозойского) возрастов. Выходы кристаллических пород известны в Томском, Прителецком, Джебашском, Теректинском выступах и в Иртышской зоне смятия. Многими геологами они принимались за древние массивы. Как стало теперь известно, одни из них, безусловно, моложе архея (Томский, Прителецкий, Джебашский, Теректинский), другие могут рассматриваться как зоны ультраметаморфизма (Иртышская зона смятия). Так, Томский выступ сложен разновозрастными протерозойскими и главным образом палеозойскими породами, лежащими в зоне региональной проницаемости, связанной с глубинными разломами (Хоментовский, 1959, 1960). Прителецкий древний выступ представляет комплекс палеозойских пород, испытавших повышенный динамометаморфизм в зоне глубинных разломов, разделяющих структуры Западного Саяна и Горного Алтая (Пожариский, 1964; Казаков, 1961). Возраст джебашской свиты Западного Саяна определяется как позднедокембрийский (синийский) (Зоненшайн, 1962 а, б). В Теректинском горсте древний метаморфический комплекс, относившийся к архею, теперь рассматривается как верхнепротерозойский (Винкман, 1958; Винкман, Генцингер, 1962). Все это заставляет предполагать, что в пределах рассматриваемой глыбы также отсутствуют образования древнее протерозойских и что протерозойские отложения, скорее всего дербинской серии, располагаются на базальтовом субстрате.

Из всего сказанного вытекает, что в протерозойской геосинклинали, расположенной между Урикским и Кузнецко-Алатауским глубинными разломами, имелись две структурные зоны: геосинклинальный трог, заложенный на обрушенном крае нижнеархейского цоколя Сибирской платформы, и широкая геосинклинальная плита, возникшая также на обрушенной глыбе, но не континентального, а, по-видимому, океанического блока. Обе эти структурные зоны отличались от обычных более поздних геосинклиналей.

Геосинклинальный трог характеризуется тем, что параллельно с его прогибанием и накоплением осадков шло формирование метасоматических и анатектических гранитоидов из геосинклинального комплекса осадков. В геологической структуре прогиба это выразилось развитием гранитоидов, не связанных с определенными пароксизмами тектогенеза, зафиксированными в форме перерывов и угловых несогласий в выполняющем трог геосинклинальном комплексе. Обращает на себя внимание и то, что местами, например в Енисейском кряже, протерозойские отложения залегают необычно полого. Для них характерны своеобразные

кутота гранитизации и мелкая очень интенсивная гофрировка полого залегающих слоев. Такая же высокая степень микроскладчатости характерна для пород бириусинской серии. Наблюдающиеся в толще инъекционные тела гранитондов и мигматиты участвуют в складчатости наравне с вмещающими породами и постепенно переходят в них. В метаморфизованных протерозойских породах Енисейского кряжа присутствует галька гранитондов, замещающих эти породы. Все это свидетельствует о том, что в центральной части протерозойского трога господствовали условия, весьма близкие нуклеарной стадии, описанной Е. В. Павловским (1962) для Сибирской платформы и М. С. Марковым (1962) для Канадского щита. По всей вероятности, верхнеархейско-протерозойский прогиб у западного края Сибирской платформы гомологичен верхнеархейскому и протерозойскому трогам, описанным в работах указанных авторов для Канадского щита.

Область протерозойской геосинклинальной плиты еще менее походит на геосинклиналь. В заполняющем ее комплексе протерозойских осадков совершенно отсутствуют вулканогенные породы (они отсутствуют в разрезах Дербинского антиклинория и Томского выступа). В протерозойское время вся эта область была слабо дифференцирована на поднятия и прогибы, так как наблюдения над более молодыми частями геосинклинального комплекса указывают, что тектоническое расчленение данной зоны началось лишь в конце вендского времени. Таким образом, время верхнего архея и протерозоя для Саяно-Алтайской складчатой области надо считать эпохой появления первых реликтов геосинклиналей и обособления их от Сибирского кратона.

### ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА

Позднедокембрийская геосинклинальная система продолжала развитие верхнеархейско-протерозойской геосинклинали, наследуя почти те же границы. Некоторое ее расширение произошло в восточном направлении за счет обрушения края архейского кратона и в западном — в результате вовлечения в геосинклинальное погружение океанического блока в области Уймено-Лебецкого прогиба, Катунского поднятия и Салаира. Кроме того, позднедокембрийская геосинклиналь распространилась на юг, на территорию Западного Саяна и Западной Тувы, где в протерозойское время, видимо, существовал участок земной коры, лишенный гранитного слоя. Таким образом, в позднем докембрии значительная площадь Саяно-Алтайской области, ранее занятая протерозойской геосинклинальной системой, продолжала представлять геосинклинальный бассейн. Восточной его границей служили системы разломов, отделяющих Енисейский кряж от Сибирской платформы (Восточно-Енисейский разлом), а на юге — разлом, ограничивающий с востока Оротский грабен и, видимо, под покровом более молодых отложений смыкающийся с Восточно-Енисейским. На западе ее естественным ограничением являлась Салаиро-Саринско-Курайская система глубинных разломов (см. фиг. 11). Позднедокембрийская геосинклиналь в целом унаследовала главнейшие структурные элементы протерозойской геосинклинальной системы, хотя внутри нее и возникли существенные усложнения прежней структуры.

Главные структурные элементы позднедокембрийской геосинклинали следующие (фиг. 8 см. стр. 80—81).

1. Геосинклинальный приплатформенный прогиб, вытянутый вдоль западного края современной Сибирской платформы, расположенный на территории Енисейского кряжа и Протеросаяна. Он в значительной степени был унаследован от осевой зоны верхнеархейско-протерозойского трога. Заполняющий его комплекс отложений представлен терригенно-

карбонатными осадками и в меньшей степени вулканогенными образованиями.

2. Восточно-Тувинская карбонатная геосинклиналь, охватывающая территорию Восточной, Центральной Тувы, Сангилежского нагорья и юго-восточной части Восточного Саяна. Обе эти зоны располагались на обрушенной части Сибирского нижнеархейского кратона и в целом отвечали области проявления байкальского тектогенеза.

3. Минусинская карбонатная геосинклиналь, лежащая в области Кембросаяна, Минусинских межгорных впадин и восточных отрогов Кузнецкого Алатау. Вся эта область позднее стала ареной салаирского тектогенеза.

4. Западно-Саянская геосинклиналь, заполненная мощным комплексом отложений сланцево-зеленокаменной формации, занимающая в позднем докембрии территории Западного Саяна, Западной Тувы и Уймено-Лебедского прогиба. В ее основании, как мы считаем, отсутствует архейский или даже протерозойский кристаллический фундамент, и ее субстратом являются породы океанического блока. В значительной своей части она впервые подверглась тектогенезу в каледонскую эпоху складчатости.

5. Кузнецко-Алатауский трог, представляющий шовную зону между океаническим блоком и позднедокембрийской геосинклинальной системой.

Таким образом, в позднедокембрийской геосинклинальной системе отчетливо выявляются три зоны: внешняя, образованная приплатформенным геосинклинальным прогибом и Восточно-Тувинской карбонатной геосинклиналью, расположенная на обрушенном, растресканном и сильно переработанном нижнеархейском субстрате; переходная, возникающая на протерозойской карбонатной геосинклинальной плите, но уже в области, лишенной архейского кристаллического субстрата; внутренняя, заложенная на породах океанического блока.

Характер подгеосинклинального субстрата определил в большой степени особенности развития этих зон в позднем докембрии. Так, во внешней зоне, расположенной на раздробленном и в силу этого пронизанном для сквозьмагматических растворов фундаменте, продолжают начавшиеся еще в протерозое процессы гранитизации и анатексиса, происходит эпизодическое вторжение продуктов основной и даже ультраосновной магмы в виде эффузивных и интрузивных пород, идущее главным образом в эпохи усиливающихся прогибаний геосинклинали. Для этой зоны характерны резкие дифференцированные движения отдельных блоков, протекающие на фоне значительного прогибания. Например, в приплатформенном прогибе, где особенно активным было раздробление древнего субстрата, весьма интенсивно происходили дифференцированные движения и быстрые опускания, а также формирование терригенных толщ в условиях некомпенсированного прогибания. Лишь к концу позднего докембрия глубокие опускания оказались компенсированными осадконакоплением и в составе толщ появились хемогенные осадки (Енисейский кряж). В Восточно-Тувинской геосинклинали архейский доколь Сибирского кратона был раздроблен на более крупные блоки, в связи с чем дифференцированные движения здесь охватывали широкие площади и амплитуда их движений была менее значительной. В этой части внешней зоны в позднем докембрии повсеместно отлагались однородные хемогенные карбонатные и в меньшей степени терригенные осадки, отличающиеся в различных структурных зонах геосинклинали главным образом мощностью.

В более стабильной переходной зоне, сформированной в области океанического блока, происходило в отдалении от области сноса формирование хемогенных карбонатных осадков. В целом существующие здесь условия довольно близко напоминали режим Восточно-Тувинской геосинклинали, но отличались более спокойной тектонической обстановкой.

Наконец, во внутренней зоне, заложенной в позднем докембрии на океаническом блоке, сразу же возникли эвгеосинклинальные условия, характерные для первых стадий развития типичной геосинклинали, что нашло свое отражение в интенсивном проявлении подводного осеозного вулканизма и формировании сланцево-зеленокаменной формации. Отсутствие в этой зоне архейского и протерозойского субстрата свело до минимума кислую магмаобразование и, наоборот, привело к ведущей роли в магматическом ряде производных основной магмы. Большая пластичность субстрата способствовала длительным быстрым некомпенсированным прогибаниям и вызванным ими накоплениям сланцево-песчаных и эффузивных пород джебашской серии.

### **Приплатформенный геосинклинальный прогиб**

На месте верхнеархейско-протерозойского геосинклинального трога в позднем докембрии формируется приплатформенный геосинклинальный прогиб, но он располагался лишь на территории Енисейского края и Протеросаяна. Этот прогиб несколько расширился за счет западного края нижнеархейского цоколя, на котором в виде наложенной структуры в позднедокембрийское время возникла его внешняя, менее прогнутая часть. В строении приплатформенного прогиба принимает участие мощный комплекс терригенно-карбонатных отложений флишеидного типа. Вдоль главнейших разломов им подчинены вулканогенные толщи порфирового состава, быстро замещающиеся по простиранию осадочными породами (бахтинская свита и ее аналоги).

Позднедокембрийские отложения в целом залегают согласно на протерозойских, что подтверждается общностью их структурного плана и типом складчатости. Тем не менее на границе протерозоя и позднего докембрия в геосинклинальных зонах имеются довольно резкие, видимо местные, угловые несогласия, сопровождающиеся поверхностями размыва и горизонтами конгломератов, содержащих обломки подстилающих пород (северо-западная часть Дербинского антиклинория, зона Главного Восточно-Саянского грабена; см. фиг. 1).

В осевой части приплатформенного прогиба мощности выполняющих его отложений как на севере (Енисейский край), так и южнее (Восточный Саян) остается неизменной и составляет примерно 10 000 м. Так же постоянен и состав выполняющих его отложений.

В рассматриваемом прогибе, кроме его осевой и внешней частей, выделяется внутреннее геосинклинальное поднятие, возникшее в самом начале позднего докембрия в области Манской и Канской глыб, которые ниже мы рассматриваем как Манско-Канское поднятие. Оно разделяет две зоны прогиба: Юго-Западную, внутреннюю (осевую), и Северо-Восточную, внешнюю.

#### *Внутренняя (осевая) часть позднедокембрийского прогиба*

Эта часть прогиба почти полностью унаследовала очертания осевой зоны верхнеархейско-протерозойского трога. Юго-западное и западное ограничения осевой зоны прогиба четко фиксируются Восточно-Саянским глубинным разломом, отделяющим ее от Минусинской карбонатной геосинклинали. Севернее эта граница может быть определена лишь очень условно по гравитационному полю, отражающему через гравитационные минимумы северо-западные байкальские простирания, резко отличные от меридиональных или северо-восточных простираний салаирских складчатых сооружений. По этим данным, Восточно-Саянский разлом под покровом более молодых образований Западно-Сибирской низменности условно протягивается в северо-западном направлении (Кац, Красильников, 1960).

В области Енисейского кряжа рассматриваемая зона сложена комплексом песчано-сланцевых и карбонатных отложений пешской, копхинской, сосновской, крутошивиорской, бурмакинской, пермячихинской, бирочной и орловской свит. Характерная особенность этой зоны — появление в ее крайних западных разрезах в составе пешской, сосновской и орловской свит туфолов и туфов-порфиров, порфиритов и основных лав, локализующихся в зонах наиболее крупных разломов и представляющих собой «чуждые», аллофильные, по Н. С. Шатскому (1960), члены — компоненты соседней формации (Семихатов, 1962).

Указанный комплекс отложений Енисейского кряжа в целом, как считает М. А. Семихатов, представляет собой очень крупную парагенетическую ассоциацию пород позднего докембрия. Она характеризуется закономерной сменой хорошо выраженных на площади и накопившихся в условиях крайнего мелководья толщ песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и карбонатных пород, в чередовании которых существует ритмичность разного порядка. Типоморфным для комплекса является наличие магнетитоносных доломитов, обилие строматолитовых карбонатных пород и общая «зараженность» железом (Семихатов, 1962).

Анализ мощностей всего этого комплекса, произведенный на основании данных Красноярского геологического управления (Сагитов, 1962), свидетельствует о том, что максимальные мощности осадков наблюдаются в западной части зоны, где общая мощность позднедокембрийских образований составляет около 10 000 м и постепенно падает в восточном направлении до 7000—6000 м. Однако эта закономерность свойственна лишь для всего комплекса в целом. Для отдельных же его частей наблюдается сокращение мощностей в центральной части прогиба (в области антиклинория Карпинского), видимо, связанное с появлением местных поднятий. Весьма характерно, что во времени эти поднятия последовательно перемещались в западном направлении. Именно с этой зоной Енисейского кряжа связаны зоны повышенного метаморфизма позднедокембрийских отложений, часто по своей интенсивности не отличимых от метаморфических комплексов протерозойских образований.

Весьма характерно, что зоны метаморфизма сопровождаются позднедокембрийскими гранитоидами и поперечными валообразными структурами, которые Е. Л. Долгинов (1962 г.) рассматривает как купола гранитизации. По всей вероятности, Енисейская часть осевого прогиба была разбита системой разломов, из которых в современной структуре отчетливо фиксируется Южно-Енисейский разлом, описанный О. А. Глико (1957) и далее прослеженный и детально изученный в качестве Ишим-бинской зоны Г. И. Кириченко (1960), а затем М. А. Семихатовым (1962). Эта зона отделяет антиклинорий хр. Карпинского от Ангаро-Питского синклинория. По всей вероятности, отмеченные выше местные поднятия обязаны дифференцированным движениям блоков архейского фундамента прогиба, на базе которых впоследствии был сформирован антиклинорий хр. Карпинского.

В пределах Восточного Саяна осевая зона располагается между Дербинским и Бирюсинским поднятиями (между Манско-Гутарской системой разломов и Бирюсинским глубинным разломом). В ее строении принимают участие песчано-сланцево-карбонатные флишондные отложения урманской, манской и бахтинской свит позднего докембрия, по литологическому составу и строению тождественных позднедокембрийским толщам Енисейского кряжа и полностью синхронных им. Существенным отличием южных разрезов является присутствие в верхней части разреза мощных покровов порфиритов бахтинской свиты. На подстилающих породах протерозоя позднедокембрийские толщи залегают согласно, хотя в ряде мест и наблюдались соотношения, говорящие о существовании мелких местных несогласий. Мощность позднедокембрийских отложений

составляет примерно 10 000 м. Западный борт геосинклинального прогиба в области Дербиновского антиклинория был прогнут несколько менее глубоко, чем его осевая часть. Это подтверждается сокращением мощностей всех свит позднего докембрия западного крыла прогиба, где мощность позднего докембрия, по данным А. А. Предтеченского (1964), не превышает 8000 км, из которых более половины приходится на вулканогенную толщу бахтинской свиты. Распространение этой свиты тесно связано с зоной дробления Восточно-Саянского и Манского глубинных разломов. Видимо, к этой зоне внутреннего прогиба следует отнести и выходы позднедокембрийских отложений, расположенных в восточной части хр. Арга, а также отдельные небольшие обнажения позднедокембрийских пород на левобережье р. Енисей среди мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности вблизи Западно-Енисейского и Глушихинского глубинных разломов.

Манско-Арзыбейское внутреннее поднятие в разрезах позднего докембрия фиксируется появлением мощных карбонатных осадков, которые в его сводовой части почти полностью вытесняли из разреза песчано-сланцевые толщи осевой части прогиба. В настоящее время они сохранились в разрезах зоны Главного Восточно-Саянского грабена в виде известняков и мраморов миричунской свиты, на север по простирающему замещающихся песчано-сланцевыми породами позднедокембрийского трехчленного манского комплекса. Однако и в карбонатной фации позднедокембрийских отложений сохраняются локровы этого возраста порфиритов, что лишний раз свидетельствует о независимом их происхождении, не связанном с общим процессом осадконакопления в позднедокембрийском прогибе.

В отличие от северной осевой части внутреннего прогиба в его Восточно-Саянской части позднедокембрийские отложения метаморфизованы более интенсивно. По данным А. А. Предтеченского и др. (1964), метаморфический комплекс пород, принимающий участие в строении Канской глыбы и составляющий здесь бирюсинскую свиту, в значительной своей части представляет метаморфизованные до амфиболитовой фации породы манского комплекса. Зеленоцветная сланцевая толща, залегающая в основании позднедокембрийских образований зоны Главного Восточно-Саянского разлома, по данным Берзина и др. (1962), в ряде случаев превращается в гнейсы и кристаллические сланцы, почти не отличимые от таких же пород бирюсинской свиты. В зоне Восточно-Саянского глубинного разлома породы манского комплекса превращены в кристаллические сланцы и парагнейсы. Манско-Канское поднятие ограничено Манским и Гутарским разломами.

Тектонические формы позднедокембрийского комплекса в Манско-Канском поднятии представлены штаповыми складками, брахиструктурами различной, часто взаимно перпендикулярной ориентировки, реже шовными складками и складками облекания. Формирование всех этих структур было длительным и протекало сингенетично осадконакоплению (Кириченко, 1960; Хоментовский, 1960; Семихатов, 1962).

### *Внешняя зона приплатформенного геосинклинального прогиба*

Эта зона возникла на нижнеархейском цоколе Сибирского кратона, а в ряде случаев (Бельско-Урицкий грабен) и на протерозойских складчатых образованиях (см. фиг. 8, 11). В структурном отношении она неоднородна.

На севере, в области Енисейского кряжа, указанная зона почти точно совпадает с контурами Ангаро-Питского синклинория. Здесь она ограничена на востоке Енисейским, а на западе Восточно-Енисейским глубинными разломами. В пределах Восточного Саяна ее обрамляют Западно-

Олотский и Урикский разломы. Если относительно правильности проведения западных контуров прогиба в настоящее время ни у кого не возникает сомнений, то восточная его граница служит предметом оживленной дискуссии. Т. Е. Слижарский (1960), а позднее развивший эти взгляды М. А. Семихатов (1962) считают, что восточный борт прогиба (Канско-Ангарский, по М. А. Семихатову) в позднем докембрии (рифее.— М. С.) протягивался в общем северо-северо-восточном направлении, несколько восточнее Чадобецкого поднятия. Основанием для такого вывода явились «увеличение грубости терригенного материала в ряде свит Енисейского кряжа с запада на восток, уменьшение их мощности в том же направлении и появление терригенных пород в аналогах свит карточки и джурской на Чадобецком поднятии». Все это дает Семихатову основание считать, что «к востоку от этого поднятия в центральной части Сибирской платформы в позднем докембрии (рифее.— М. С.) существовала устойчивая зона поднятий. По-видимому, она охватывала значительные площади Лено-Ангарского междуречья и верховий Нижней Тунгуски и Ангары, так как развитые в Прибайкалье позднедокембрийские (рифейские.— М. С.) отложения к этим районам выклиниваются и кембрий во внутренней части Иркутского амфитеатра залегает прямо на архее» (Семихатов, 1962).

Этим выводам противостоят взгляды Л. И. Салопа (1960). Он считает, что восточная граница внешнего пояса геосинклинального прогиба байкалид в рассматриваемом регионе совпадает с восточной границей Енисейского кряжа. Восточнее, согласно Л. И. Салопа, располагается докембрийская платформа, в которую в области Иркинеевского выступа и зоны Ангарских складок вдавалась «побочная ветвь байкалид».

М. И. Семихатов считает, что эти представления плохо согласуются с тем, что рифейские отложения Иркинеевского выступа тождественны разрезу прилегающей части Ангаро-Питского синклинория и обнаруживают одинаковые изменения фаций и мощностей.

Как видно, в обеих высказанных концепциях основное значение придается Чадобецкому выступу позднедокембрийских пород; граница между позднедокембрийской геосинклиналью и ее платформой проводится по-разному в зависимости от трактовки структурного положения этого выступа.

Анализ имеющегося материала по докембрию юга Сибирской платформы, произведенный сотрудниками лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР в связи с составлением «Карты докембрийской тектоники Сибири» (1962), показал, что Чадобецкий выступ располагается в зоне так называемого Иркинеевского авлакогена, заложеного в теле архейского цоколя Сибирской платформы в позднедокембрийское время.

Иркинеевский авлакоген прослеживается на расстоянии 300 км от Иркинеевского выступа Енисейского кряжа до Чадобецкого поднятия и, вероятно, далее на восток-северо-восток. Сюда входят широтные складки Иркинеевского антиклинория, нарушенные разломами такого же простирания. Мощность обнаженной части верхнего протерозоя здесь не менее 7 км. Восточнее по простиранию Иркинеевского антиклинория авлакоген предположительно протягивается по зоне складок в палеозойском чехле платформы и по широтным линейным магнитным аномалиям. В Чадобецком поднятии, осложняющем авлакоген, позднедокембрийские отложения видимой мощностью 3—3,5 км образуют два округлых купола. По трещинам на Чадобецких куполах наблюдаются внедрения ультраосновных пород с возрастом 800 млн. лет. С этими ультраосновными породами, по мнению Р. Я. Складова (1962), связаны магнитные аномалии Чадобецкого поднятия и района между ним и Иркинеевским антиклинорием (Карта докембрийской тектоники Сибири,

1962). На западе Иркинеевский авлакоген прослеживается по зонам магматической проницаемости в пределах позднедокембрийской геосинклинали через структуры хр. Арга — Кузнецкого Алатау почти до Западного Саяна. Таким образом, этот авлакоген представляет собой крупный тектонический линеймент, секущий как щоколь Сибирской платформы, так и геосинклинальную область.

Естественно, что положение в единой структурной зоне позднедокембрийских отложений Чадобецкого выступа и Иркинеевской антиклинали обусловило и большое сходство их разрезов; сходство же Иркинеевского и Аварго-Питского позднего докембрия обусловлено тем, что обе эти зоны в позднем докембрии представляли наложенные структуры с мнogeосинклинальным типом развития и едиными источниками питания, расположенными, как справедливо указывали Т. Е. Спизарский (1960) и М. А. Семихатов (1962), в области Лено-Ангарского междуречья. Вместе с тем выходы пород позднего докембрия Чадобецкого выступа никак не могут определять границу платформы, так как они не связаны с собственно геосинклинальной областью. Сейсмическое зондирование в бассейне верхнего течения р. Вельмо под сравнительно маломощным платформенным чехлом фиксирует выступ кристаллического фундамента. Эти данные свидетельствуют о том, что граница платформы и позднедокембрийской геосинклинали должна здесь проводиться по восточному краю Енисейской зоны (Енисейский глубинный разлом).

Енисейская краевая зона по отношению к внутренней части позднедокембрийского прогиба менее прогнута, что видно из мощности заполняющих ее позднедокембрийских отложений, достигающих здесь 8000—7000 м. Заполняющий комплекс представлен такими же, как и во внутренней части прогиба, песчано-сланцевыми и карбонатными отложениями горбилкокской, удерейской, погорюйской, аладынской свит и свиты карточки и залегающими выше них красногорьевской и джурской свитами, синхронными потоскуйской свите, а также терригенно-карбонатным комплексом отложений в составе киригтейской, дашкинской и шунтарской свит. Характерными особенностями отложений краевой части позднедокембрийского прогиба являются значительно более грубый состав песчано-сланцевых компонентов разреза, широкое развитие карбонатных отложений, более постоянные мощности отдельных свит и значительно большая выдержанность их литологического и фацциального состава. Специфической особенностью этой зоны следует считать еще и появление в низах разреза пестроокрашенных пород, косой слоистости и различных иероглифов, свидетельствующих о мелководных условиях ее отложения. Наличие в породах глауконита также определяет их накопление в пределах шельфовой зоны (Сагитов, 1962).

Всеми исследователями Енисейского края всегда отмечалась плотная амагматичность этой зоны, в пределах которой неизвестны ни интрузивные, ни эффузивные образования, столь широко развитые во внутренней ее зоне. В связи с этим, видимо, стоит и чрезвычайно слабое проявление метаморфизма, в результате чего почти все тонкообломочные породы преобразованы лишь в филлиты. Тектоническая структура геосинклинального комплекса этой зоны создана дифференцированными движениями мелких блоков фундамента и по своим проявлениям является германотипной.

Южная часть внешней зоны прогиба, находящаяся в Восточном Саяне, от внутренней части позднедокембрийского прогиба отделялась краевым Китойским и Гутарским разломами (см. фиг. 7). Так же, как и в Енисейской зоне, внешняя часть позднедокембрийской геосинклинали здесь наложена на нижнеархейский щоколь Сибирской платформы, выступающий на дневную поверхность в Шарыжелгайской глыбе (см. фиг. 1). Последняя системой разломов северо-западного направле-

ния разбита на горсты и грабены, среди которых наиболее крупными грабенами являются Урикско-Бельский и Онотский (см. фиг. 1). В них под отложениями вендского комплекса сохранились позднедокембрийские образования, некогда распространявшиеся в пределах всей внешней зоны геосинклинального прогиба.

Урикско-Бельский грабен в виде расширяющегося клина протягивается вдоль западного края Шарыжелгайского выступа от бассейна р. Урик до р. Ин. Далее к северо-западу по отдельным выходам среди поля распространения карагаско-оселочного комплекса он прослеживается до р. Агул. Грабен ограничен крупными разломами. К юго-западному его ограничению приурочена почти непрерывная полоса гранитов бирюсинского и саянского комплексов.

Второй, Онотский, грабен протягивается от бассейна р. Онот в северо-северо-западном направлении и перекрывается верхнепротерозойскими отложениями плиты (платформенного чехла). Как и Урикско-Бельский грабен, он ограничен разломами (карта докембрийской тектоники Сибири, 1962).

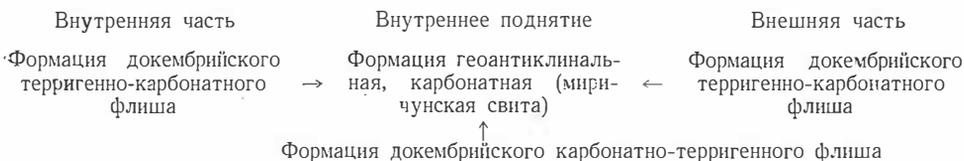
Урикско-Бельский грабен выполнен сильно дислоцированными и в различной степени метаморфизованными вулканогенно-терригенно-карбонатными толщами, объединяющимися в три комплекса, разделенных несогласиями. Объем комплексов и последовательность свит внутри них трактуется по-разному. По представлениям В. Д. Матца и др. (1962), самой древней является камчадальская свита. Она представлена мраморами, амфиболитами, доломитами, магнезитами и слюдяно-амфиболовыми сланцами с абсолютным возрастом 1770—1800 млн. лет. Свита перекрывается комплексом отложений, объединяющим терригенные большереченскую и долдарминскую свиты и терригенно-вулканогенную сублукскую свиту. А. Л. Додин (1962) считает, что выше белореченской и долдарминской свит залегают урикская (оршанская) и ирсымская свиты. В состав верхнего комплекса, по В. Д. Матцу и др. (1962), входят ермосохинская конгломерат-песчаниковая свита, выше которой залегают урикская, ингошинская и оршанская свиты или, по А. Л. Додину, только ермосохинская свита. Цифры абсолютного возраста для пород грабена составляют от 720 до 2180 млн. лет. Основная их масса располагается в интервале 1300—1700 млн. лет. Более высокие цифры (1800, 2100 млн. лет) говорят о возможном присутствии верхнеархейских образований и начале формирования грабена в верхнем архее (карта докембрийской тектоники Сибири, 1962). В. Д. Матц и др. (1962) разрез позднего докембрия начинают с ермосохинской свиты и включают в него урикскую, ингошинскую и оршанскую свиты. Абсолютный возраст ингошинской свиты определен в 1510—1670 млн. лет, а оршанской — 1315—1330 млн. лет. Несмотря на древний возраст этих свит, по геологическим соотношениям они отнесены к позднему докембрию. Такая интерпретация разреза нам кажется наиболее удачной, так как она дает возможность коррелировать разрез Урикско-Бельского грабена с разрезами внутренней зоны позднедокембрийского геосинклинального трога.

В Онотском грабене выделяются карбонатная камчадальская свита и гнейсовая свита Соснового Байца, выше которых залегают сланцы и кислые эффузивы (Додин, 1962). Эти толщи сопоставляются с отложениями Урикско-Бельского грабена и относятся к нижнему и частично к верхнему протерозою.

Указанные особенности позднедокембрийского разреза Урикско-Бельского и Онотского грабенов и особенно широкое развитие в разрезе вулканогенных пород сближают его с осевой частью геосинклинального прогиба. Однако резко выраженное угловое несогласие между отложениями протерозоя и позднего докембрия, наличие в разрезе мощных горизонтов конгломератов и грубых песчаников, а также сокращенная мощность

позднедокембрийских образований, не превышающая 5000 м, не позволяют включать эту зону во внутреннюю часть геосинклинального прогиба и заставляют относить ее к внешней зоне. Явно наложенный характер внешней зоны позднедокембрийского приплатформенного прогиба на архейский кратон сближает ее с внешними геосинклинальными прогибами, к категории которых она и может быть отнесена.

Формационный ряд приплатформенного геосинклинального прогиба в позднем докембрии имел следующее строение:



### Восточно-Тувинская карбонатная геосинклиналь

Эта геосинклиналь очень точно унаследовала контуры юго-западной части протерозойского геосинклинального прогиба (на севере Кандатский, на юге Агардатско-Окинский глубинные разломы). Это, видимо, связано с тем, что в строении ее фундамента принимали участие все те же три древние глыбы (Присангиленская, Сангиленская и Восточно-Тувинская), которые наметили очертания и структурные зоны протерозойского прогиба. Глубинные и региональные разломы, ограничивающие в протерозое эти блоки, продолжали развиваться и в позднем докембрии, стимулируя тем самым близкое пространственное совпадение структурно-фациальных зон протерозойской и позднедокембрийской геосинклиналей востока Тувы. Однако движения блоков в позднем докембрии часто по своему знаку были обратными по сравнению с протерозойскими, в результате чего в позднем докембрии наблюдается смещение зон прогибаний и поднятий.

В строении Тувинской геосинклинали принимают участие два литологических и стратиграфических комплекса: нижний — карбонатный и верхний — терригенный, образованный главным образом зелеными сланцами, песчаниками, реже известняками. Эти комплексы залегают согласно, хотя в ряде мест между ними имеются местные несогласия. В наиболее прогнутых частях Восточно-Тувинской геосинклинали (ее Окинская осевая зона) происходит частичное замещение карбонатных толщ сланцевыми. Несмотря на такие фациальные изменения, позднедокембрийский разрез Тувинской геосинклинали отличается большим литологическим постоянством участвующих в его строении комплексов и очень выдержанным их фациальным составом. Мощность отложений варьирует от 2700—300 до 5500—6000 м.

Карбонатный комплекс в Восточном Саяне представлен монгошинской свитой. В Сангилене ее аналогом является нарынская свита, в которой наряду с известняками появляются в большом количестве зеленые сланцы.

В Северо-Восточной Туве карбонатный комплекс представлен айлыгской свитой. Терригенный комплекс в юго-восточной части Восточного Саяна складывается толщей сланцев с прослоями известняков, образующих дибинскую свиту. В Сангилене ее возрастными аналогами являются сланцево-карбонатные толщи нарынской свиты, а в Северо-Восточной Туве — зеленые сланцы хоральской. На подстилающих протерозойских отложениях позднедокембрийские почти всюду (за исключением отдельных мест в пределах Восточно-Тувинской глыбы) залегают согласно и

даже связаны постепенным переходом, что позволяет с полной определенностью говорить о «сквозном» развитии Восточно-Тувинской геосинклинали в протерозое и позднем докембрии.

В Тувинской карбонатной позднедокембрийской геосинклинали выделяются следующие структурные элементы: а) зона Хоральского трога; б) Окинская осевая зона; в) Центрально-Тувинская периферическая часть Тувинской карбонатной геосинклинали и г) Сангилен-Хамар-Дабанское краевое поднятие.

Зона Хоральского трога представляет наиболее своеобразную зону карбонатной геосинклинали, образуя вместе с Окинской зоной ее осевую, наиболее прогнутую часть. Хоральский трог ограничен с севера Бурским, а с запада Као-Хемским глубинными разломами (см. фиг. 11) и представляет собой область длительного прогибания, в пределах которой в течение позднего докембрия накапливались мощные толщи сланцево-зеленокаменной формации, представленной зелеными сланцами и эффузивами хоральской и охемской свит.

В пределах трога нигде не отмечено налегание хоральской свиты на айлыгскую, как это имеет место в других частях Восточно-Тувинской геосинклинали. Г. М. Волонтэй (1963) считает, что айлыгская свита в Хоральском троге отсутствует, вместо нее развиты сланцево-эффузивные толщи хоральской свиты. В качестве аргумента он приводит данные об очень большой мощности хоральской свиты трога, равной 6500 м, что примерно равно общей мощности айлыгской и хоральской свит Восточной Тувы, а также о появлении в верхней половине разреза свиты характерных горизонтов графитистых кварцитов, типичных для хоральской свиты Восточной Тувы. Все эти данные и большое сходство хоральской свиты с джебашской Западного Саяна с большим основанием позволяют рассматривать хоральскую свиту как комплекс отложений, синхронный всему или почти всему разрезу позднего докембрия Восточно-Тувинской геосинклинали.

Хоральская и охемская свиты перекрыты тумат-тайгинской, представляющей спилито-кераитофировую формацию вендско-нижнекембрийского возраста. На границе между ними отмечается лишь небольшое угловое несогласие, свидетельствующее о том, что в пределах Хоральского трога геосинклинальный режим продолжал сохраняться и после проявления байкальского тектогенеза, замкнувшего в конце позднего докембрия Восточно-Тувинскую карбонатную геосинклиналь и, видимо, не проявившегося в пределах Хоральского трога.

Окинская осевая зона располагается в бассейне р. Оки. Она вытянута в широтном направлении и лежит на восточном продолжении Хоральского трога. На севере она ограничена Азасским (Окинским) разломом. В строении Окинской зоны принимают участие отложения монгошинской, или окинской, и согласно залегающей на них дибинской свит, соответственно имеющих мощности 3000 и 2500 м. Примерная мощность позднедокембрийских отложений здесь составляет 5500—6000 м, что является максимальным для карбонатной геосинклинали. Позднедокембрийские отложения резко несогласно перекрываются красноцветно-вулканогенными и известняково-доломитовыми отложениями венда и нижнего кембрия.

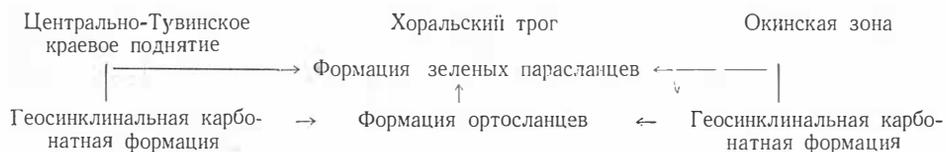
По данным Л. М. Парфенова и Н. А. Берзина (1962, устное сообщение), в этой зоне происходит частичное замещение по простиранию известняков монгошинской свиты зелеными сланцами дибинской (Окинский синклинорий). Последние в ряде мест метаморфизованы до стадии амфиболовых сланцев и гнейсов и в этом случае становятся почти не отличимыми от протерозойских пород. Особенно интенсивный метаморфизм наблюдается в Окинском синклинории, где в толще зеленых сланцев развиты явления ультраметаморфизма, охватившего значительные площади,

в пределах которых образуются консолидированные участки, по типу метаморфизма напоминающие малые глыбы архея.

Периферическая часть Центрально-Тувинской геосинклинали занимает большую часть площади рассматриваемой геосинклинали, расположенную к югу и северу от осевой зоны. На севере она охватывает районы Тоджи и значительную часть бассейна р. Хамсары, на юге — Восточный Танну-Ола и бассейн левых притоков р. Као-Хема. Вся эта территория в позднем докембрии представляла относительно приподнятую геосинклиналиную зону, характеризующуюся менее значительными общими прогибаниями. В ее пределах непрерывно отлагались карбонатные толщи айлыгской (3500 м) и сланцевые толщи с графитистыми кварцитами хоральской (2500 м) свит очень выдержанного состава. В этой зоне проявления позднедокембрийского магматизма не встречено, а степень метаморфизма пород носит менее интенсивный характер и нигде не выходит за границы фации зеленых сланцев. С вышележащими вендскими и нижнекембрийскими типично геосинклиналиными отложениями позднедокембрийские имеют угловое несогласие.

Сангилен-Хамар-Дабанское краевое поднятие охватывает область Сангиленского нагорья и Хамар-Дабанской глыбы, ограниченную на севере Агардатско-Окинским разломом. В целом эта область характеризуется значительными поднятиями. В Хамар-Дабанской зоне в позднем докембрии, вероятно, преобладали восходящие движения, в то время как территория Сангилена испытывала, по-видимому, лишь отставание от общего погружения геосинклинали. В ее пределах отлагались карбонатно-сланцевые толщи нарынской свиты, максимальная мощность которой нигде не превышает 2700 м. Вендско-кембрийские отложения, перекрывающие докембрий Сангиленского нагорья, не отделены от него заметным угловым несогласием и представлены формациями, более близкими к формациям геосинклинали венда и нижнего кембрия Тувы, но все же отличающимися от них. В Хамар-Дабанской части краевого поднятия угловое несогласие между поздним докембрием и вендом выражено более резко и связано с перестройкой структурного плана.

Формационный ряд Тувинской геосинклинали имеет такое строение:



### Минусинская карбонатная геосинклираль

Минусинская карбонатная геосинклираль в позднем докембрии возникла из протерозойского карбонатного геосинклиналиного прогиба (геосинклиналиной «плиты») в результате активизировавшихся в позднем докембрии опусканий, протекавших в обстановке дифференцированных движений блоков ее субстрата. Так же, как и в протерозое, в позднем докембрии она являлась областью непрерывного карбонатного накопления и в этом отношении мало чем отличалась от Восточно-Тувинской геосинклинали в эпоху накопления в ней карбонатных отложений айлыгской свиты и ее аналогов. Однако в развитии Минусинской карбонатной геосинклинали проявляются и особые черты, резко отличающие ее от Восточно-Тувинской. К ним прежде всего относится устойчивое накопление карбонатных отложений, которое, видимо, началось еще в протерозое, очевидно, непрерывно продолжалось в течение всего позднего докембрия и венда и завершилось лишь в конце среднего кембрия, т. е. тогда, когда

занятая ею территория в итоге салаирского пароксизма складчатости была превращена в горную страну.

Второй особенностью этой геосинклинали являлась меньшая интенсивность дифференцированных движений ее фундамента, в результате чего в пределах геосинклинали медленно и устойчиво происходило формирование сравнительно простой внутренней структуры. Это нашло свое выражение и в большой выдержанности по площади литологического состава накопившихся в ней карбонатных осадков, давших материал для формирования мощной карбонатной толщи енисейской свиты.

Наконец, третьей особенностью Минусинской карбонатной геосинклинали явилось запаздывание всех стадий ее развития сравнительно с Восточно-Тувинской геосинклиналью, что особенно ярко проявилось в завершающую стадию развития, когда началось интенсивное дробление фундамента, вызванное активизацией субширотных разломов. Если в Восточно-Тувинской геосинклинали этот процесс начался в протерозое и очень активно развивался уже в позднем докембрии, то в Минусинской карбонатной геосинклинали его начало надо относить к позднему докембрию, а максимальное проявление — к венду. В этой особенности развития лежит причина наиболее резкого разграничения Восточно-Тувинской и Минусинской карбонатной геосинклиналей лишь в конце позднего докембрия, когда в Минусинской геосинклинали существенно активизировались ограничивающие ее разломы. Вдоль этих разломов возникли своеобразные подвижные зоны и стали формироваться зоны магматической проницаемости с мощным комплексом терригенно-эффузивных образований, представленных сланцево-зеленокаменной формацией. Такие зоны в конце позднего докембрия возникли вдоль Кузнецко-Алатауского глубинного разлома, где формировалась терсинская свита, вдоль Восточно-Саянского глубинного разлома, где происходило излияние лав среднего состава бахтинской свиты, а также к югу от Кандатского разлома, где между ним и Саяно-Минусинским разломом в позднем докембрии был заложен геосинклинальный трог, ставший местом накопления сланцево-эффузивных толщ. К этому же времени следует отнести активизацию глубинных разломов, в пределах которых были сформированы Иркинеевский, Аргинский, Кузнецкий и другие авлакогены, наметившие северную границу Минусинской геосинклинали.

Внутри Минусинской карбонатной геосинклинали в позднем докембрии выделяются внутригеосинклинальное поднятие, названное нами Центральным, а также Северный и Южный внутригеосинклинальные прогибы.

Впервые эти зоны для нижнего кембрия были выделены Б. Н. Красильниковым в его совместной работе с А. А. Моссаковским (1958 г.) и впоследствии детально описаны последним (Моссаковский, 1963).

Учитывая большую устойчивость их развития на протяжении всего существования Минусинской карбонатной геосинклинали, можно считать, что они свое развитие унаследовали еще с позднего докембрия. Это предположение подтверждается тем фактом, что в их строении принимает участие енисейская свита, нижняя половина которой сейчас относится к позднему докембрию и сопоставляется с овсянниковской свитой р. Маны (Предтеченский, 1962).

Центральное внутригеосинклинальное поднятие вырисовывается по развитию карбонатных пород енисейской свиты в Батеневском кряже, Белькском белогорье в центральных районах Горной Шории. По-видимому, эта зона на севере была ограничена Батеневским, а на юге Уйбатским разломами. В целом они в позднем докембрии представляли собой область устойчивого карбонатного осадконакопления, протекающего в мелководных условиях. В значительной части рассматриваемое поднятие соответствует выделенному раньше Б. Н. Кра-

сильниковым и А. А. Моссаковским (1958) Батеневскому внутригеосинклинальному поднятию. В остальной части Минусинской геосинклинали отложения енисейской свиты перекрыты комплексом более молодых отложений. О существовании в южной и северной частях Минусинской геосинклинали внутренних геосинклинальных прогибов можно предполагать, опираясь на представления об унаследованности развития нижнекембрийских прогибов, возникших из зон прогибания позднекембрийского времени. О характере седиментации в позднекембрийских прогибах можно судить по чрезвычайно устойчивому фациальному составу карбонатных осадков позднекембрийской геосинклинальной системы.

Южный внутригеосинклинальный прогиб предположительно располагался на территории современной Южно-Минусинской впадины и протягивался на запад и восток в область Азыртальского хребта и верхнего течения р. Амыл.

Северный внутригеосинклинальный прогиб занимал современную территорию Северной Минусинской впадины, распространяясь на востоке в область Балахтинской мульды, а на западе в верховья Черного и Белого Июса. На севере он, видимо, был ограничен Кузнецко-Иркинеевским авлакогеном.

Среди структур, ограничивающих Минусинскую геосинклиналь, обособляются Кузнецко-Алатауский трог, Привосточно-Саянская зона магматической проницаемости, зона Кандатского глубинного разлома и Кузнецко-Иркинеевский линеамент. Все эти зоны структурно хорошо выражены. Они представляют собой швы между крупными глыбами первого порядка, обусловившими появление отдельных геосинклиналей позднекембрийской геосинклинальной системы. Пространственно и генетически шовные зоны связаны с крупными глубинными разломами, ограничивающими данную геосинклиналь, и в разных местах выраженные или интенсивной магматической проницаемостью, или усиленными, то длительными и непрерывными, то, наоборот, кратковременными, импульсами прогибания, то зонами интенсивного смятия.

Кузнецко-Алатауский геосинклинальный трог является ограничительной структурой Минусинской геосинклинали и поэтому, строго говоря, не может включаться в состав этой геосинклинали, хотя в своем развитии он также связан с последней. Он приурочен к Кузнецко-Алатаускому глубинному разлому, отделяющему Кузнецкий Алатау от Кузнецкого прогиба, и так же, как и этот разлом, вытянут в почти меридиональном направлении, образуя пологую дугу, вогнутой стороной обращенную на запад.

Время заложения Кузнецко-Алатауского разлома неясно. По всей вероятности, отдельные его части были заложены неодновременно, о чем свидетельствует различное простиранье северного и южного его отрезков. Северная его ветвь, к которой примыкают метаморфические толщи так называемых Терсинского и Томского выступов, имеет северо-западное простиранье, параллельное простиранью Восточно-Саянской системы глубинных разломов, возраст которых весьма уверенно может датироваться как верхнеархейско-протерозойский. Южный отрезок вытянут в северо-северо-восточном направлении и, видимо, относится к системе позднекембрийских или даже более поздних разломов, так как его простиранья резко отличаются не только от древних разломов, но и Минусинских разломов эпохи вендско-нижне-среднекембрийского обрушения.

Как область иной седиментации, чем Минусинская геосинклиналь, Кузнецко-Алатауский трог может рассматриваться с начала венда или с конца позднего докембрия, когда в нем начали накапливаться толщи сланцев терсинской и вулканогенные породы кондомской свит, синхронные енисейской свите Минусинской геосинклинали вендско-позднекем-

брийского возраста и в нижних своих горизонтах джебашской свите Западного Саяна. Граница позднедокембрийского трога на западе определялась Кузнецко-Алатауским разломом, а на востоке была менее выражена и проходила примерно по Бальксинскому и Берешскому (Кызыл-Юльскому) разломам, т. е. в значительной степени распространялась в области фундамента Назаровской впадины. О таком его развитии свидетельствуют выходы додевонских отложений в хр. Арга, которые Моссаковский склонен сопоставлять с кондомской свитой Соралы и Кийского Шалтыря (Моссаковский, 1963), т. е. с толщами, основание которых может быть опущено до верхних частей позднего докембрия.

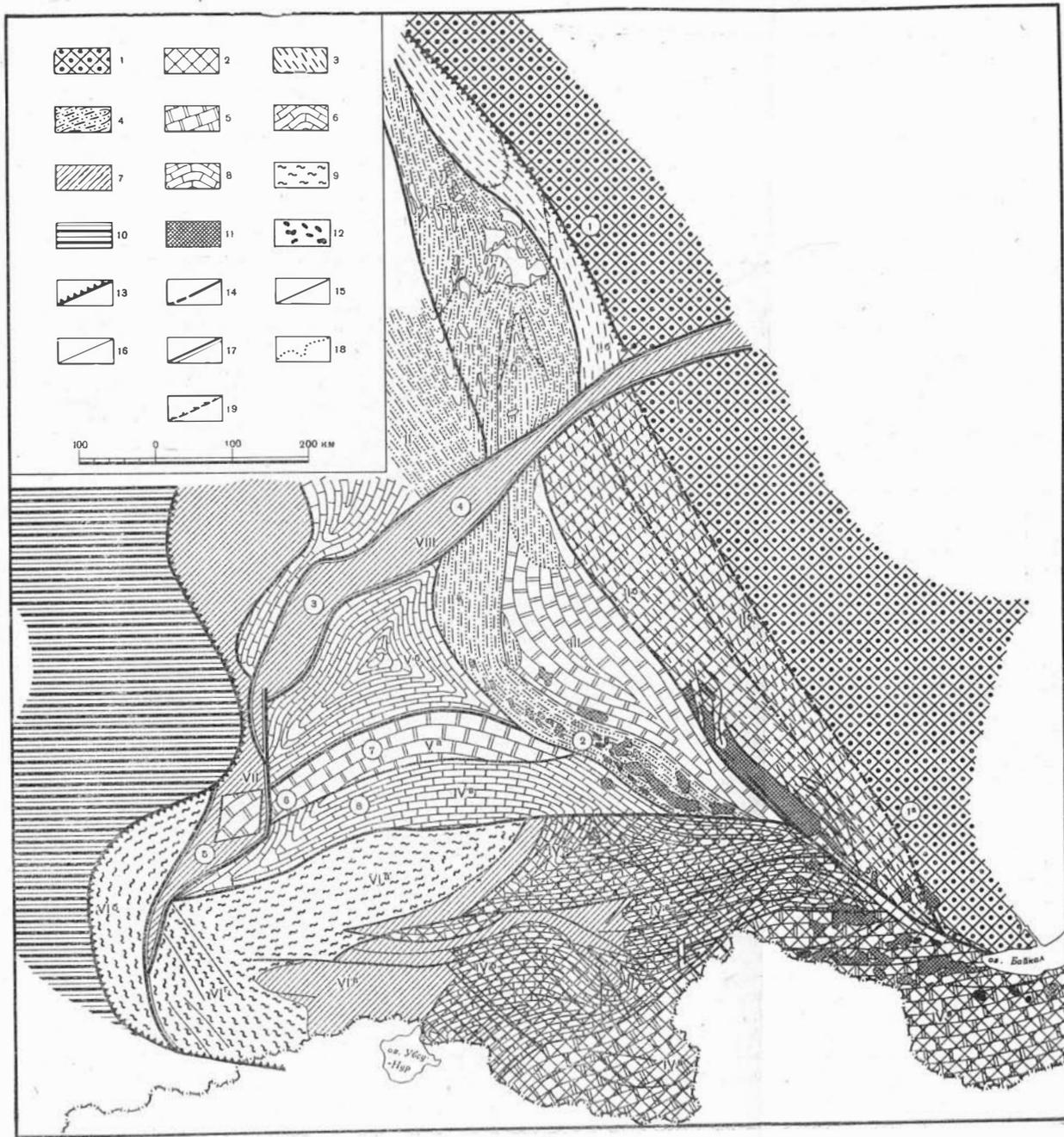
Привосточно-Саянская зона магматической проницаемости<sup>1</sup> приурочена к системе Восточно-Саянского глубинного разлома верхнеархейско-протерозойского возраста заложения. Она вытянута вдоль западного крыла Дербинского антиклинория и условно протягивается от р. Маны до р. Казыра. Возраст ее заложения связан с формированием осевой части позднедокембрийского прогиба, когда произошла резкая активизация почти всех разломов Восточно-Саянской системы и в область прогиба начали поступать сначала массы андезитовых лав бахтинской свиты и ее аналогов, а затем вдоль разломов внедрились интрузии позднедокембрийских гипербазитов. Весьма характерно, что именно в этой зоне наиболее длительное время происходило формирование вулканогенных образований, о чем свидетельствуют замещение на западном крыле Дербинского антиклинория известняков овсянковой свиты эффузивами бахтинской и появление в составе урманской свиты покровов порфиритов.

Зона Кандатского глубинного разлома (см. фиг. 7) располагается между двумя крупными широтными разломами — Саяно-Минусинского, протягивающегося вдоль северного фаса Западного Саяна по его границе с Минусинской впадиной, и Кандатского, возникшего вдоль северного склона Джабашского антиклинория. Кандатский разлом является тектоническим рубежом между салаирскими складчатыми сооружениями Минусинской геосинклинали и каледонскими структурами Западного Саяна. Поэтому зона, ограниченная Саяно-Минусинским разломом, располагается в Салаирской части Западного Саяна. В связи с этим наиболее вероятно предположение, что в позднем докембрии в ней отложились не сланцево-вулканогенные толщи, свойственные каледонской части Западного Саяна, а карбонатные, сходные с отложениями Минусинской геосинклинали.

Кузнецко-Иркинеевский линеамент представляет одну из важнейших линий Саяно-Алтайской области в позднем докембрии. Он образован субширотно вытянутым Иркинеевским авлакогеном и лежащим на его продолжении Аргинским геосинклинальным трогом. Последний в области центральной части Кузнецкого Алатау, видимо, смыкался с его геосинклинальным трогом, как бы представляя его юго-восточную ветвь. От северо-западной ветви Кузнецко-Алатауского трога Аргинский отделялся зоной Берикульского и Юзинского поднятий, в пределах которых известны выходы енисейской свиты. Наиболее отчетливо время заложения этого линеамента устанавливается в зоне Иркинеевского авлакогена, где выполняющие его отложения позднего докембрия повышенной мощности и широтного простирания плащеобразно перекрываются вендскими отложениями, не испытавшими каких-либо изменений в зоне авлакогена.

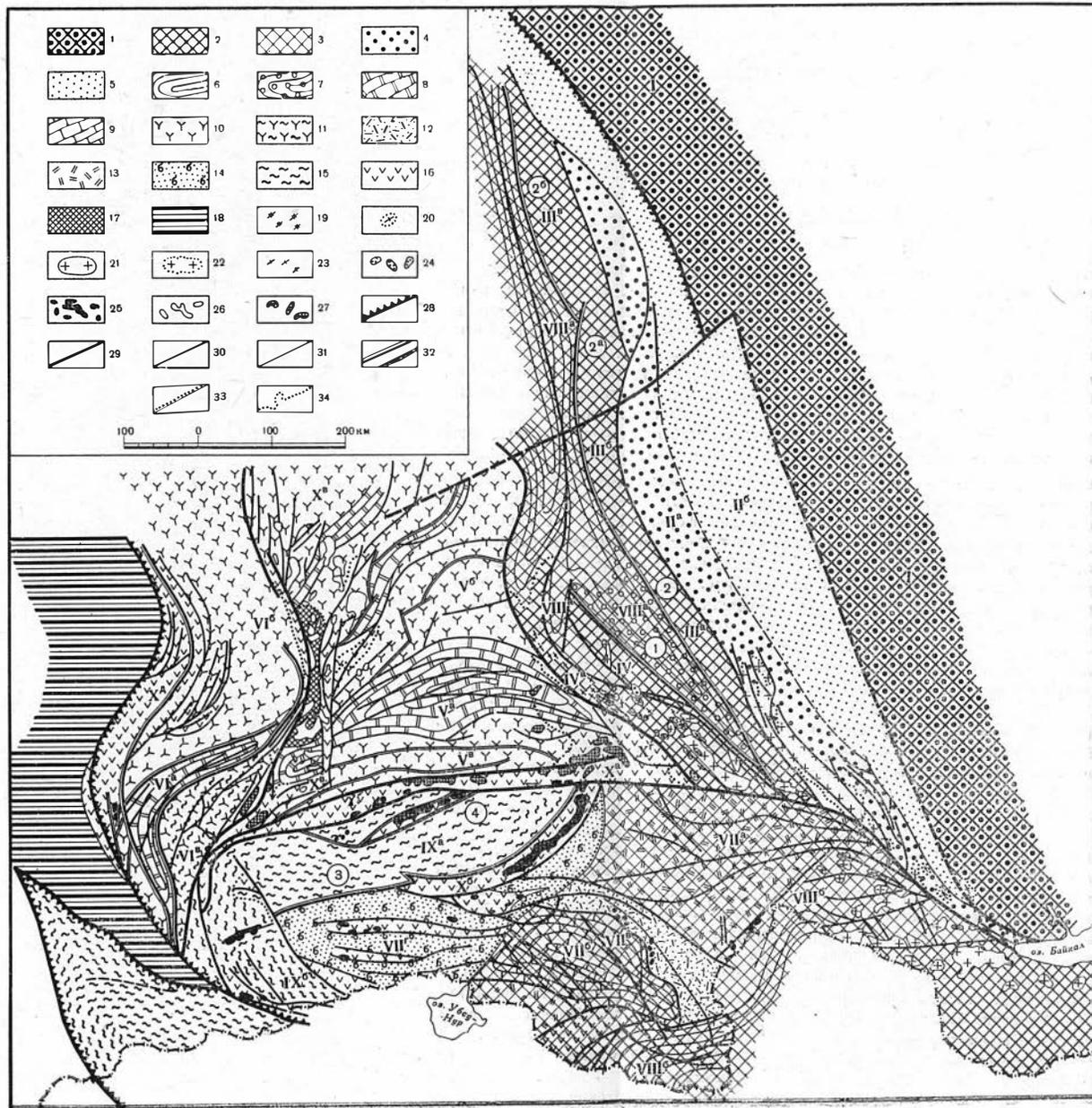
Очерченная указанными краевыми системами Минусинская геосинклиналь представляется в виде геологической структуры резко изометричной формы, указывающей, что в ее основании располагается огромная глыба, на юге отделенная от Западно-Саянской и Восточно-Тувинской

<sup>1</sup> На карте не отмечена из-за большой условности ее контуров.



Фиг. 8. Палеоструктурные элементы Саяно-Алтайской позднекембрийской геосинклинальной системы

Континентальный блок, возникший в результате предвендской складчатости: 1 — древняя Сибирская платформа; 2 — обрушенные части цоколя Сибирской платформы; 3 — внешняя зона позднедокембрийской геосинклинальной системы. Геосинклинальная система: 4 — осевая часть геосинклинального приплатформенного прогиба — урманская, манская, бахтинская свиты и их аналоги; 5 — внутригеосинклинальные поднятия (карбонатный тип разреза) — миричунская, нарынская, монгошнская свиты и их аналоги, а также дибинская и енисейская свиты; 6 — внутренние геосинклинальные прогибы (карбонатный тип разреза) — айлыгская и енисейская свиты; 7 — трог и зоны магматической проницаемости в Туве, выполненные харальской и охемской свитами; 8 — внутренние геосинклинальные прогибы (карбонатно-сланцевый тип разреза) — окинская, дибинская, охемская, харальская свиты; 9 — эвгеосинклинальные прогибы с развитием сланцево-зеленокаменной формации; 10 — океанический блок. Довендские пьютрузивные комплексы: 11 — Саянский комплекс гранитондов (метасоматические гранитонды); 12 — гипербазиты. Разломы: 13 — глубинные ограничивающие область позднедокембрийского обрушения; 14 — глубинные, ограничивающие различные структурно-фациальные зоны внутри позднедокембрийской геосинклинальной системы; 15 — крупные разломы, предположительно активизированные в позднем докембрии; 16 — более мелкие разломы, предположительно активизированные в позднем докембрии; 17 — разломы, видимо, активно впервые проявившиеся в позднем докембрии. Прочие обозначения: 18 — неотектонические границы структурно-фациальных зон; 19 — складчатые структуры, возникшие в предвендское время (показаны только в области Енисейского кряжа). Цифры на карте: 1 — Сибирская платформа, 11 — приплатформенный геосинклинальный прогиб; 11а — Енисейско-Дербинский осевой прогиб; 11б — внешняя зона приплатформенного геосинклинального прогиба; 111 — Манско-Канское внутреннее поднятие; 1V — Восточно-Тувинская карбонатная геосинклиналь; 1Va — Окинская осевая зона Тувинской геосинклинали. 1Vб — Центрально-Тувинская периферическая часть Тувинской геосинклинали, 1Vв — позднедокембрийское Сангилен-Хамар-Дабанское краевое поднятие Тувинской геосинклинали; V — Минусинская карбонатная геосинклиналь; Va — Центральное внутригеосинклинальное поднятие; Vб — Северный внутригеосинклинальный прогиб; Vв — Южный внутригеосинклинальный прогиб; VI — Западно-Саянская сланцевая геосинклиналь; VIa — Западно-Саянский геосинклинальный прогиб; VIб — Уймено-Лебедской геосинклинальный прогиб, Vв — Западно-Тувинский геосинклинальный прогиб, VIг — Шапшальская зона поднятий; VII — Кузнецко-Алтауский геосинклинальный трог; VIII — Иркинский впадение. Цифры в кружочках — разломы, впервые активно проявившиеся в позднем докембрии: 1 — Енисейский; 1а — Западно-Онотский; 2 — Восточно-Саянский; 3 — Аргино-Иркинеевский; 4 — Солгонский; 5 — Восточно-Кузнецкий; 6 — Мрасский; 7 — Батеневский; 8 — Уйбатский



Фиг. 9. Палеоструктурные элементы Саяно-Алтайской вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали системы

Континентальный блок, возникший к концу предвендской складчатости: 1 — нижеархейский кратон; 2 — довендские складчатые сооружения; 3 — обрушенные части довендских складчатых сооружений, вовлеченные в новый геосинклинали процесс; 4 — Предъенисейский краевой прогиб вендского времени, 5 — Предъенисейский краевой прогиб нижнекембрийского времени. Внешние геосинклинали прогибы, возникшие на обрушенных частях континентального блока: 6 — со сланцево-карбонатными и карбонатными фациями; 7 — с преимущественно груботерригенными фациями. Структурные элементы вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали системы: 8 — внутригеосинклиналильные поднятия с карбонатным типом разреза; 9 — внутригеосинклиналильные прогибы с карбонатным типом разреза; 10 — внутригеосинклиналильные прогибы с карбонатно-эффузивным типом разрезов (зеленокаменная подформация); 11 — внутригеосинклиналильные прогибы с карбонатно-эффузивно-терригенным типом разрезов (зеленокаменная подформация); 12 — внутренние троговые прогибы с терригенно-карбонатным типом разреза и интенсивным проявлением кислого вулканизма; 13 — внутренние геоантиклиналильные поднятия с проявлением кислого вулканизма; 14 — внутригеосинклиналильные прогибы с терригенно-карбонатным типом разреза и интенсивным проявлением основного вулканизма (спилито-кераитофировые, диабазовые и граувакковые формации); 15 — геосинклиналильные прогибы с развитием сланцево-зеленокаменной формации; 16 — зоны магматической проницаемости и длительного проявления основного магматизма; 17 — зоны проявления ультраметаморфизма; 18 — океанический блок. Доордовикские интрузивные комплексы; 19 — китойский комплекс гранитоидов; 20 — китойский комплекс гранитоидов в фундаменте краевого прогиба; 21 — саянский комплекс гранитоидов; 22 — саянский комплекс гранитоидов в фундаменте краевого прогиба; 23 — коргонский комплекс микроклиновых гранитов и пегматов; 24 — основные интрузии позднедокембрийского возраста; 25 — гипербазиты докембрийского и среднекембрийского возраста; 26 — габбро-диабазовые интрузии бюйского комплекса; 27 — габбро-диорит-плагноклазовые интрузии манского комплекса. Разломы: 28 — глубинные, ограничивающие область вендско-кембрийского обрушения; 29 — глубинные, ограничивающие различные структурно-фациальные зоны внутри вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали системы; 30 — крупные, предположительно активизированные в вендско-кембрийское время; 31 — более мелкие разломы, предположительно активизированные в вендско-кембрийское время; 32 — линии раздела проявления базальтового и андезит-адацитового типа вулканизма; 33 — древние тектонические границы структурно-фациальных зон; 34 — неотектонические границы структурно-фациальных зон.

Цифры на карте. Тектонические сооружения континентального блока предвендской складчатости: 1 — Сибирский кратон; 11 — Предъенисейско-Саянский краевой прогиб; 11а — контуры краевого прогиба вендского времени; 11б — контуры краевого прогиба нижне-среднекембрийского времени. Складчатые сооружения довендской консолидации: III — краевые поднятия платформ; IIIа — Бирюсинская глыба; IIIб — Южно-Енисейская глыба, IIIв — антиклинорий хр. Карпинского; IV — Канская глыба; IVа — Восточно-Саянский антиклинорий. Тектонические сооружения вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали системы: V — Минусинская геосинклиналь, Va — Центральное Шорско-Батеневское внутригеосинклиналильное поднятие, Vб — Северный внутригеосинклиналильный прогиб, Vв — Южный внутригеосинклиналильный прогиб; VI — Катунско-Салаирская геосинклиналь; VIа — Катунское внутригеоантиклиналильное поднятие, VIб — Салаирский внутригеосинклиналильный прогиб, VIв — Уймено-Лебедской внутригеосинклиналильный прогиб; VII — Тувинская геосинклиналь; VIIа — Хамсаринское внутригеосинклиналильное поднятие, VIIб — Танюольское внутригеосинклиналильное поднятие, VIIв — Харальский трог (Тумт-Таггинская зона), VIIг — Западно-Тувинский геосинклиналильный прогиб; VIII — внешние геосинклиналильные прогибы вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали системы: VIIIа — Манско-Енисейский внешний геосинклиналильный прогиб Минусинской геосинклинали, VIIIб — Сангилен-Сархойский внешний геосинклиналильный прогиб Тувинской геосинклинали; IX — Западно-Саянская геосинклиналь: IXа — Восточная ветвь, IXб — юго-западная ветвь, X — шовные трогои: Xа — Манский (Азасский, Абаканский), Xб — Хемчигско-Куртушбинский, Xв — Кузнецко-Алатауский, Xг — Восточно-Саянский, Xд — Салаирско-Катунский. Цифрами в кружках обозначены разломы, впервые активно проявившие себя в вендско-нижне-среднекембрийское время: 1 — Гутарский; 2 — Бирюсинский; 2а — Южно-Енисейский; 2б — Глушихинский; 3 — Хемчигско-Куртушбинский; 4 — Борульский

геосинклиналей очень протяженным и древним Кандатским глубинным разломом.

Ограничивающие геосинклиналь краевые системы следует рассматривать как сквозные шовные зоны, возникающие на месте стыка крупных массивов геосинклинального субстрата. Повсеместно проявляющийся в этих зонах в позднем докембрии и особенно в венде и нижнем кембрии магматизм в его эффузивной и интрузивной формах свидетельствует о том, что разломы, вдоль которых были заложены краевые системы, проникли в глубокие зоны земной коры, где в силу определенных, господствующих там термодинамических условий было возможно магообразование. Поэтому состав развитых в этих зонах магматических комплексов может в известной степени свидетельствовать о характере геосинклинального субстрата, т. е. говорить о гранитной или базальтовой его природе. В этом отношении весьма показателен состав магматических комплексов рассматриваемых краевых зон. Так, Восточно-Саянская краевая зона, возникшая в позднем докембрии в периферической части приплатформенного трога, заложенного, как мы считаем, на попруженном и раздробленном нижнеархейском щоколе, характеризуется андезитовыми лавами, видимо, возникшими за счет переплавления нижнеархейского щокола гранодиоритового состава. Лишь в более позднее время в связи с углублением разломов в нем проявляются породы базальтового и даже ультраосновного состава, свидетельствующие о проникновении разломов в зону верхней мантии.

В Кузнецко-Алатауском трогe, возникшем в области, где гранитный слой отсутствовал в самые ранние стадии развития трога, в составе выполняющих его пород большую роль играют лавы базальтового состава (диабазы), что, видимо, свидетельствует о магообразовании в пределах базальтового слоя земной коры. Таким образом, высказанное ранее суждение о базальтовой природе Минусинской глыбы находит новое подтверждение в особенностях магматизма ограничивающих ее краевых систем. Вместе с тем появляется возможность говорить об одновременном существовании гранитных и базальтовых глыб геосинклинального субстрата протерозойских и позднедокембрийских геосинклиналей и об особом типе некоторых разломов, секущих различные слои земной коры и представляющих собой крупные ее линеаменты.

К такого типа структурам следует отнести Кузнецко-Иркинцевский линеамент и Кандатский разлом.

Формационный ряд Минусинской геосинклинали состоит из следующих формаций:

Кузнецко-Алатауская зона	Минусинская геосинклиналь	Привосточно-Саянская зона магматической проницаемости
Пара- и ортосланцы (терсинская свита)	→ Отдаленно-кремнистая формация (низы енисейской свиты)	→ Порфиритовая формация (бахтинская свита)

### Западно-Саянская сланцевая геосинклиналь

Западно-Саянская сланцевая геосинклиналь возникла в позднем докембрии в результате обрушения океанического блока. Ее границами являются на севере Кандатский, на востоке Хемчигско-Куртушибинский, на юге Каа-Хемский и Саяно-Тувинский глубинные разломы. На западе граница проходит по Кадринско-Баратальскому глубинному разлому.

В строении геосинклинального комплекса принимают участие зеленые метаморфические пара- и ортосланцы джебашской, терсинской, теректинской, харальской свит и их аналогов. В нижней части они скорее имеют позднедокембрийский, а в верхней — вендский возраст и представляют

в какой-то мере фациальный аналог карбонатных отложений енисейской и баратальской свит. Мощность толщи зеленых сланцев колеблется от 3000 до 4000—5000 м, из которых на поздний докембрий, видимо, падает не более одной трети.

Системой глубинных разломов Западно-Саянская сланцевая геосинклиналь расчленена на ряд крупных глыб, на основе которых в ее пределах возникли отдельные внутренние поднятия и прогибы. К такого рода разломам относятся Боруеский, Шапшальский, Башкаусский, Кадринский, Телецко-Курайский и др. (см. фиг. 11).

В пределах Западно-Саянской геосинклинали выделяются Западно-Саянский геосинклинальный прогиб и Шапшальская зона поднятий, Уймено-Лебедской и Западно-Тувинский геосинклинальные прогибы. В формационном отношении выполняющий их комплекс представлен единой формацией зеленых орто- и парасланцев, среди которых значительную роль играют основные эффузивные породы.

Западно-Саянский геосинклинальный прогиб занимал почти всю территорию Западного Саяна. На севере он ограничивался Кандатским, а на юге — Саяно-Кургушибинским и Хемчигско-Кургушибинским глубинными разломами. От Шапшальской зоны он отделялся системой разломов, вытянутых в северо-западном направлении вдоль Шапшальского хребта.

Прогиб выполнен мощным геосинклинальным комплексом осадков, представленных зеленокаменно-сланцевой формацией джебашской свиты. В зоне краевых разломов в позднем докембрии появились первые вопышки эффузивной деятельности, давшие покровы основных лав, выклинивающихся к центру прогиба, где на протяжении всего позднего докембрия отлагались главным образом тонкие терригенные осадки. Интрузивная деятельность в Западно-Саянском прогибе практически не проявлялась.

Шапшальская зона поднятий в позднем докембрии представляла собой такой же прогиб, как и Западно-Саянский. Ее выделение в отдельную зону весьма условно и оправдывается лишь тем, что она развилась на отдельной глыбе, впоследствии характеризующейся некоторой автономностью вертикальных движений. На севере она ограничена также Кандатским разломом, который сочленяется здесь с Телецко-Курайским глубинным разломом, представляющим западное ограничение Шапшальской зоны. На юге ее ограничивает пучок разломов, образующих сложный тектонический узел, в котором сходятся Телецко-Курайский и Салаиро-Сарсинско-Курайский разломы.

Западно-Тувинский геосинклинальный прогиб в самостоятельную зону выделяется условно, так как отложений позднедокембрийского возраста в Западной Туве неизвестно. К такому условно может быть отнесена лишь самая нижняя часть харальской свиты, развитой в Харальском трое и в ряде мест Западной Тувы, где ее выходы всегда приурочены к зонам глубинных разломов. Харальская свита представлена зеленосланцевыми толщами, часто возникшими из основных эффузивов, и чрезвычайно сильно напоминает породы джебашской свиты, с которыми мы и сопоставляем нижнюю ее часть. Строгая приуроченность в Туве харальской свиты к узким протяженным зонам, ограниченным разломами, и большое сходство ее с джебашской свитой позволяют предполагать, что заложение линейных зон произошло еще в позднем докембрии и что они представляют своеобразные структурные апофизы Западно-Саянского прогиба.

Уймено-Лебедской геосинклинальный прогиб также выделяется условно на том основании, что всюду зеленокаменные сланцевые толщи позднего докембрия тесно связаны с аналогичными образованиями венда и нижнего кембрия, которые всегда приурочены

к зонам прогиба. На Западе он ограничен Кадринско-Баратальским, а на юге — Телецко-Курайским глубинными разломами (см. фиг. 11). Уймено-Лебедской прогиб территориально совпадает с вендско-нижне-среднекембрийской так называемой Бийской зоной, представляющей внутренний прогиб этой геосинклинальной системы. Он располагается восточнее Катунской и западнее Телецкой геосинклинальных зон. При этом И. И. Белостоцкий (1962) было впервые отмечено в Бийской зоне замещение мраморов баратальской толщи, слагающих Катунское поднятие, зеленосланцевыми толщами, которые по внешнему виду и составу близки к породам джебашской свиты.

Подводя общий итог обзору позднекембрийской геосинклинали, можно видеть, что в позднем докембрии отчетливо намечаются следующие четыре типа структур.

Во-первых, приплатформенный геосинклинальный прогиб, представляющий первичную геосинклинальную борозду протерозойско-докембрийской геосинклинали, в области которого наиболее интенсивно происходило наращивание «гранитно-метаморфического» слоя; к концу позднего докембрия этот геосинклинальный прогиб превратился в область наиболее ранней консолидации и полностью причленился к древнему ядру.

Во-вторых, Восточно-Тувинская карбонатная геосинклиналь, возникшая на сильно переработанном нижнеархейском цоколе, представляющая собой в позднем докембрии область усиленной седиментации и дальнейшего наращивания гранитного слоя; в осевой части эта зона к концу позднего докембрия достигла консолидации лишь в области Сангилен-Хамар-Дабанского внутреннего поднятия, т. е. в зоне бывшего верхнеархейско-протерозойского прогиба, где в это время так же, как и в остальной его части, интенсивно шло формирование гранитно-метаморфического слоя.

В-третьих, Минусинская карбонатная геосинклиналь, возникшая на океаническом блоке из «геосинклинальной плиты» и находящаяся в позднем докембрии в самой начальной стадии своего развития.

В-четвертых, Западно-Саянская геосинклиналь, заложенная на океаническом блоке и представляющая в геосинклинальной системе новообразованный прогиб, в пределах которого наиболее отчетливо проявились эвгеосинклинальные условия развития позднекембрийской геосинклинальной системы. В эту стадию еще имеется резкое преобладание коры океанического типа над континентальной, хотя процесс ее сокращения уже отчетливо намечен. По всей вероятности, этот этап является переходным от начальной к ранней стадии развития Саяно-Алтайской геосинклинальной области.

## ВЕНДСКО-НИЖНЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА

Вендско-нижне-среднекембрийская геосинклинальная система очень близко унаследовала основные структурные элементы позднекембрийской. Некоторое изменение границ произошло на востоке и западе в результате причленения к платформе внешней части (Енисейский кряж, Присаянье) позднекембрийского приплатформенного прогиба и продвижения на запад геосинклинальной системы, втянувшей в попружение территорию океана в области Салаира, Катунского и Холзунско-Чуйского антиклинориев (восточная часть Горного Алтая) (фиг. 9). На востоке и западе ее геологическими границами являлись Бирюсинский, Южно-Енисейский и Глушихинский глубинные разломы, а на западе — Салаиро-Сорсинско-Курайский и разломы, ограничивающие Холзунско-

Чуйский антиклинорий: Чарышко-Теректинский и Тегерецко-Чуйский (см. фиг. 11).

Главными структурными элементами этой геосинклинальной системы являлись Минусинская, Катунско-Салаирская, Западно-Саянская и Тувинская геосинклинали и разделяющие их шовные зоны, а также Манско-Енисейский и Сангилен-Сархойский внешние геосинклинальные прогибы. Во всех этих геосинклиналях накапливалось два типа осадков — либо преимущественно карбонатные, либо вулканогенные или сланцевовулканогенные. В Манско-Енисейском и Сангилен-Сархойском внешних геосинклинальных прогибах вендские отложения с размывом и угловым несогласием налегают на позднедокембрийские. В остальных местах они образуют единый геосинклинальный комплекс в составе нижнего структурного яруса.

### Тувинская геосинкинали

Тувинская геосинкинали в вендско-нижне- и среднекембрийское время продолжила развитие позднедокембрийской геосинклинали. В разных ее частях это развитие протекало неодинаково. В южной части Тувы — в Сангилене и Хамар-Дабане, испытавших полную консолидацию в процессе байкальской складчатости, — заложился и развивался Сархойско-Сангиленский внешний геосинклинальный прогиб (см. фиг. 9). В остальной части геосинклинали, где в процессе байкальской складчатости не была достигнута достаточная консолидация байкальских складчатых сооружений, они были вовлечены в геосинклинальное погружение вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали и вновь стали развиваться, но уже не как складчатые структуры (синклинали, антиклинории), а как внутригеосинклинальные (геосинклинальные прогибы и геантиклинальные поднятия). В этом отношении исключением являлся Харальский трог, не испытавший байкальской складчатости и с позднего докембрия до начала верхнего кембрия развивавшийся как «сквозная» геосинкинали. Эта особенность развития Тувинской геосинклинали в вендско-нижне-среднекембрийское время оказала решающее влияние на все ее дальнейшее развитие, протекавшее в условиях более жесткого геосинклинального основания, чем все остальные геосинклинали этой системы.

Результатом этого явились еще большее усложнение блокового строения геосинклинали и появление внутри нее новых структурно-фациальных зон. Обычно последние имели или изометрическую форму, отражающую очертания блока, или линейную, связанную с зонами глубинных разломов, ограничивающих блоки. Как те, так и другие сложены преимущественно вулканогенными породами, но в зонах различного типа образуются различные формации.

На этом основании в пределах восточной части Тувинской геосинклинали Г. А. Кудрявцевым (1963, устное сообщение) выделены следующие структурно-фациальные зоны: изометрические — Хамсаринская с развитием исключительно вулканогенных нижнекембрийских отложений, Восточно-Таннуольская и Бурен-Одурумская (на нашей карте объединены), в пределах которых распространены осадочно-вулканогенные толщи нижнего кембрия (при преобладании вулканогенных пород), Као-Хемская зона, где развиты преимущественно невулканогенные нижнекембрийские отложения, а также зона Харальского трога. Все эти зоны являются структурами, унаследовавшими позднедокембрийское развитие Хамсаринской, Окинской и Танну-Ольской глыб и Харальского трога, что прежде всего сказалось в близкой конфигурации этих зон с позднедокембрийскими глыбами.

Г. А. Кудрявцев (1963, устное сообщение) отмечает, что изометрические блоки «будучи близкими между собой как тектонические структуры

определенной категории, и не имея существенных различий в характере складчатых деформаций слагающих их отложений, отличаются между собой прежде всего по формациям кембрийских и отчасти синийских (вендских) отложений, а также по присутствию или отсутствию в их пределах выступов (досинийского фундамента). Эти различия могут указывать на степень относительных опусканий блоков в период седиментации отложений нижнекембрийской геосинклинали и на характер вулканической деятельности в разных местах ее».

Осовой частью Тувинской геосинклинали является Харальский трог, выполненный очень мощным комплексом вендских и нижнекембрийских отложений.

По данным Г. А. Кудрявцева (1963, устное сообщение), формационный ряд этой зоны таков:

Сплито-кератофировая формация (Сп)  
 ↑  
 Формация парасланцев Sp<sub>2</sub> (венд.-Б. К.)  
 ↑  
 Формация ортосланцев Sp<sub>1</sub> (венд.-Б. К.)

К северу от Харальского трога в Хамсаринской зоне располагалась крупная геоантиклинальная зона. Она характеризуется следующим формационным рядом (Кудрявцев, 1963, устное сообщение):

Зеленокаменная порфириновая формация (Сп<sub>1</sub>)  
 ↑  
 Формация парасланцев Sp

В этой зоне вендские (синийские, по Кудрявцеву) и нижнекембрийские отложения, видимо, разделены стратиграфическим перерывом, хотя дислоцированы совместно и образуют единый структурный этаж. Унаследованность вендско-кембрийским тектоническим планом байкальского в Хамсаринской зоне подчеркнута северо-западным байкальским простиранием некоторых антиклинальных складок, сложенных вендским комплексом. К югу от Харальского трога, в пределах Восточного Танну-Ола и в Бурен-Одурумской зоне, располагается вторая геоантиклинальная зона. В Восточном Танну-Оле в начале нижнего кембрия она представляла зону прогибаний, позднее преобразованную в геоантиклинальное поднятие.

Видимая часть геосинклинали комплекса представлена здесь ниже- и отчасти среднекембрийскими, главным образом вулканогенными, образованиями. По данным Г. А. Кудрявцева (1963, устное сообщение), они образуют зеленокаменно-порфиритовую и частично порфирово-карбонатную формации. Из них первая часто занимает в разрезе более низкое положение.

Формационный ряд в этой зоне таков (Кудрявцев, 1963, устное сообщение):

Порфирово-карбонатная формация (Сп<sub>1в</sub>) → Карбонатная формация (Сп<sub>1в</sub>)  
 Зеленокаменно-порфириновая формация (Сп<sub>1а</sub>) → Порфирово-карбонатная формация (Сп<sub>1а</sub>)

В Бурен-Одурумской зоне наиболее распространена формация порфирово-карбонатная и менее — зеленокаменно-порфириновая, карбонатная и туфогенно-граувакковая. Их соотношения Кудрявцев представляет следующим образом:

Карбонатная (Сп<sub>1в</sub>) → Туфогенно-граувакковая формация (Сп<sub>1в</sub>)  
 ↑ ↑  
 Порфирово-карбонатная (Сп<sub>1</sub>) Зеленокаменная порфириновая формация (Сп<sub>1а</sub>)

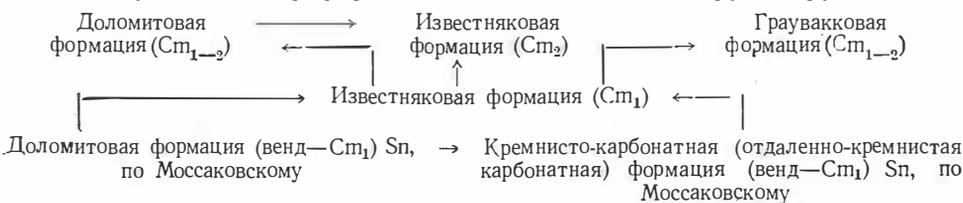


Западная часть Тувинской геосинклинали представляет геосинклинальный прогиб, возникший на существенно ином фундаменте. По своему развитию она очень напоминает Харальский трот, являющийся ее апофизой. В пределах этой геосинклинали накапливались мощные песчано-сланцевые и эффузивные толщи нижнего кембрия, слагающие две формации: спилитовую и граувакковую, надстраивающие одна другую. По периферии геосинклинали в зонах глубинных разломов, а также внутри нее протягиваются в субмеридиональном направлении офиолитовые пояса, представляющие продолжение шовных линейных зон ее восточной половины. В их пределах развита преимущественно диабазовая формация, ассоциирующаяся с гипербазитовыми интрузиями. Особенности развитого в ее пределах вулканизма, связанного с производными основной магмы, и насыщенность гипербазитовыми интрузиями является скорее всего результатом отсутствия в этой зоне гранитного слоя или очень небольшой его мощности. Все это заставляет считать, что данный прогиб развивался в вендско-нижне-среднекембрийское время как сквозной начиная с позднего докембрия, когда он заложился на океаническом блоке. Замыкание Тувинской геосинклинали произошло на границе среднего и верхнего кембрия и сопровождалось интенсивным внедрением позднекладчатых интрузий таннуольского комплекса (габбро-диорит-гранодиоритовая формация). Последние локализовались в восточной части Тувинской геосинклинали, т. е. в области байкальского фундамента вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали, а также в ее складчатой раме (Восточный Саян, Хамар-Дабан, Сангилен). Все это лишний раз подчеркивает различный характер геосинклинального субстрата в западной и восточной частях Тувинской геосинклинали. Различные мощность и степень метаморфизма гранитно-метаморфического слоя в Восточной и Западной Туве обусловили различную консолидацию возникших из этой геосинклинали складчатых сооружений, которые в более позднее время по-разному реагировали на пароксизмы каледонского тектогенеза.

### Минусинская геосинклинали

Минусинская геосинклинали в вендско-нижне-среднекембрийское время возникла из позднедокембрийской карбонатной «плиты» или первичной геосинклинальной ванны в результате начавшейся дифференциации океанического блока, испытавшего дробление, обусловившее возникновение в его пределах трех крупных глыб: центральной, южной и северной.

На этих глыбах в вендско-нижне-среднекембрийское время возникли Центральное Шорско-Батеневское внутригеоантиклинальное поднятие, Южный и Северный Минусинский внутригеосинклинальные прогибы (Моссаковский, 1963). Моссаковский для геоантиклинального поднятия дает следующий набор формаций и их соотношение друг с другом:

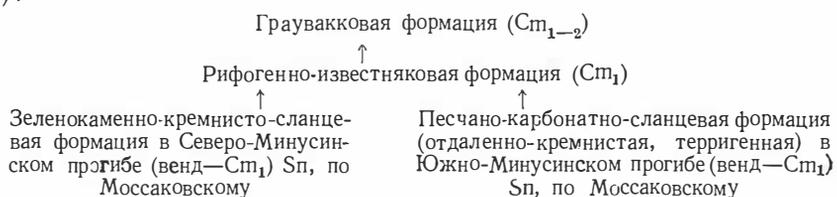


Мощность карбонатного комплекса геоантиклинальной зоны 3000—4000 м.

Внутригеосинклинальные зоны испытали интенсивное дробление, что определило присутствие в них изометрических амагматических блоков и линейных вулканических межблоковых зон.

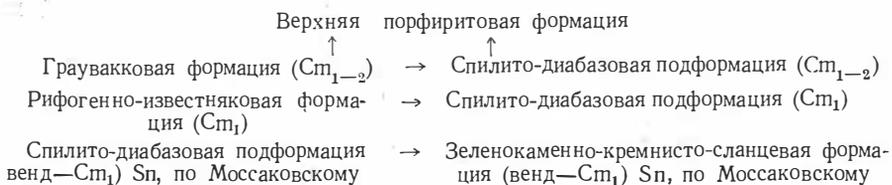
«По формационному составу и мощности синийских (вендских) и кембрийских отложений изометричные блоковые зоны распадаются на две отличные группы. Одни из них (Артемовская, Сретенско-Таятская в Южно-Минусинском прогибе и Урюпская, Канымская и Кургусульская в Северо-Минусинском прогибе) представляют собой наиболее глубоко прогнутые участки Минусинской геосинклинали» (Моссаковский, 1963). Мощность терригенно-карбонатных и терригенно-вулканогенных отложений здесь достигает 6000—8000 м.

Для них свойствен следующий формационный ряд (Моссаковский, 1963):



«Другие (Юзекская, Берикульская, Ефремкинская в Северо-Минусинском и Верхне-Казирская в Южно-Минусинском прогибе) играли роль мелких относительных поднятий и характеризовались сокращенными существенно карбонатными разрезами синийских (вендских) и кембрийских отложений» (Моссаковский, 1963). Мощность их не более 3000 м.

Промежуточные линейные вулканические зоны распространены в центральных частях внутригеосинклинальных прогибов. Их заложение, по данным Моссаковского, было одновременным, а развитие кратковременным. Одни из них (зоны в районе рудника Золотогорского и в верховьях р. Белый Июс в Кузнецком Алатау) образовались в синийское время, другие (Тюхтевская зона на междуречье рек Казыр и Кизир в Восточном Саяне, Балыксинская в Горной Шории) возникли в начале ленского века нижнего кембрия, третьи (подобно Урюпской зоне в Кузнецком Алатау) — только во второй половине среднего кембрия. Существенной особенностью этих зон является то, что подводные излияния лав на их площади происходили лишь в отдельные промежутки времени, разделенные периодами терригенного или даже карбонатного осадконакопления. Моссаковский дает в обобщенном виде следующий характерный для них формационный ряд (Моссаковский, 1963):



### Манско-Енисейский внешний геосинклинальный прогиб

Манско-Енисейский внешний геосинклинальный прогиб расположен в северо-западной части Восточного Саяна и в западной части Енисейского кряжа. Он представляет собой наложенный прогиб, который образовался в вендское время и развивался в области докембрийской складчатой зоны как отрицательная структура в нижнем и среднем кембрии. Его образование связано с интенсивным погружением соседней Минусинской геосинклинали. Прогиб прекратил свое существование одновременно с появлением первых признаков замыкания Минусинской геосинклинали. Как уже отмечалось ранее, он представляет собой сравнительно

простой синклинорий, сложенный карбонатными и карбонатно-терригенными породами нижнего и среднего кембрия, смятыми в коробчатые глыбовые складки. Он занимает промежуточное положение между типично геосинклинальными прогибами Минусинской геосинклинали, с одной стороны, и разновозрастными эпиконтинентальными морскими бассейнами Сибирской платформы — с другой.

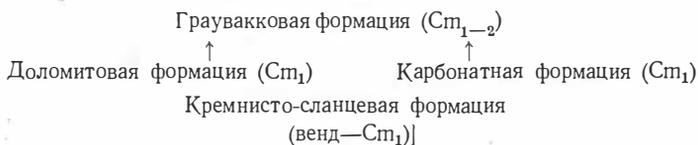
### Катунско-Салаирская геосинклираль

Катунско-Салаирская геосинклираль охватывает области Кузнецкого прогиба, Салаира, Горного Алтая (Катунский хребет) и Уймено-Лебедского прогиба. Среди них лишь последняя зона не является новообразованием, а, видимо, унаследовала свое развитие от позднедокембрийской геосинклинали. Границы Катунско-Салаирской геосинклинали служат глубинные разломы — на западе Салаиро-Сорсинско-Курайский и на востоке Кузнецко-Алатауский и Телецко-Курайский (см. фиг. 11), ограничивающие область обрушения океанического блока в вендское время.

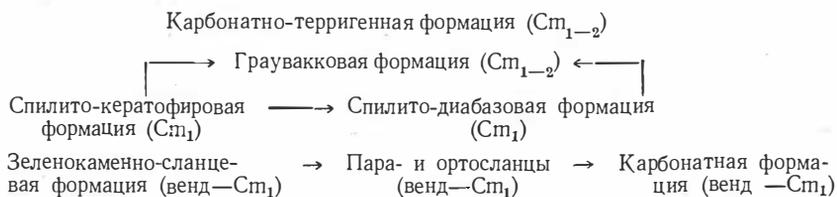
Внутренняя структура геосинклинали определяется существованием в ее пределах Катунского геоантиклинального поднятия, разделяющего Салаирский и Уйменский внутренние геосинклинальные прогибы. Эти структуры разделены глубинными разломами (Кадринско-Баратальским, Кузнецким и Катунским) (см. фиг. 9). Последние подчеркивают глыбовую природу этой геосинклинали, поднятие и опускание отдельных глыб которой определили формирование в ее пределах различных структурно-фациальных зон.

В Катунском внутреннем геосинклинальном поднятии развиты главным образом карбонатные осадки баратальской и порфиритовой толщи манжерокской свиты общей мощностью 5000 м, а также карбонатные и вулканогенные толщи нижнего и среднего кембрия.

Формационный ряд имеет следующее строение:



В Уймено-Лебедском внутригеосинклинальном прогибе формационный ряд построен так:



Общая мощность разреза достигает 4000 м. Характерны полнота этого разреза, отсутствие в нем местных несогласий и широкое развитие сланцевых и вулканогенных формаций.

Сходное развитие имело и Салаирское внутригеосинклинальное поднятие, кстати сказать, из всех структур Катунско-Салаирской геосинклинали изученное наименее детально.

Так же, как и в других геосинклиналях рассматриваемой области, в Катунско-Салаирской геосинклинали между отдельными блоками возникли линейные магматически проницаемые зоны, в которых на различных этапах их развития с различной активностью и продолжитель-

ностью проявлялась вулканическая деятельность и формировались интрузии, комагматичные основным эффузивам (спилито-кератофирам, диабазам), представляющие аналоги маинского, буйского и когтахского комплексов.

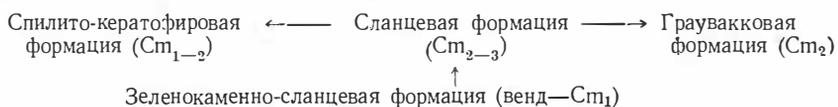
### Западно-Саянская геосинклиналь

Западно-Саянская геосинклиналь в вендско-нижне-среднекембрийское время продолжала развитие позднедокембрийской геосинклинали. В ее пределах начиная с позднего докембрия и до конца венда, а в центральных частях геосинклинали, возможно, и в нижнем кембрии шло формирование мощных сланцевых и песчано-сланцевых образований джебашской свиты.

В периферических частях геосинклинали вдоль ограничивающих ее глубинных разломов, видимо, уже с венда происходило излияние основных лав, к центру геосинклинали прогиба замещающихся сланцевыми толщами джебашской свиты. Западно-Саянская геосинклиналь распадается на две ветви: Восточную, охватывающую собственно Западный Саян, и Юго-Западную, лежащую в Шапшальской зоне.

Внутренняя структура Восточной ветви Западно-Саянской геосинклинали определялась существованием в ее пределах Джебашского внутреннего геосинклинали поднятия, расположенного вдоль северного края Западно-Саянской геосинклинали. Оно возникло в начале кембрия и развивалось весь средний кембрий. Уже в верхнем кембрии оно подверглось складчатости, о чем свидетельствуют наложенные на него узкие грабен-синклинали, заполненные терригенными отложениями верхнего кембрия. Шапшальское геоантиклинальное поднятие располагалось в юго-западной ветви Западно-Саянской геосинклинали. Оно, скорее всего, было заложено лишь в середине кембрия и развивалось очень длительное время, вплоть до второй половины верхнего силура. Между ними располагались глубокие геосинклинали прогибы. Все перечисленные структурные элементы Западно-Саянской геосинклинали разделены глубинными разломами, офиолитовыми поясами или линейными шовными зонами.

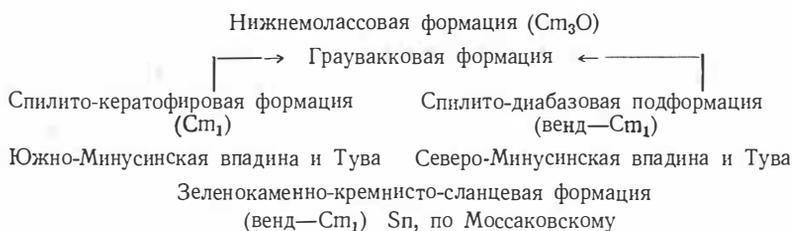
Замыкание Западно-Саянской геосинклинали в отличие от остальных геосинклиналей вендско-нижне-среднекембрийского возраста произошло лишь в конце силура. Ее формационный ряд в это время был следующий:



Характерными структурами вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали системы являются крупные линейные зоны, возникшие на границах различных геосинклиналей и, видимо, представляющие швы между крупными блоками земной коры, имеющими различный состав и строение. В большинстве случаев это геосинклинали шовные трюги (Маинский, или Азисский, Абаканский, Хемчигско-Куртушибинский, Кузнецко-Алатауский, Восточно-Саянский, Салаиро-Катунский. Они теснейшим образом связаны с зонами глубинных разломов — Восточно-Саянским, Кузнецко-Алатауским, Курайским, Кадринским, Кандатским, Саяно-Тувинским, Као-Хемским, Агардатским, Кузнецко-Иркинеевским и др. (см. фиг. 11). По сравнению с ранее описанными промежуточными линейными зонами краевые зоны являются более крупными и, по данным Моссаковского, характеризуются «наиболее ранним заложением и длительным развитием. Именно к этим зонам приурочены проявления вулканизма и мощные излияния лав основного состава в (венде) синии, нижнем и среднем кембрии. В этих же зонах в верхнем кембрии и ордо-

вике в заключительные стадии развития Минусинской геосинклинали происходило интенсивное накопление моласс. В современной структуре они слагают грабенсинклинали» (Моссаковский, 1963). Эти зоны явились местом формирования в нижнем и среднем кембрии доскладчатых интрузий маинского и буйского комплексов, а также гипербазитовых интрузий.

По данным Моссаковского, их формационный ряд следующий:



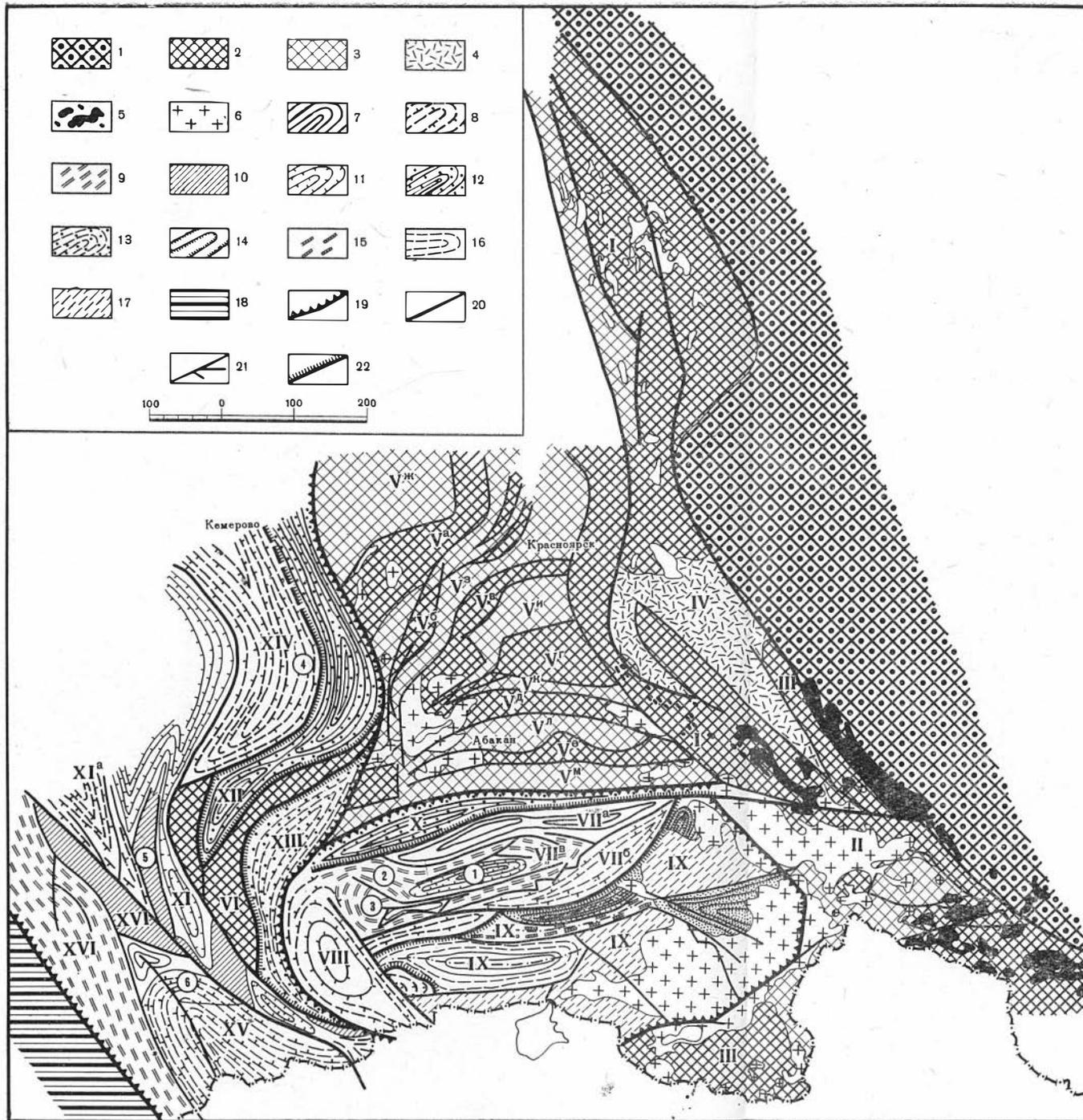
Все линейные краевые зоны по типу связанных с ними формаций могут быть выделены в офиолитовые пояса. К таковым в ряде случаев могут быть отнесены и некоторые промежуточные линейные зоны, особенно в Тувинской геосинклинали. По данным Г. А. Кудрявцева (1963, устное сообщение), в нижнем кембрии офиолитовые пояса представляли собой узкие и глубокие трюги. Впоследствии, начиная со среднего кембрия, т. е. с момента внедрения гипербазитов, они приобретают тенденцию к поднятию и становятся часто ядрами геосинклиналичных зон.

Изложенные выше данные показывают, что в Саяно-Алтайской области в геосинклиналичных системах различного возраста унаследованно развивались три типа структур: изометрические блоки, в пределах которых формировались внутренние геосинклиналичные поднятия и прогибы, разделяющие их шовные линейные зоны и краевые линейные зоны, почти всегда являющиеся структурами, ограничивающими отдельные геосинклинали. В этих структурах нашло наиболее отчетливое выражение значение глыбовой тектоники в собственно геосинклиналичном этапе развития Саяно-Алтайской геосинклиналичной области.

Складчатое строение этих тектонических элементов весьма различно. Изометрические блоки наиболее детально изучены А. А. Моссаковским (1963) в Минусинской геосинклинали. «Они представляют собой крупные относительно простые мегаантиклинали и мегасинклинали неправильной угловатой формы в плане и плоские в разрезе. По краям они обычно ограничены разломами или крутыми флексуобразными перегибами. Мелкая складчатость, осложняющая эти мегаантиклинали и мегасинклинали, имеет обычно небольшую вертикальную амплитуду (200—300 м), а зеркало складчатости характеризуется малой кривизной».

Промежуточные шовные линейные зоны в современной структуре образуют грабенсинклинали. Г. А. Кудрявцев для Тувинской геосинклинали дает такое описание их складчатости: «Складчатые формы в пределах линейных зон характеризуются выдержанностью простираний, преимущественно субширотных, большой протяженностью складок, обычно узких, с залеганием пластов в крыльях их, как правило, более крутым, нежели в изометричных блоковых зонах. Широко развита в пределах линейных зон мелкая складчатость, осложняющая крупные структуры. В ряде мест наблюдаются полосы интенсивного рассланцевания пород, образующие своеобразные зоны смятия» (Кудрявцев, 1963, устное сообщение).

Для шовных линейных зон типично широкое развитие разломов и дробление пород. Крупные разломы обычно ориентированы параллельно простиранию промежуточных зон, а более мелкие разрывы образуют



Фиг. 10. Палеоструктурные элементы Саяно-Алтайской верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системы

Континентальный блок, возникший к концу средне-верхнекембрийской складчатости: 1 — древняя Сибирская платформа; 2 — антиклинории; 3 — синклинории; 4 — межгорная впадина; 5 — позднекембрийский комплекс гранитоидов; 6 — доверхнекембрийский комплекс гранитоидов. Геосинклинальная система: 7 — геантиклинальные поднятия, испытавшие складчатость в верхнем кембрии; 8 — геантиклинальные поднятия, испытавшие складчатость в ордовике; 9 — внутригеосинклинальные прогибы, заложившиеся в начале ордовика и закончившие свое существование в конце ордовика; 10 — внутригеосинклинальные прогибы, заложившиеся в конце ордовика и закончившие свое существование в конце силура; 11 — остаточные силурийские геосинклинальные прогибы; 12 — внешние геосинклинальные прогибы, заложившиеся в верхнем кембрии; 13 — внешние геосинклинальные прогибы, заложившиеся в ордовике; 14 — участки внешних геосинклинальных прогибов, заложившихся в верхнем кембрии; 15 — участки внешних геосинклинальных прогибов, заложившихся в начале ордовика; 16 — участки внешних геосинклинальных прогибов, заложившихся в конце ордовика; 17 — участки внешних геосинклинальных прогибов, заложившихся в силуре; 18 — океанический блок. Глубинные разломы: 19 — ограничивающие область верхнекембрийско-ордовикско-силурийского обрушения; 20 — предположительно активизированные в верхнекембрийско-ордовикско-силурийское время; 21 — мелкие разломы, активизированные или возникшие в верхнекембрийско-ордовикско-силурийское время; 22 — границы внешних геосинклинальных прогибов верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системы. Цифры на карте. Складчатые сооружения довендовской консолидации: I — Енисейского края и Протеросаяна; II — Восточной Тувы; III — Сангилены; IV — Бирюсинской межгорной впадины. Складчатые сооружения средне-верхнекембрийской консолидации. Минусинская складчатая зона (V). Антиклинальные зоны: Va — Кийско-Урюпская, Vб — Антроповско-Юзюкская, Vв — Салгоно-Ефремкинская, Vг — Батеневско-Бельская, Vд — Азырталско-Красноуранская, Ve — Уйбатская. Синклиналильные зоны: Vж — Тайдонская, Vз — Саралинская, Vu — Юлинско-Балахтинская, Vк — Сыды-Ербинская, Vl — Черково-Кизырская, Vм — Таштынская; VI — Катунский антиклинорий. Структуры верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системы. Западно-Саянская геосинклиналь (VII): VIIa — Джебашское внутригеантиклинальное поднятие, VIIб — Главный внутригеосинклинальный прогиб, VIIв — Куртушибинское внутригеантиклинальное поднятие; VIII — Шапшальское внутригеантиклинальное поднятие; IX — Хемчигско-Систигхемский внешний геосинклинальный прогиб; X — Минусинский внешний геосинклинальный прогиб; XI — Ануйско-Чуйская остаточная геосинклиналь; XIa — Телецкий аянтиклинорий; XII — Кузнецкий внешний геосинклинальный прогиб; XIII — Уймено-Лебедской внешний геосинклинальный прогиб; XIV — Салаирское геантиклинальное поднятие; XV — Холзунско-Чуйское геантиклинальное поднятие; XVI — эвгеосинклинальный бассейн верхне-кембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системы. Цифры в кружках — разломы, активно проявившиеся в верхне-кембрийско-ордовикско-силурийское время; 1 — Контегирский; 2 — Чулаксинский; 3 — Манчурский; 4 — Салаирский; 5 — Телецкий; 6 — Телецко-Чуйский

систему взаимно пересекающихся косых трещин и разломов (Моссаковский, 1963).

Краевые линейные зоны по структуре весьма близки к промежуточным. «В их структуре выделяются узкие и протяженные мегаантиклинали (Хансынская, Маинская и др.) и мегасинклинали (Арбатская, Чазрыкская и др.), которые достигают 35—60 км по длинной оси и 4—10 км по короткой. Они характеризуются асимметричным строением и осложнены параллельно и эшелонированно расположенными крутопадающими надвигами. Эти зоны связаны с крупнейшими глубинными почти вертикальными (Шалшальский) или наклонными (Кандатский, Саяно-Тувинский и др.) разломами. Как правило, они вытянуты на сотни километров и образуют узкие зоны, раздробленные системой разновеликих разломов, разбивающих структуру территории на тектонические клинья и чешуи, внутри которых заключены узкие линейные сильно сжатые складки. Разломы являются крутопадающими надвигами и взбросами» (Моссаковский, 1963; Кудрявцев, 1965, устное сообщение).

На границе среднего и верхнего кембрия происходит замыкание этой геосинклинальной системы, которая почти полностью (за исключением Западно-Саянской геосинклинали) выключается из области геосинклинальной седиментации и превращается в горную складчатую страну, значительно наращивая континентальный блок.

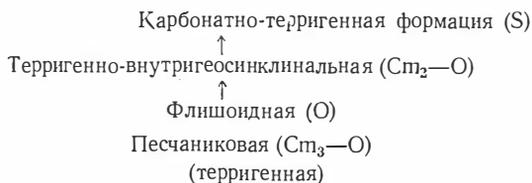
#### ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКО-ОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА

Образование верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системы связано с грандиозным обрушением земной коры, охватывающим территорию, заключенную между Иртышской зоной смятия на западе и Кузнецко-Алатауской системой на востоке (фиг. 10). Оно охватило как океанический блок (территория между Иртышской и Северо-Восточной зонами смятия), так и более восточный, континентальный. В пределах континентального блока в результате экспансии Ануйско-Чуйской и Западно-Саянской верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклиналей возникли их внешние геосинклинальные прогибы: Кузнецкий и Уймено-Лебедской на западе, Минусинский и Хемчигско-Систигхемский на юге. В области Ануйско-Чуйской и в пределах Западно-Саянской геосинклиналей на протяжении верхнего кембрия, ордовика и силура сохраняется остаточный геосинклинальный бассейн, унаследованно развивающийся с конца среднего кембрия. В Ануйско-Чуйской геосинклинали в это время усиленно формируются Телецкое и Салаирское внутригеоантиклинальные поднятия. Также сохранил свое развитие Катунский антиклинорий. В отдельные моменты эта структура погружалась под уровень моря и начинала играть роль геоантиклинального поднятия, обрамляющего с востока Ануйско-Чуйскую геосинклиналь. С юго-запада последняя ограничивалась второй — Холзунско-Чуйской — системой геоантиклинальных поднятий.

Эвгеосинклинальный бассейн располагался, видимо, западнее Северо-Восточной зоны смятия, где в основании геосинклинального комплекса под сланцевыми толщами верхнего кембрия располагаются глубоко метаморфизованные толщи неопределенного возраста. Для всей геосинклинальной системы характерно накопление чрезвычайно мощных песчано-сланцевых толщ флишоидного облика, имеющих верхнекембрийский, ордовикский и отчасти силурийский возрасты. На отложениях среднего и нижнего кембрия они залегают несогласно. В остаточных геосинклинальных прогибах это несогласие незначительное, во внешних — приводит к формированию верхнекембрийско-ордовикско-силурийского структурного этажа. Ее замыкание закончилось в конце силура.

## Западно-Саянская геосинклиналь

В состав Западно-Саянской геосинклинали в качестве главных структурных элементов входят Главный внутригеосинклинальный прогиб и ограничивающие его с севера и юга Джебашское и Куртушибинское внутригеоантиклинальные поднятия. Геосинклинали заполнены следующим формационным рядом (Зоненшайн, 1963):



В пределах прогиба Л. П. Зоненшайн (1963) выделяет следующие структуры.

Головеньский прогиб, выполненный флишоидной формацией с большим количеством грубообломочных пород; в конце ордовика он замкнулся и вошел в состав Джебашского антиклинория.

Пашинское поднятие, в строении которого участвуют средне- и верхнекембрийские отложения.

Кантегирский прогиб, заполненный наиболее типичной флишоидной формацией ордовика.

Мургулунское внутреннее поднятие; для него характерны размыв и несогласие в основании флишоидной формации ордовика и существенная роль конгломератов; в прогибе присутствуют в отложениях ордовика покровы основных лав.

Урский прогиб заполнен флишоидной формацией, которая достигает наибольшей в геосинклинали мощности и представлена тонкообломочными породами.

Манчурекский прогиб представляет собой область накопления верхнекембрийских и особенно ордовикских отложений, для которых характерно обилие грубообломочных пород, в основании ордовикских отложений, фиксирующих размыв и несогласие. Л. П. Зоненшайн отмечает большое количество полимиктовых конгломератов и пестроту окраски, что приближает эти отложения к молассовым образованиям.

Остаточные силурийские прогибы развивались как унаследованные от ордовикских и располагались в их центральных частях. Зоненшайн выделяет два таких прогиба: Ататахский, приуроченный к Кантегирскому, и Стугсугский, возникший в пределах Урского прогиба.

«Остаточные прогибы выполнены карбонатно-терригенной формацией, обнимающей по возрасту всю силурийскую систему. Закономерное уменьшение мощностей по мере движения от центров прогибов к их бортам и одновременное появление в том же направлении прибрежных грубообломочных фаций свидетельствуют о том, что прогибы являются конседиментационными образованиями» (Зоненшайн, 1963).

Характерной особенностью силурийского этапа Западно-Саянской геосинклинали является одновременное присутствие наложенных и унаследованных силурийских прогибов. К таковым относятся Балгазинский и Узунсукский. Они резко несогласно располагаются на поднятиях и заполнены той же карбонатно-терригенной формацией, что и унаследованные прогибы, но обладающей сильно сокращенными мощностями карбонатных пород верхнесилурийского возраста. Все это свидетельствует о медленном процессе замыкания Западно-Саянской геосинклинали, растянувшемся на весь силур.

В юго-западной ветви Западно-Саянской геосинклинали на протяжении верхнего кембрия и ордовика происходило дальнейшее формиро-

вание Чулышманского и Чингикатского внутренних геосинклинальных поднятий (Шапшальское внутригеоантиклинальное поднятие), превратившихся в складчатые сооружения уже перед аренигом. Так же интенсивно развивались в верхнем кембрии и ордовике Джебашское и Куртушибинское внутригеоантиклинальные поднятия. Куртушибинское поднятие возникло в верхнем кембрии и отчетливо было проявлено в ордовике и даже силуре.

### Хемчигско-Систигхемский внешний геосинклинальный прогиб

Хемчигско-Систигхемский внешний геосинклинальный прогиб представляет собой геосинклиналь, наложенную на складчатые сооружения, возникшие на месте вендско-нижне-среднекембрийской Тувинской геосинклинали. Прогиб заполнен верхнекембрийскими, ордовикскими и силурийскими отложениями. В нем последовательно сменяют друг друга во времени три геологические формации (Зоненшайн, Кудрявцев, Моссаковский, 1960): зеленых песчаников ( $С_{m31}$ ), пестроцветная моласса (О) и карбонатно-терригенная (S). Характерной особенностью формационного ряда прогиба можно считать появление типично орогенной пестроцветной молассы. Несмотря на малое сходство этой формации с синхронной ей флишоидной Западно-Саянской геосинклинали, между ними все же имеются переходные образования.

В структуре прогиба нашли выражение главнейшие тектонические элементы Тувинской геосинклинали — изометрические блоки и шовные межблоковые линейные зоны. Последние в верхнем кембрии явились теми первичными бороздами, из которых в ордовике и главным образом в силуре развился внешний геосинклинальный прогиб. В результате этого отдельные его части разновозрастны.

Наиболее древними элементами прогиба мы считаем узкие шовные зоны, последовательно закладывающиеся в верхнем кембрии и начале ордовика на салаирском складчатом фундаменте вдоль Хемчигско-Куртушибинского, Азаского и Бурского разломов, а в начале ордовика возникшие также южнее Саяно-Тувинского разлома. В конце ордовика ось Хемчигско-Систигхемского прогиба сдвигается еще дальше на юг, а в силуре в прогибание вовлекается почти вся территория Западной и Центральной Тувы. В результате этого прогиб значительно расширился и располагался, «вероятно, не только на подвижных линейных межблоковых зонах, но также и на изометрических зонах и даже геоантиклиналях» (Кудрявцев, 1963, устное сообщение).

Преддевонские складчатые движения в различных зонах создали различный тип складчатости. Г. А. Кудрявцев (1963, устное сообщение) в пределах прогиба выделяет изометрические поднятия, грабеновидные антиклинали, сундучные и другие синклинали. Первые приурочены к центральным частям прогиба. Они имеют куполообразную форму и нарушены разломами, разбивающими поднятия на мозаику мелких блоков. Кудрявцев считает, что «в основании изометричных поднятий находятся изометричные же зоны кембрийского основания».

Грабеновидные антиклинали своим происхождением связаны с древними разломами. В ядрах этих антиклиналей выходят породы основания. Они имеют значительную протяженность и очень небольшую ширину (5—6 км). В их пределах мощности ордовикских и силурийских отложений сокращены, имеются местные перерывы, и, как правило, из разреза выпадает нижняя половина ордовикских отложений. Кудрявцев считает, что в основании участков распространения грабеновидных антиклиналей располагаются, вероятно, линейные межблоковые зоны.

Между этими положительными структурами Хемчигско-Систигхемского прогиба располагаются различные синклинали, среди которых наиболее распространены сундучные. Они в основном возникли на изометрических глубоко погруженных блоках.

### **Минусинский внешний геосинклинальный прогиб**

Минусинский внешний геосинклинальный прогиб возник к северу от Западно-Саянской геосинклинали на складчатом ниже-среднекембрийском фундаменте салаирской части Западного Саяна. С севера он ограничен Саяно-Минусинским глубинным разломом, отделяющим Западный Саян от Минусинского прогиба, а на юге — Кандатским, намечающим границу между салаирской и каледонской частями складчатого сооружения Западного Саяна. Он вытянут в субширотном направлении вдоль всего северного фаса Западного Саяна и развился как преемственная структура внутри Южно-Минусинского внутреннего геосинклинального прогиба ниже-среднекембрийского времени после его замыкания, в зоне опущенного блока, ограниченного указанными выше разломами. Его наложенный характер выражается поверхностью размыва между ниже-среднекембрийскими отложениями, представленными спилито-кератофировой формацией и верхнекембрийскими образованиями молассоидного облика. Этим самым отчетливо датируется время его заложения как верхний кембрий. В настоящее время образования, заполняющие Минусинский внешний геосинклинальный прогиб, почти полностью размывы и сохранились лишь в центральных частях двух синклиналей. Последние построены очень просто и представляют собой симметричные складки, по форме приближающиеся к брахискладкам. В современной структуре Минусинский внешний геосинклинальный прогиб описывается как Арбатский синклинорий. В этой же зоне в нижнем структурном ярусе присутствуют гранодиориты синорогенного маинского интрузивного комплекса, а в зонах глубинных разломов — тела среднекембрийских гипербазитов. Наиболее молодыми интрузиями являются батолитообразные тела послескладчатых гранитоидов, представленных здесь лишь единственным массивом.

По простиранию на западе Минусинский внешний геосинклинальный прогиб, видимо, смыкался с Уймено-Лебедским внешним геосинклинальным прогибом.

### **Ануйско-Чуйская остаточная геосинклиналь и ее обрамление**

Ануйско-Чуйская остаточная геосинклиналь располагалась к западу от внешних геосинклинальных прогибов. Ограничениями геосинклинали на востоке и западе служили глубинные разломы — Салаиро-Сорсинско-Курайский и Телецко-Теректинский (см. фиг. 11), отделяющие ее от двух крупных геоантиклинальных поднятий — Катунского и Холзунско-Чуйского. В пределах геосинклинали выделяются три крупных ее структурных элемента — Салаирское и Телецкое внутригеосинклинальные поднятия и расположенный между ними Ануйско-Чуйский остаточный геосинклинальный прогиб.

Все эти структурные элементы возникли в верхнем кембрии и унаследованно развивались в ордовике и силуре. «К концу силура геосинклинальный режим и морские условия осадконакопления локализуются, по существу, во внутренних унаследованных геосинклинальных прогибах среди разрастающихся геоантиклинальных поднятий. В пределах Ануйско-Чуйского прогиба продолжают аккумулироваться мощные толщи морских флишеподобных песчано-сланцевых и карбонатных

осадков силура и покрывающие их без следов углового несогласия глинисто-сланцевые толщи нижнего девона. В то же время на обрамляющих эту зону поднятиях существуют условия преимущественного размыва» (Кузнецов, 1961 г.).

Катунское и Холзунско-Чуйское геантиклинальные поднятия возникли в разное время. Первое в венде, второе в верхнем кембрии. Геантиклинальный тип развития этих структур фиксируется в их разрезе. Так, например, в Катунском геантиклинальном поднятии «отложения кембро-ордовика, ордовика и силура или отсутствовали, или формировались в частных депрессиях в виде маломощных пачек кластических осадков, резко отличающихся как по составу, так и по мощности от синхронных толщ, фиксирующих указанные выше прогибы» (Кузнецов, 1961). В Холзунско-Чуйском антиклинории терригенные толщи силура резко несогласно залегают на смятых в складки породах ордовика.

Рассматриваемые геантиклинальные поднятия разделены глубинными разломами и по отношению к прогибам являются крупными более приподнятыми глыбами. Для всех упомянутых структур характерен флишоидный тип разреза, по своему облику близкий к формационному ряду Западно-Саянской геосинклинали.

### **Уймено-Лебедской и Кузнецкий внешние геосинклиальные прогибы**

Оба эти прогиба возникли на западной окраине континентального блока, сформированного в конце среднего кембрия в результате проявления салаирского тектогенеза в области вендско-нижне-среднекембрийской геосинклиальной системы. Их формирование связано с опусканиями по глубинным разломам слабо консолидированных салаирских складчатых сооружений, втянутых Ануйско-Чуйской геосинклиалью в геосинклиальный процесс. При этом наиболее раннее погружение испытал Кузнецкий внешний геосинклиальный прогиб, возникший как геосинклиальная структура уже в начале верхнего кембрия. Уймено-Лебедской прогиб появился несколько позже — в ордовике. Обе эти структуры, несмотря на значительный перерыв между среднекембрийскими образованиями их фундамента и осадками выполняющего их комплекса, отчетливо унаследовали не только прогибы вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали, но и салаирские синклинорные структуры, сопрягающиеся с тем же длительно унаследованно развивающимся Катунским антиклинорием. Если Кузнецкий прогиб по типу характерной для него седиментации сохранил все особенности внешнего геосинклиального прогиба на протяжении всего существования верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинали, то Уймено-Лебедской в силуре уже почти утратил черты внешнего геосинклиального прогиба и приобрел большое сходство с межгорной впадиной, т. е. со структурой типично орогенного этапа.

Эвгеосинклиальный бассейн верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинали, видимо, располагался в области Калбинского прогиба, где в основании геосинклиальной серии известны глубоко метаморфизованные породы основного состава.

Замыкание верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклиальной системы закончилось в верхнем силуре, в результате чего в области всех наиболее крупных геантиклинальных поднятий, а также на значительной территории Западно-Саянской геосинклинали и ее внешних геосинклиальных прогибов установился континентальный режим. Морские условия сохранились лишь в остаточных Ануйско-Чуй-

ской и Западно-Саянской геосинклиналях, а также в Калбинском прогибе.

В результате этих движений разные части верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинали испытали различную складчатость.

Для Западно-Саянской геосинклинали Л. П. Зоненшайн (1963) отмечает резко выраженную линейность всех складок и разломов, вытянутых в северо-восточном направлении, необычно сильную сжатость складок и опрокидывание их от оси Западного Саяна в противоположные стороны — на север и юг, что, по его мнению, связано с боковыми горизонтальными напряжениями. Характерной особенностью Западно-Саянской складчатой структуры является отсутствие примата складчатой структуры над глыбовой, что позволяет данный тип складчатости рассматривать как складчато-глыбовый. Процесс замыкания Западно-Саянской геосинклинали и превращения ее в складчатое сооружение был длительный. Если в краевых ее участках фиксируется резкое угловое несогласие перед верхнесилурийскими отложениями и последние залегают, минуя ордовикские, непосредственно на кембрийских образованиях и представлены орогенными (в частности, молассовыми) формациями, то во внутренних участках геосинклинали прогибание продолжалось до конца силура. Силурийские отложения представлены здесь карбонатно-терригенной формацией, и лишь начиная с девонских отложений, отделенных от силурийских несогласием, наблюдаются орогенные формации.

В Хемчигско-Систигхемском внешнем геосинклинальном прогибе отчетливо выступает блоковая структура, выраженная изометрическими антиклинальными зонами, линейными гребневидными антиклинальными складками и коробчатыми или расплывчатыми плоскодонными синклиналями.

В Уймено-Лебедском прогибе складчатые движения проявлялись многократно в конце среднего кембрия, в конце силура и в конце нижнего карбона, поэтому наблюдающиеся в настоящий момент тектонические формы имеют сложное строение. Во всяком случае совершенно очевидно, что они развивались унаследованно; основной тектонический план был создан в процессе салаирского тектогенеза, а окончательное оформление складчатой структуры произошло в раннегерцинском этапе.

И. И. Белостоцкий характеризует складчатую структуру Уймено-Лебедского прогиба как «сочетание штамповых и брахискладок и изометричных глыбовых структур с сильно вытянутыми и сжатыми складками, сопровождающимися чешуйчатыми надвигами и взбросами». Такая структура, по мнению И. И. Белостоцкого, формировалась под влиянием энергичных движений блоков раздробленного фундамента, но при условии очень большой мощности пород верхнего структурного этажа (раннегерцинского).

В Горном Алтае, по данным В. А. Кузнецова (1961 г.), основной формой складчатости является линейная. Она связана с предаренигской, а также, по-видимому, с таконской фазами каледонского тектогенеза. В зонах глубинных разломов в это время развивается интенсивный метаморфизм (Курайский хребет, осевая зона Чуйского хребта, хр. Шапшал, а также Прителецкий район).

Как в Уймено-Лебедском прогибе, так и в остальной части Горного Алтая каледонская складчатость была существенно усложнена раннегерцинской.

## ДЕВОНСКО-НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНАЯ И ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

Верхнепалеозойская геосинклинальная система возникла в результате обрушения океанического блока, расположенного к западу от Иртышской зоны смятия. В обрушение были вовлечены значительные части континентального блока, главным образом области каледонской складчатости. На восток экспансия верхнепалеозойской геосинклинали так же, как и в предыдущее время, распространялась до Кузнецко-Алтауской системы глубинных разломов. Верхнепалеозойская геосинклиналь близко унаследовала особенности каледонской тектонического плана и тенденцию развития отдельных складчатых структур каледонской складчатой системы. Последние, снова попав в сферу собственно геосинклинального процесса, в каледонской геосинклинали стали играть роль ее внутренних поднятий и прогибов.

В верхнепалеозойской геосинклинальной системе отчетливо наблюдаются два этапа развития — раннегерцинский (от конца нижнего девона до конца турне) и позднегерцинский, закончившийся в конце перми. Каждый из этих этапов связан с обрушениями океанического и континентального блоков и был направлен к расширению Саяно-Алтайской геосинклинальной области в глубь океанического блока.

В девонско-нижнекаменноугольной геосинклинальной системе эвгеосинклинальный бассейн располагался западнее Иртышской зоны смятия, где в нижнем девоне господствовали условия интенсивного основного вулканизма, свойственные начальным стадиям геосинклинального развития. Восточнее девонско-каменноугольная геосинклиналь в результате обширных опусканий развилась на территории, ранее занятой верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системой, вновь вызвав к жизни ее умирающие остаточные геосинклинальные бассейны.

И. И. Белостоцкий (1960) для девонского времени выделяет следующие структурные элементы в пределах этой геосинклинальной системы (см. фиг. 4): Ануйско-Чуйская геосинклинальная зона, Холзунско-Чуйское геоантиклинальное поднятие, Телецкое геоантиклинальное поднятие, прогиб Северо-Западного Алтая, Коргонский прогиб. На территории Северо-Западного Алтая выделяются Белоубинский прогиб, Лениногорское (Синюшинское) поднятие, Быструшинский прогиб, Алейское поднятие. На юго-западе весь обширный блок Рудного и Южного Алтая в девонское время был обрамлен Калбинским геосинклинальным прогибом, с которым алтайские структуры граничили по Иртышской зоне смятия.

Девонские и нижнекаменноугольные отложения, принимающие участие в строении геосинклинальной системы, представлены весьма разнообразным комплексом пород, среди которых А. И. Анатольева (1963, устное сообщение) в девоне выделяет следующие литологические комплексы.

В Кузнецком прогибе — морской карбонатный, базальтовый, красноцветно-вулканогенный, красноцветный терригенный.

В северо-восточной части Ануйско-Чуйского прогиба — нижний морской карбонатный, кварц-порфировый и верхний морской карбонатный комплексы.

В центральной части Ануйско-Чуйского прогиба — пестроцветно-терригенный, андезито-диабазовый (нижний), кварц-порфировый, аспидный и андезито-диабазовый (верхний).

В юго-восточной части Ануйско-Чуйского прогиба — красноцветно-терригенный, кварц-порфировый, аспидный.

В Уймено-Лебедском прогибе — пестроцветно-терригенный, морской карбонатный, андезито-диабазовый (нижний), морской карбонатный, андезито-диабазовый (верхний) и кварц-порфировый.

В Рудном Алтае — кварц-порфировый, андезито-диабазовый.

В пределах Быструшинской и Белоубинской зон, представляющих наиболее погруженные участки Рудного Алтая, Анатольева выделяет уже иной ряд фациальных комплексов: аспидный (нижний), кварц-порфировый и аспидный (верхний). Эти комплексы могут быть объединены в формации: 1) нижнюю морскую карбонатную, охватывающую преимущественно нижний девон — эйфель; 2) красноцветно-терригенную нижнедевонского и иногда среднедевонского возраста; 3) андезито-диабазовую (нижнюю) средне- и реже верхнедевонского возраста; 4) верхнюю морскую карбонатную, в разных местах различного возраста — от эйфельского до верхов франского яруса; 5) андезито-диабазовую (верхнюю), обычно верхнедевонского возраста и 6) кварц-порфировую, наиболее часто встречающуюся в верхнем девоне, но иногда охватывающую верхи среднего девона. Наконец, отчетливо выделяется аспидная, или черносланцевая, формация, преимущественно верхнедевонского возраста.

Наиболее отчетливые структурные связи обнаруживают черносланцевая формация, приуроченная к приразломным прогибам или к наиболее глубоко прогнутым частям геосинклиналей, красноцветно-терригенная, выполняющая области длительного и интенсивного погружения, и кварц-порфировая, формирующаяся в периферических частях прогибов или в областях внутренних геосинклинальных поднятий. Андезито-диабазовая формация встречается повсюду, за исключением внутренних геосинклинальных поднятий, и характеризует зоны развития подводных вулканических аппаратов, обычно приуроченных к зонам крупных разломов.

Наиболее детально в региональном плане структурные элементы описываемой геосинклинальной системы для девонского времени рассмотрены И. И. Белостоцким (1960), по данным которого они здесь кратко охарактеризованы.

### **Ануйско-Чуйская геосинклиналь и ее обрамление**

К началу девона Ануйско-Чуйская геосинклиналь уже частично была превращена в складчатую зону (ее юго-восточная часть), частично же представляла не замкнувшийся, но близкий к замыканию остаточный бассейн. Наиболее подвижные ее зоны располагались вдоль Катунско-Салаирского поднятия и были связаны с приразломными участками. Здесь же Ануйско-Чуйская геосинклиналь осложнялась двумя узкими приразломными прогибами — Бельгебашским и Куратинским. На южном продолжении Катунско-Салаирского поднятия в ее пределах было сформировано пологое Кызыл-Шинское поднятие, разделяющее Ануйско-Чуйский геосинклинальный прогиб на две части: северную и более длительно жившую южную.

### **Телецкое внутреннее геосинклинальное поднятие**

Телецкое внутреннее геосинклинальное поднятие включается нами в состав Ануйско-Чуйской геосинклинали как внутреннее ее поднятие. Оно сформировалось к девону в результате многофазного тектонического развития, начавшегося еще в кембрии. Первоначально оно представляло, вероятно, срединное поднятие, заложившееся кулисообразно по отношению к Холзунско-Чуйскому. Его развитие происходило в продолжение всего девона.

## Холзунско-Чуйское геоантиклинальное поднятие

Холзунско-Чуйское геоантиклинальное поднятие располагается юго-западнее Ануйско-Чуйского прогиба. С последним оно сопрягается по Теректинскому глубинному разлому. Поднятие оформилось в ордовике и, возможно, существовало уже в нижнем кембрии или венде. В его внутренней части еще до девона в результате дробления были сформированы небольшие впадины, продолжавшие существование в начале девона.

Восточная окраина поднятия была втянута в прогибание, и на ней возникла в первой половине девона широкая наложенная мульда, заполненная красноцветной терригенной формацией. В течение всего девона Холзунско-Чуйское поднятие являлось областью размыва.

Прогиб Северо-Западного Алтая по своей природе и развитию схож с Ануйско-Чуйским. Этот прогиб к началу девона в краевых частях испытал консолидацию и только в центральной зоне сохранил тип остаточной геосинклинали (Курьинский участок).

### Коргонский прогиб

Коргонский прогиб имеет сложную природу. Отдельные его части представляют шовные участки, другие являются наложенными, как, например, на южной его окраине. Развитие прогиба протекало в течение всего девона и было связано с Теректинской зоной глубинного разлома.

Ануйско-Чуйский прогиб, Телецкий антиклинорий и прогиб Северо-Западного Алтая так же, как и Салаир, относятся к области длительного многофазного развития. Для них характерно отчетливое проявление большого числа фаз складчатости, из которых ни одна не была решающей, но все вместе привели к постепенному угасанию геосинклинали режима. Участки с таким многофазным развитием не могут быть отнесены ни к зонам ранней стабилизации, ни к позднему оформившимся каледонским структурам. Они или совмещают в себе черты тех или других, или закончили свое формирование вообще за рамками каледонской тектонической эпохи — в начале герцинской. Возможно, к этой же области на севере Алтая принадлежит Усть-Семинское антиклинальное поднятие, расположенное западнее Катунско-Салаирского и обычно рассматривающееся, как его западная часть (Белостоцкий, 1960).

### Прогиб Юго-Восточного Алтая, или Чуйский внешний геосинклинали прогиб

Прогиб Юго-Восточного Алтая образовался в девонское время на южном продолжении Ануйско-Чуйской геосинклинали. Он возник на складчатом досилурийском основании. В его строении принимают участие континентальные грубообломочные красноцветные и вулканогенные толщи нижнего девона и эфеля, сходные с породами прогибов, наложенных на антиклинальные зоны. Лишь в раннеживетское время в связи с резкой активизацией Теректинской и Кузнецко-Чуйской систем глубинных разломов в пределах наложенного геосинклинали прогиба начинают формироваться узкие троговые зоны, заполненные породами черносланцевой формации, и Чуйский внешний геосинклинали прогиб приобретает тип флишоидной геосинклинали.

Белостоцкий в его пределах выделяет три структурно-фациальные зоны: Северную (Табашанскую), представляющую восточное окончание Уймено-Лебедского прогиба; Кызыл-Шинскую, лежащую на продолжении Баратальской горст-антиклинальной гряды, и Южную (Юстыдскую).

## Уймено-Лебедской прогиб

Уймено-Лебедской прогиб в девоне представлял второй внешний геосинклинальный прогиб Ануйско-Чуйской геосинклинали. Возникнув в ордовике на кембрийском складчатом основании, он усиленно развивался в девоне. На востоке прогиб граничил с Шапшальской, а на западе с Катунско-Салаирской антиклинальными зонами, отделяясь от них системами глубинных разломов. И. И. Белостоцкий (1961) считает, что Уймено-Лебедской прогиб соединялся на севере с Кузнецким внешним геосинклинальным прогибом, на северо-востоке с Абаканским, а на юго-востоке с северной ветвью прогиба Юго-Восточного Алтая (Чуйским прогибом).

В Уймено-Лебедском прогибе выделяют четыре ритма осадконакопления (Белостоцкий, 1961), начинающихся грубообломочными осадками и заканчивающихся маломощными морскими отложениями. Первый ритм относится к нижнему девону, второй — к эйфелю, третий — к живетскому и четвертый — к франскому времени. Последний период знаменуется интенсивной вулканической деятельностью. С ним связано образование андезито-дацитов (порфиритовой) и липаритовой (порфировой) формаций. Первая развита на востоке, вторая — на западе; обе отчетливо тяготеют к Курайско-Телецкой и Бельской зонам разломов.

И. И. Белостоцкий (1961) стмечает, что для Уймено-Лебедского прогиба характерны резкая асимметрия, малая ширина, чрезвычайная активность вулканизма, исключительно большая мощность девонских отложений (9—10 км) и интенсивная складчатость. Все эти особенности, по мнению Белостоцкого, «обусловлены сближением глубинных разломов Кузнецко-Минусинского пучка к югу, в результате чего в этом направлении усиливалось действие причин, вызвавших повторную активизацию земной коры». (Белостоцкий, 1961). Также чрезвычайно характерна для этого прогиба его миграция с запада на восток, что в геологической структуре нашло свое выражение в смещении осей наибольшего прогибания для различных отрезков девонского времени.

## Рудный Алтай

Территория Юго-Западного Алтая в девонское время представляла область осадконакопления, в пределах которой оно происходило с различной интенсивностью. Так, в области Лениногорского (Синюшинского) и Алейского поднятий темпы осадконакопления были замедленными, а в зонах Белоубинского и Быструшинского прогибов процесс седиментации развивался очень энергично.

### *Белоубинский прогиб, Лениногорское и Алейское поднятия*

Белоубинский прогиб представляет собой очень мобильную зону, связанную с системой глубинных разломов, обрамляющих с запада Холзунско-Чуйский антиклинорий. Этот прогиб возник в начале девона и в течение всего этого периода развивался как субгеосинклиналь. Южная часть прогиба была более подвижной зоной, чем северная. В ее пределах откладывались мощные преимущественно песчано-сланцевые толщи флишоидного облика, включающие ниже- и среднедевонские эффузивные толщи среднего и кислого состава. Для Белоубинского прогиба характерна резкая асимметрия, вызванная более интенсивным прогибанием восточной краевой зоны, чем западной, примыкающей к Синюшинскому антиклинорию.

Быструшинский прогиб возник как резко обособленная отрицательная структура во второй половине девонского времени в связи с усилив-

шимися поднятиями в пределах Алейского и Синюшинского антиклинориев.

Лениногорское (Синюшинское) поднятие характеризуется сокращенными мощностями девонских отложений и сопровождается большим числом поверхностей размыта и угловых несогласий. Это поднятие с запада граничит с Белоубинским прогибом; на востоке оно сопрягается с Быструшинским прогибом, а на севере — с западной окраиной Коргонского. Наиболее интенсивно оно развивалось начиная с живетского времени (Белостоцкий, 1961).

Алейское поднятие занимает западную часть Рудного Алтая. Оно отличается более устойчивым геосинклинальным режимом и более интенсивными поднятиями, чем Синюшинский антиклинорий. Так же, как последний, наиболее интенсивно оно начало развиваться в живетское время (Белостоцкий, 1961).

Для Юго-Западного Алтая И. И. Белостоцкий выделяет следующие моменты усиления тектонических движений: на границе эйфельского и живетского века, между живетским и франским, франским и фаменским ярусами. Замыкание Юго-Западного Алтая произошло, вероятно, в результате нескольких последовательных фаз энергичных движений, начавшихся в конце визе или в намюре и повторяющихся, может быть, до конца карбона (Белостоцкий, 1961). В этом заключается главное своеобразие Юго-Западного Алтая, отличающее его от Горного Алтая.

Складчатость Горного и Рудного Алтая так же, как и складчатость более восточных частей Саяно-Алтайской геосинклинальной области, характеризуется тесным сочетанием складчатых и глыбовых форм тектогенеза. Однако чем больше эта складчатость удаляется от древней платформы, тем большую роль в типе дислокаций начинает играть пликативная форма складчатости. Наиболее полно это охарактеризовано Белостоцким, который пишет: «В большинстве случаев складчатость довольно интенсивна, местами приближается к полной (линейной), отмечаются узкие опрокинутые складки изоклинального типа, длинные лентообразные моноклинальные блоки крутопадающих слоев — как бы половинки не связанных друг с другом складок, ограниченные разрывами; типичные складки «штампования» с крутым падением слоев на замыканиях; поперечные «ныряющие» антиклинали на участках ундуляций осей; гравитационные складки — скользящие перемещения интенсивно смятых флишевых толщ с отрывом от подстилающих отложений, смятых в более простые складки, и т. п. Большинство перечисленных пликативных форм, особенно самые крупные, связаны с последевонскими завершающими тектоническими движениями; однако часть из них — например, некоторые складки облекания, как это отмечено нами для Юго-Восточного Алтая (Кызыл-Шинское поднятие) и для Рудного Алтая, образовались в среднедевонскую тектоническую фазу» (Белостоцкий, 1961).

#### СВЯЗЬ ВНЕШНЕЙ, ПЕРЕХОДНОЙ И ВНУТРЕННЕЙ ЗОН ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СИСТЕМ РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ

Рассмотренные особенности развития Саяно-Алтайской области хорошо согласуются с концепцией последовательно возникающих эпох обрушения континентального и смежного с ним океанического блоков земной коры, в пределах которых возникают, развиваются разновозрастные геосинклинальные системы, последовательно во времени сменяющие друг друга и некоторое время сосуществующие друг с другом. Эти геосинклинальные системы возникают на раздробленном симатическом и сиалическом фундаменте, представляющем собой мозаику

разновеликих жестких глыб. Шовные зоны между этими глыбами представляют наиболее подвижные структурные элементы геосинклинальной системы и характеризуются повышенной магматической и тектонической активностью.

Развитие геосинклинальной системы в конечном итоге сводится к расширению подвижных зон, вовлекающих в погружение смежные с ними глыбы земной коры. Этот процесс приводит к возникновению в обрушенной зоне геосинклинального режима, характеризующегося широко идущими процессами прогибания. В эту стадию развития положительные структуры играют второстепенную роль и проявляются в виде геантиклинальных поднятий.

Наметившиеся в процессе геосинклинального развития области поднятий и опусканий являются чрезвычайно устойчивыми и сохраняют установившуюся тенденцию развития в течение длительного времени. Также чрезвычайно устойчивым в каждой из этих зон является магматизм. В зонах прогибаний доминирующей формой магматизма надо считать основной вулканизм, в то время как в зонах поднятий формируется гранитоидный ряд. Та часть геосинклинальной системы, которая возникла на обрушенных глыбах океанического блока, характеризуется развитием основных или средних лав. На глыбах же континентального блока проявляются главным образом эффузивы кислого и реже среднего состава.

Складчатые процессы, замыкающие геосинклинальную систему, как правило, происходят сингенетично осадконакоплению и ранее всего заканчиваются замыканием геосинклинали и превращением ее в складчатое сооружение в зоне обрушенного континентального блока. Зона обрушения океанического блока испытывает более длительный этап собственно геосинклинального развития и превращается в складчатое сооружение лишь после формирования в ее пределах мощных песчано-сланцевых, часто флишоидных образований, являющихся исходным материалом для возникновения палингенной магмы, формирующей серию палингенных интрузий, свойственных более поздним стадиям геосинклинального развития. Так, в каждой геосинклинальной системе создавались ее внешняя и внутренняя части. Внешняя часть возникает на обрушенных глыбах континентального, а внутренняя — океанического блоков.

Во внешней части геосинклинальной системы почти всегда возникают внешние геосинклинальные прогибы. Они формируются или как наложенные прогибы на достаточно консолидированный складчатый фундамент, или как активизированные остаточные геосинклинали внешней части геосинклинальной системы. В первом случае в геологической структуре они выражены как более верхний структурный этаж складчатого комплекса, во втором — их соотношения с подстилающими толщами более сложны и чаще всего выражаются резкой сменой в вертикальном направлении формационного состава геосинклинального комплекса.

В обоих случаях внешние геосинклинальные прогибы возникают на не вполне консолидированном складчатом основании. Внешние геосинклинальные прогибы каждой геосинклинальной системы образуют перед краем платформы **цепь прогибов**, которые, таким образом, оконтуривают край существовавшего в то время континентального блока. Они возникают в зоне глубинных разломов, отделяющих континентальный блок от обрушенной зоны, в пределах которой начала формироваться геосинклинальная система.

Так, внешними геосинклинальными прогибами Салаирской геосинклинальной системы являются Манский и Сархойский, располагающиеся на байкальском складчатом основании; каледонской Западно-Саян-

ской — Хемчигско-Систигхемский прогиб на салаирском складчатом основании; раннегерцинской Ануйско-Чуйской геосинклинали — Уймено-Лебедской и Кузнецкий прогибы на салаирском, Чуйский — на каледонском основании и Иртышско-Зайсонский прогиб Рудного Алтая — на каледонском складчатом основании.

Для всех внешних прогибов характерно то, что они отделены резким угловым несогласием от подстилающего их складчатого основания. Так, например, в Манском прогибе время заложения фиксируется резким угловым несогласием между вендом и докембрием. В Уймено-Лебедском прогибе время заложения устанавливается по несогласному налеганию ордовикских отложений на ниже-среднекембрийские образования. Подобным образом можно охарактеризовать и остальные прогибы.

Каждый из внешних прогибов своим возникновением обязан соответствующей разновозрастной ему геосинклинальной системе. Эта зависимость прежде всего выражается в том, что все внешние прогибы пространственно располагаются в непосредственной близости от разновозрастных им геосинклинальных систем.

Весьма существенно далее значительное сходство, а иногда даже общность формаций, слагающих собственно геосинклинальные системы и их внешние прогибы. Это вытекает из следующих данных. Так, например, для салаирской геосинклинальной системы особенно характерны кембрийские зеленокаменные, карбонатные и вулканогенно-карбонатные формации. В Сархойском внешнем прогибе, связанном с этой системой, также развиты подобные кембрийские карбонатная и вулканогенно-карбонатная формации, однако зеленокаменная формация отсутствует. Особо показателен в этом отношении ордовикско-нижнесилурийский Хемчигско-Систигхемский внешний прогиб Западно-Саянской геосинклинальной системы. Как в геосинклинали Западного Саяна, так и во внешнем прогибе в ордовике и нижнем силуре формировались в значительной мере сходные зеленые и пестроцветные песчано-сланцевые флишеидные толщи. Подобную же зависимость можно видеть и при сравнении Ануйско-Чуйской геосинклинали и ее внешнего прогиба — Чуйского. Последний, заложившийся в среднем девоне, характеризуется развитием в среднем и низах верхнего девона исключительно черносланцевых толщ. Этими же отложениями представлен разрез среднего, частично верхнего девона Ануйско-Чуйской геосинклинали. Указанные примеры можно было бы продолжить.

Вместе с тем в связи с особым положением внешних прогибов, развивающихся на ранее возникших складчатых сооружениях, отмечаются и значительные различия между отложениями, слагающими собственно геосинклинальные системы, и отложениями внешних прогибов. Во внешних прогибах обычно значительно меньшую роль играют вулканогенные образования; наоборот, большим развитием пользуются карбонатные породы; терригенные породы нередко обладают красноцветной или пестроцветной окраской.

Зависимость в развитии внешних прогибов от жизни геосинклинальных систем выражается также и в том, что замыкание внешних прогибов происходит не позже замыкания геосинклинальных систем, «сателлитами» которых они являются<sup>1</sup>. При этом внешние прогибы в современной структуре, как правило, имеют форму крупных, вытянутых на значительное расстояние синклинориев.

Однако некоторые из внешних прогибов наследуются в дальнейшем межгорными впадинами, как это имеет место в Хемчигско-Систигхем-

<sup>1</sup> Это можно видеть на примере большинства внешних прогибов, на месте которых сформировались соответствующие складчатые сооружения.

ском и Кузнецком прогибах. В первом случае возникла Тувинская впадина, во втором — межгорная впадина Кузбасса. Подобное перерождение внешнего геосинклинального прогиба в межгорную впадину в обоих случаях приурочено к моменту замыкания собственно геосинклинальных систем: Западно-Саянской в середине силура и краевых частей Томь-Кольванской в конце нижнего карбона.

По своему положению внешние прогибы могут быть подразделены на параллельные и продольные. Первые располагаются примерно параллельно краю одновозрастной геосинклинальной системы и зачастую отделены от нее выступом складчатого основания. Продольные внешние прогибы развиваются на прямом продолжении геосинклинальных систем либо на резких изгибах этих систем наподобие входящего угла. В качестве параллельных внешних прогибов можно назвать Манский, Хемчигско-Систигхемский, Уймено-Лебедской, в качестве продольных — Сархойский, Кузнецкий, Чуйский, в какой-то степени северную часть Рудного Алтая.

Эти два типа внешних прогибов отличаются друг от друга также и по степени связи с одновозрастными геосинклинальными системами. В продольных внешних прогибах эта связь более резко выражена, чем в параллельных. В качестве примера рассмотрим Манский, параллельный, и Сархойский, продольный, кембрийские внешние прогибы. В первом из них стратиграфический разрез нижнего кембрия характеризуется карбонатными и в меньшей мере терригенными отложениями, вулканогенные образования отсутствуют, тогда как в Сархойском прогибе при сходном примерно разрезе нижнего кембрия значительная роль принадлежит эффузивам, столь характерным для кембрийской геосинклинали Восточной Тувы.

Аналогичную картину можно видеть на примере другой пары внешних прогибов, принадлежащих к Ануйско-Чуйской геосинклинали: Уймено-Лебедского, параллельного, и Чуйского, продольного. Если в первом из них в среднем — верхнем девоне накапливались пестроцветные терригенные, частично континентальные образования и кислые эффузивы, то в Чуйском продольном внешнем прогибе в это время формировались мощные черносланцевые толщи, свойственные Ануйско-Чуйской геосинклинали.

В каждой геосинклинальной системе можно выделить три зоны: внешнюю, переходную и внутреннюю.

Внешняя зона отражает позднюю стадию геосинклинального развития, переходная — зрелую и внутренняя — начальную и раннюю (по Васильковскому, 1960).

Внешняя зона образована системой внешних геосинклинальных прогибов, располагающихся как наложенные геосинклинали на обрушенном континентальном блоке. Переходная зона — это область остаточной геосинклинали, развившейся из расположенной ранее здесь эвгеосинклинали.

Внутренняя зона представляет собой новообразование, возникшее на обрушенном океаническом блоке. Для нее характерен эвгеосинклинальный режим.

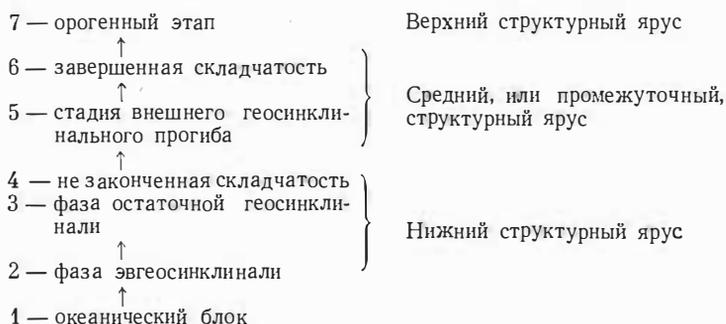
Все три зоны отражают различный характер геосинклинального субстрата, обусловленный разной степенью завершенности геосинклинального процесса — складчатости, магматизма и метаморфизма, определяющих степень его консолидации, или жесткости.

Для внешней зоны характерно ее возникновение на континентальном блоке. Вместе с тем участки континентального блока, вовлеченные в геосинклинальный процесс, почти всегда отличаются от остальной его части тем, что они не прошли полностью геосинклинальную стадию развития, т. е. не испытали завершающей складчатости, характеризуются

редуцированностью магматического процесса и еще не испытали орогенного этапа развития, лишь в некоторых случаях вступив в него.

Орогенный этап во внешней зоне наступает только после замыкания внешнего геосинклинального прогиба.

Геологическое развитие внешней геосинклинальной зоны схематически может быть выражено так (снизу вверх):



Для геологической структуры внешней зоны характерно совместное существование внешних геосинклинальных прогибов и разделяющих их геодантиклинальных поднятий.

Типичный для внешней зоны промежуточный структурный этаж формируется только в пределах внешних геосинклинальных прогибов, тогда как в геодантиклинальных зонах слагающий их комплекс осадков принадлежит к эвгеосинклинальной или остаточной фазе, т. е. к образованиям, входящим в состав нижнего структурного яруса. Эти поднятия испытывают полную консолидацию лишь при замыкании внешнего геосинклинального прогиба. Таким образом, орогенный этап во внешней геосинклинальной зоне наступает после полного завершения в ее пределах складчатости. В ряде случаев трехъярусное строение внешней зоны осложняется появлением в ней еще двух верхних ярусов. В этом случае ярус, отражающий орогенный этап первого цикла, обычно редуцирован.

Такое строение имеет Уймено-Лебедской прогиб, в котором его нижним ярусом является салаирский фундамент, первым промежуточным ярусом — складчатые структуры верхнего кембрия и среднего ордовика, а верхним, редуцированным — верхнеордовикские молассоиды эмбриональных межгорных впадин. Верхний промежуточный ярус Уймено-Лебедского прогиба образован девонским складчатым комплексом, а орогенный этап после завершающей складчатости проявился здесь лишь в конце среднего карбона, когда были сформированы почти горизонтально залегающие континентальные угленосные толщи Пыжминского грабена, образующие самый верхний структурный ярус Уймено-Лебедского прогиба (Белостоцкий, устное сообщение).

Переходная геосинклинальная зона по отношению к внешней занимает более внутренние части геосинклинальной системы. Она представляет собой остаточный геосинклинальный бассейн более древней эвгеосинклинальности. Для переходной зоны характерно двухъярусное строение. Нижний ярус отражает геосинклинальный этап ее развития, верхний — орогенный.

В собственно геосинклинальном этапе развития переходной зоны можно выделить три фазы развития: доэвгеосинклинальную, эвгеосинклинальную и остаточную. В случае редуцированности геосинклинального комплекса доэвгеосинклинальная фаза может отсутствовать.

Доэвгеосинклинальная фаза характеризуется накоплением карбонатных или терригенных образований, слабым магматизмом и значительной тектонической стабильностью (Минусинская геосинклиналь поздней

докембрийского времени). Комплекс осадков, накопившийся за это время в переходной зоне, во внешней образует складчатый комплекс, участвующий в строении нижнего структурного яруса внешней зоны (приплатформенный прогиб позднедокембрийского времени).

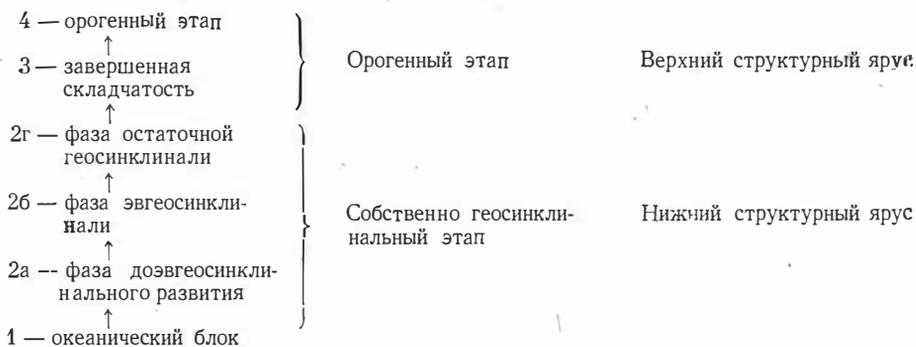
Эвгеосинклиальная фаза является временем наибольшей тектонической активности геосинклинали, проявляющейся в резких дифференцированных движениях, происходящих на фоне глубоких прогибов всей области. Она характеризуется бурным вулканизмом и формированием комагматичных эффузивов интрузий (Минусинская геосинклиналь вендско-нижне-среднекембрийского времени).

Фаза остаточной геосинклинали характеризуется резким сокращением внутренних геосинклиальных прогибов и разрастанием внутренних геоантиклинальных поднятий. В составе геосинклиального комплекса резко увеличивается роль терригенного материала и уменьшается количество вулканогенных образований до полного их исчезновения (Западно-Саянская геосинклиналь ордовикско-силурийского времени). Связанный с эвгеосинклиальной и остаточной фазами геосинклиальный комплекс переходной зоны во внешней синхронен отложениям внешнего геосинклиального прогиба (Ануйско-Чуйская геосинклиналь и Уймено-Лебедской прогиб).

Замыкание переходной зоны происходит одновременно с внешней или несколько позже нее.

Орогенный этап в переходной и внутренней зонах наступает одновременно.

Направленность геологического развития переходной зоны в схеме может быть представлена следующим образом (снизу вверх):



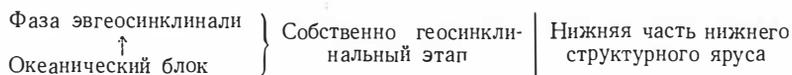
Таким образом, тектоническое формирование переходной зоны представляет собой обычный путь развития геосинклинали и превращения ее в складчатое сооружение. Как и в каждом складчатом сооружении такого типа, здесь имеется лишь два структурных яруса, отражающих собственно геосинклиальный и орогенный этапы развития подвижного пояса.

Внутренняя геосинклиальная зона в каждой геосинклиальной системе располагается на границе геосинклинали и океана, т. е. занимает по отношению к континентальному блоку самую внутреннюю часть геосинклиальной системы.

Для нее свойствен, во-первых, самый молодой возраст заложения в данной геосинклиальной системе; во-вторых, то, что этап собственно геосинклиального развития внутренней зоны состоит из одной эвгеосинклиальной фазы; в-третьих, внешняя зона в данной геосинклиальной системе никогда не испытывает замыкания и не становится складчатой областью.

В силу этого орогенный этап в ее пределах начинается много позже и связан с замыканием следующей по возрасту геосинклинальной системы, в состав которой внутренняя зона войдет уже в качестве переходной или внешней зоны.

Геологическое развитие внутренней зоны в общем виде представляется так:



В возникшей в более позднее время новой геосинклинальной системе все ранее существующие зоны обычно смещаются от континентального к океаническому блоку, т. е. происходит постепенное превращение одних зон геосинклинальных систем в другие до превращения каждой зоны в континентальный блок.

Коротко рассмотрим этот процесс.

В Саяно-Алтайской верхнеархейско-протерозойской геосинклинальной системе область континентального блока, не захваченного обрушением, на юге располагалась восточнее Присаянья, а на севере — в центральной части Енисейского кряжа. К внешней зоне этой геосинклинальной системы относится вся область архейско-протерозойского первичного геосинклинального прогиба, возникшего на раздробленном нижнеархейском кратоне. Переходная зона была выражена геосинклинальной «плитой», в пределах которой накапливались главным образом карбонатные толщи. Эта стадия переходной зоны отражает фазу доэвгеосинклинального развития Минусинской геосинклинали.

Внутренняя зона архейско-протерозойской системы не известна. Возможно, она располагалась в области Кузнецкого Алатау, где, по некоторым данным, развиты древние амфиболитовые сланцы. Вся остальная часть Саяно-Алтайской складчатой области в верхнеархейско-протерозойское время, видимо, представляла океаническую область, в пределах которой геосинклинальный процесс еще не начинался. К концу протерозоя восточная часть геосинклинального прогиба вышла из-под уровня седиментации и вошла в состав континентального блока.

В позднедокембрийской геосинклинальной системе произошло некоторое сокращение континентального блока, западная граница которого начиналась восточнее Восточно-Енисейского и Онетского разломов. Внешнюю зону позднедокембрийской геосинклинальной системы образуют приплатформенный прогиб и Восточно-Тувинская геосинклиналь, включающие в себя Енисейский кряж, Протеросаян, Восточную и Центральную Туву, Сангиленское нагорье и Хамар-Дабан, т. е. область, почти точно совпадающую с внешней зоной протерозойской геосинклинальной системы. В ее пределах появляется первый типичный внешний геосинклинальный прогиб. Он возник на складчатых сооружениях замкнувшегося в протерозое участка геосинклинального прогиба и на фундаменте архейского кратона. Переходная зона позднедокембрийской геосинклинальной системы так же, как и протерозойской, располагалась в области Минусинской геосинклинали, где в это время господствовали доэвгеосинклинальные условия ее развития. Внутренняя зона этой системы лежала в пределах Западно-Саянской геосинклинали (Западный Саян, Западная Тува, Уймено-Лебедской прогиб), которая в позднем докембрии вступила на путь эвгеосинклинального развития. Вся остальная часть Саяно-Алтайской складчатой области являлась областью океана.

В конце позднего докембрия к континентальному блоку были причленены территории, занятые приплатформенным прогибом и Восточно-Тувинской геосинклиналью, на месте которых возникли складчатые сооружения, обычно относящиеся к байкальской эпохе тектогенеза. Как

видно, позднедокембрийская геосинклинальная система очень близко унаследовала внешнюю и внутреннюю зоны протерозойской системы, которые в позднедокембрийское время испытывали те же фазы геосинклинального развития, что и в протерозое.

Вендско-нижне-среднекембрийская геосинклинальная система на востоке граничила с материковой частью континентального блока по Южно-Енисейскому, Бирюсинскому и Глушихинскому глубинным разломам, а на юге — по системе разломов, отделяющей эту геосинклиналию от Сангиленского и Хамар-Дабанского нагорий. К внешней зоне этой геосинклинали следует относить западную часть Енисейского кряжа, Протеросаян, Сангилен и Прикосоголье, в пределах которых в венде возникли внешние геосинклинальные прогибы (Енисейско-Манский и Сангилено-Сархойский), наложенные на складчатые сооружения, возникшие в позднем докембрии лишь кратковременно и в предвендское время входившие в состав континентального блока.

Переходная зона этой геосинклинальной системы располагалась западнее и обнимала территорию Восточно-Тувинской и Минусинской геосинклиналей, вступивших в это время на путь эвгеосинклинального развития. В обеих этих геосинклиналях происходили интенсивные дифференцированные вертикальные движения, сопровождавшиеся накоплением карбонатно-вулканогенных формаций. В Минусинской геосинклинали к этому времени гранитно-метаморфический слой еще почти отсутствовал, и здесь изливались главным образом основные, а в Восточно-Тувинской, расположенной на обрушенном кратоне, где он достигал значительной мощности, преобладали средние и кислые лавы.

Внутренней зоной вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системы мы считаем территории, занятые Катунско-Салаирской, Западно-Саянской и Западно-Тувинской геосинклиналями. Из них новообразованными частями являются лишь области Кузнецкого прогиба, Салаира и отдельные территории Горного Алтая (Катунский хребет). В пределах названных геосинклиналей в венде, нижнем и среднем кембрии накапливались в эвгеосинклинальных условиях сланцево-вулканогенные толщи. В Западно-Саянской и Тувинской геосинклиналях эвгеосинклинальные условия продолжались с позднего докембрия.

На границе среднего и верхнего кембрия почти вся территория вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системы испытывает складчатость и входит в состав континентального блока. Геосинклинальные условия сохраняются лишь в Западном Саяне, а также на территории Холзунско-Чуйского антиклинория и Ануйско-Чуйской впадины. Обрушения созданного континентального блока начались в связи с экспансией на континент верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системы, которая вовлекла в прогибание значительную его часть. На востоке эта экспансия распространялась до Кузнецкого и Уймено-Лебедского прогиба, а на юге она охватила южную часть складчатых сооружений Минусинской и значительную часть Западной и Восточно-Тувинской геосинклиналей, в пределах которых возникают Абаканский и Хемчигско-Систигхемский внешние геосинклинальные прогибы Западно-Тувинской геосинклинали.

Внешняя геосинклинальная зона в верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системе отчетливо намечается Кузнецким, Уймено-Лебедским, Систигхемским и Минусинским внешними геосинклинальными прогибами и расположенными между ними поднятиями, вытянутыми вдоль западного и южного краев континентального блока.

Западнее, в области Ануйско-Чуйской геосинклинали, Салаира, Холзунско-Чуйского антиклинория, а также на территории Западного Саяна располагалась переходная зона рассматриваемой геосинклинальной системы.

Вся эта территория в верхнем кембрии, ордовике и силуре характеризовалась накоплением мощных песчано-сланцевых, а в силуре и сланцево-карбонатных флишоидных образований огромной мощности, сменивших эвгеосинклинальные формации вендско-нижне-среднекембрийского времени. Как всегда, смена эвгеосинклинальных условий условиями остаточной геосинклинали сопровождалась повышением ее тектонической активности, вызвавшей рост внутренних геантиклинальных поднятий, местами испытавших складчатость и превратившихся в антиклинории, подвергшиеся размыву и послужившие источником обломочного материала, поставляемого в расположенные между ними остаточные прогибы. В Рудном Алтае в это же время существовали скорее всего условия эвгеосинклинального бассейна внутренней зоны верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинали, о чем свидетельствуют глубоко метаморфизованные толщи неопределенного возраста, содержащие в своем составе сильно измененные эффузивные породы основного состава, залегающие в основании наблюдаемого разреза геосинклинального комплекса.

Замыкание этой геосинклинальной системы началось в верхнем силуре и длилось вплоть до нижнего девона. В итоге к ранее существовавшему континентальному блоку были причленены Западный Саян с его краевыми прогибами — Хемчигско-Систигхемским и Минусинским, Кузнецкий и Уймено-Лебедской внешние геосинклинальные прогибы, прогиб Юго-Восточного Алтая и значительная территория Салаира. Сильно расширились участки суши в области Холзунско-Чуйского и Телецкого антиклинориев. Эти изменения определили положение внешней, переходной и внутренней зон в девонско-нижнекаменноугольной геосинклинальной системе. Последняя вовлекла в геосинклинальное погружение только что возникшие складчатые сооружения в области Кузнецкого, Уймено-Лебедского и Чуйского прогибов, на месте которых вновь в нижнем девоне возникли внешние геосинклинальные прогибы, образующие внешнюю зону девонско-нижнекаменноугольной геосинклинальной системы.

Западнее, между Иртышской зоной смятия и внешней геосинклинальной зоной, располагалась переходная зона. Она возникла на месте переходной и внутренней зон предыдущей геосинклинальной системы и по особенностям геосинклинального режима существенно отличалась от геосинклинальных условий верхнекембрийско-ордовикско-силурийской остаточной геосинклинали. Это отличие выразилось интенсивным проявлением в ее пределах вулканической деятельности, сходной с вулканизмом ранних этапов геосинклинального развития и, видимо, находившейся в связи с активизацией остаточной геосинклинали, начавшей под влиянием девонского обрушения повторный цикл развития. Характерной особенностью этой геосинклинальной зоны является сосуществование в ней участков эвгеосинклинального и остаточного режимов, которые в отличие от верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинали не сменяют друг друга во времени, а существуют в разных ее структурных зонах одновременно. Вулканизм этой геосинклинали также отличен от вулканизма типичных эвгеосинклиналей внутренних зон геосинклинальных систем отсутствием в ней спилито-кератофировых формаций и большего удельного веса кислых лав, главным образом риолито-дацитового состава.

Внутренняя часть девонской геосинклинальной системы располагалась в пределах Обь-Зайсанской геосинклинали. В конце турнейского времени переходная и внешняя зоны девонской геосинклинальной системы подверглись складчатости и вошли в состав континентального блока. Геосинклинальные условия сохранились лишь в Обь-Зайсанской геосинклинали, где до перми господствовали условия остаточной геосинклинали, характерные для переходной зоны. Внешняя зона этой геосинклинали

располагалась в области Рудного Алтая, в пределах которого возник внешний геосинклинальный прогиб Рудного Алтая. Замыкание этой геосинклинальной системы произошло в конце перми, когда вся Саяно-Алтайская область вошла в состав континентального блока.

Существующие в каждой геосинклинальной системе внешняя, переходная и внутренняя зоны отражают различные стадии развития отдельных участков геосинклинальной системы, а смена их во времени и пространстве является результатом геосинклинального развития отдельных образующих ее геосинклиналей. Такой путь развития резко отличается от «сквозного» геосинклинального развития, описанного Н. П. Васильковским (1960), который считает, что единый геосинклинальный бассейн, возникший по всей территории Саяно-Алтайской области и Казахстана начиная с позднего архея или протерозоя, на всей площади последовательно проходил стадии начального, раннего, зрелого и позднего этапов геосинклинального развития, закончившегося в конечном итоге полной ликвидацией геосинклинального режима на всей этой территории.

### **ПРОЦЕСС ОБРУШЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО БЛОКА И РОЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ И ВЕРТИКАЛЬНЫХ ГЛЫБОВЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ САЯНО-АЛТАЙСКОЙ ОБЛАСТИ**

Континентальный блок, внешняя, переходная и внутренняя зоны Саяно-Алтайской области имеют много общего с внутриконтинентальными, краевыми и океаническими геосинклиналями А. Д. Архангельского (1947). Геосинклинали, вошедшие в состав континентального блока на ранних стадиях его становления и уже пережившие этап орогенного развития, могут быть отождествлены с внутриконтинентальными геосинклиналями поздней стадии развития. Геосинклинали, которые в данной геосинклинальной системе только вступили в позднюю стадию развития и располагаются на периферии континента, более всего похожи на краевые геосинклинальные системы. Распространение их чаще всего совпадает с внешней геосинклинальной зоной. Наконец, области переходной и внутренней зон отвечают скорее всего океаническому типу геосинклиналей Архангельского, в который он включил области краевых морей, островные и океанические дуги, т. е. геосинклинали зрелой, начальной и ранней стадий развития (Васильковский, 1960). Это сходство, основанное на пространственных соотношениях различных зон Саяно-Алтайской области и в значительной степени на вещественном составе земной коры, на которой они возникли, находит подтверждение и в структурном положении внешней зоны по отношению к древнему континенту и океану, т. е. такое же, как и в краевых геосинклинальных системах по отношению к современным материкам и океанам. Те и другие располагаются в зоне обрушения континента, в зоне крупнейших глубинных разломов, представляющих тектонические швы между корой континентального и океанического типов. К такого рода тектоническому шву относится, например, Восточно-Азиатский вулканогенный пояс, отделяющий азиатский материк от зоны краевых морей, расположенных между континентом и Курильской островной дугой.

В Саяно-Алтайской складчатой области древними аналогами таких тектонических швов, видимо, являются некоторые зоны, лежащие между крупными разломами, например зона, заключенная между Восточно-Енисейским и Оротским разломами, с одной стороны, и с другой — Южно-Енисейским и Бирюсинским глубинными разломами, в пределах которых располагался позднедокембрийский внешний геосинклинальный прогиб приплатформенного трога. Таким же аналогом является зона, расположенная между Южно-Енисейским и Бирюсинским разломами и более западными — Арзыбейским и Восточно-Саянским. В ней в венд-

ское время формировался Манско-Енисейский внешний геосинклинальный прогиб.

В верхнем кембрии и ордовике, а затем в девоне возникла шовная зона между Кузнецко-Алатауским и Курайским, с одной стороны, и Салаирскими глубинными разломами — с другой, в которой развились Кузнецкий, Уймено-Лебедской и Чуйский внешние геосинклинальные прогибы. Наконец, в девоне и карбоне возникла зона, ограниченная Северо-Западной и Иртышской зонами смятия, ставшая местом заложения Рудно-Алтайского внешнего геосинклинального прогиба. В позднем докембрии, венде, верхнем кембрии и ордовике, девоне и в верхнем палеозое эти зоны всегда располагались по периферии континентального блока и представляли собой наложенные на него геосинклинальные прогибы.

Для всех них характерны сильная раздробленность геосинклинального фундамента, резкие дифференцированные вертикальные движения отдельных глыб и блоков, глыбовый характер тектоники и широко распространенные магматические процессы, имеющие место главным образом в длительно формирующемся ряде гранитоидов — метасоматических, палингенных и инъекционных, появление которых сопровождается ультраметаморфизмом и разнообразным комплексом пород, возникших в результате процессов полиметаморфизма. С этими зонами связаны вулканогенные и гипербазитовые пояса, пространственно ассоциирующиеся с глубинными разломами. В общей структуре Саяно-Алтайской области они имеют наибольшую тектоническую активность и являются зонами длительных, хотя и прерывистых опусканий, способствующих формированию в их пределах многоярусной структуры. В вертикальном направлении наблюдается в схеме следующая смена наложенных друг на друга структур: эвгеосинклинальный, миеосинклинальный, внешний гессинклинальный, затем межгорный прогибы. В связи с тем, что рассмотренные шовные зоны почти точно в своих очертаниях совпадают с внешней частью геосинклинальной системы, наблюдается еще одна важная их особенность, а именно переходной характер, который в целом можно рассматривать как особенность сочленения континента с геосинклиналими.

Внешняя зона, представляющая собой область геосинклинали, вступившую в зрелую стадию развития, наиболее часто подвергается обрушению геосинклиналию, находящейся в более ранней стадии своего развития. Причины этого, видимо, следует искать в двух явлениях, характерных для этой области, — сжатии и растяжении. Сжатия возникают в результате дифференцированных тангенциальных движений, связанных со скачкообразными изменениями угловой скорости вращения Земли. Эта концепция развита в различных вариантах в работах В. А. Царградского (1963), Ли Сын-гуана (1958), А. В. Пейве (1961) и подтверждена расчетами М. В. Стасова (1963), М. С. Эйгенсона (1962) и др. По этому поводу А. В. Пейве (1961) пишет: «Вероятно, в результате гравитационно-инерционных сил гетерогенная и механически крайне неустойчивая земная кора, состоящая из различных по плотности блоков, будет стремиться к новому механическому равновесию...» (имеются в виду силы, возникшие при скачке угловой скорости.— Б. К.). «При этом каждый структурно обособленный, более или менее цельный однородный блок, естественно, будет иметь свой собственный «потенциал» перемещения... Вдоль фронта быстрее перемещающейся системы блоков на стыке с впереди лежащими и медленнее перемещающимися блоками возникают условия преобладающего сжатия. В то же время в тылу быстрее перемещающейся системы блоков возникают условия растяжения» (Пейве, 1961). Развивая эти идеи, можно предположить, что сравнительно большая скорость перемещения данного блока зависит

не только от его собственных свойств «жесткости» и размеров, но, видимо, главным образом от того, какая структура находится «впереди», насколько она податлива для сжатия. После достигнутого равновесия при новом толчке (скачке угловой скорости) наибольшую скорость перемещения получают платформы, массивы, блоки, впереди которых расположены наиболее податливые для сжатия зоны, т. е. геосинклинальные прогибы с их тонкой корой и мощной толщей осадочных отложений. Образовавшиеся в предыдущий этап геосинклинали начнут превращаться в складчатую область, а в тылу у массива, имеющего повышенную скорость, одновременно развивается зона растяжения — закладывается новый геосинклинальный прогиб (Кирусенко, 1965).

Вторая причина — растяжение — связана с прогибанием внутренних частей геосинклинали в результате нарушения изостатического равновесия складчатостью и поднятиями в ее периферической части. Они приводят к обрушению внешней зоны, возникновению на жестком фундаменте наложенных геосинклинальных прогибов и разрушения их фундамента. Деструкция связана с дроблением фундамента, глубоким его погружением и явлениями реоморфизма, приводящими к значительному его утонению. В этом процессе, безусловно, большую роль играет горизонтальное перемещение отдельных блоков, создающее в шовных зонах условия местного растяжения и магматической проницаемости. Иногда эти растяжения приводят к зияющим трещинам в гранитно-метаморфическом слое, которые являются местами длительного излияния лав основного состава. Дезинтеграция гранитно-метаморфического слоя в свою очередь усиливает процесс прогибания в наложенных геосинклиналях, что дает возможность формирования из их осадочно-вулканогенного комплекса нового гранитно-метаморфического слоя. Таким образом, в этих зонах процесс формирования гранитно-метаморфического слоя складывается из его «подтаивания» снизу и значительно более интенсивного наращивания сверху, что в целом определяет общую направленность процесса в сторону его растяжения.

В Саяно-Алтайской области зоны тангенциальных напряжений, видимо, были созданы в результате горизонтального смещения континентального блока в сторону Саяно-Алтайской области, начавшегося еще в позднем докембрии и продолжавшегося в течение всего палеозоя. Кузнецко-Иркенеевским авлакогеном и Кандатским разломом земная кора в области Саяно-Алтайской геосинклинали была расчленена на три крупные сегмента — Енисейский, Восточно-Саянский и Тувинский. Эти нарушения прослеживаются в пределах Сибирской платформы, что позволяет рассматривать их как крупные линейменты земной коры.

Наибольшие смещения на запад испытывал Восточно-Саянский блок. По данным Д. И. Мусатова (1963), его горизонтальная амплитуда составляет не менее 100 км. Начало этих смещений устанавливается совпадением довендских структурно-фациальных зон Енисейского кряжа и Восточного Саяна, смещенных в последнем на запад по отношению к соответствующим зонам Енисейского кряжа (Красильников, 1963). Эти движения происходили и в более позднее время, в частности в посленижнекембрийское, на что указывает дугообразный изгиб вендских и нижнекембрийских слоев в Тасеевской впадине в месте ее сочленения с тыловой частью глыб Енисейского кряжа и Восточного Саяна (Мусатов, 1963).

В нижнем и среднем палеозое Восточно-Саянский сегмент также, видимо, испытывал перемещение на запад, что нашло выражение в формировании в каледонских и герцинских структурах Горного Алтая характерного дугообразного изгиба складок, выпуклой частью обращенных на запад, как бы облекающих контуры далеко продвинувшихся на запад нижне- и среднепалеозойских континентальных блоков.

Специальные исследования по изучению дислокаций, связанных с горизонтальным движением Сибирской платформы на запад, были проведены Т. С. Кирусенко (1965) в восточной (тыловой) части Сибирской платформы. Кирусенко установила, что «в течение синия, палеозоя и части мезозоя (до средней юры включительно) Верхоянье представляло сложную зону растяжения. Зона являлась неравномерно развивавшимся прогибом с продольными и поперечными «ступенями». Для продольных ступеней характерна «миграция во времени» с запада на восток. Поперечные ступени соответствовали зонам скалывания, разделяющим участки с разной степенью растяжения. Такие участки образовались в результате блокового строения Сибирской платформы и разной скорости перемещения к западу отдельных ее блоков (Анабарского, Вилюйского, Алданского). Наибольшую скорость имел блок, соответствующий Вилюйской синеклизе. Вследствие этого наибольшее растяжение испытал участок Западного Верхоянья» (Кирусенко, 1965).

В процессе длительного режима растяжений, господствующих в тыловой части Сибирской платформы в докембрии и, возможно, нижнем палеозое, в Верхоянье начала развиваться Вилюйская геосинклинальная система, на севере и юге ограниченная Чуйской и Становой зонами. Расположенный в ее центре Колымо-Омолонский массив, сложенный глубоко метаморфизованными породами, совершенно условно относимыми к архею, протерозою и даже синию, мы вслед за Н. А. Штрейсом (устное сообщение) считаем не остатками древнего цоколя Северо-Азиатского кратона, а более ранним, чем архей, геосинклинальным образованием, представляющим основание геосинклинального комплекса, сформированного самой же геосинклиналью в процессе развития (ее геоантиклинальным поднятием).

В современной структуре Охотско-Омолонский массив представляет собой действительно приподнятую глыбу, со всех сторон ограниченную разломами.

В среднем и верхнем палеозое, а также в юрское время Вилюйская геосинклинальная система продолжала развиваться в условиях растяжения как сквозная геосинклинальная система, расположенная между восточным краем Сибирской платформы и Охотским массивом, занимавшим тогда северную часть акватория Охотского моря.

На юге она сопрягалась с такой же геосинклинальной системой Сихотэ-Алиня, а на востоке, в районе Курильской дуги, граничила с таласократоном Тихого океана. Начиная с верхней юры, по данным Т. С. Кирусенко (1965), в Верхоянье начали проявляться условия сжатия, вызванные движением к западу и северо-западу Охотского массива, начавшего опережать в своем движении уже относительно неподвижную Сибирскую платформу, западнее которой к этому времени в Саяно-Алтайской области уже возникли герцинские складчатые сооружения. В результате постепенного нарастания тангенциальных напряжений к концу нижнего мела произошло замыкание Вилюйской геосинклинали, образовавшей к западу от Охотского массива подвижный складчатый пояс.

### Глава III

## **РОЛЬ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ САЯНО-АЛТАЙСКОЙ ОБЛАСТИ**

Изложенные выше данные показывают, что в формировании структуры Саяно-Алтайской области огромную роль играли зоны сжатия и растяжения, характеризующиеся различным тектоническим режимом. Важными структурными элементами этих зон являются глубинные разломы, контролирующие процессы магмообразования, гранитизации и метаморфизма (фиг. 11).

Зоны сжатия связаны с крупными тектоническими швами субмеридионального простирания. Такими зонами являются на востоке Восточно-Саянская, лежащая в области Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Восточной Тувы, Кузнецко-Курайско-Телецкая, Салаир-Сорсинская, Телецко-Теректинская, Северо-Восточная и Иртышская. Зоны растяжения располагаются между ними и представляют собой области длительного геосинклинального прогибания, обуславливающего господствующий в их пределах режим растяжений земной коры. Как те, так и другие сильно нарушены разломами. С зонами сжатия связаны главные стволы глубинных разломов. Они вытянуты согласно простиранию зон. В зонах растяжения преобладают оперяющие их разломы. Они секут последние вкрест их простирания. Первая группа разломов вытянута субмеридионально, вторая — субширотно.

В Саяно-Алтайской области выделяются шесть систем субмеридиональных (Восточно-Саянская, Кузнецко-Алатауская, Салаир-Сорсинско-Курайская, Чарышско-Теректинская, Северо-Восточная и Иртышская) и четыре системы субширотных разломов (Кандатский, Саяно-Куртушибинский, Агардатско-Окинский и Иркинеево-Аргинский). Эти системы, видимо, формировались длительное время, хотя заложение их главных стволов скорее всего произошло в глубоком докембрии. В современной складчатой структуре отдельные их отрезки имеют различный возраст, в связи с чем на геологических картах утрачивается представление о принадлежности их к определенным системам, с чем, видимо, и связано то обстоятельство, что до настоящего времени все разрывные дислокации Саяно-Алтайской складчатой области описывались как самостоятельные структуры различных категорий и порядков. Между тем особенность ветвления и строения систем разломов представляется чрезвычайно характерной и, безусловно, отражает природу динамического поля, возникающего в разные моменты формирования складчатых сооружений Саяно-Алтайской геосинклинальной области.

## СУБМЕРИДИОНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ

Субмеридиональные разломы возникли из двух очень древних синхронных систем — северо-восточной и северо-западной.

Время заложения этих систем точно не известно, но, судя по тому, что в Восточно-Саянской зоне дробления с главным стволом разлома и некоторыми наиболее крупными его ответвлениями связано появление китойского комплекса гранитондов, надо предполагать, что они существовали уже в архее. Большая их древность и протяженность, а также образованная ими геометрически правильная сетка заставляет предполагать, что их заложение связано с причинами планетарного характера. Отдельные отрезки разломов в разное время испытали активизацию, что характеризовалось появлением вдоль них зон усиленной магматической проницаемости и интенсивной тектонической подвижности. Одни из них превратились в длительно живущие активные зоны, другие в процессе развития были более пассивными и, видимо, отмирали. В конечном итоге из активных разломов северо-западного и северо-восточного простираний были сформированы крупные субмеридиональные разломы. Они состоят из главного ствола и его оперения. Простирание ствола определяет направление разлома.

Характерной особенностью субмеридиональных разломов является то, что составляющие их отрезки почти никогда не пересекаются друг с другом. Обычными типами их сопряжений бывает или торцовое, или петлеобразное, при котором побочный разлом, выйдя из главного ствола, сливается с ним снова. Все это свидетельствует об одновременности заложения субмеридиональных разломов.

Каждый из этих разломов играл наиболее активную роль в разное время. Процесс их активизации шел с востока на запад, что обусловило начало оживления разломов сначала на востоке, а затем постепенно все в более и более западных частях региона. Время их наибольшей активности совпадало с максимальным развитием верхнеархейско-протерозойской, позднедокембрийской, вендско-нижне-среднекембрийской, верхнекембрийско-ордовикско-силурийской, девонской и верхнепалеозойской геосинклинальных систем. Таким образом, именно эти разломы, видимо, обусловили появление упомянутых геосинклиналей, а не наоборот, как часто принято считать, что активизация геосинклинального процесса приводит к оживлению ранее существовавших тектонических швов или к их появлению.

### Восточно-Саянская система глубинных разломов

В эту систему входят разломы северо-северо-западного простирания, располагающиеся на территории Протеросаяна и краевой зоны Сибирской платформы. По простиранию на север они продолжают в системе разломов Енисейского кряжа. Таким образом, Восточно-Саянская система глубинных разломов вытянута более чем на 1500 км от оз. Байкал до Подкаменной Тунгуски. Под чехлом Западно-Сибирской низменности некоторые разломы этой системы, по данным Л. Я. Проводникова (1963), прослеживаются еще на многие сотни километров по границе салаирской и байкальской складчатых зон. Таким образом, Восточно-Саянская система разломов по своему значению и протяженности является планетарной. Она возникла на границе Сибирского кратона и Байкальской геосинклинальной системы и активно проявила себя в течение наиболее древнего докембрийского обрушения. Эта система разломов предопределила геологическое развитие архейско-протерозойской геосинклинальной системы, играла активную роль в момент ее замыкания и оказала большое влияние на возникновение в ее пределах новых

геосинклинальных прогибов позднедокембрийской и вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальных систем. На отдельных участках Восточно-Саянская система разломов жила в девонское и более позднее время, вплоть до четвертичного. В частности, с ней связано формирование современных горных систем Енисейского края, Восточного Саяна и Восточной Тувы.

Восточно-Саянская система образована главным разломом — стволом, от которого на запад и восток отходят оперяющие его разломы, образующие с главным стволом углы на севере  $20\text{—}30^\circ$  и постепенно увеличивающиеся на юг для западного оперения до  $45\text{—}50$  и даже  $60^\circ$ .

В Восточно-Саянскую систему входят несколько глубинных и крупных региональных разломов (фиг. 11); стволом системы следует считать Манско-Китойский глубинный разлом. Этот разлом описывался под разными наименованиями: Канско-Онотский (Зайцев, 1960), Краевой Восточно-Саянский (Смирнов, 1963) и т. д. Восточными его ответвлениями с юга на север являются следующие крупные разломы: Онотский, Западно-Онотский, Урикский, Китойский, на севере продолжающийся в виде Тагульского разлома, Бирюсинский, Гутарский и Арзыбейский. В Енисейском крае продолжением Онотского разлома, видимо, будут Енисейский, Западно-Онотского — Восточно-Енисейский, Тагульского — Ишимбинский, Бирюсинского — Южно-Енисейский и Манского — Западно-Енисейский глубинные разломы.

Западными ответвлениями Манско-Китойского разлома являются очень крупный Восточно-Саянский глубинный разлом, вытянутый в северо-северо-западном направлении почти параллельно Манско-Китойскому разлому, и ряд почти широтных разломов, из которых с юга на север назовем следующие: Иркутный, Северо-Сархойский, Окинский, Чайгонакский и Белорецкий. Все эти разломы располагаются в области Восточной Тувы, сложившись с системой субширотных разломов Западной и Центральной Тувы.

Каждый из перечисленных разломов имеет свою систему ветвления. Как для всей Восточно-Саянской системы, так и для отдельных ее разломов наблюдается резкая асимметрия, выраженная более густой системой разломов восточного оперения, и имеющих простирания, более близкие к простиранию главного ствола, чем это наблюдается для разломов западного оперения. Заложение разломов Восточно-Саянской системы, видимо, произошло одновременно или почти одновременно. Оно датируется возрастом ее главного ствола, вдоль которого располагаются гранитоиды китойского и таракского комплексов с абсолютным возрастом 1800 млн. лет, что указывает на существование разломов уже в верхнем архее. К главному стволу и наиболее крупным оперяющим его разломам приурочены также ультраосновные интрузивные тела архейского и протерозойского возрастов. Не вызывает сомнения, что вся система в целом уже существовала в позднем докембрии, о чем свидетельствует тесная пространственная связь разломов с Саянским комплексом гранитоидов, трассирующим почти все разломы Восточно-Саянской системы.

Безусловно, активно жили разломы западного оперения и в конце среднего кембрия, когда они являлись путями вторжения интрузий тануольского комплекса, а в ряде случаев и местом локализации среднекембрийских гипербазитов. Наконец, Манско-Китойский, Гутарский и Арзыбейский разломы в девоне трассируются девонскими щелочными и субщелочными интрузиями, свидетельствующими об их интенсивной жизни уже в послескладчатую стадию развития подвижного пояса. Широко развитые в этой зоне глыбовые структуры почти все носят конседиментационный характер и представляют собой своеобразные длительно развивающиеся штамповые складки и складки облекания, в строении

которых каждый покровный комплекс в дальнейшем становится штампом для вновь сформированного чехла.

Наиболее детально Восточно-Саянская система разломов описана А. Д. Смирновым, И. Б. Недумовым и В. В. Булдаковым (1963). Главный разлом этой системы — Манско-Китойский — отделяет Протеросаян (Восточно-Саянский или Дербинский антиклинорий) от края раздробленного и переработанного в докембрийское время кокола Сибирской платформы. Разлом срезает полностью, а местами частично северо-восточное крыло Восточно-Саянского антиклинория. Падение сместителя в разных частях разлома различно, но всегда близко к вертикальному.

На севере в зоне грабена Главного Восточно-Саянского разлома (Бирюсинский грабен, по Смирнову и др., 1963), на его границе с Канской глыбой, прослеживается на большое расстояние мощная зона дробления. Она образована серией сближенных частных разломов, омолаживающихся от края глыбы к более внутренним ее частям. Такое развитие зоны свидетельствует об ее расширении за счет обрушения периферической части Арзыбейской глыбы. Это обрушение, по данным А. Д. Смирнова и др. (1963), началось еще в протерозое и протекало в течение всего позднего докембрия, создав к началу венда благоприятные условия для заложения вендско-нижне-среднекембрийского Манского внешнего геосинклинального прогиба. На более крупные размеры Канской глыбы в позднем докембрии указывает существование Манской глыбы, представляющей собой выдвинутый осколок метаморфического комплекса Канской глыбы.

В Манском прогибе зона краевого разлома перекрывается вендскими и нижнекембрийскими отложениями, которые вдоль юго-западного края прогиба трансгрессивно и несогласно перекрывают все комплексы торд протерозоя, позднего докембрия и тела саянских гранитоидов. Кембрийские отложения в зоне разлома также нарушены. В них наблюдается серия очень разреженных продольных и секущих разломов, не образующих, как в нижележащих слоях, одной компактной зоны. Это свидетельствует о затухании тектонической активности краевого разлома в вендское и нижнекембрийское время.

Далее к югу в междуречьях Ия — Ока и Ока — Большая Белая зона краевого разлома отделяет область развития саянских гранитоидов от Восточно-Саянского антиклинория. Во всей этой зоне наблюдаются интенсивное дробление и милонитизация метаморфического комплекса Бирюсинской глыбы. Южнее между реками Урик и Ерма зона разлома резко сужается и выражена системой вытянутых блоков, в пределах которых породы белореченской свиты интенсивно перемяты, метаморфизованы и пронизаны дайкообразными телами позднекембрийских основных пород. Большим распространением пользуются милониты, представляющие светло-серые породы, по внешнему виду напоминающие кварциты. Они падают на запад под углом  $70-90^\circ$ . В междуречье Большая Белая — Урик разлом представляет единую зону дробления шириной от 100 до 1000 м, лишь на некоторых участках достигающую 1500 м, где обычно ствол разлома образован системой линзовидно расщепляющихся разломов. В бассейне северо-западного течения р. Даялык зона разлома сужается до 100—600 м, и по ней приходят в соприкосновение породы слюдянской, белореченской и урикской свит. Далее к югу, в междуречье Оног и Даялык, разлом сопровождается мощной зоной смятия до 2—3 км в поперечнике. Зона образована субпараллельными разломами, полями трещиноватости, дробления и полосами милонитизированных метаморфических пород.

Восточное оперение представляет собой пучок разломов, отходящий от главного ствола в южной его части и постепенно расширяющийся веером к северу. У северного окончания Енисейского края наблюдается

тенденция к новому их смыканию. Наиболее крупными разломами являются Онотский и Западно-Онотский, ограничивающие Онотский грабен, Урикский, служащий восточным ограничением Урикско-Бельского грабена, Тагульский, Бирюсинский и Гутарский, отходящие от ствола разлома в одном тектоническом узле, и Арзыбейский.

Эти разломы ограничивают наиболее крупные структурные элементы Восточного Саяна и прилегающей к ней части Сибирской платформы — Онотский, Бельско-Урикский грабены и разделяющие их горстовые поднятия — Шарыжалгайское, Ангаро-Онотское, Бирюсинское, а в пределах Протеросаяна — зону главного Восточно-Саянского разлома (Бирюсинский грабен), Канскую и Манскую глыбы. В настоящее время сведения о геологической структуре большинства перечисленных разломов в опубликованных работах отсутствуют или крайне противоречивы. Все эти разломы имеют северо-западное простирание. Их зоны содержат узкие и локальные тела тектонических брекчий, развальцованные породы, часто образующие в слоях позднего докембрия, венда и нижнего кембрия мелкие складки волочения. Разломы представляют собой простой одиночный разрыв или несколько сопряженных частных разломов, разделенных узкими тектоническими клиньями, образующими зону дробления, измеряемую в ширину первыми сотнями метров. Такие сопряженные разломы устойчиво вытягиваются вдоль структур разного знака на многие километры. При этом они либо сходятся в один, либо кулисообразно подставляют друг друга (Смирнов и др., 1963).

Разломы, ограничивающие грабены, обладают неодинаковой активностью. Отмечают, что, как правило, разломы северо-восточного ограничения грабенов менее подвижны, чем юго-западного. К началу венда активность всех разломов резко уменьшилась, и они часто перекрываются ненарушенными вендскими и кембрийскими отложениями чехла платформы, в котором в лучшем случае образуются штамповые складки, флексуры или резкие изгибы слоев. Подвижность разломов от места их сочленения с главным стволом разлома в глубь платформы заметно падает, а период активности сокращается. Тем не менее зоны оперяющих разломов остаются благоприятными для гранитообразования, что свидетельствует о их значительной глубине, часто достигающей базальтового слоя и верхней мантии, о чем говорят приуроченные к ним интрузии основных и ультраосновных пород докембрийского возраста.

В систему западного оперения Главного Манско-Китойского разлома входят следующие разломы с юга на север: Хамар-Дабанский, Северо-Сархойский, Окинские, Агардатско-Окинский, Чайгонакский, Белореченский и Восточно-Саянский. Все перечисленные разломы, за исключением Восточно-Саянского, имеют субширотную ориентировку. Из них Белореченский и Шигинский разломы сочленяются с Восточно-Саянским, а остальные — с Китойским.

Оперение Китойского разлома маркируется китойским комплексом гранитоидов и основными и ультраосновными докембрийскими интрузиями. В более позднее время с этими разломами связаны гранитоиды саянского и таннуольского комплексов, а также разнообразные субвулканические и трещинные интрузии девонского возраста. В конце третичного и в четвертичное время южные разломы оперения Главного ствола Восточно-Саянской системы проявили большую тектоническую активность в процессе формирования кайнозойских и четвертичных впадин (Тункинской, Хойтагольской, Туранской, Мондинской, Ильчирской, Окинской), сопровождаются резкими и глубокими опусканиями отдельных блоков и излияниями кайнозойских и четвертичных лав.

Восточно-Саянский разлом является одним из самых крупных в своей системе. Он отделяет структуры Кембросаяна от Протеросаяна и прослеживается от Красноярска до Байкала. В южной части, примерно

до пересечения его рекой Окой, Восточно-Саянский разлом имеет простирание, близкое к меридиональному, и вместе с Китайским разломом представляет единую зону дробления. Лишь севернее долины р. Оки разлом резко поворачивает на запад и отсюда протягивается в северо-западном направлении до Красноярска, всюду являясь западным ограничением Дербинского антиклинория. На южном отрезке Восточно-Саянского разлома имеет место максимальное дробление соприкасающихся по нему разновозрастных структур. В этом месте наблюдается наиболее длительная и непрерывно проявляющаяся активность разлома, что способствует появлению в зоне главного ствола разлома долгоживущей зоны магматической проницаемости, пронизанной магматическими породами докембрия, нижнего и среднего палеозоя.

К северу зона дробления суживается и сменяется несколькими сближенными сопряженными разломами, проходящими в билинской свите, слагающей крыло антиклинория (Смирнов и др., 1963). Весьма характерно, что простирание рассеченных сбросом слоев примерно совпадает с направлением разлома; но уже за долиной р. Кижихема вследствие изменения простирания протерозойских пород Восточно-Саянский разлом начинает сечь отложения балыктыгхемской и билинской свит Дербинского антиклинория.

А. Д. Смирнов отмечает запрокинутое в сторону разлома залегание слоев билинской свиты. С самой линией разлома ныне совпадает широтный уступ, хорошо выраженный в рельефе. В его южной, опущенной части кембрийские слои круто падают на юг. При этом создается впечатление о существовании до разлома первичных изгибов крыла антиклинория и о его приспособлении к ним.

Далее до Артемовского прииска Восточно-Саянский разлом представляет собой систему сближенных и параллельных разломов, образующих зону интенсивного дробления шириной 5—7 км. Все разломы секут отложения позднего докембрия, венда и нижнего кембрия, которые в целом имеют то же простирание. Лишь в районах резкого изменения простирания слоев образованные ими структуры косо срезаются разломами. На запад от р. Балахтисон, где происходит виргация антиклинория, разлом также распадается на две расходящиеся ветви. Первая, по данным А. Д. Смирнова и др. (1963), отклоняется постепенно на север и уходит к верховьям р. Сисим, где пересекает поперек комплекс зеленых сланцев южной виргации широтного пучка складок Восточно-Саянского антиклинория; вторая уходит на запад в субширотном направлении и в свою очередь с юга отсекает те же складки от складчатых сооружений Кембросаяна.

В бассейне верхнего течения р. Сисим одна из указанных ветвей разлома выражена разрывом с амплитудой перемещения слоев в различных крыльях сброса примерно на 1,5 км. К северо-западу, в верховьях р. Дербиной, эта ветвь Восточно-Саянского разлома по простиранию сменяется своеобразной зоной дробления, которая в нижнем кембрии представляла собой подводные каналы для излияния нижнекембрийских эффузивов Сисимского синклинория (Хоментовский и др., 1960). На водоразделе рек Балахтисон и Сисим к зоне разлома приурочено несколько небольших интрузий ультраосновного состава. Д. И. Мусатов (1963) считает, что с зоной Восточно-Саянского разлома связана крупная Шиндинская межформационная интрузия, принадлежащая к танну-ольскому комплексу гранитоидов.

Плоскость Восточно-Саянского разлома в его северной половине, по данным Д. И. Мусатова (1963), падает на северо-северо-восток под углом 50—60°. Магнитное поле в зоне разлома характеризуется большими градиентами и узкими линейными аномалиями, которые, однако, имеют как положительные, так и отрицательные значения. Восточно-Са-



янский разлом по отношению к структурам Протеросаяна занимает следующее положение.

В настоящее время накапливается материал о горизонтальных перемещениях блоков в пределах Восточно-Саянской системы. Впервые на это указал Н. С. Зайцев (1960), а затем, опираясь на данные об особенностях тектонических нарушений вдоль Манско-Китойского разлома, о горизонтальных смещениях в Восточном Саяне писал А. В. Пейве (1961). Д. И. Мусатов считает, что горизонтальные движения блоков имеют место и вдоль Восточно-Саянского разлома. По этому поводу он пишет: «В частности, без предположения о горизонтальных перемещениях блоков трудно объяснить изгиб вблизи разломов складчатых структур архея (бирюсинская серия) и протерозоя (дербинская серия). Так, простирание складчатых структур первично субмеридионального направления в зонах глубинных разломов меняется на северо-западное, параллельное самим разломам. На современном эрозионном срезе очертание этих структур в плане имеет S-образную форму (сигмиды). По имеющимся данным трудно сделать заключение об одностороннем направлении горизонтального движения блоков» (Мусатов, 1963). Скорее всего, как считает Мусатов, имело место разнонаправленное их движение. Величину горизонтальных перемещений этот исследователь для Восточного Саяна оценивает в 80—100 км (Мусатов, 1963). Эти выводы хорошо согласуются с представлениями автора о горизонтальном движении Восточно-Саянского массива с востока на запад по отношению к Енисейскому кряжу, пришедшему вдоль крупного разлома, лежащего в основании Кузнецко-Алатауско-Иркинеевского авлакогена (Красильников, 1963).

Система разломов Енисейского кряжа изучена менее детально. Она образована пятью крупными разломами, линейно вытянутыми по простиранию Енисейского кряжа и разделяющими наиболее крупные структурные его элементы. Древность разломов подчеркивается автономностью развития каждой структурной зоны, проявившейся еще в протерозое и особенно отчетливо в позднем докембрии. Наиболее четко прослеживается Восточно-Енисейский разлом, отделяющий антиклинарий Карпинского от расположенной восточнее него области восточного прогиба. Он вытянут с юга на север более чем на 80 км. «Зона разлома состоит из нескольких параллельных дизъюнктивных нарушений, плоскости которых падают на восток под углом 60—70°. Блоки образуют ступенчатую систему со следами чешуйчатых надвигов. Общая ширина зоны разломов — от 4 до 16 км. Несколько южнее Ангары разлом перекрывается молодыми мезозойскими и четвертичными отложениями. Дальнейшее продолжение этой зоны намечается в северной части Енисейского кряжа» (Мусатов, 1963). Судя по тому, что вдоль зоны разлома располагаются тела таракских гранитоидов, он существовал уже в архее. Интенсивная гранитизация в зоне разлома всех позднедокембрийских отложений, за исключением вендских, свидетельствует о существовании на протяжении докембрия проницаемых зон, которые были «залечены» лишь в предвендское время.

К западу от Восточно-Енисейского разлома располагается сопровождающая его система трех разломов — Ишимбинского, Южно-Енисейского и Глушихинского, расположенных в пределах Южно-Енисейской (Канской) глыбы. Эти разломы ограничивают антиклинальную зону, а Южно-Енисейский разлом, видимо, сечет его осевую часть. В зоне разломов на дневную поверхность выведены глубоко метаморфизованные породы, располагающиеся в тектонических клиньях.

На основании глубокого метаморфизма они всегда относились к породам тейской серии и рассматривались как протерозойские. В настоящее время получены данные, что они являются позднедокембрий-

скими глубоко метаморфизованными породами, приуроченными к зонам разломов. Эти представления получили дальнейшее обоснование в работах М. Н. Белянкиной и Е. А. Долгинова (1963), изучавших Западно-Енисейский разлом (Приенисейский).

К западу от указанной системы располагаются два крупных разлома — Глушихинский и Западно-Енисейский. По данным И. В. Воробьева, их плоскости падают под углом  $60—65^\circ$  к востоку, а расстояние между разломами составляет не более  $40—60$  км при ширине самих зон  $2—4$  км. В докембрийское время между ними располагался геосинклинальный трог, окончивший свое существование в предвендское время. В венде и нижнем кембрии по названным разломам вновь произошло обрушение, приведшее к формированию в обрушенной зоне Манско-Енисейского внешнего геосинклинального прогиба (Мусатов, 1963). В позднем докембрии разломы служили каналами для излияния кислых и основных лав глушихинского комплекса, зонами внедрения позднедокембрийских гипербазитов и местами интенсивной гранитизации. Эти явления наиболее детально освещены в работе М. Н. Белянкиной и Е. А. Долгинова (1963).

В связи с полученными этими исследователями новыми данными о возрасте глубоко метаморфизованных пород докембрия в зоне Приенисейского разлома меняются прежние представления о тектонической структуре этой зоны, которая ранее представлялась как довольно резко выраженный антиклинорий. На основании одновозрастности разрезов в различной степени метаморфизованных отложений докембрия, залегающих в бассейнах рек Верхней Сурнихи и Исаковки, в верховьях р. Нижней Сурнихи, по мнению названных исследователей, устанавливается, что: 1) в данном районе Енисейского кряжа Приенисейский антиклинорий сложен исключительно образованиями позднедокембрийского возраста; 2) антиклинорий выражен не так резко, как это принято считать, а имеет вид пологого, слегка волнистого вала; 3) к восточному крылу Приенисейского антиклинория (реки Северная Тиса, Вороговка) происходит исчезновение гранитов посольненского комплекса и наблюдается резкий спад метаморфизма отложений позднего докембрия.

Из всего сказанного М. Н. Белянкиной и Е. А. Долгиновым делается вывод, что граниты и связанные с ними глубоко метаморфизованные породы позднего докембрия фиксируют зону гранитизации, вытянутую в северо-западном направлении вдоль сводовой части Приенисейского антиклинория. Ширина полосы гранитизации по простиранию антиклинория значительно варьирует от  $10$  до  $25$  км. Еще северо-западнее, к долине р. Кутукас, зона гранитизации резко сужается до ее полного выклинивания, что связано, по всей вероятности, с крупным поперечным разломом, проходящим вдоль долины р. Кутукас, существование которого устанавливается по целому ряду признаков (Белянкина, Долгинов, 1963).

На основании проведенных исследований было установлено, кроме того, что разные крылья Приенисейского антиклинория образованы отложениями различных фациальных зон. Западная фациальная зона представлена типичной офиолитовой формацией, а в восточной зоне мощность разреза позднедокембрийских отложений значительно сокращается вследствие того, что из него полностью выпадают вулканогенные образования основного состава и интрузии гипербазитов.

Как отмечает М. Н. Белянкина и Е. А. Долгинов (1963), к зонам гранитизации в пределах Приенисейского антиклинория приурочено образование ряда различных по размерам куполовидных и валообразных структур, разделенных узкими, иногда щелевидными синклиналями, представляющими шовные зоны, расположенные между отдельными более жесткими глыбами. Эти купола и валы представляют собой

типичные магматогенные структуры, а весь Приенисейский антиклинорий является, по мнению названных исследователей, крупной магматогенной структурой, возникшей над глубинным разломом в процессе гранитизации в его зоне осадочных толщ позднего докембрия.

### Кузнецко-Алатауская система глубинных разломов

В эту систему входят разломы северо-восточного или почти меридионального простирания, заложившиеся в периферической части салаирского континентального блока на границе стабилизированных и слабо консолидированных салаирид, в дальнейшем подвергшихся переработке каледонскими и раннегерцинскими складчатыми движениями. Таким образом, Кузнецко-Алатаускую систему глубинных разломов так же, как и Восточно-Саянскую, можно рассматривать как пограничную систему между Салаирским континентальным блоком и каледонской геосинклиналью. Основным ее отличием от Восточно-Саянской системы глубинных разломов является то, что она не разграничивала область континента и океана, хотя в позднем докембрии и являлась демаркационной линией между позднедокембрийской геосинклиналью и океаном.

Кузнецко-Алатауская система разломов образована двумя сближенными между собой, параллельно вытянутыми крупными разломами — Кузнецко-Алатауским и Козеюльским. Они протягиваются с юга на север от р. Абакан до Западно-Сибирской низменности и имеют в длину более 600 км. На юге Кузнецко-Алатауская система разломов смыкается с Курайско-Шапшальской зоной дробления и метаморфизма, а на севере под чехлом Западно-Сибирской низменности, по данным А. Я. Проводникова, продолжается на многие сотни километров. Наиболее сближены Кузнецко-Алатауский и Козеюльский разломы у Томского выступа кристаллических пород, где расстояние между ними — не более 5—6 км. На юг и север каждый из этих разломов отклоняется в западном и восточном направлениях, образуя две меридиональные дуги, обращенные вогнутыми сторонами на запад и восток. Соответственно с этим расстояния между ними на юге достигает 20—25 км, а на севере оно около 60 км. Заключенная между ними зона может рассматриваться как зона единого глубинного разлома, в пределах которой между главными стволами и оперяющей системой Кузнецко-Алатауского разлома зажаты блоки сильно метаморфизованных пород, образующих Томский, Терсинский и другие выступы кристаллических сланцев и гнейсов, или менее эродированные массивы, перекрытые позднедокембрийской карбонатной толщей (Мрасский массив).

Оперяющие системы обоих главных разломов отходят от их стволов лишь в одном восточном направлении, образуя систему северо-восточных, а на юге почти субширотных разломов. Наиболее развиты оперяющие разломы у Козеюльского глубинного разлома, прослеживающиеся под покровом Минусинского межгорного прогиба до Восточно-Саянского разлома, с которым и имеют ярко выраженное торцовое сочленение.

Менее развито оперение у Кузнецко-Алатауского глубинного разлома. Оперяющие разломы здесь появляются главным образом лишь на севере, в северо-западном отрезке Кузнецко-Алатауской дуги, всюду имея северо-северо-восточное и субмеридиональное простирания. Весьма характерно, что оперение Кузнецко-Алатауского разлома с Козеюльским часто имеет торцовое сочленение. Западное оперение у обоих разломов отсутствует.

Кузнецко-Алатауский глубинный разлом приурочен к геосинклинальному трогу, заполненному мощными сланцево-эффузивными обра-

зованиями позднего докембрия, нижнего и отчасти среднего кембрия, резко отличающимися от одновозрастных менее мощных карбонатных отложений геантиклинальных зон Минусинской геосинклинали. Сочетание этих структурных элементов, по представлению В. В. Хоментовского (1960), свидетельствует о том, что геосинклинальный трог был заложен в зоне разлома и, следовательно, возникновение последнего относится к более раннему этапу геологической истории, чем поздний докембрий.

Тем не менее активность этого разлома проявлялась в течение всей последующей геологической истории и сохранилась до настоящего времени, чему имеются многочисленные подтверждения в новейшей тектонике Кузнецкого Алатау. Надразломный характер геосинклинального трога особенно ярко проявился в осевой его части, представляющей собой зону высокой проницаемости. Эту часть прогиба образует полоса глубоко метаморфизованных пород, вытянутая по простиранию почти на 600 км при средней ширине 15 км. В пределах Кузнецкого Алатау в наиболее типичном виде она развита в Усинском районе, где простирается согласно с общим направлением складчатой структуры. Здесь можно наблюдать замещение по простиранию зеленых сланцев кондомской свиты, нередко сохраняющих реликты первичных эффузивных структур, амфиболитами и амфиболито-гнейсами. Крайним проявлением процесса метаморфизма в этой зоне являются своеобразные контаминированные габбро с ситовидной структурой темноцветных минералов, возникшие из амфиболитовых пород.

Метаморфические сланцы кибрасской свиты в зоне метаморфизма представлены кварцево-полевошпатово-слюдистыми, кварцево-полевошпатово-биотитовыми, мусковито-цоизитовыми, кварцево-графитовыми и другими сланцами, чередующимися с прослоями мраморов и кварцитов. «Постепенные» переходы этих пород к менее метаморфизованным образованиям кондомской и кибрасской свит позволяют В. В. Хоментовскому относить их к категории синтетектонических, или автохтонных, гранитов в понимании Г. Рида (1957).

В северо-западном направлении в верхнем течении р. Нижней Терси описываемую зону слагают породы кондомской и кибрасской свит. Далее к северо-западу, в районе хр. Тындын, по наблюдениям В. В. Хоментовского, ширина зоны сокращается и простирание ее заметно отклоняется к западу. Здесь от главной зоны отходит неширокая полоса менее метаморфизованных пород, прослеживающаяся вплоть до устья Большого Кундата. В ней степень метаморфизма, как правило, не превосходит стадии зеленых сланцев, возникших из пород не только алданского, но и ленского ярусов нижнего кембрия.

Далее зона измененных пород прослеживается от р. Нижней Терси вдоль долины Золотого Кита до северного окончания Кузнецкого Алатау, где она сужается до 5—6 км. В Томском массиве метаморфические породы по составу аналогичны продуктам метаморфизма кондомской и кибрасской свит и слагают в его пределах узкие линзовидные участки, заключенные между массивами гранито-гнейсов. Их состав и характер взаимоотношений с вмещающими породами аналогичен синтетектоническим гранитам Усинского района. Зона метаморфизованных пород образует несколько ветвей, каждая из которых имеет от 1 до 8 км. Они простираются в северо-северо-восточном направлении и выражены полосами интенсивной рассланцовки и разлистования с мельчайшими смещениями вдоль плоскостей кливажа. В зоне разлома развиты хлоритовые, хлорит-серицит-эпидот-актинолитовые сланцы, часто с кварцем, магнетитом, тальком. Формирование приразломной зоны было длительным. Так, порожинский интрузивный массив кембрийского возраста в своем простирании совпадает с направлением зоны смятия. Гнейсовые

текстуры в гранитах, обусловленные протоклазом, появляются в эндо-контактных частях массива на продолжении зоны смятия и согласно с ее направлением. Полосы милонитизации и рассланцовки гранитов имели место после его кристаллизации, протягиваются вдоль зоны смятия. Наконец, полосы брекчированных пород и типичных брекчий отражают сравнительно юные дислокаций в условиях небольших глубин.

Вдоль рассматриваемой зоны происходили многократные глыбовые движения. В опущенных участках с амплитудой опускания порядка первых сотен метров в Казаньском районе среди кембрийских толщ, как указывает Ю. Г. Щербаков, сохранились отложения среднего девона и нижней юры. Таким образом, Кузнецко-Алатауская зона глубинного разлома представляет собой сложный комплекс структур, возникших в разное время, различных по происхождению и морфологии и отражающих длительный период развития глубинного разлома.

Далее на юг, в районе Телецкого озера, рассматриваемая зона смыкается с Курайско-Шапшальской зоной высоко метаморфизованных пород. В. В. Хоментовский (1960), подводя итог характеристике Кузнецко-Алатауской зоны разломов, отмечает, что метаморфические толщи Кузнецкого Алатау образуют единую зону. На всем протяжении эта зона приурочена к осевой части геосинклинального прогиба, причем наблюдается удивительное сходство контуров обоих структурных элементов: расширение прогиба сопровождается расширением зоны, а дугообразные изгибы первого весьма точно повторяют второй.

Козеюльский разлом наиболее полно описан Д. И. Мусатовым (1963). Этим исследователем он отнесен к категории глубинных. С таким выводом едва ли можно согласиться, хотя необходимо признать, что он по многим параметрам подходит к этой категории. В этом отношении мы полностью разделяем точку зрения Хоментовского, который рассматривает всю зону Кузнецко-Алатауских разломов в целом как зону единого глубинного разлома. Козеюльский разлом протягивается примерно на 400 км. Ширина зоны разлома колеблется от 4—6 до 15—20 км. Морфология Козеюльского разлома изучена сейсмическим и магнитным профилированием зоны разлома и геологическими наблюдениями с поверхности. Этими исследованиями было установлено, что в западной части зоны глубинного разлома располагается крупный разрыв, трещина которого падает под углом 65—70° на востоке. Ширина зоны составляет 300—600 м. По геофизическим данным зона разлома прослеживается на глубину не менее 5 км. Восточнее основное нарушение сопровождается второстепенными разломами, вытянутыми параллельно ему. Их ширина колеблется от 1—2 до 20—30 м. Блоки между этими разломами опущены на различную глубину и образуют в разрезе как бы гигантскую лестницу. В структурном отношении зона разлома представляет ступенчатую грабен-синклиналь, западное крыло которой опущено по плоскости главного разлома, а восточное имеет нормальные стратиграфические контакты. В ширину эта грабен-синклиналь в южной ее части достигает 12 км. Имеющиеся геофизические данные позволяют полагать, что Козеюльский разлом продолжается в фундаменте Западно-Сибирской низменности далеко на север (Мусатов, 1963). В центральной и северной частях Козеюльского разлома в верхнем кембрии и ордовике формировались крупные гранитные массивы — Тыгертышский, Центральный и др. По данным А. И. Филипповой, это очень крупные пластовые тела. Они всегда располагаются в висячем боку плоскости разлома, размещаются в прогнутых частях геоантиклинальных поднятий, прилегающих к зонам глубинных разломов, и имеют блюдцеобразную форму. Для них характерны весьма слабая дифференциация, однородность состава и массовое развитие роговиков во вмещающих породах как проявление мощного фронта силификации. Все это

позволяет Мусатову вслед за Филипповой предполагать их метасоматическое происхождение.

Козеюльский разлом заложился в позднем докембрии как пограничная дизъюнктивная дислокация Кузнецко-Алатауской зоны разломов, отделяющая позднедокембрийский геосинклинальный трог от карбонатной Минусинской геосинклинали. На севере он, видимо, смыкается с Аргино-Иркинеевским авлакогеном, т. е. структурой, заведомо существовавшей в позднем докембрии. Наиболее активно Козеюльский разлом проявил себя в венде и нижнем кембрии. Мусатов наблюдал захваченные известняками ленского яруса крупные обломки синийских (позднедокембрийских) и раннекембрийских вулканогенных пород. Этот факт, по мнению Мусатова, показывает, что амплитуда вертикальных перемещений по разлому к концу нижнекембрийской эпохи составляла не менее 2—3 км. Активность разлома имела место и в ордовике, когда в зоне разлома формировались метасоматические гранитоиды Тыгертышской интрузии, и в силуре при излиянии кислых лав тейской свиты, сопровождавшемся внедрением силурийских трещинных интрузий гранит-порфиров.

Наибольшей активности Козеюльский разлом достиг в девоне, когда он играл роль западного ограничения Минусинского межгорного прогиба. В это время величину вертикального перемещения блоков по этому разлому Мусатов оценивает в 7—8 км. В современном рельефе Козеюльский разлом хорошо выражен в виде уступа.

Характерными особенностями Козеюльского разлома, отличающими его от Кузнецко-Алатауского, являются следующие: разлом не разделяет структурно-фациальные зоны, он сечет как область позднедокембрийского трога, так и геоантиклинальные поднятия Минусинской геосинклинали; его не сопровождают комплекс глубоко метаморфизованных пород и пояса проницаемости; вдоль него лишь в отдельные отрезки нижнего и отчасти среднего кембрия формировались магматически проницаемые зоны; наконец, Козеюльский разлом совершенно лишен гипербазитов, чрезвычайно свойственных Кузнецко-Алатаускому разлому.

Исследованиями Г. В. Пинус, В. А. Кузнецова и И. М. Волохова (1958) было установлено, что в пределах Кузнецкого Алатау в зоне глубинного разлома имеется по меньшей мере два гипербазитовых пояса, приуроченных к области распространения ниже-среднекембрийской офиолитовой формации. Эти представления опровергаются исследованиями Моссаковского, который считает, что в Кузнецком Алатау не наблюдается отчетливо выраженного гипербазитового пояса. Здесь проявление гипербазитовых интрузий сконцентрировано в отдельных узлах и линейные (поясовые) участки их распространения прослеживаются на очень незначительных расстояниях. Гипербазитовые тела группируются в местах стыков нескольких смежных и в то же время различно ориентированных (выделенных им) промежуточных вулканических структурно-фациальных зон.

Козеюльский разлом сопровождается с юга на север густой сетью оперяющих разломов — Уйбатским, Тогарским, Батеневским, Азыртальским (представляющим виргацию Батеневского разлома), Ербинским, Балахтинско-Джиримским, а также системой виргирующих разломов, среди которых наиболее крупными являются Сыдинский и Кокоревский. Все перечисленные разломы дают виргации только в южном направлении. Возраст их заложения точно не известен, но не вызывает сомнений, что он не моложе нижнего кембрия, так как некоторые разломы сопровождаются зонами магматической проницаемости, по которым происходили излияния нижнекембрийских основных эффузивов и комагматических им ниже-среднекембрийских интрузий основного и щелочного состава. В среднекембрийское время с зонами разломов связаны тела

гранитоидных интрузий таннуольского комплекса. Наибольшей активности разломы достигли в девонское время, когда по ним происходило формирование конседиментационных и штамповых складчато-глыбовых структур в девонском, а затем каменноугольном и пермском осадочно-вулканогенном чехле Минусинского межгорного прогиба. Весьма характерно распространение девонских щелочных интрузий вдоль восточного и западного краев Минусинского прогиба. В 1960 г. Л. И. Алабиным и Ю. Г. Щербаковым вдоль Козеюльского разлома и крупных оперяющих его трещин в местах сочленения с главным стволом разлома были выявлены цепочки девонских щелочных интрузий, указывающих на активную роль разломов горного обрамления Минусинского межгорного прогиба. Такие же цепочки девонских интрузий были выявлены В. Д. Чеховичем в зоне сочленения Южно-Минусинской впадины и поднятия Восточного Саяна.

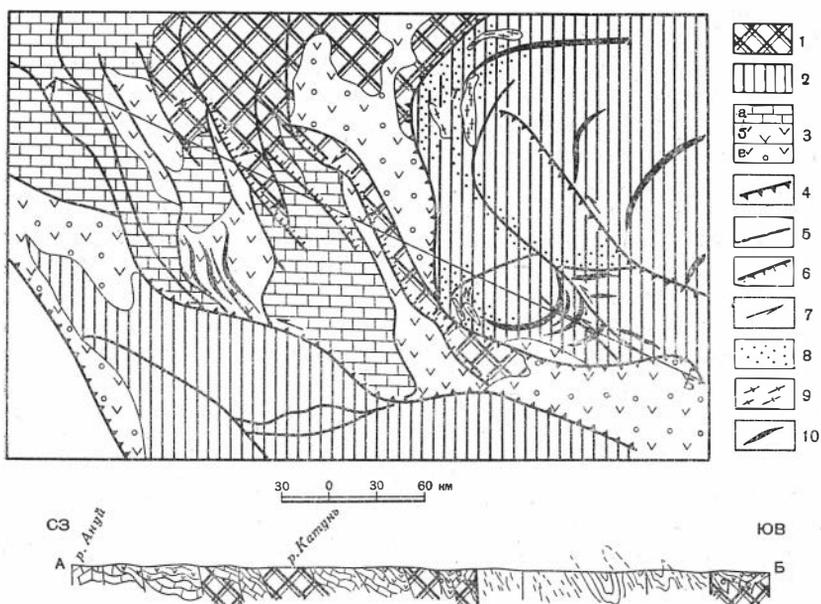
### Курайско-Шапшальская система разломов

Курайско-Шапшальская система разломов на западе ограничена Курайско-Телецким, а на востоке Шапшальским глубинными разломами. Разломы имеют северо-западное простирание и представляют собой систему коротких, прямолинейных, не ветвящихся, тесно сближенных между собой разрывов, среди которых наиболее крупными являются Башкаусский и Кара-Хемский. Система разломов проявилась на границе салаирских складчатых сооружений Уймено-Лебедского прогиба и вендско-нижнесреднекембрийской эвгеосинклинали Западного Саяна, но время заложения разломов гораздо более древнее, так как в позднем докембрии они служили границами раздела различных структурно-фациальных зон позднедокембрийской геосинклинальной системы. Есть основание считать, что Курайско-Телецкий разлом, на севере смыкающийся с Кузнецко-Алатауским, представляет с ним одно целое и также имеет протерозойско-архейский возраст заложения (фиг. 12).

Курайско-Телецкий разлом отделяет складчатые сооружения Горного Алтая от Западно-Саянской зоны. Наиболее полно он изучен В. А. Кузнецовым и геологами ВАГТ, проводившими в этом районе среднемасштабную геологическую съемку. Курайско-Телецкий разлом на всем протяжении выражен чрезвычайно ярко. Во-первых, он всюду разделяет разновозрастные складчатые сооружения с совершенно различной геологической историей; во-вторых, сам шов всюду сопровождается зоной интенсивного метаморфизма, рассланцевания, плейчатости, кливажа, складками волочения. Ширина зоны разлома колеблется от 210—300 м до 1 км.

Широтный отрезок Курайско-Телецкого глубинного разлома, известный под названием Курайской зоны, отделяет Башкаусский синклинорий от Чуйского. К северу от Юстыдской брахисинклинали «ствол» зоны представляет собой серию сближенных ветвящихся разломов, между которыми расположены линзовидные блоки пород различного возраста: нижнекембрийского, верхнекембрийского, девонского и средне-верхнекаменноугольного. В северо-западном направлении от главного ствола отходит серия оперяющих ветвей, таких, как Кара-Хемский и Башкаусский. Они так же, как и основной ствол, имеют вертикальную ориентировку плоскостей сместителей (Пожарский, 1964).

К западу от р. Большая Кокурн до ртутного месторождения Акташ Курайская зона представлена крупным разрывом, проходящим в осевой части Курайского хребта. Главный ствол сопровождается серией более мелких субпараллельных разломов, различных по значимости, протяженности и ориентировке плоскостей сместителей. Именно этот



Фиг. 12. Схема тангенциальных перемещений блоков Горного Алтая (по И. Ф. Пожарнскому)

Складчатые сооружения: 1 — салаприды (вендско-нижне-среднекембрийский структурный комплекс); 2 — каледониды (верхнекембрийско-ордовикско-силурийский структурный комплекс); 3 — герциниды: а — силуро-девонский осадочный комплекс Ануйско-Чуйской геосинклинали. б — девонский структурный комплекс. в — герцинские складчатые сооружения, сформированные на месте внешних геосинклиналиных прогибов. Разрывные нарушения: 4 — зоны глубинных разломов; 5 — сбросы и сбросо-сдвиги; 6 — надвиги; 7 — направленные перемещения блока; 8 — крупные зоны высокометаморфизованных пород (Т — Телецкая, К — Курайская); 9 — массивы гнейсовидных гранитов нижнеордовикского возраста; 10 — оси некоторых частных структур

разлом и является границей зон с различной геологической историей. Так, разрезы вендско-кембрийских отложений в пределах Катунской и Западно-Саянской зон резко различаются как по формационному составу, так и по их полноте. Флишоидные отложения верхнего кембрия к северу от разлома имеют мощность 3—4 км, а к югу — всего лишь несколько сот метров. Даже в пределах единой структуры, сформированной на месте внешнего геосинклиналиного Чуйского прогиба, как отмечает И. Ф. Пожарнский (1964), мы имеем заметную разницу в строении крыльев Курайской грабен-синклинали, разделенной примерно пополам основным швом зоны Курайского разлома. Так, отложения эйфельского возраста в южном районе представлены толщей преимущественно основных эффузивов, а в северном — кислых; живетские отложения, имеющие в южном районе мощность до 2000 м, почти полностью отсутствуют в северном.

Еще большие отличия наблюдаются в верхнедевонских отложениях, когда в южном районе происходило накопление тонкообломочных пород с прослоями органогенных известняков с морской фауной, а в северном значительную роль играли грубообломочные отложения моласоидного типа, содержащие остатки флоры. Наконец, в кайнозое в пределах южного района по разломам Курайской зоны закладывается межгорная котловина, выполненная озерными отложениями (Пожарнский, 1964).

В пределах Курайской зоны в районе месторождения Акташ и в некоторых участках восточнее распространены породы фаменского и средне-верхнекаменноугольного возрастов, отсутствующие в окружающих районах. Они намечают зону интенсивных и длительных прогибаний

шовных надразломных прогибов, широко распространенных в Саяно-Алтайской области и всегда пространственно ассоциирующихся со стволами крупных глубинных разломов. Меридиональный отрезок Курайско-Телецкого глубинного разлома в районе Телецкого озера представлен серией сближенных ветвящихся разломов, в зоне которых располагаются цепочки небольших линзовидных тел среднекембрийских гипербазитов, ассоциирующихся с вулканогенными ниже-среднекембрийскими офиолитовыми поясами. Офиолитовые пояса сопровождаются зонами расланцевания, гидротермально измененными породами и телами молодых гранитоидов.

Курайско-Телецкий разлом оперяется системой крупных разломов. Они отходят от основного шва под очень небольшим углом в отличие от восточной части разлома, где этот угол достаточно велик. И. Ф. Пожариский отмечает, что чаще всего оперяющие разрывы образуют пологие дуги и вновь смыкаются с основным швом, оконтуривая линзовидные блоки. По наблюдениям Пожариского, отмечается своеобразная закономерность ориентировки поверхностей сместителей этих разломов. К югу от основного шва падения плоскостей имеют северное и северо-восточное направления. Так ориентированы плоскости крупных надвиговых структур, например Акташского и Чаган-Узунского надвигов, крупного безымянного надвига, проходящего в основании Курайского хребта в районе пос. Чаган-Узун, а также множества более мелких оперяющих и самостоятельных разрывов. Разрывы, как отмечает И. Ф. Пожариский, расположенные севернее основного шва, ориентированы чаще всего вертикально. Однако крупная надвиговая структура в верховьях р. Узун-Оюк имеет падение плоскости сместителя на юг, т. е. навстречу плоскостям надвигов южного блока.

И. Ф. Пожариский считает, что причины этого явления неясны. В качестве предположения он высказывает мысль о том, что эти структуры, хотя и были созданы разновозрастными движениями, но являются различными по характеру движения смежных блоков. Разрывы северного района, вероятно, являются надвигами, а структуры южного склона Курайского хребта — поддвигами.

К зоне Курайско-Телецкого разлома и его оперения в продолжение всей геологической истории разлома были приурочены разновозрастные плутоны, что подчеркивает контроль интрузивной деятельности со стороны разрывных нарушений. В пределах Курайско-Телецкого разлома присутствуют все представители интрузивных комплексов Горного Алтая: гипербазиты и габброиды среднекембрийского возраста, метасоматические гранитоиды нижнеордовикского комплекса и все более молодые интрузии, вплоть до девонских.

Шапшальский глубинный разлом ограничивает с северо-востока Чулышманский антиклинорий. Он располагается внутри единой по возрасту каледонской зоны. Морфологически Шапшальский разлом выражен серией сближенных субпараллельных дизъюнктивов, вблизи которых осадочные и интрузивные породы всех без исключения возрастов интенсивно расланцованы и милонитизированы. Мощность зон, где проявился динамометаморфизм, колеблется в пределах 0,3—3,0 км. К глубинному разлому приурочены также зоны термального метаморфизма, в пределах которых породы превращены в кристаллические сланцы и гнейсы; мощность их измеряется первыми километрами (Пожариский, 1964). Шапшальский разлом относится к категории глубинных разломов. Ему присущи большая протяженность (порядка 250 км), значительные различия разрезов в разделяемых разломом блоках (широкое развитие нижнеордовикских, силурийских и девонских отложений в пределах Западно-Саянского синклинория при практически полном их отсутствии в пределах Чулышманского антиклинория), контроль интрузивной дея-

тельности (наличие в пределах зоны разлома массивов гранитоидов почти всех комплексов и, что особенно важно, крупных тел гипербазитов), наконец, связь с Шапшальским разломом шовных прогибов. Основные этапы развития Шапшальского разлома описаны А. М. Боровиковым (1963), данные которого мы ниже и приводим. Этот исследователь в зону Шапшальского разлома включает Западно-Шапшальский и параллельный ему Восточно-Шапшальский разломы.

В нижнем — среднем кембрии Западно-Шапшальский разлом является местом интенсивных излияний основных лав и внедрениям многочисленных интрузий гипербазитов. В верхнем кембрии — ордовике в восточной части Горного Алтая возник глубокий вторичный геосинклинальный прогиб (Шапшальская геосинклиналь), вытянутый в северо-западном направлении. В это же время происходило интенсивное дробление и некоторое погружение западной окраины Тувинского массива. Зона Восточно-Шапшальского разлома проходит между областями разной интенсивности погружения. При этом в осевой зоне глубинного разлома развились самые напряженные тектонические движения, идущие на фоне максимальных погружений.

В верхнем ордовике в зоне глубинного разлома формируются крупные тела гранитоидов шапшальского комплекса. В среднепалеозойское время вдоль Шапшальской зоны возник уступ, разделяющий Тувинский межгорный прогиб и приподнятые каледонские массивы Горного Алтая. К Шапшальской зоне также приурочены многочисленные интрузии девонского возраста и сопровождающая их своеобразная железисто-карбонатная минерализация с повышенными концентрациями молибдена, свинца и серебра.

В каменноугольный и юрский периоды вдоль зоны Западно-Шапшальского разлома развивались узкие несимметричные прогибы приразломного типа, выполненные грубообломочными и угленосными отложениями.

В конце третичного — начале четвертичного периода на востоке Горного Алтая возникло широкое глыбовое поднятие северо-западного простирания, ось которого примерно совпадала с осью Шапшальской зоны и располагалась поперечно к оси Западного Саяна. Во внутренней структуре поднятия выделяются отдельные блоки, приподнятые на разные гипсометрические уровни. Движение этих блоков, как считает А. М. Боровиков, происходило по древним палеозойским разломам, элементам Шапшальского глубинного разлома.

В результате четвертичной эрозии был отпрепарирован Шапшальский хребет.

В настоящее время зона Шапшальского разлома отличается повышенной сейсмичностью.

### **Салаиро-Сарсинско-Курайская система**

Салаиро-Сарсинско-Курайский разлом, представляющий ствол всей системы, является пограничной структурой между областью средне-верхнекембрийской консолидации Катунского антиклинория и раннегерцинскими складчатыми сооружениями Ануйско-Чуйской геосинклинали. На севере Главный ствол системы разломом отделяет Салаирский краж, в пределах которого имела место средне-верхнекембрийская складчатость, от областей, по своему развитию ближе стоящих к Ануйско-Чуйской геосинклинали. Таким образом, Салаиро-Сарсинско-Курайский разлом представляет собой одну из наиболее крупных и важных тектонических зон Горного Алтая. В длину он вытянут более чем на 600 км и образует в плане крупную дугу, выпуклой стороной обращенную на запад. Южная часть дуги простирается в северо-западном направлении,

а северная — в субмеридиональном с некоторым отклонением на северо-восток и в своих очертаниях довольно точно повторяет контуры Кузнецко-Алатауского глубинного разлома. Под покровом мезо-кайнозойских отложений главный разлом прослеживается геофизическими методами еще на многие сотни километров. Салаиро-Сарсинско-Курайская система, как и все системы Саяно-Алтайской складчатой области, имеет асимметричное строение. Асимметрия выражается в чрезвычайно сильном развитии сетки восточных оперяющих разломов и полном их отсутствии в области, расположенной к западу от Главного ствола системы. Надо отметить, что Салаиро-Сарсинско-Курайская система разломов в таком виде выделяется впервые. Наиболее близка она к Сарсинско-Курайской системе разломов, отмеченной в 1961 г. В. А. Кузнецовым, который в нее включил, с одной стороны, Сарсинский разлом, смыкающийся на севере с Салаирскими разломами, и с другой — Курайский, отвечающий нашему Катунскому разлому. Всю систему Сарсинско-Курайского разлома В. А. Кузнецов представлял как ряд кулисообразно подстилающих друг друга крупных разломов северо-западного простирания.

Учитывая особенности ветвления разломов, выявленные нами в Саяно-Алтайской области, мы сочли возможным дать иную трактовку сочленения отдельных разломов. Прежде всего все разломы Катунско-Бийской зоны В. А. Кузнецова (Кузнецов, 1964) мы рассматриваем не как систему кулисных разломов, а как разломы оперения Главного ствола, за который нами принимается на севере один из Салаирских разломов, затем Сарсинский и восточный отрезок Баратальского. Отдельные фрагменты этого разлома скрыты под девонскими образованиями Ануйско-Чуйского прогиба, которые в зоне разлома образуют своеобразные шовные прогибы, очень сходные с другими шовными прогибами Саяно-Алтайской складчатой области.

Салаиро-Сарсинско-Курайская система разломов как активная зона существовала уже в вендско-нижне-среднекембрийское время, о чем свидетельствуют гипербазитовые пояса, расположенные в Салаире, Катунском антиклинории и Курайской зоне вдоль Главного ствола.

В. А. Кузнецов (1964) отмечает, что Сарсинско-Курайская зона является зоной локального проявления магматизма и эндогенной минерализации. Так, вдоль зоны четко локализируются древнекаледонские гранитоидные интрузии, обычно сопровождающиеся метаморфизмом пород, формированием линейных зон гнейсов и кристаллических сланцев. Представителем такой линейной зоны метаморфизма, гранитизации и гранитных интрузий, по его мнению, является Шадринско-Курайская зона в осевой водораздельной части Курайского хребта, т. е. там, где имеет место максимальное сближение стволов трех систем разломов — Курайско-Телецкого, Салаиро-Сарсинско-Курайского и Чарышко-Теректинского.

Салаиро-Сарсинско-Курайский разлом начинается в юго-восточном Алтае, где он чрезвычайно сближен с Курайско-Телецким разломом. Здесь вдоль зоны разлома вытянуты участки интенсивно метаморфизованных пород. Далее на северо-запад тектонический шов отделяет вендские и нижнекембрийские образования Баратальского горста от девонских отложений Ануйско-Чуйской впадины. В зоне контакта возникла своеобразная шовная структура, известная как Курайский шовный прогиб. Далее на северо-запад, в зоне сочленения Ануйско-Чуйской и Катунской зон, в девонских отложениях развился второй шовный прогиб — Бельгебашский. Третьим таким прогибом является Сарсинский. В кембрийских карбонатных толщах Катунского антиклинория вблизи указанных прогибов всегда появляются гипербазитовые тела, в совокупности намечающие вдоль линии всего Главного ствола четкообразно

вытянутый гипербазитовый пояс. В меньшей степени вдоль Главного ствола разлома проявилась магматическая деятельность герцинского этапа, в частности герцинские гранитные интрузии (В. А. Кузнецов, 1964). Сарсинско-Курайская зона, по представлениям В. А. Кузнецова, является линейной зоной эндогенного, особенно сурьмяно-ртутного, оруденения.

Из оперяющих разломов назовем следующие, с юга на север: Кадринско-Баратальский, ограничивающий с востока Катунский антиклинорий, Бельгешашский, Катунский, являющийся пограничной зоной между Катунской и Ануйско-Чуйской зонами. Виргации Катунского и Главного разломов образуют сложную систему дугообразно изогнутых разломов Салаира. Важное значение имеет Кузнецкий разлом северо-восточного простирания, отделяющий в венде и нижнем кембрии Салаирский антиклинорий и Кузнецкий синклинорий от структур Катунского антиклинория и Уйменского синклинория. Все перечисленные разломы служат границами различных структурно-фациальных зон и устойчиво себя проявляли как подвижные швы в ордовике, силуре, девоне и в ряде случаев в верхнем палеозое. В настоящее время имеются данные о наличии в некоторых их приразломных прогибах юрских и третичных отложений большой мощности.

### Чарышско-Теректинская система

Чарышско-Теректинская система разломов возникла еще в венде или, может быть, несколько ранее, при обрушении океанического блока и заложении в зоне погружения вендско-нижне-среднекембрийской эвгеосинклинали. С верхнекембрийско-ордовикско-силурийского времени активизация этой системы способствовала погружению еще слабо консолидированного Салаирского континентального блока и возникновению в зоне обрушения наложенных и остаточных геосинклинальных прогибов. В частности, ствол этой системы являлся юго-западным ограничением каледонской остаточной геосинклинали, существующей на территории центральной части Горного Алтая (Ануйско-Чуйская, Телецкая, Коргонская зоны) в верхнем кембрии, ордовике и силуре.

Значительную роль Чарышско-Теректинская система разломов играла и при среднепалеозойской экспансии геосинклинального режима в область каледонского континентального блока, когда в его пределах были заложены Ануйско-Чуйская геосинклиналь, Коргонский наложенный прогиб и закончил свое формирование Талицкий антиклинорий. В истории формирования этих структур ведущую роль сыграли дифференцированные движения блоков земной коры, ограниченные оперением Чарышско-Теректинской системы разломов.

И. Ф. Пожариский показал, что в разные этапы развития Чарышско-Теректинской системы разломов различные ее элементы играли неодинаковую роль и функционировали то как глубинные, то как простые разломы. Так, наблюдая северо-западное оперение Чарышско-Теректинского разлома, И. Ф. Пожариский пришел к выводу об изменении во времени положения и ориентировки активных разломов Чарышско-Теректинской зоны. По представлениям И. Ф. Пожариского, наиболее древние движения (в ордовике) происходили по разломам северо-западного и субмеридионального направлений, расположенным, вероятно всего, севернее описанного участка; в верхнем силуре активные разломы имели северо-западное, а в конце девона — субширотное направления, совпадающие с их современным положением. И. Ф. Пожариский считает, что подобное изменение ориентировки активных зон во времени должно было вполне естественно обусловить различное положение их в районах, расположенных западнее на разных этапах развития. Действи-

тельно, на северо-западе Горного Алтая мы не имеем столь ярко выраженной единой зоны разлома, как в центральной и юго-восточной его частях. Крупный разлом, ограничивающий с северо-востока Талицкий антиклинорий, описанный В. С. Заико-Новацким (1956) как часть Башелак-Южно-Чуйского глубинного разлома, по мнению И. Ф. Пожариского, не обладает всем комплексом признаков, характерных для структур этого типа. Возрастной контраст пород в прилегающих к разлому блоках невелик; фации и характер дислокаций разновозрастных пород в них примерно одинаковы. По тем же причинам, по представлениям И. Ф. Пожариского, нельзя назвать глубинным разлом, органичивающий с юго-запада Талицкий антиклинорий. Ни та, ни другая зоны не являются границами складчатых сооружений различных возрастов. Очевидно, указанные дислокации не являлись глубинными структурами в полном смысле этого термина, а представляли собой местные крупные региональные разломы, лишь в отдельные моменты геологической истории приближающиеся по своей значимости к глубинным. Поэтому, касаясь дискуссионного вопроса о том, как проводить главный ствол Чарышко-Теректинской системы разломов, мы вслед за И. Ф. Пожариским, В. А. Кузнецовым и И. И. Белостоцким проводим его по юго-западной окраине каледонской зоны Горного Алтая, т. е. по разломам, ограничивающим с северо-запада Холзунско-Чуйский антиклинорий, и далее под покровом девонских отложений Коргонского прогиба протягиваем до соединения его с северо-западной зоной смятия. Тогда все остальные разломы этой системы, в том числе и наиболее крупные, такие, как Талицкий и Башелак-Южно-Чуйский, являются его юго-восточным оперением, а сама система, как и все системы Алтае-Саянской области, асимметрична с оперением, развитым лишь по одну сторону от ее главного ствола.

Чарышко-Теректинский глубинный разлом на юго-востоке скрыт под кайнозойскими отложениями Чуйской котловины, и лишь в районе пос. Ташанта можно наблюдать серию разрывов, приводящих в соприкосновение верхнекембрийские и налегающие на них слабо дислоцированные эйфельские отложения с живецкими толщами Чуйского синклинория.

Далее к западу от окраины Чуйской степи до восточного окончания Коргонского синклинория Чарышко-Теректинский разлом выражен чрезвычайно ярко. На этом участке он разграничивает Холзунско-Чуйский антиклинорий и Ануйско-Чуйский синклинорий. Описание ствола Чарышко-Теректинского разлома наиболее полно дано В. С. Заико-Новацким (1956). По данным этого исследователя и сделанным к ним дополнениям И. Ф. Пожариского (1964), зона глубинного разлома представляет собой серию ветвящихся сближенных разломов, образующих ствол, от которого отходит ряд ветвей — крупных региональных разломов. Амплитуда вертикального перемещения отдельных блоков достигает нескольких километров. Крупные разломы сопровождаются бесчисленным множеством оперяющих трещин второго и более высоких порядков. Между ними заключены узкие линзовидные блоки, вытянутые по направлению простирания основной зоны разлома и сложенные породами самого различного возраста, от венда до нижнего карбона включительно. Разрывы фиксируются мощными, до 300 м, полосами тектонических брекчий, зонами расланцевания и милонитизации пород с участками гидротермальной их переработки. Поверхность отдельности пород в блоках покрыта «зеркалами скольжения», причем наблюдается горизонтальная ориентировка штрихов. Эти явления имеют место как в пределах осевой зоны ствола, так и вблизи оперяющих разломов, хотя и в несколько меньших масштабах (Пожариский, 1964). Далее ствол Чарышко-Теректинского разлома скрыт под девонскими отложениями

наложенного Коргонского прогиба, соединяющего узким проливом Ануйско-Чуйскую и Рудно-Алтайскую зоны. Наложенный характер прогиба на каледонскую структуру и в то же время большая полнота и мощность девонского разреза при ограничении его с севера и юга разломами позволяют рассматривать Коргонский прогиб как своеобразный надразломный, вернее шовный, прогиб, возникший в зоне ствола Чарышко-Теректинского разлома (Кузнецов, 1964; Белостоцкий, 1960; Пожариский, 1964 и др.).

В этом отношении чрезвычайно показательно то, что Коргонский прогиб лежит в зоне сочленения типичной каледонской и типичной герцинской зон Горного Алтая. Так, ордовикские и силурийские толщи Чарышского и Ануйского синклиналиев принадлежат к терригенно-карбонатной формации, составляющей основу собственно геосинклинального комплекса герцинид. Эти же отложения в пределах Холзунско-Чуйского антиклинория развиты очень слабо и представлены пестроцветной терригенной формацией (Пожариский, 1964). В. А. Кузнецов (1964), изучавший магматизм Чарышко-Теректинской зоны разлома, указывает, что вдоль этого разлома располагаются разновозрастные и разнотипные проявления магматизма. К ней приурочены кембрийские гипербазитовые интрузии, слагающие Теректинский гипербазитовый пояс. Далее к Чарышскому звену этой зоны четко приурочена серия мелких массивов габбро-диабазов, выделенных В. А. Кузнецовым в особый Чарышский интрузивный комплекс раннегерцинского возраста. Можно отметить также особенно обильные излияния вдоль этой зоны разломов древних лав. К этой же зоне и ее ответвлениям приурочены некоторые гранитоидные интрузии и позднегерцинский Теректинский дайковый комплекс, который относится нами и В. А. Кузнецовым к группе малых посторогенных интрузий. В систему Чарышко-Теректинских разломов, видимо, можно отнести Тигерецко-Чуйский разлом, или зону смятия, хотя этот вопрос в настоящее время требует дальнейшего изучения.

Северо-восточная и Иртышская зоны смятия представляют собой две наиболее крайние западные системы глубинных разломов Саяно-Алтайской складчатой области. В отличие от рассмотренных систем глубинных разломов они имеют более простое строение и почти совершенно лишены оперяющих систем. Они будут рассмотрены ниже при описании зон сжатия.

## **СУБШИРОТНАЯ СИСТЕМА РАЗЛОМОВ**

К субширотной системе разломов с юга на север относятся субширотные разломы Минусинской котловины (Кузнецко-Иркинеевский авлакоген), Западного Саяна (Кандатский), Тувы (Агардатско-Окинский и Саяно-Куртушибинский, Азасский и др.).

### **Кузнецко-Иркинеевский авлакоген**

Кузнецко-Иркинеевский авлакоген как тектоническая структура, связанная в своем возникновении с крупной зоной глубинных разломов, впервые на тектонических картах выделена Ю. А. Косыгиным и др. (Карта докембрийской тектоники Сибири, 1962).

Анализ геофизических и геологических данных, как это считает Д. И. Мусатов (1963), подтверждает эту идею и высказанные ранее по этому поводу соображения.

Так, магнитное и гравитационное поля вдоль рассматриваемой линии отличаются узкими протяженными положительными аномалиями и большими градиентами; к этой зоне приурочены интрузии ультраосновных и основных пород, известные на Чадобецком поднятии; протяженность и длительность существования разлома подчеркивает его глубин-

ный характер. Вдоль зоны разлома, по представлениям Д. И. Мусатова (1963) и нашим (Красильников, 1963), по-видимому, происходили горизонтальные перемещения блоков, вызвавшие главный изгиб синийских (поздне-докембрийских) и вендско-нижнекембрийских структур в бассейне р. Тасеевки. На западе Иркинеевский авлакоген, видимо, смыкался с шовной зоной хр. Арги, которая характеризуется положительными аномалиями гравитационного поля.

### Кандатская система

Кандатская система глубинных разломов возникла в глубоком докембрии между первичной нижнепротерозойской карбонатной плитой Минусинской геосинклинали и океаническим блоком, расположенным тогда в области Западного Саяна. Видимо, в это время возник главный разлом этой системы — Кандатский. Он образован двумя сближенными параллельными разломами. В позднем докембрии Кандатский глубинный разлом являлся границей между Минусинской карбонатной и Западно-Саянской сланцево-эффузивной геосинклиналями. Возможно, в это время к северу от него и параллельно ему образовался второй крупный разлом — Саяно-Минусинский. Эти два разлома в позднем докембрии, а скорее в начале венда наметили широтно вытянутую зону, в пределах которой на протяжении всей ее геологической истории протекали процессы, резко отличные от процессов, свойственных Минусинской и Западно-Саянской геосинклиналям. Это обстоятельство позволяет рассматривать эту зону как своеобразную тектоническую структуру шовного типа, разделяющую две различные по своему строению глыбы земной коры. В венде и нижнем кембрии к югу от Кандатского разлома формируется еще ряд разрывов, из которых самый крупный — Брусский.

Кандатская зона глубинных разломов принадлежит к числу крупнейших систем востока Алтае-Саянской складчатой области. Она прослеживается из центральной части Восточного Саяна, лежащей на водоразделах рек Хамсоры и Уды, в субширотном направлении на запад в центральную часть хр. Эргак-Торгак-Тайга. Отсюда она входит в пределы Западного Саяна. Вдоль него Кандатская система разломов протягивается до верховьев р. Абакан, где смыкается с разломами Курайско-Телецкой системы.

В пределах Западного Саяна Кандатский разлом протягивается не менее чем на 500 км. Ширина его осевой зоны колеблется от 3—4 до 15—20 км. Краевые разломы имеют поверхность сместителей, погружающуюся на юг под углом 50—60°, что позволяет рассматривать их как крутопадающие надвиги или взбросы. Л. П. Зоненшайн отмечает, что заключенные между краевыми сбросами слои нижнекембрийских отложений смяты весьма интенсивно. В этой зоне оси складок большей частью ориентированы параллельно направлению разломов. При этом их осевые поверхности погружаются параллельно разломам на юг под углом 50—70°, т. е. наблюдается повсеместное опрокидывание структуры на север. Во всей зоне очень четко выражена кливажная складчатость (Зоненшайн, 1962).

Примером этого типа структур являются Хансынская и Маинская мегаантиклинали и Арбатская мегасинклиналь на северном склоне Западного Саяна.

Кандатская система глубинных разломов сопровождается зоной развития вулканогенных образований спилито-кератофирового и спилито-диабазового составов, яшм, кремнистых сланцев при незначительной роли известняков. Она в поперечном сечении имеет неоднородное строение и характеризуется несколько различным составом выполняющих ее

вулканогенных образований, а главное — особенностями присутствующего в них терригенного материала (Моссаковский, 1963).

История формирования Кандатского разлома в значительной степени запечатлена в разрезе вулканогенных зон. Так, в Кандатской зоне, начиная с позднего докембрия, в венде и начале нижнего кембрия (алданский ярус), а в южной зоне и в течение всего среднего кембрия непрерывно накапливались основные лавы. Лишь в зоне, прилегающей к Минусинскому межгорному прогибу, во второй половине ленского века нижнего кембрия большое значение начинают играть пирокластические породы, почти полностью вытесняющие из разреза лавовый материал.

Во второй половине среднего кембрия, по данным А. А. Моссаковского (1963), в узких депрессиях, вытянутых параллельно краевым глубинным разломам, накапливались довольно мощные толщи граувакковых песчаников и конгломератов с пачками туфов, туффилов и отдельными покровами эффузивов основного состава. Образующий их обломочный материал свидетельствует о размыве как докембрийских метаморфических пород Джебашской кордильеры, или Восточно-Саянского массива, так и ниже-среднекембрийских осадочных, эффузивных и интрузивных пород прилегающей части Минусинской геосинклинали (Моссаковский, 1963). Начало размыва, видимо, связано с первыми пароксизмами складчатых движений в среднем кембрии, охватившими краевые части приразломных зон, где в основании верхнего кембрия наблюдаются почти повсеместно угловые несогласия, отсутствующие в зоне развития вулканогенных пород Кандатского разлома, где в течение венды, нижнего и среднего кембрия непрерывно накапливались вулканогенные толщи (чазрыкская свита).

Большая протяженность Кандатской зоны и небольшая ее ширина, значительная мощность приуроченных к ней вендских и ниже-среднекембрийских образований, отсутствие перерывов в осадконакоплении — все это свидетельствует о том, что накопление их происходило в геосинклинальном трого у подножья Джебашской кордильеры. Не случайно, что именно в этой зоне в верхнем кембрии возник внешний геосинклинальный прогиб Западно-Саянской геосинклинали (Минусинский), выполненный молассовыми отложениями, и что к ней приурочены проявления интрузивной деятельности не только в кембрии (Маинская интрузия, гипербазиты), но и девонские позднескладчатые интрузии. В обоих типах вулканогенных зон Кандатской системы разломов присутствуют тела гипербазитов. Как правило, они превращены в серпентиниты и в ряде случаев с ними ассоциируются жадеитсодержащие тела сильно измененных пород. Гипербазитовые тела представляют собой межпластовые залежи и, по данным аэромагнитной съемки, падают на юг.

А. А. Моссаковский показал, что развитие линейных краевых структур типа зоны Кандатского разлома оказывает определенное влияние на характер развития сопряженных с ними частей смежных структурных зон.

Борусский глубинный разлом может рассматриваться как элемент главного ствола Кандатского разлома. Он на западе отходит от Кандатского разлома и снова смыкается с ним на востоке, образуя петельчатую структуру, внутри которой располагается Борусский массив глубоко метаморфизованных пород позднего докембрия.

Борусский разлом описан Л. П. Зоненшайном, по данным которого и дается его характеристика (Зоненшайн, 1963). В длину этот разлом достигает 250 км при ширине зоны разлома 20 км, только у восточного и западного окончаний разлома его ширина составляет не более 2—3 км. Строение Борусского разлома очень сходно с Кандатским. Здесь также наблюдается два краевых разлома, ограничивающих эту зону. В центральной части зоны, в бассейне р. Контегир и в Приенисейском районе,

где зона расширяется, внутри нее проявляются дополнительные разломы. Они разбивают территорию на систему тектонических блоков, вытянутых вдоль простирания зоны. Внутри этих блоков слои нижнекембрийских отложений смяты в сложные, большей частью изоклинальные опрокинутые к северу складки.

Поверхность сместителей всех разломов, принадлежащих Борусской зоне, падает на юг под углом  $60-70^\circ$ . В зоне находится множество гипербазитовых тел, падающих, как и разломы, на юг. Это достаточно отчетливо устанавливается для Борусского массива по данным аэромагнитной съемки.

В пределах офиолитовых поясов в двух местах на р. Джебот-Козыр (северный пояс) и в бассейне р. Кошкорот (центральный пояс) отмечаются небольшие грабен-синклинали, сложенные верхнекембрийскими отложениями (аласугской свитой). Они наложены на структурные формы нижнекембрийских отложений и представляют собой в структуре офиолитовых поясов и Джебашского антиклинория верхний структурный ярус. Это небольшие синклинали, крылья которых оборваны разломами. Слои вблизи них залегают круто, почти вертикально, а в ядре складки — весьма полого. Несомненно, что ко времени возникновения наложенных верхнекембрийских грабен-синклиналей на месте современного Джебашского антиклинория уже существовало поднятие. Описанные разломы — Саяно-Минусинский, Кандатский и Борусский — можно рассматривать как крупную зону дробления очень своеобразного глубинного разлома, представляющую его ствол. Тогда вся система разломов Западного Саяна скорее всего представляет его оперение, разломы которого в различное время испытали активизацию и омоложение. Все они подходят под углом к Главному стволу и, когда-то с ним сочленялись.

Среди разломов оперения Зоненшайн выделяет два типа. Первый тип образован протяженными региональными разломами субширотного простирания. Они отделяют друг от друга крупные структуры, формирующиеся в течение верхнего кембрия, ордовика и силура и в своем развитии тесно связанные с жизнью ограничивающих их разломов. В связи с этим надо предполагать, что период основной их активизации падает на ордовик и силур, т. е. на эпоху замыкания Западно-Саянской геосинклинали.

Более короткие разломы, представляющие собой ветви региональных разломов, отнесены Зоненшайном ко второму типу. Они также имеют северо-восточное субширотное простирание и почти всегда ограничивают девонские и каменноугольные грабены. Они весьма протяженны, смещают блоки на несколько километров и в большинстве своем принадлежат к сбросам. Время их активизации приходится на средний и верхний палеозой.

Наконец, особую группу разломов Западного Саяна образуют немногочисленные, но весьма интересные разломы типа сдвигов. Они представляют собой короткие (не более  $10-15$  км) разломы с амплитудой сдвиговой компоненты по ним, не превышающей первые километры.

подавляющее большинство сдвигов расположено в пределах Джебашского и Куртушибинского антиклинориев, причем их система образована сдвигами двух направлений: субмеридиональными, или северо-северо-восточными, и северо-западными. Субмеридиональные сдвиги — левые, северо-западные — правые. В Западно-Саянском синклинории сдвиги крайне редки. Они известны в его северной части в бассейне р. Контегир. Здесь сдвиги имеют субширотную ориентировку и принадлежат к категории краевых. По времени их возникновения они являются одними из самых поздних разломов (Зоненшайн, 1963).

## Саяно-Куртушибинская система

Саяно-Куртушибинская система разломов лишь с большой долей условности может рассматриваться в качестве единой системы.

Она состоит из целого ряда глубинных субширотных разломов, вытянутых почти параллельно друг другу и, возможно, сочленяющихся вместе на крайнем западе Тувы. При этом стволем этой системы скорее всего является Саяно-Куртушибинский глубинный разлом, а все остальные могут рассматриваться как южное его оперение.

Саяно-Куртушибинская система на востоке прерывается крупным глубинным Хемчигско-Куртушибинским разломом северо-восточного простирания. Он разделяет участки земной коры с принципиально различным глубинным строением. Так, он ограничивает область раздробленного и погруженного архейского цоколя Сибирского кратона, Центральной и Восточной Тувы от области океанического блока, располагавшегося в это время в Западном Саяне и Западной Туве.

Эта система хорошо описана в работах Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова и И. М. Волохова (1958) и Г. В. Пинуса (1961), а также в более поздних Н. И. Кена, Г. А. Кудрявцева и др. Поэтому мы лишь отметим здесь, что она чрезвычайно напоминает как по своему строению и развитию, так и по времени активизации рассмотренные выше системы разломов Западного Саяна. Для этих разломов характерны большая протяженность, южное падение плоскостей сбросов, связь с зонами магматической проницаемости, образующими офиолитовые пояса, насыщенные большим количеством гипербазитов. Главные разломы этой системы наиболее активно себя проявили в венде и нижнем кембрии. Оперяющие их более мелкие разломы активно участвовали в формировании структур внешнего геосинклинального и межгорного Тувинского прогибов, в связи с чем так же, как и в Западном Саяне, их возраст определяется как ордовикско-силурийский и средне- и даже верхнепалеозойский. Эти разломы явились зонами проникновения в девоне и, возможно, карбоне кислой и щелочной магм, давших комплекс торгалыктинских и сютхольских гранитоидов. Важным отличием оперяющих разломов Саяно-Куртушибинской системы от аналогичных разломов Западного Саяна можно считать очень большую активность ограниченных ими блоков, что, видимо, явилось результатом существования в Западной Туве под верхнекембрийско-ордовикско-силурийским структурным комплексом складчатых сооружений предверхнекембрийской (салаирской) консолидации. Метаморфический комплекс Западной Тувы так же, как и Западного Саяна, представлен главным образом фацией зеленых сланцев. Динамометаморфизм вдоль зон глубинных разломов выражен слабо, и все преобразования пород, связанные со стрессом, сводятся к появлению зон рассланцевания.

### *Хемчигско-Куртушибинский, Унгетский и Агардатско-Окинский глубинные разломы*

Эти разломы ограничивают область Центральной и Восточной Тувы, где, как мы знаем, имело место наложение друг на друга байкальской, салаирской и каледонской складчатостей, от Сангилен-Хамар-Дабанского нагорья, представляющего собой область докембрийской консолидации, и районов Западной Тувы и Западного Саяна, являющихся складчатыми сооружениями салаирского и каледонского возрастов. Они принадлежат к двум разноориентированным системам, отличным не только от субширотной, но и от субмеридиональной систем.

Хемчигско-Куртушибинский и Агардатско-Окинский разломы вытянуты с юго-запада на северо-восток, а Унгетский имеет северо-западное простирание.

Эти разломы проявили свою активность уже в верхнем архее и протерозое, т. е. в самом начале геосинклинального этапа. С северо-западными разломами, видимо, связано формирование и наиболее древних приразломных прогибов, из которых наиболее четко выделяется в современной структуре Тувы позднекембрийский Ильчирский прогиб, территориально совмещенный с зоной Агардатско-Окинского разлома. Этот прогиб выполнен позднедокембрийскими толщами зеленых сланцев, которые к югу и северу замещались разновозрастными им карбонатными толщами, формирующимися в области внутренних геоантиклинальных поднятий. В венде и нижнем кембрии в зоне Ильчирского прогиба накапливались эффузивные толщи основного и реже кислого составов.

Юго-западным продолжением Ильчирского прогиба в нижнем кембрии был Присангиленский трог, выполненный мощными толщами лав основного состава, участвующих в строении протяженного офиолитового пояса юга Тувы. В начале среднего и конце верхнего кембрия Агардатско-Окинский разлом явился местом интенсивного внедрения интрузий таннуольского комплекса, а в девоне в его зоне располагались щелочные и субщелочные интрузии. Морфология Агардатско-Окинского разлома изучена слабо. Известно, что в ряде мест по нему надвинуты протерозойские толщи Сангилены и Хамар-Дабанского нагорья на кембрий.

Сходное развитие имеет Хемчигско-Куртушибинский разлом, детально описанный Л. П. Зоненшайном (1963).

Значительно меньше сведений имеется об Унгетском разломе, о развитии которого можно судить лишь на основании данных по другим разломам такого же простиранья, широко развитых в Центральной и Восточной Туве.

#### **ПЕРЕСЕКАЮЩИЕСЯ РАЗЛОМЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ**

В заключение остановимся на разломах Центральной и Восточной Тувы, среди которых отчетливо намечается три разновозрастные системы, определившие не только план тектонической структуры этой части Тувы, но и обусловившие основные этапы ее геологического развития.

Характерной геологической особенностью Восточной и Центральной Тувы является то, что эта область в нижнем архее входила в состав Сибирского кратона, который затем неоднократно вовлекался в процесс обрушения различными геосинклинальными системами: сначала верхнеархейско-протерозойской, затем позднедокембрийской, вендско-нижне-среднекембрийской и даже частично верхнекембрийско-ордовикско-силурийской. Это прежде всего сказалось на чрезвычайно интенсивной раздробленности архейского фундамента этих геосинклиналей, фрагменты строения которых определились еще в глубоком докембрии. Не случайно, что Центральная и Восточная Тува оказались местом проявления таннуольских интрузий, образующих здесь своеобразный гранитоидный пояс, сочленяющий область байкальской и более молодой складчатости.

Работами Ю. В. Чудинова (1958, 1962 гг.) установлено, что в Центральной и Восточной Туве распространены три системы разломов: северо-восточная, северо-западная и субширотная. Из них наиболее древней является северо-восточная, а наиболее молодой — субширотная. Эти системы расчленяют земную кору на многочисленные блоки, дифференцированные движения которых и создали сложную тектоническую структуру Центральной и Восточной Тувы.

В этом отношении территория Центральной и Восточной Тувы довольно сильно отличается от всех остальных частей Саяно-Алтайской

складчатой области, в которых системы разломов образованы одновременно и лишь в дальнейшем испытали в различных своих частях неодинаковый путь развития, сказавшийся в обновлении и омоложении некоторых их элементов. Морфологически такие системы представлены виргирующими разломами типа «конского хвоста».

В Центральной и Восточной Туве системы разломов «конского хвоста» отсутствуют. Здесь разломы пересекают и взаимно смещают друг друга, что указывает на разновозрастность их заложения и асинхронность движений по каждой системе разломов.

Так, Чудинов (устное сообщение) отмечает следующие факты, опровергающие мнения некоторых геологов, рассматривающих все эти разломы как оперение субширотных разломов, т. е. считающих их разновозрастными: 1) отсутствие торцовых сочленений разломов различных направлений; 2) смещение одних систем разломов другими; 3) часто более значительные амплитуды вертикальных смещений у коротких, чем у протяженных разломов; 4) различный характер тектонитов, связанных с разломами различных направлений; 5) неодинаковый характер и интенсивность минерализации в системах разного простирания.

### *Разломы северо-восточного направления*

Самыми древними разломами Ю. В. Чудинов считает разломы северо-восточного простирания. Они образуют в основном короткие отрезки между смещающими их северо-западными и широтными разломами. В ряде случаев они образуют определенные зоны, состоящие, по-видимому, из смещенных отрезков, весьма крупных, первоначально неправильных разломов. Во всех случаях зоны разломов сложены плотными милонитами, образующими мощные тела до 350 м и более в поперечнике. Состав и особенности милонитов, по мнению этого исследователя, свидетельствуют о том, что создавшие их движения происходили в условиях значительной пластичности пород, что могло иметь место на значительной глубине, в условиях весьма высоких давлений и температур. Разломы северо-восточного направления обычно слабо выражены в рельефе.

Наиболее широко эта система разломов распространена в нижнем структурном этаже (протерозой — средний кембрий). Взаимоотношения их со структурами верхнего структурного этажа свидетельствует о том, что в ходе дислокаций, нарушивших породы верхнего структурного этажа, северо-восточная система разломов не действовала как единое целое, а была представлена не связанными между собой отрезками, движения по которым имели различную интенсивность и амплитуду и в одних случаях нарушали верхний структурный этаж, а в других нет.

Далее Ю. В. Чудинов сообщает, что смещения по северо-восточным разломам, наблюдаемые в настоящий момент, являются суммарным результатом движений, происходивших по смещенным отрезкам разломов после их расчленения, и более ранних движений, когда северо-восточные разломы представляли, видимо, единое целое. Очевидно, в первом случае для движений по коротким отрезкам северо-восточных разломов, заключенных между северо-западными разломами, мы можем себе представить только перемещения в вертикальном направлении. Эти перемещения в ряде случаев достигали 2—3 км. В других случаях смещения по разобренным частям северо-восточных разломов были меньшими или, как отмечалось, вообще слабо проявлялись. Амплитуды и характер смещений, имевших место в связи с более ранними движениями по единым протяженным линиям северо-восточных разломов, установить гораздо труднее. Лишь на основании наблюдающихся вдоль них мощных

зон милонитов можно говорить, что эти перемещения были крупными. Ю. В. Чудинов допускает возможность по этим разломам значительных сдвиговых перемещений. Значительная часть разломов северо-восточного направления подверглась омоложению.

### *Разломы северо-западного направления*

Эти разломы выражены более отчетливо. Они образуют протяженные системы часто сближенных параллельных разломов, обычно прекрасно отраженных в современном рельефе в виде уступов или отрезков речных долин.

Амплитуда смещения по разломам северо-западного простирания, как правило, составляет 5—6 км. При этом наибольшее вертикальное смещение породы верхнего структурного этажа приобретают лишь в связи с северо-западной системой, что указывает на их ведущее значение в последевонских дислокациях. Это обстоятельство и то, что большинство северо-западных разломов нарушает структуры верхнего этажа, свидетельствуют о том, что в современном их виде они были сформированы в последевонское время.

Разломы северо-западного простирания сопровождаются мощными зонами катаклизмов, представленных сильно рассланцованными породами. Ю. В. Чудинов указывает, что в восточной части хребтов Тумат-Тайга и Оттуг-Тайга зоны интенсивного рассланцевания нижнекембрийских эффузивов составляют около 3 км. Здесь вулканогенные породы основного и среднего составов в зоне разлома превращены в хлоритовые и хлорит-эпидотовые сланцы, в которых реликтовые эффузивные структуры узнаются лишь с трудом. Тангенциальные напряжения, создавшие зоны рассланцевания, видимо, были созданы до девона, так как гранитные массивы девонского возраста, расположенные в зонах рассланцевания, не несут на себе следов бокового стресса. Тектонитов в виде милонитов или пород, подверженных динамометаморфизму, в зонах северо-западных разломов почти нет.

Характерной чертой некоторых коротких отрезков северо-западных разломов является их сопряжение с широтными нарушениями путем их плавного поворота от широтного направления к северо-западному. Ю. В. Чудинов предполагает, что эти случаи являются результатом вовлечения отдельных разобщенных отрезков северо-западных разломов в движения, связанные с позднейшей широтной системой.

В некоторых случаях группы расположенных рядом коротких северо-западных разломов примыкают к широтным, образуя вместе с ними систему типа «конского хвоста». Однако, как считает Ю. В. Чудинов, в данном случае имеется лишь подобие виргаций, так как этот тип разломов создан сочетанием разломов различных систем, смещенных и смешивающихся.

Видимо, такие соотношения имели место и при формировании современных разломов — Бурского и Азаского, ограничивающих Харальский трог. Эти разломы слагаются из субширотных и северо-западных отрезков, плавно сопрягающихся между собой и образующих параллельные дуги, выпуклой стороной обращенные на северо-восток. Так как оба этих разлома ограничивают Харальскую зону очень древнего протерозойского заложения, то, видимо, и все разломы северо-западного простирания древние. Это находит подтверждение и в том, что они гораздо шире развиты в структурах нижнего, чем верхнего этажа.

## Разломы субширотного направления

Такие разломы наиболее многочисленны в Центральной и Восточной Туве.

Почти все они являются оперением Восточно-Саянской системы разломов, которые не распространялись далее Тувинской глыбы, ограниченной Агардатско-Окинским, Хемчигско-Куртушибинским и Унгетским разломами. Отличительной чертой разломов описываемой группы следует считать их большую протяженность и сближенность друг с другом.

В отдельных зонах субширотные разломы следуют друг за другом через 1,5—2 км, нередко сближаясь до нескольких сот метров. Широкие разломы сопровождаются сланцами тектонического происхождения, наблюдающимися, в основном среди нижнекембрийских вулканогенных и осадочных образований. Сопровождающие разломы зоны расланцевания имеют мощность от нескольких десятков до нескольких сот метров, местами они измеряются первыми километрами. Гидротермальные проявления, как отмечает Чудинов, в связи с широтными разломами развиты в значительно меньшей степени, чем в зонах северо-восточных и северо-западных нарушений. Наиболее распространены карбонатные, эпидотовые и кварцевые прожилки, как согласные со сланцеватостью, так и секущие ее. Реже наблюдаются пиритовые и карбонатно-полевошпатовые, секущие сланцеватость. Судя по падению плоскостей расланцевания в зонах разломов, большинство их имеет крутое падение на север. Пологие падения встречаются реже и не превышают 45°.

Крупные горизонтальные перемещения наиболее характерны для широтной системы разломов. О них можно судить по пологой ориентировке штрихов на зеркалах скольжения и притертых поверхностях тектонических сланцев, расположенных в зонах широтных разломов. Ю. В. Чудинов отмечает, что наблюдаемые в ряде мест горизонтальные смещения отдельных геологических границ с амплитудой 1—3 км нельзя объяснить одними вертикальными перемещениями (р. Улуг-О, хребты Ал-Голдуг, Тумат-Тайга, Таскыл и т. д.). При этом почти всегда отмечаются относительные перемещения в северных крыльях на запад. Указанные три системы разноориентированных разломов прекрасно совпадают с тремя направлениями разломов, развитых в Восточно-Саянской зоне, где также имеются наиболее древние фрагментарно выраженные северо-восточные разломы (Смирнов, 1963), северо-западные, образующие ствол Восточно-Саянской системы, и субширотные, принадлежащие к оперяющей его системе. Разломы последних двух направлений более молоды, чем Северо-Восточные. Однако время первой их активизации, видимо, было различным. Первые активизировались в протерозое, вторые — в позднем докембрии. Таким образом, Агардатско-Окинский, Хемчигско-Куртушибинский и Унгетский разломы хотя и являются древними, но все имеют различный возраст. Первый из них, вероятно, заложен еще в догеосинклинальную стадию развития, второй — в протерозое, а третий — скорее всего в конце протерозоя. Субширотные разломы Центральной и Восточной Тувы следует рассматривать как позднедокембрийские, чем они и отличаются от широтных разломов Западного Саяна и Западной Тувы, проявившие наибольшую активность в венде и нижнем кембрии.

## ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЛЫБОВОЙ СТРУКТУРЫ САЯНО-АЛТАЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Системы субмеридиональных и субширотных разломов определили глыбовое строение земной коры Саяно-Алтайской области.

Ее глыбовая структура возникла еще в глубоком докембрии, до начала формирования на месте первичного океана Саяно-Алтайской геосинклинали.

К началу верхнего архея, когда из крупных элементов земной коры существовали лишь древние кратоны и окружающие их пространства первичного океана, в пределах Саяно-Алтайской области, очевидно, располагались лишь две крупные глыбы, соответствующие океаническому блоку и древнему кратону.

Граница между ними проходила по Восточно-Саянскому глубинному разлому до места его сопряжения с Хемчигско-Куртушибинским разломом северо-восточного простирания.

Отсюда она протягивалась по этому разлому на запад до оз. Убсунур, где далее уходила в пределы Монголии. В совокупности оба эти пограничных разлома составляли дугу или входящий угол, во внешней части которого располагался древний Сибирский кратон, а во внутренней — океанический блок.

В верхнем архее и протерозое усиленно начали развиваться некоторые разломы субширотной Восточно-Саянской системы, Кузнецко-Курайский разлом и субширотный Кандатский. Резко активизировались также разломы северо-восточного простирания Центральной и Восточной Тувы; Агардатско-Окинский, Сангилен-Хамар-Дабанский и Хемчигско-Куртушибинский.

В Восточно-Саянской системе в это время возникли Кинтойско-Тагульский, Манский и Гутарский разломы, а также продолжающие их разломы в Енисейском кряже. Они наметили зону верхнеархейско-протерозойского обрушения древнего кратона.

В связи с его обрушением древний кратон распался на две крупные глыбы: Сибирскую и Присаянскую. Первая из них представляла собой кратон верхнеархейско-протерозойского времени, вторая — Присаянская — его обрушенную зону, втянутую в погружение первичной верхнеархейско-протерозойской геосинклинали.

Такое же расчленение нижнеархейского кратона произошло и в его тувинской части, где область кратона, расположенная к югу от Агардатско-Окинского разлома, оказалась втянутой в погружение первичной верхнеархейско-протерозойской геосинклинали, возникшей на месте погружившейся Сангилен-Хамар-Дабанской глыбы.

Третья глыбовая зона появилась западнее. Она с одной стороны была ограничена Манским и Агардатско-Окинским, а с другой — Восточно-Саянским и Хемчигско-Куртушибинским глубинными разломами. На севере она образовала Дербинскую, а на юге — Восточно-Тувинскую глыбы.

Таким образом, как следует из изложенного выше материала на месте нижнеархейского кратона в верхнем архее и протерозое возникло три системы разноприподнятых глыб: восточная — верхнеархейско-протерозойский кратон, центральная, образованная Присаянской и Сангилен-Хамар-Дабанской глыбами, и западная, в строении которой принимали участие Дербинская и Восточно-Тувинская глыбы. Наиболее приподнятыми были глыбы восточной системы, а погруженными — центральной. Ранее единая область нижнеархейского океанического блока также распалась на несколько глыб, возникших благодаря появлению Кузнецко-Курайского и Кандатского разломов, расчленивших его на Минусинскую, Западно-Саяно-Тувинскую и Горно-Алтайскую глыбы. Из них наиболее приподнятой оказалась Минусинская.

В позднем докембрии особенно активизируются разломы субширотной системы, среди которых важную роль начинают играть Аргино-Иркинеевский и Солгонский, ограничивающие Иркинеевско-Кузнецкий авлакоген, а также Саяно-Куртушибинский глубинный разломы (см. фиг. 11), расчленивший Западно-Саяно-Тувинскую глыбу на две части: Западно-Саянскую и Западно-Тувинскую. Из субмеридиональных разломов в позднем докембрии появляется Балыксинский или Козеюльский, наме-

тившие в восточную границу возникшего в позднем докембрии Кузнецко-Алатауского геосинклинального трога. Развитие субмеридиональной системы разломов выразилось главным образом в активизации оперяющей системы. Особенно энергично проявили себя разломы Восточно-Саянской системы.

В это время Присаянская глыба восточной оперяющей системой расчленяется на ряд более мелких разноприподнятых блоков, образующих в структуре стому горстов и грабен. К положительным приподнятым глыбовым структурам относятся Канская, Бирюсинская, Ангаро-Окинская, Шарыжалгайская. К отрицательным — Бирюсинская, Урикско-Окинская, Онотская глыбы.

Западная оперяющая система характеризовалась появлением ряда северо-западных и особенно многочисленных субширотных разломов. Из них наиболее крупными оказались Азасский, Бурский и Као-Хемский, расчленившие Восточно-Тувинскую глыбу на ряд более мелких: на севере Хамсаринскую, юго-западе Монгольскую и юго-востоке Окинскую. В позднем докембрии впервые как самостоятельная структурная зона проявил себя разделяющий эти глыбы Харальский трог. Оперяющая система субмеридионального Козеюльского разлома субширотными разломами (Батеневским и Уйбатским) расчленила Минусинскую глыбу на три крупных блока: северный, центральный и южный, из которых центральный в позднем докембрии играл роль положительной структуры.

Вендско-нижне-средне-кембрийская эпоха может быть охарактеризована как время появления на западе Саяно-Алтайской геосинклинальной области новых систем субмеридиональных разломов и чрезвычайно интенсивного развития на востоке субширотных разломов оперения Кузнецко-Алатауской системы.

На западе в это время возникают Салаиро-Сарсинско-Курайские и Чарышско-Теректинские разломы и разломы Северо-Восточной зоны смятия, наметившие границы трех новых крупных глыб: Кузнецко-Катунской, Ануйско-Чуйской и Теректинской. Все эти глыбы возникли в результате обрушения периферических частей океанического блока, расположенных в пограничной зоне с позднедокембрийской геосинклинальной системой.

При этом в Салаиро-Сарсинско-Курайской системе возникновение ее ствола и оперяющих трещин в отличие от других систем произошло одновременно, в связи с чем Кузнецко-Катунская глыба в момент своего обособления была уже разбита на более мелкие блоки и глыбы, обусловившие ее мозаичную структуру и в связи с этим большее разнообразие условий развития ее структурных элементов.

В вендско-нижне-среднекембрийское время происходит интенсивное дробление Минусинской, Западно-Саянской и Западно-Тувинской глыб, в пределах которых приобретают большую активность субширотные разломы как оперяющих трещин субмеридиональных систем, так и самих широтных глубинных разломов.

Так, в это время три крупных блока Минусинской глыбы оперяющими разломами Козеюльского шва расчленяются на ряд мелких широтно вытянутых блоков, определивших в процессе геосинклинального развития этой территории особенности ее геологического развития и ступенчато-глыбовую структуру, созданную предверхнекембрийским тектогенезом. В Западно-Саянской глыбе, видимо, получает полное свое развитие Кандатская система, в которой в это время и формируется сложная структура ее Главного ствола.

В отличие от Минусинской глыбы Западно-Саянская пока еще сохраняет свою целостность и монолитность, так как трещины оперения в вендско-нижне-среднекембрийское время, видимо, лишь начали оформляться в разломы глубокого заложения.

Более энергично в это время формировалась система Саяно-Куртушинского разлома, давшая густую сеть сближенных параллельных субширотных разломов, раздробивших Западно-Тувинскую геосинклиналь на систему широтно вытянутых узких блоков.

Сформированная к этому времени глыбовая структура Западной Тувы определила характер созданных в эпоху предверхнекембрийского тектогенеза ее складчато-глыбовых структур.

В Восточной и Центральной Туве в это время происходит дальнейшее дробление позднекембрийских глыб на более мелкие массивы в результате активизации разломов субширотного и северо-западного простираний. На северо-востоке по-прежнему продолжает существовать Хамсаринская глыба, зато Окинская распадается на Харальскую и Каохемскую, а Танну-Ольская — на Танну-Ольскую и Бурско-Одурумскую.

С развитием верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системы связано заложение разломов Иртышской зоны смятия, обособившей крупную глыбу Горного Алтая и интенсивное формирование многих разломов оперения, как субмеридиональной, так и субширотной систем. Впервые активно проявляют себя разломы оперения Чарышско-Теректинского глубинного разлома, создавшие в пределах ранее довольно монолитной Ануйско-Чуйской глыбы систему более мелких блоков, определивших конфигурацию и особенности геологического развития структур обрамления Ануйско-Чуйского прогиба и его внутренних структурных элементов.

Система оперяющих разломов Салаиро-Сарсинско-Курайского разлома, как мы знаем, в основной своей массе была заложена в интервале времени венд — средний кембрий, но наиболее активно все эти разломы проявились в верхнем кембрии и ордовике, когда формировались в пределах этой глыбы некоторые внешние геосинклинальные прогибы.

В Западно-Саянской и Западно-Тувинской глыбах в результате развития оперяющей системы субширотных разломов также не происходило значительного дробления ранее сформированных глыб, так как это развитие главным образом шло по линии омоложения ранее созданных разломов. Так, контуры и внутренняя структура Хемчигско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба почти полностью определены древними разломами Западно-Саянской глыбы, омоложенными в процессе его формирования. В эпоху замыкания верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системы в Горном Алтае, Западном Саяне и Западной Туве на основе созданной глыбовой структуры формировались складчато-глыбовые сооружения, в которых элементы складчатой и глыбовой структур нашли явное свое выражение.

В девонское и отчасти нижнекаменноугольное время в связи с экспансией геосинклинального режима в область континентального блока, созданного преддевонским тектогенезом, происходит омоложение почти всех ранее существовавших разломов, что приводит к интенсивным вертикальным движениям многочисленных блоков земной коры и формированию на обширных территориях Саяно-Алтайской области терригенных, часто красноцветных образований в определенных структурных зонах, сопровождающихся вулканогенными породами кислого, среднего или основного составов. Так же, как и в предыдущее время, дальнейшего дробления ранее созданных глыб почти не происходило, если не считать территории Рудного Алтая, в пределах которого в девоне и нижнем карбоне на основе возникших глыб с разным знаком и амплитудой движения начали формироваться Синюшинский антиклинальный и Белоубинский прогибы.

В верхнепалеозойское время в Томь-Колыванской зоне в геосинклинальное обрушение был втянут участок океанического блока. Расположенная к востоку от него периферическая часть раннегерцинского кон-

тинента подвергается экспансии геосинклинали, в результате чего северная часть Рудно-Алтайской глыбы была отчленена от остальной глыбы и подверглась глубокому погружению.

Итак, подводя итоги процессу дробления земной коры в Саяно-Алтайской складчатой области, происходившему при ее превращении из геосинклинали в складчатую страну, выявляются следующие особенности:

1. Дробление земной коры на отдельные глыбы происходило не во время складчатости и замыкания геосинклинальных систем и не во время последующих поднятий, а в период эпох обрушений, приводящих к возникновению геосинклинального режима.

2. Глыбы в земной коре возникают как в области развития гранитно-метаморфического слоя, так и в районах, где он отсутствует, т. е. как в пределах континентального, так и океанического блоков.

3. Дезинтеграция земной коры происходит постепенно и осуществляется путем постепенного дробления крупных глыб на все более и более мелкие глыбы, массивы и блоки.

4. Контуры и особенности развития отдельных глыб как малых, так и больших чрезвычайно консервативны и сохраняют свои очертания и тенденцию развития на очень большой период времени, часто отвечающий всему периоду геосинклинального развития области.

5. Несмотря на большую раздробленность крупных первично возникших глыб, они в целом отвечают какой-либо одной структурно-фациальной зоне геосинклинальной системы и сохраняют автономию своего развития в процессе всего геосинклинального развития территории.

6. Границы отдельных крупных глыб являются стволы субширотных и субмеридиональных систем разломов, представляющих, таким образом, и границы важнейших структурно-фациальных зон Саяно-Алтайской области.

7. Расчленение крупных глыб на более мелкие осуществляется оперяющими разломами, принадлежащими всегда и только всегда к одной какой-либо системе глубинного разлома.

8. Оперяющие разломы в пределах одной крупной глыбы почти всегда являются границами между структурно-фациальными зонами второго и третьего порядков.

9. Несмотря на то, что Главный ствол системы и оперяющие его разломы имеют один возраст заложения, время их первой активизации и наибольшей активности не совпадает и для оперяющих разломов является более поздним, чем для Главного ствола.

10. В каждой глыбе оперяющие разломы всегда секут всю глыбу и со следующим стволом, ограничивающим рассекаемую ими глыбу, имеют торцовое сочленение. При этом никогда или почти никогда они его не пересекают.

11. Все системы субмеридиональной и субширотной ориентировок асимметричны, так как имеют лишь одностороннее оперение. Разломы субмеридиональной системы сопровождаются только восточным, а субширотной — южным оперением.

12. В общем рисунке узоров глубинных разломов Саяно-Алтайской области выделяются три зоны разноориентированных разломов.

На востоке Восточно-Саянской системы, в целом имеющей северо-западное простираение; в центральной части Саяно-Алтайской области; в пределах Минусинской, Западно-Саянской и Западно-Тувинской глыб все разломы ориентированы в субширотном направлении. В области Горного и Рудного Алтая, в зоне развития Салаиро-Сарсинско-Курайской, Телецко-Теректинской систем и в зонах смятия — Восточной и Иртышской — все разломы в целом имеют субмеридиональное простираение и представляют дуги, выпуклой стороной обращенные на запад. Они образованы разломами двух направлений: на юге — северо-западного и на севере — северо-восточного.

## ЗОНЫ СЖАТИЯ

Зоны сжатия представляют одну из разновидностей широко распространенных в складчатых областях своеобразных региональных структур, известных как зоны смятия. Другой их разновидностью являются зоны растяжения. Те и другие имеют существенное петрологическое и металлогеническое значение. Они контролируют распределение определенных петрографических формаций и связанных с ними полезных ископаемых. Б. Я. Хорева зоны смятия определяет следующим образом: «Они представляют собой специфические приразломные или шовные структуры со складчато-глыбовым внутренним строением. Эти зоны образуются на месте приразломных прогибов, закладывающихся на определенных этапах развития длительно существующих глубинных разломов, это относительно узкие линейные пограничные структуры, вытянутые по простиранию на сотни километров при ширине в несколько десятков километров, разграничивающие участки земной коры разной мобильности» (Хорева, 1963а).

Зоны сжатия в Саяно-Алтайской области возникают на границе континентального блока и синхронной ему геосинклинальной системы, в ее внешней части, в результате горизонтального движения континента в сторону омывающего его океана. В Саяно-Алтайской области зоны сжатия связаны с субмеридиональной группой разломов. В процессе своего формирования они проходят стадии растяжения и сжатия, когда собственно и происходит формирование зоны.

Со стадией растяжения связано заложение приконтинентального геосинклинального прогиба, возникающего в чрезвычайно подвижной и раздробленной зоне глубинных разломов, характеризующейся длительным и глубоким прогибанием. В основании геосинклинального комплекса зон сжатия располагается обрушенная часть континентального блока, определяющая глыбовый характер их тектоники. В глубоко прогнутой геосинклинальной зоне интенсивно протекают процессы ультраметаморфизма и гранитизации, приводящие к процессам локального магмообразования.

Со стадией сжатия связаны складчатость и замыкание геосинклинального прогиба, во время которого происходит интенсивный подъем магматического фронта в результате последовательного возникновения магматических очагов в более верхних частях земной коры. С этим процессом связаны явления палингенеза, мигматизации и появление инъекционных гранитсидов, сопровождающееся плутоническим и дислокационным метаморфизмом.

Ниже рассмотрим особенности магматизма и метаморфизма зон тангенциального напряжения, для которых в качестве эталона принята Восточно-Саянская зона сжатия, после детальной характеристики которой приведены общие сведения по другим аналогичным зонам.

## ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ ЗОНА СЖАТИЯ

Восточно-Саянская зона сжатия как область проявления интенсивных тангенциальных напряжений возникла в конце позднего докембрия, в зоне приплатформенного позднедокембрийского геосинклинального прогиба (фиг. 13).

Последний, как мы знаем, был заложен еще в верхнеархейско-протерозойское время вдоль юго-западного края древнего Сибирского кратона в области перехода коры континентального и океанического типов. Его возникновение и дальнейшее развитие тесно связаны с Восточно-Саянской системой глубинных разломов, в зоне которых он и возник, являясь, таким образом, надразломным прогибом.

Восточно-Саянская зона сжатия в области Енисейского кряжа на востоке ограничена Восточно-Енисейским, а в Восточном Саяне — Урикско-Тагульским глубинными разломами, отделяющими ее от нижнеархейского цоколя Сибирского кратона. Западным ограничением зоны служил Восточно-Саянский глубинный разлом. Ее внутренняя структура определялась особенностями строения и развития крупных глыб, образованных в результате дробления нижнеархейского цоколя древнего кратона, оперяющей системой ограничивающих ее глубинных разломов.

Главными структурными элементами зоны сжатия являются в Енисейском кряже антиклинорий хр. Карпинского и продолжающая его на юге Южно-Енисейская глыба, а также сопряженные с ним на востоке и западе синклинории. В Восточно-Саянской части зоны наиболее крупными структурами являются Дербинский антиклинорий, Манская, Канская и Бирюсинская глыбы и крупные грабены — Бирюсинский (зона Главного Восточно-Саянского глубинного разлома), Урикско-Бельский, Олотский, а также Окинский и Ильчирский синклинории с расположенными внутри них и по их периферии малыми глыбами — Окинской (Гарганской), Шутхулайской, Шумакской и др. В зону сжатия, видимо, входит и Хамар-Дабанская глыба. В структуре зоны перечисленные глыбы играют роль крупных поднятий. В целом вся эта зона может рассматриваться как шовная между древним кратоном и синхронной ему геосинклинальной областью.

В процессе своего формирования зона сжатия испытала в позднем докембрии и венде обрушения, в связи с чем в ее пределах на складчатом основании возникли внешние геосинклинальные прогибы позднедокембрийской, а затем вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальных систем. В современной структуре они выражены в виде Манского и Сархойского синклинориев. Сильная раздробленность описываемой зоны, возникшая еще в глубоком докембрии, определила глубокое ее погружение и возникновение в ее пределах еще в раннюю стадию геосинклинального развития интенсивного магмообразования за счет плавления пород нижнеархейского фундамента, сопровождающегося в зонах поднятий процессами ультраметаморфизма и гранитизации. В областях интенсивных прогибаний в это же время формировалась основная магма.

С конца позднего докембрия в связи с горизонтальными перемещениями континентального блока на запад в пределах геосинклинального прогиба возникли сильные стрессовые напряжения, приведшие к выжиманию кислой магмы и общему подъему в этой зоне магматического фронта, способствующего усилению процессов метаморфизма вулканогенно-осадочных пород геосинклинального комплекса. Эти процессы и рассматриваются в двух следующих разделах настоящей главы.

## Краткая характеристика магматической деятельности Восточно-Саянской зоны сжатия

Из обзора магматизма Восточно-Саянской зоны сжатия, охватывающей Енисейский кряж, Протеросаян, краевое поднятие Сибирской платформы и восточные районы Восточной Тувы, видны в этих структурах одинаковая последовательность формирования магматических комплексов, их почти полная синхронность, одинаковый или близкий вещественный состав, а также сходство геологических процессов, обусловивших появление соответствующих магматических формаций.

Во всех перечисленных выше районах зоны сжатия архейский магматизм характеризуется активным проявлением основной магмы, образовавшей габбро-пироксенит-дунитовую формацию (жимбирский, бельский комплексы). Породы этих формаций еще в доскладчатую стадию первичного архейско-протерозойского геосинклинального прогиба подверглись гранитизации, в результате которой были превращены в чернокиты (кузеевский, богунаевский и бельский комплексы). Явления гранитизации в породах нижнеархейского комплекса скорее всего начались позднее, а именно в протерозойское время, и протекли на значительной глубине под толщей верхнеархейских отложений в условиях прогибания, захватившего в это время часть верхнеархейско-протерозойской геосинклинальной системы. На всей указанной территории складчатость архейских отложений, видимо, была в значительной степени вызвана не столько экзогенными тектоническими напряжениями, сколько эндогенными причинами, обусловленными увеличением объема горных пород в процессе их гранитизации.

Непосредственным продолжением этого процесса в верхнем архее и главное в протерозое явилось формирование аляскитовых, микроклиновых гранитоидов таражского и китойско-онотского комплексов Енисейского кряжа, Протеросаяна, Шарыжелгайской глыбы и их возрастных аналогов Восточной Тувы. При их формировании основными процессами были сухая гранитизация, мобилизация осадочных пород и возникший в конце протерозоя палингenez. Эти процессы развивались в собственно геосинклинальный этап и теснейшим образом связаны со складчатостью, сингенетичной собственно геосинклинальному процессу. Она неразрывно связана с процессами гранитизации. Оба эти явления взаимно обуславливали друг друга, представляя собой лишь различные проявления единого процесса складчатости, магомобразования, гранитизации и метаморфизма. В этих условиях формировались анатектические гранитоиды.

Одновременно с формированием гранитоидов в протерозойской геосинклинали происходили экструзивные процессы и накапливались вулканогенные толщи основного состава, известные среди пород жайминской свиты, бирюсинской, шутхулайской, чинчиликской, тейской серий и т. д., превращенные в процессе метаморфизма в комплекс кристаллических сланцев и амфиболитов с реликтами первичной эффузивной структуры.

В позднем докембрии магматические процессы имели ту же направленность. В начале позднего докембрия продолжалось дальнейшее прогибание древней геосинклинали, вызванное резкой активизацией глубинных разломов. Последние достигли верхней мантии земной коры и служили каналами проникновения ультраосновной магмы в более поверхностные зоны земной коры, где в пределах зон глубинных разломов формировалась гипербазитовая формация сурнихинского, идарско-лысанского и ильчирского комплексов Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Восточной Тувы. Видимо, несколько ранее, а затем одновременно с ультраосновной магмой через зоны разломов начали изливаться андезитовые и диабазовые лавы кувайского и глушихинского комплексов Восточного Саяна и Енисейского кряжа, а в Туве — основные и средние эффузивы позднего докембрия. Корнями лав этих вулканогенных

комплексов явились мелкие секущие интрузии токминского и агульского комплексов Енисейского кряжа и Восточного Саяна, образующих габбро-диабазовую формацию дифференцированных габбровых и норитовых интрузий. Последняя парагенетически связана с гипербазитовой формацией. Обе они своим появлением обязаны наибольшей активности геосинклинали в доскладчатую стадию развития и характеризуют эпоху обрушения края ранее возникшего континентального блока, вовлеченного в сферу геосинклинали процесса.

С активизацией складчатых движений в протерозойской геосинклинали связано появление в ее пределах характерного комплекса аляскитовых слюдястых пегматоидных гранитоидов, в образовании которых главную роль играли процессы гранитного замещения. В ряде случаев, как, например, в Енисейском кряже, их образование началось с возникновения палингенных интрузий теиских гранитоидов, связанных с формированием Центрального геантиклинального поднятия. Эти интрузии представлены плагиогранитами. Собственно метасоматические гранитоиды появляются в позднем докембрии в эпоху замыкания геосинклинали. Эти гранитоиды мы относим к формации анатектических аляскитовых гранитоидов.

В Восточном Саяне они возникли ранее всего во внешней зоне геосинклинали прогиба, создав интенсивную зону гранитизации в области Канской, Манской и Бирюсинской глыб и на юго-востоке Саяна в районе распространения «малых глыб», где чрезвычайно широко развит бирюсинский комплекс гранитоидов.

Несколько позже формирование метасоматических гранитоидов началось во внутренней части геосинклинали прогиба и в ее краевом поднятии (Дербинский антиклинорий), где возник дербинский (саянский) интрузивный комплекс аляскитовых слюдястых пегматоидных гранитоидов. В Енисейском кряже в это время возникают метасоматические гранитоиды посольненско-ангарского комплекса. Они локализируются главным образом вдоль зон глубинных разломов. Это дает повод считать, что формирование складчатой структуры и активизация глубинных разломов в складчатую стадию геосинклинали развития происходили одновременно и не были разорваны во времени, как обычно принято считать.

В конечную стадию складчатости позднедокембрийской геосинклинали системы вдоль зон глубинных разломов в ее краевой части появляется комплекс дискордантных гранитов с типичными инъекционными контактами с вмещающими породами. Такие же граниты образуются и в Дербинской зоне, где они приурочены к ядрам наиболее крупных антиклинальных складок, явно приспособившись к готовым складчатым формам. В Енисейском кряже к последней фазе формирования интрузий, одновременных со складчатостью, относится аяхтинский комплекс аляскитовых гранитов, представляющих собой плутоны с явно выраженными инъекционными контактами. Они, как и все гранитоиды Енисейского кряжа, тяготеют преимущественно к зонам глубинных разломов. Таким образом, эпоха развития и замыкания архейско-протерозойской и позднедокембрийской геосинклинали систем в общем магматическом процессе характеризовалась становлением анатектического комплекса гранитоидов. В этом процессе в начальную его стадию преобладающее значение имела гранитизация. В конце собственно геосинклинали этапы начали доминировать явления палингенеза. В начальную стадию замыкания на первый план гранитообразования выдвигаются процессы гранитного метасоматоза. В заключительные этапы складчатости вновь возникают явления палингенеза, давшие серию типичных инъекционных дискордантных интрузий.

Этот гранитный ряд, видимо, непрерывно развивался в зонах внутренних геосинклинали поднятий. В зонах геосинклинали прогибов

и глубинных разломов его развитие прерывалось эпохами дробления, обрушения и геосинклинального погружения, когда основную роль в магматических процессах начинали играть ультраосновная и основная магмы, давшие комплекс ультраосновных и основных интрузий и эффузий основного и среднего состава.

Совершенно иначе происходило развитие магматического процесса в палеозое в Енисейском кряже, с одной стороны, и в Восточном Саяне и Восточной Туве — с другой. Если в Енисейском кряже докембрийский складчатый пояс к концу вендского времени приобрел все качества области завершенной складчатости, то в Восточном Саяне и Восточной Туве в палеозойское время этот подвижный пояс продолжал развиваться как достаточно мобильная складчатая зона, в пределах которой явления магматизма не утратили всех особенностей геосинклинального этапа. Таким образом, область Восточного Саяна и Восточной Тувы следует относить к области неполно завершенной складчатости. Эти особенности геологического развития двух регионов сказались и в особенностях их магматизма. Так, в Енисейском кряже в кембрии совершенно отсутствуют проявления ультраосновного и основного интрузивного магматизма и эффузивной деятельности. Магматические проявления в Енисейском кряже, по данным М. И. Волобуева, начинаются лишь в верхнем кембрии проявлением инъекционных щелочных дискордантных интрузий татарского комплекса (абсолютный возраст  $530 \pm 40$  млн. лет), знаменующих наступление в области завершенной складчатости орогенного этапа. В ордовике в пределах Енисейского кряжа в зонах глубинных разломов формируются ультраосновные щелочные интрузии кийского комплекса (412 млн. лет), обычные для средних этапов орогенного развития.

В Восточном Саяне (Протеросаяне) кембрий, ордовик и силур являлись эпохами послескладчатого орогенного развития, в то время как в Восточном Саяне (Протеросаяне) и особенно в Восточной Туве начался период грандиозных обрушений, захвативший как край континентального блока протерозойской и позднедокембрийской консолидации, так и область, где продолжал существовать с протерозоя и позднего докембрия геосинклинальный режим. С этой эпохой широко идущих геосинклинальных погружений, как и в позднем докембрии, связана возникновение габбро-диабазовой (нерсинский комплекс) и гипербазитовой (ильчирский комплекс) формаций и комагматичных им эффузивных толщ нижнего и среднего кембрия, представленных диабазовой и спилито-кератофировой формациями, широко развитыми в Восточной Туве.

В верхнем кембрии в связи с орогенными движениями, начавшимися в вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системе, в ее складчатую раму в Протеросаяне и Восточной Туве внедряются конкордантные мелкие тела пестрых по составу гранитоидов, представляющих, видимо, временной аналог таннуольских гранитоидов Восточной и Центральной Тувы и щелочных сиенитов татарского интрузивного комплекса Енисейского кряжа.

Орогенный этап начался во внешней зоне Саяно-Алтайской геосинклинали одновременно. Так, в Енисейском кряже интрузии орогенного этапа появляются лишь в верхнем кембрии, тогда как в остальных местах этой зоны — в конце нижнего силура, а в Туве — в начале нижнего девона. Тем не менее в обеих этих регионах отчетливо намечаются три этапа орогенного магматизма. Начальная стадия характеризуется внедрением субщелочных или щелочных интрузий, конечная — ультраосновных щелочных и заключительная — кислых интрузий. Сходство петрографического состава щелочных пород Енисейского кряжа со средне-верхнепалеозойскими щелочными породами Восточного Саяна и Тувы, видимо, свидетельствует и о близости этих комплексов, вызванной общностью процессов формирования орогенных интрузий.

В Восточном Саяне первые орогенные интрузии представлены биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами, граносиенитами и сиенит-порфирами буюдзульского комплекса, становление которого происходило в две фазы (Шелковников, 1962). В составе пород первой фазы преобладают биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты и граносиениты.

Химизм пород этой фазы отличается повышенной щелочностью, преобладанием калия над натрием, наличием свободного кремнезема, превышением железа над магнием. Породы второй фазы представлены сиенит-порфирами, сиенит-диоритами, монцонитами, роговообманковыми сиенитами. Для них характерны отчетливая калиевая специализация и резкое преобладание железа над магнием и комагматичность кислым и субщелочным эффузивам верхнесилурийского — нижедевонского возраста (Шелковников, 1962).

Более поздние орогенные интрузии представлены габброидами казырского комплекса. Они характеризуются повышенным содержанием магния, пониженной щелочностью, значительным преобладанием натрия над калием и отсутствием свободного кремнезема. Щелочные и нефелин-содержащие пегматиты, являясь крайними продуктами магматической дифференциации, обнаруживают резко повышенную щелочность, переизбыток глиноземом и весьма существенное преобладание железа над магнием.

Как указывает А. Д. Шелковников (1962), породам казырского габбро-щелочно-сиенитового комплекса в целом присущи общие петрохимические особенности; почти все они относятся к нормальному ряду и обладают натровой специализацией, а также повышенной железистостью и титанистостью. По его данным, закономерное изменение химизма пород комплекса отвечает нормальному ходу эволюции базальтоидного расплава от основных до щелочных дифференциатов. Орогенный магматизм в Восточном Саяне заканчивается внедрением производной кислой магмы поселенского комплекса, давшей порфировидные и аплитовидные биотитовые граниты, адамелиты, гранито-порфиры.

Сложнее развитие орогенного магматизма шло в восточных районах Восточной Тувы. В этих местах на формирование начальных стадий орогенного магматизма значительное влияние оказали еще не потухшие очаги кислой магмы, давшей в Восточной Туве плутоны ордовикских и силурийских послескладчатых, но доорогенных интрузий ховаксинского и хусингольского комплексов, пока не отделимых от таннуольских гранитоидов.

Т. Н. Иванова считает, что «появление в нижнем девоне кислых гранитных интрузий, наряду с огромными по масштабу излияниями лав кислого состава, может указывать на еще достаточно активную деятельность в это время магматических очагов, сформировавшихся в ордовике и силуре и служивших источником кислых излияний и интрузивных магматических проявлений на поздних этапах развития нижнепалеозойской геосинклинали Тувы» (Иванов, 1953). К тем же начальным стадиям орогенного магматизма следует отнести розовые лайкократовые граниты ховансинского комплекса нижедевонского возраста, видимо, синхронные буюдзульским гранитоидам Восточного Саяна. Значительно лучше сопоставляются торгалыкский комплекс Тувы с синхронным ему казырским комплексом Восточного Саяна. В восточной части Хамсаринского поля Восточной Тувы А. Д. Смирнов и В. В. Булдаков (1962) отмечают в составе основных интрузий торгалыкского комплекса такие породы, как габбро, габбро-нориты, пироксениты, перидотиты, дуниты, сложно ассоциирующиеся с породами, относящимися к кислым и щелочным дифференциатам основной магмы. Состав их сходен по всем параметрам с породами казырского комплекса.

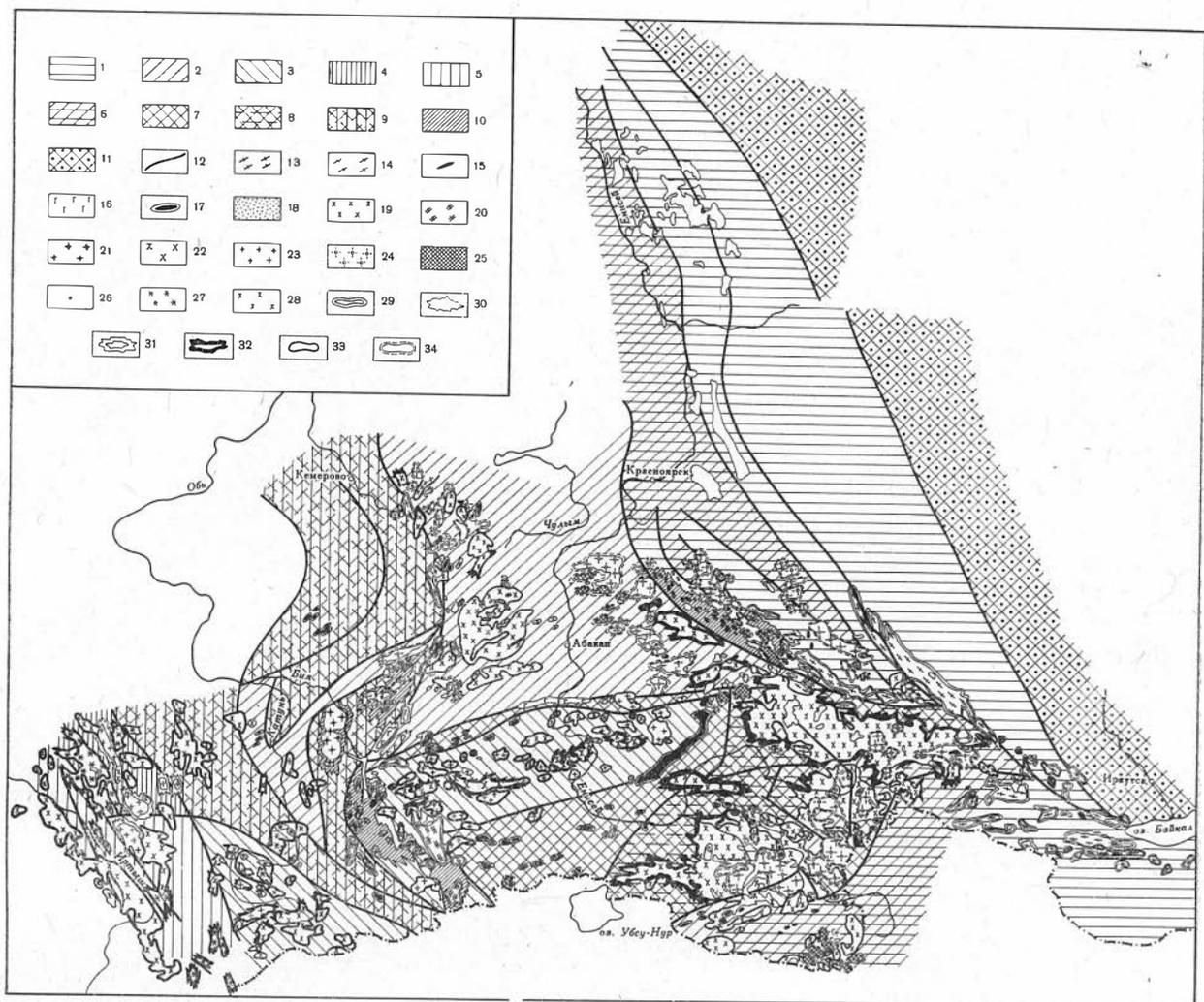
Почти одновременно с торгалыкским комплексом появляются интрузии сютхольского комплекса, однако их формирование длилось значительно дольше. Они представляют производные кислой магмы и, вполне вероятно, в своем развитии знаменуют последние этапы жизни ее очагов. В этом отношении весьма характерно их широкое развитие в жесткой раме вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали, где весьма интенсивно проявлялся магматизм, связанный с кислой магмой. Г. В. Пинус (1960) считает, что очаги гранитной магмы, породившей интрузию, возникли, по-видимому, за счет локального плавления гнейсового фундамента протерозоя.

Орогенный характер интрузии особенно четко проявился при формировании последних ее фаз, представленных щелочными и ультращелочными породами, объединенными в Туве в кароадырский комплекс. По времени образования он примерно соответствует поселенскому комплексу Восточного Саяна, но отличается от него более длительным своим развитием и ярко выраженным щелочным составом.

Интрузии этого комплекса сложены преимущественно нефелиновыми и щелочными сиенитами, в меньшей мере щелочными гранитами, уртитам и иолитами. Наиболее типичны они для зон ранней стабилизации, какими в рассматриваемом регионе Восточной Тувы являются Прикосоголье, верховья рек Бий-Хем и Кызыл-Хем, а также нагорье Сангилен. Отличительной особенностью этих районов в орогенную стадию развития явились интенсивная блоковая тектоника и активизация в связи с этим глубинных мелких разломов.

Е. Л. Бутакова (1963), изучавшая щелочные породы Восточной Тувы, отмечает, что тесная генетическая связь щелочных интрузий с глубинными разломами доказывается не только территориальной приуроченностью к ним щелочных массивов, но и их пространственной ориентировкой и соответствующей ориентировкой первичных структур. Также тесно ассоциируются щелочные массивы с более мелкими разломами и зонами дробления в участках максимальных тектонических напряжений, вследствие чего Бутакова считает, что среди щелочных интрузий главным структурным типом является тип трещинных интрузий.

Для выяснения общей направленности в развитии процессов магматизма в рассматриваемой зоне кратко остановимся на характеристике отдельных магматических комплексов. Существующие по этому вопросу сведения отличаются большой неполнотой и противоречивостью. Относительно состава архейских гранитов этой зоны почти все исследователи (Ю. А. Кузнецов, А. И. Сулоев, А. Д. Смирнов, Е. В. Дибров, А. Л. Додин и др.) считают, что архейские гранитоиды отвечают кислой магме известково-щелочного ряда и колеблются по составу от аляскитовых лейкократовых гранитов, пересыщенных глиноземом, богатых щелочами и бедных основаниями в фемических компонентах, до нормальных плагиоклазовых гнейсо-гранитов (Сулоев, 1960). Протерозойские гранитоиды представляют собой породы кислой магмы известково-щелочного ряда и отличаются от архейских несколько более повышенным количеством оснований и пониженной щелочностью. Позднекембрийские гранитоиды характеризуются магмой нормального гранитного состава, причем на первом этапе ее внедрения химический и минералогический составы пород сравнительно постоянны, а второй этап отличается внедрением несколько более щелочных и глиноземистых магм. Широко развитые явления гибридизма контаминации значительно изменяют состав исходной магмы в двух направлениях: в сторону более основных пород, отвечающих среднему составу гранодиорита, и в сторону более щелочных — до граносиенита и сиенита. Появление лейкократовых разновидностей пород обуславливается дифференциацией магматических расплавов.



Фиг. 13. Карта интрузивных комплексов Саяно-Алтайской складчатой области

Области проявления складчатости различного возраста: 1 — додевонской; 2 — доверхнекембрийской; 3 — додевонской; 4 — довизейской; 5 — верхнепалеозойской; 6 — доверхнекембрийской, наложенной на девонскую; 7 — додевонской, наложенной на доверхнекембрийскую; 8 — додевонской и доверхнекембрийской — на довендскую; 9 — додевонской и довизейской — на доверхнекембрийскую; 10 — верхнепалеозойской — на довизейскую; 11 — область архейской консолидации (платформа); 12 — разломы: а — ограничивающие блоки земной коры с разновозрастной складчатостью, б — некоторые региональные разломы. Интрузивные комплексы. Архейско-протерозойские: 13 — таракский, китойский и их аналоги; аляскитовые гранитоиды (формация анатектических гранитондов); 14 — посольно-ангарский, онотский (бирюсинский), саянский (дербинский, каргонский, сыдинский), аляскитовые и пегматондные гранитоиды (формация раннескладчатых анатектических гранитондов); 15 — кузевский, кимбирский, богунаевский, сурнинский, токминский, бельский, лысанский (ндарский, удобкинский), агульский и прочие их аналоги; основные и ультраосновные породы докембрийского возраста (формации доскладчатые: габбро-диабазовая, габбро-пироксенит-дунитовая, гипербазитовая, чарнокитовая). Нижне- и среднекембрийские: 16 — буюнский (габбро-диорит-диабазовая формация нижнекембрийского возраста), манский и лебедской (плагногранитовая формация нижне-среднекембрийского возраста), тайский (габбро-плагногранитная формация среднекембрийского возраста — доскладчатые интрузии); 17 — актовроцкий (джебский, ильчирский, шиндинский, уздунчаганский) среднекембрийского возраста (гипербазитовая формация — доскладчатые интрузии); 18 — когтахский, нижне-среднекембрийского возраста (габбро-монцонит-сиеновая формация геоантиклинальных поднятий — доскладчатые интрузии). Верхнекембрийско-ордовикские: 19 — таинюльский, ольховский (карлыганский) верхнекембрийского возраста (габбро-диорит-гранодиоритовая формация — доскладчатая), улеский верхнекембрийско-ордовикско-силурийского возраста (формация гранодиоритовых батолитов послескладчатых, но доорогенных поднятий); 20 — шапшальский гранито-гнейсовый ордовикского возраста (формация анатектических раннескладчатых гранитондов). Девонские: 21 — среднедевонские раннескладчатые граниты и граносиениты; 22 — большепорожский силур-девонского возраста (формация габбро-диорит-гранодиоритовая послескладчатая); 23 — джойский (Буйбинский) ниже-среднедевонского возраста (формация габбро-диорит-гранодиоритовая ранне- и послескладчатых интрузий и батолитовая — биотитовых гранитов послескладчатых, но доорогенных поднятий); 24 — сорский и его аналоги; буюдзюльский (хаваксинский, сайборский) сютхольский (поселенский) девонского и отчасти (сорский) силурийского возраста (формация субвулканических гранитов и трахибазальтовая континентов — послескладчатые интрузии консолидированных областей); 25 — торгалыкский (казырский, потынский) ниже-среднедевонского возраста (подформация молодых дифференцированных габброидов с повышенной щелочностью); 26 — нефелиновые сиениты ниже-средне-девонского возраста — верхнепалеозойские; 27 — змеиногорский средне-верхнекаменноугольного возраста (формация габбро-диорит-гранодиоритовая — послескладчатые интрузии и формация гранитоидных батолитов пестрого состава послескладчатых, но доорогенных поднятий); 28 — калбинский комплекс пермского возраста (формация гранодиоритовых батолитов в граувакковых толщах послескладчатых, но доорогенных поднятий). Типы интрузий: 29 — анатектические гранитоиды; 30 — доскладчатые интрузии; 31 — раннескладчатые интрузии; 32 — послескладчатые интрузии; 33 — послескладчатые доорогенные интрузии (батолиты); 34 — орогенные интрузии.

А. Д. Шелковников (1962) для сыдинского комплекса гранитоидов (во второй этап образования интрузий дербинского комплекса) считает характерным преобладание калия над натрием, пересыщенность глиноземом, пониженное содержание железисто-магнезиальных минералов в лейкократовых разностях.

Верхнекембрийские (доордовикские) гранитоиды Восточного Саяна и Востока Тувы (таннуольский комплекс) в складчатой раме вендско-кембрийской геосинклинали в отличие от гранитоидов этой геосинклинальной зоны представлены послескладчатыми, но доорогенными гранитоидами батолитовой формации.

Различное структурное положение гранитоидов таннуольского комплекса, а также недостаточная его изученность, в результате которой до сих пор не умеют выделять из таннуольского комплекса гранитоиды ордовикского и силурийского возраста, стали причинами длительной и оживленной дискуссии о составе магмы, образовавшей гранитоиды таннуольского комплекса. Характерной особенностью этой дискуссии является то, что конечный состав преобразованной магмы, давшей гранитоиды таннуольского комплекса, обеими сторонами признается одинаковым. Сущность разногласий сводится к тому, из какой первичной магмы (основной или кислой) возникли таннуольские гранитоиды.

Совершенно самостоятельно и независимо от развития магматических пород кислого ряда во внешней зоне Саяно-Алтайской геосинклинали развивался основной и ультраосновной магматизм. Своим появлением он обязан проникновению масс основной и ультраосновной магм из глубинных зон земной коры, а последовательность проникновения средних, основных и ультраосновных магм отражает процесс их поступления в верхние горизонты земной коры. В отличие от образования гранитного ряда пород, представляющего собой непрерывный эволюционный процесс, развитие основного магматизма связано лишь с эпохами интенсивного погружения геосинклинали и активизации глубинных разломов.

В архейско-протерозойской геосинклинальной системе насчитываются три эпохи проявления ультраосновного и основного магматизма. Первая эпоха связана с заложением верхнеархейско-протерозойской геосинклинали, когда широкое развитие получили основные и ультраосновные породы кузеевского, кимбирского и богунаевского комплексов Енисейского кряжа, бельского комплекса Восточного Саяна и эффузивные образования архея и протерозоя Тувы. Судя по имеющимся данным, их состав и химизм весьма близок к основным и ультраосновным породам позднего докембрия.

Вторая эпоха падает на начало позднего докембрия. Она характеризуется излияниями андезитовых лав глушихинской и кувайской серий Енисейского кряжа и Восточного Саяна, появлением спилито-кератофировой и габбро-диабазовой формаций. Последняя сопровождается коагматическими интрузивными телами агульского комплекса (формация дифференцированных габброидных и габбро-норитовых интрузий).

Заканчивается эпоха основного магматизма габбро-пироксенит-дунитовыми интрузиями сурнихинского и идаро-лысанского комплексов Енисейского кряжа и Восточного Саяна. Характерной особенностью этих комплексов являются приуроченность их к зонам глубинных разломов, линейность расположения, сходство пород между собой и ярко выраженный парагенезис пород разной основности, выражающийся в их совместном нахождении и существовании переходных разностей от основных к ультраосновным породам.

В Восточном Саяне А. Д. Смирнов и В. В. Булдаков (1962) выделяют три пояса их распространения — Южный (Оспинский), Центральный (вытянутый вдоль зоны Восточно-Саянского краевого разлома) и Во-

сточный (на границе Урикско-Окинского грабена). Каждый из поясов характеризуется специфическим для него набором пород. Так, для южного пояса свойственны ультраосновной состав слагающих его пород и почти полное отсутствие габброидных разностей. Из ультраосновных пород чаще всего встречаются гарцбургиты, реже — дуниты и перидотиты. Широко распространена серпентинизация массивов, особенно мелких, где неизменные разности крайне редки. В Центральном поясе развиты крупные тела габброидного состава и многочисленные, но мелкие тела ультраосновных пород, роль которых здесь по сравнению с южным поясом заметно уменьшается. В составе пород пояса развиты роговообманковые габбро, габбро-нориты, диориты, габбро-диориты, перидотиты, пироксениты, гарцбургиты. В Восточном поясе распространены почти исключительно породы основного состава с подчиненными им мелкими телами ультрабазитов (Смирнов, 1962).

Петрохимические особенности ультраосновных пород характеризуются присутствием щелочей и меньшей основностью ультраосновных пород, чем гипербазитов прямой линии. В процессе дифференциации состав гипербазитов становится все более и более кислым. Наконец, для всех ультраосновных пород зоны сжатия характерны повышенное содержание титана и относительно незначительное содержание магния. Изучение габброидных массивов лысанского комплекса, произведенное А. Д. Шелковниковым (1962), показало повышенную их титанистость, пониженную щелочность, преобладание натрия над калием и незначительное превышение магния над железом. Все эти данные, а также известные геологические соотношения между ультраосновными и основными породами свидетельствуют о развитии в Восточном Саяне ультраосновных пород, являющихся производными основной магмы.

А. Д. Шелковников (1962) считает, что по своим петрохимическим, металлогеническим и отчасти структурным особенностям интрузии лысанского комплекса могут быть отнесены к габбро-пироксенит-серпентинитовому формационному типу. Убедительным доказательством их происхождения из основной, а не ультраосновной магмы, по мнению Шелковникова, является их полная петрохимическая аналогия с эффузивами спилито-кератофировой и габбро-диабазовой формаций глушихинской и кувайской серий Енисейского кряжа и Восточного Саяна. В поле развития этих формаций интрузии лысанского комплекса встречаются совместно с дайками токминского и агульского габбро-диабазового и метагабброидного комплексов, представляющих собой интрузивные аналоги эффузивных пород (юго-восток Восточной Тувы), в пределах которых имеются несколько массивов гипербазитов чистой линии неопределенного возраста.

Суммируя все сказанное об особенностях состава ультраосновных и основных пород, развитых в Восточно-Саянской зоне сжатия, и их размещении в ее пределах, необходимо прежде всего отметить, что они являются продуктами основной родоначальной магмы; это, видимо, связано с тем, что зоны глубинных разломов не выходили за пределы симатического слоя земной коры.

Второй особенностью основного магматизма рассматриваемой зоны является его наибольшая активность в архее и протерозое, т. е. тогда, когда происходило расширение древней Саяно-Алтайской геосинклинали. Указанные выше этапы развития габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-пироксенит-серпентинитовой формаций архейского и позднедокембрийского времени как бы отражают процесс перемещения прогибаний древней геосинклинали с востока на запад в зону меньшей мощности гранитно-метаморфического слоя. Последняя фиксируется составом пород отмеченных поясов, в которых на востоке преобладают почти исключительно одни основные, а на западе — ультраосновные породы, среди

которых в восточных районах Восточной Тувы появляются даже гипер-базиты чистой линии.

Рассмотренные нами магматические комплексы Восточно-Саянской зоны сжатия возникли в различных слоях земной коры в результате плавления их вещества. Широкое развитие в этой зоне гранитоидов свидетельствует о возникновении кислой магмы за счет осадочно-гранитной оболочки, а почти непрерывный их ряд — о длительном процессе магмообразования, идущем на разных уровнях гранитно-метаморфического комплекса при общем повышении фронта магмообразования.

В этом процессе важную роль играли сквозьмагматические растворы, богатые кремнием, алюминием, натрием, калием и др. Они способствовали не только гранитизации пород седиментарного комплекса, но приводили к гранитизации «базальтового слоя» и превращению перидотитовых пород мантии в основные породы типа габбро. Это приводило к увеличению мощности гранитно-метаморфического слоя и перемещению вниз поверхности Мохоровичича, что в конечном итоге резко увеличивало в этих зонах мощность земной коры.

Эволюция магмообразования привела к тому, что в зонах сжатия метасоматические гранитоиды до складчатой стадии геосинклинального развития, палингенные и инъекционные граниты складчатой стадии и инъекционные — посторогенной образуют в исторической последовательности ряд — аляскитовые ортоклаз-микроклиновые границы — диориты — адамелиты — габбро, а в посторогенную стадию — калиевые граниты — гранодиориты — граносиениты — сиениты.

В до складчатую стадию гранитообразования шло в условиях ультраметаморфизма, во время складчатости сопровождалось ультраметаморфизмом и контактово-региональным метаморфизмом, а в посторогенную — главным образом процессами контактового метаморфизма и магматического замещения. Гранитообразование шло в условиях разуплотнения вещества, что способствовало созданию в зонах сжатия обстановки поднятий и формированию положительных структур. Производные основной и ультраосновной магм в зонах сжатия появляются лишь эпизодически, в моменты кратковременных погружений, связанных с эпохами обрушений континентального блока, когда, видимо, в составе сквозьмагматических растворов начинают преобладать железо и магний, происходит уплотнение вещества и начинаются процессы реоморфизма нижней кромки гранитно-метаморфического слоя. С этими периодами связаны появления основной магмы и проявление интенсивного вулканизма.

### **Образование геосинклинального метаморфического комплекса в Восточно-Саянской зоне**

Метаморфизм в зонах сжатия определяется термодинамическими условиями. В зависимости от роли в процессах метаморфизма температуры и давления в метаморфическом комплексе возникают породы, представляющие собой различные фации метаморфизма. В первом случае формируются фации, свойственные региональному метаморфизму, во втором — более локально распространенные фации, свойственные динамометаморфизму.

При региональном метаморфизме возникают следующие его фации (Добрецов, Ревердатто и др., 1964, устное сообщение): гранулитовая, амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая. При динамометаморфизме формируются в зонах глубинных разломов фации лавсонит-глаукофановая, дистеновых гнейсов и сланцев и эклагитовая.

Региональный метаморфизм в зонах сжатия в значительной степени определяется термодинамическими условиями (температурой и статической нагрузкой пород) и тесно связан с процессами магмообразования и формирования гранитного ряда.

Становление последнего является следствием перемещения фронта магмообразования из глубинных в более верхние части земной коры, что обуславливает и некоторую этажность метаморфических процессов, неодинаково протекающих на различных глубинах. В связи с этим нами выделяются два яруса: а) кристаллических; б) зеленых сланцев. Так как глубина погружения пород определяется их положением в структуре, то типы метаморфизма прежде всего должны отражать структурные особенности того или иного участка земной коры и лишь в негативной форме — возраст пород.

Отсюда изучение метаморфических комплексов дает возможность выявить не только их эволюцию во времени, но также закономерности проявления метаморфизма на различных эрозионных срезях в разных структурных зонах сжатия.

Нижний ярус метаморфизма мы подразделяем на два этажа: 1) автохтонного метаморфизма, при котором главную метаморфизирующую роль играли статически развивающиеся на разных уровнях магматические очаги и 2) аутохтонного метаморфизма. Последний обязан своим возникновением движению магматического очага в седиментарном слое.

Первый тип связан с появлением в седиментарной оболочке магматического фронта, второй — с его продвижением в ней.

Верхний метаморфический ярус зеленых сланцев в целом отражает зону, подверженную не столько действиям самой магмы, сколько связанной с ней гидротермальной деятельности, а также сферу проявления диафтореза, дислокационного и регионального метаморфизма.

В соответствии с этим каждый из выделенных нами метаморфических ярусов гранитно-метаморфического слоя формировался в различных стадиях геосинклинального развития.

Нижний этаж кристаллических сланцев создавался в доскладчатую стадию, верхний — главным образом в складчатую, а ярус зеленых сланцев — в складчатую и послескладчатую стадии геосинклинального развития.

Для нижнего яруса кристаллических сланцев наиболее типичны гранулитовая фация метаморфизма и парагенетически связанные с ней чарнокиты. При этом гранулитовая фация лишь в пределах древних платформ и древних глыбах, представляющих собой осколки архейского кратона, занимает значительные площади. Чаще она вкраплена в амфиболитовую фацию, имея с ней в горизонтальной плоскости сложные взаимоотношения.

В вертикальном разрезе платформ гранулитовая фация, как правило, слагает более глубокие части кратона. Н. Л. Добрецов и др. (1964, устное сообщение) отмечают, что гранулитовая фация тяготеет к периферическим частям кратона и наиболее широко развита вблизи или даже в зонах крупных глубинных разломов. Этот вывод находит хорошее подтверждение на примере юго-западного края Сибирской платформы, где породы гранулитовой фации известны лишь в краевом поднятии Сибирской платформы — Шарыжелгайской и Енисейской глыбах, а также в некоторых «малых глыбах» в области протерозойского геосинклинального прогиба (восточная часть Хамар-Дабанской глыбы).

Верхний этаж кристаллических сланцев представлен главным образом породами амфиболитовой и реже эпидот-амфиболитовой фаций и диафторизованными позднее породами фации зеленых сланцев. Амфибо-

литовая фация очень характерна для пород древнего кратона Сибирской платформы, где сопровождается интенсивной магматизацией.

В зоне древней геосинклинали, т. е. в области «малых глыб» эта фация также имеет чрезвычайно широкое распространение, сложно сочетаясь с породами эпидот-амфиболитовой фации, которая редко образует значительные площади своего распространения. Эту фацию сопровождают крупные гранитоидные тела, видимо, возникшие в результате переплавления или гранитного замещения пород амфиболитовой фации (Добрецов и др., 1964, устное сообщение).

Ярус зеленых сланцев образован породами двух фаций — эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой. Эти фации наиболее широко развиты в складчатых областях, где сложно сочетаются друг с другом.

В областях Сибирской платформы они встречаются в наложенных структурах чехла и в зонах авлакогенов, являясь для последних наиболее типичной формой развития метаморфизма. В зонах сжатия они встречаются в древних структурах, где образуют однороднометаморфизованные толщи зеленых сланцев, занимающих широкие площади в пределах складчатых поясов (Добрецов, 1964, устное сообщение).

Метаморфизм нижнего яруса (кристаллических сланцев) в Восточно-Саянской зоне сжатия протекал параллельно с кислым магмообразованием в условиях процессов гранитизации.

В зонах появления кислой магмы, богатой летучими компонентами и водяными парами, наиболее вероятно, что явления гранитизации происходили или в результате мобилизации осадочных пород при повышении температуры или при привносе и смешивании разных исходных веществ благодаря инфильтрации поступающих эмонаций — «Ихора».

Возникновение гранитов путем мобилизации осадочных пород возможно и без привноса веществ извне, но требует, чтобы исходный материал соответствовал гранитному составу. Образование гранитов в этом случае происходит исключительно в результате теплового эффекта.

В верхнем этаже яруса кристаллических сланцев не менее сложный комплекс возникает при непосредственном взаимодействии магмы и вмещающей породы в процессе алингеза обычно уже мобилизованных пород. В возникающем магматическом очаге образуется магма, химизм которой определяется составом подвергшихся плавлению пород. Взаимодействие подвижной магмы с вмещающими породами приводит к формированию мигматитов, все разнообразие которых определяется механическими и петрографическими свойствами мигматизируемых пород, тектонической обстановкой и степенью мигматизации, что в общих чертах выражается количеством новообразованного подвижного материала (метатека) в участке магматитообразования.

Явления мигматизации наиболее широко развиты в условиях общего подъема магматического фронта, обычно резко усиливающегося в момент активизации тектогенеза. Они сопровождают и развивают процесс формирования интрузий, одновременных со складчатостью.

Ярус зеленых сланцев, возникающий в результате последней стадии метаморфизма, своим образованием обязан общим поднятиям всей зоны сжатия, которые наступают в посторогенную эпоху, когда внедряется батолитовая гранитная ассоциация. С ней связаны повторные явления метасоматической гранитизации и магматического замещения. Эти процессы наиболее интенсивно развиваются в глубинных частях сиалической оболочки и по мере передвижения вверх сквозь магматических растворов и самого магматического очага постепенно затухают, переходя в обычные контактовые изменения.

Отмеченные выше ярусы и этажи метаморфизма очень отчетливо выражены в Восточно-Саянской зоне сжатия, где явления метаморфизма наиболее полно изучены в последнее время И. Н. Крыловым и др. (1962).

Материалы этих исследований привлечены для характеристики упомянутых явлений, хотя фактическому материалу, приведенному в этой работе, часто дается иная геологическая интерпретация.

### Нижний ярус кристаллических сланцев

Нижний этаж нижнего яруса кристаллических сланцев формировался в пределах архейско-протерозойского первичного геосинклинального прогиба, возникшего в зоне глубинных разломов, на границе нижнеархейского кратона и древнего окна. Цоколем этого прогиба являлись породы нижнего архея, слагающие глыбы, представляющие собой обломки кратона, вовлеченные в геосинклинальное прогибание. В современной структуре они образуют краевое поднятие платформы, состоящее из трех глыб: Шарыжелгайской, Бирюсинской и Южно-Енисейской (см. фиг. 1).

В строении глыб, видимо, принимают участие как архейские (шарыжелгайская серия), так и протерозойские образования (бирюсинская серия и ее аналоги, слюдянская серия). В западной части протерозойского прогиба располагается ряд более мелких глыб, из которых одни представляют собой также обломки древнего кратона (Окинская, Хамар-Дабанская), а другие являются центрами консолидации архейско-протерозойского геосинклинального комплекса прогиба (Манская, Канская и др.). Они обтекаются комплексом менее метаморфизованных пород, синхронных породам консолидированных массивов.

В Шарыжелгайской глыбе развит наиболее древний комплекс архейского возраста ( $A_1?$ ), представленный шарыжелгайской серией, в состав которой входят преимущественно биотитовые гнейсы и сланцы, среди которых выделяются разновидности собственно биотитовые, двуслюдяные, гранатово-биотитовые, гранатовые и силлиманитовые. В меньших количествах развиты амфиболитовые гнейсы, амфиболиты и пироксеновые гнейсы. Указанные породы очень часто превращены в мигматиты. Инъекции представлены пегматоидным, а иногда лейкократовым гранитом, часто несущим гнейсовидность. Граница между жильным материалом и вмещающей породой то четкая, то расплывчатая. В зонах усиленной мигматизации имеются маломощные пластовые тела гранито-гнейсов.

Слюдянская серия состоит из переслаивания биотитово-гранатовых, биотитово-гранатово-силлиманитовых, пироксеново-амфиболовых гнейсов, кварцево-диопсидовых, кварцево-карбонатных пород и мраморов того же состава, что и в шарыжелгайской серии. И. Н. Крылов, М. М. Мануйлова и др. (1962) считают, что шарыжелгайская и слюдянская серии претерпели региональный метаморфизм. Участие в породах гиперстена, зелено-бурой и бурой роговой обманки, титанистого биотита и богатого пиропом альмандина указывает на гранулитовую фацию метаморфизма и одинаковые процессы их метаморфизма, хотя в шарыжелгайской серии более интенсивно проявились процессы мигматизации.

Во второй глыбе краевого поднятия — Бирюсинской — развиты лишь отложения бирюсинской серии, которые мы считаем протерозойскими. Они делятся на три свиты: энзинскую, топсинскую и шелеминскую. В строении нижней свиты принимают участие биотитовые, гранатово-биотитовые и реже амфиболитовые гнейсы; чрезвычайно широко развиты мигматиты. Среди амфиболовых гнейсов различают собственно амфиболовые, амфиболово-гнейсо-кварциты, а также близкие к ним по составу эпидотовые амфиболиты, амфиболовые гнейсо-кварциты и кварцево-амфиболовые эпидозиты. В верхней части свиты среди амфиболовых пород появляются мраморы, сопровождающиеся различными скарнами.

В тапсинской свите, сложенной главным образом кристаллическими сланцами, биотитово-гранатовыми, кордиеритовыми, дистеново-гранатовыми гнейсами, гранатово-силиманитово-двуслюдистыми сланцами, а также плагиоклазовыми, гранатовыми, пироксеновыми амфиболитами и сланцами (актинолитовыми, тремалитовыми, гранатово-ставролитово-слюдянными сланцами и мусковитизированными биотитовыми гнейсами), чрезвычайно широко распространены карбонатные породы. Среди них выделяют скаполитовые, диопсидовые, форстеритовые мраморы, кальцитофиры и форстеритово-пироксеново-амфиболовые породы.

Верхняя — шельминская свита образована угловатыми гранатово-биотитовыми и биотитовыми гнейсо-кварцитами и слюдистыми кварцевыми сланцами.

Все породы бирюсинской свиты сильно мигматизированы, особенно интенсивно в ее нижних частях и в зонах распространения пегматитов. Среди мигматитов выделены полосчатые, тонкоплойчатые, очковые и порфириобластические морфологические типы, что свидетельствует о средней и сильной степенях мигматизации пород или о значительном проявлении ультраметаморфизма.

Две нижние свиты бирюсинской серии характеризуются появлением в карбонатных породах диопсида в ассоциации с кварцем и тремолитом, а в глиноземистых породах — олигоклаза-андезина в ассоциациях дистен-альмандин-кварц, биотит-альмандин-кварц, что указывает на метаморфизм пород в амфиболитовой фации. Верхняя часть пород бирюсинской серии (шельминская свита) метаморфизована слабее в эпидотово-амфиболитовой фации.

И. Н. Крылов и М. М. Мануйлова и др. (1962) считают, что более низкая степень метаморфизма пород бирюсинской серии по сравнению с шарыжелгайской и слюдянской не может служить основанием для утверждения, что региональный метаморфизм бирюсинских пород протекал в условиях меньших температур и давлений. Сильная мигматизация бирюсинской серии и ее насыщенность пегматитами могли привести к возникновению ассоциаций минералов, обогащенных водой.

Южно-Енисейская глыба, расположенная в южной части Енисейского края, сложена комплексом глубоко метаморфизованных пород, известным в литературе как канский метаморфический комплекс. В настоящее время в нем выделяются три свиты: нижняя — кузеевская толща, образованная гранито-полевошпатовыми и пироксеновыми гнейсами, гранулитами и чарнокитами; средняя — атамановская толща, в состав которой входят кордиеритовые, силиманитовые, пироксеновые, гранат-биотитовые и кварцито-гнейсы; и верхняя — калонтатская толща, представленная биотит-пироксеновыми, кварц-пироксеновыми, гранат-биотитовыми гнейсами с прослоями кордиеритовых гнейсов и кварцито-гнейсов. По данным Ю. А. Кузнецова (1961), характерными порообразующими минералами канского комплекса являются альмандин, гиперстен-диопсид, плагиоклаз, ортоклаз, кварц и светло-оранжевый маложелезистый биотит, комбинирующийся различным образом в различных типах кристаллических сланцев. При этом в породах канского комплекса, по данным того же исследователя, полностью отсутствуют сфен, минералы, эпидотцоизитовой группы. Весьма характерны ортоклазовый тип калиевого полевого шпата и исключительная редкость амфиболов, видимо, всегда являющихся вторичными образованиями. Этот достаточно характерный состав и особенно типы минеральных ассоциаций, по мнению Ю. А. Кузнецова (1959), указывают на принадлежность кристаллических сланцев канского комплекса к фации гиперстенных гнейсов Д. С. Коржинского (1952), т. е. к наиболее глубинной фации метаморфизма. Регионально-метаморфизованные породы канского комплекса испытали регрессивный метаморфизм в результате формирования гранитоидов таракского ком-

плекса. Это выразилось в смене минеральных ассоциаций фации гиперстеновых гнейсов ассоциацией амфиболитовой фации. Ю. А. Кузнецов считает, что канский метаморфический комплекс может служить примером комплекса кристаллических сланцев, сформировавшегося в условиях глубинного метаморфизма без активного участия ювенильной магмы. В пользу этого говорят развитие канского комплекса на больших площадях с сохранением полной равномерности степени метаморфизма, снижение степени метаморфизма около гранитных интрузий благодаря проявлению наложенного контактового метаморфизма, глубинный характер метаморфизма, сопровождающийся местным переплавлением с образованием различного типа палингенных мигматитов и чарнокитовых интрузий, которые, следовательно, являются не причинностью, а продуктами метаморфизма (Ю. А. Кузнецов, 1961).

По степени метаморфизма канский метаморфический комплекс принято относить к нижнему архею и сравнить его с нижнеархейскими породами Анабарского и Алданского щитов, также содержащими чарнокитовые породы.

В Канской глыбе описываемые толщи образуют крупную антиклинальную складку. На ее крыльях выходят породы веснинской толщи протерозойского возраста, ранее включавшиеся в енисейский метаморфический комплекс. В строении веснинской свиты принимают участие биотит-плагиоклазовые гнейсы, амфиболиты, мигматиты и силикатные мраморы. По степени метаморфизма они относятся к его амфиболитовой фации. По характеру проявления — это породы контактово-регионального метаморфизма. Наиболее интенсивно он проявился вблизи контактов с интрузиями, где возникают кристаллические сланцы амфиболитовой фации. Далее от контактов они постепенно сменяются более низкотемпературными актинолитовыми сланцами и даже филлитами. Широко развиты милониты, среди которых выделяют ультрамилониты, бластомилониты и филониты (Врублевич и Корнеев, 1962), образующие мощные зоны диафореза с развитием в них слюдяных, слюдяно-гранатовых, хлорит-эпидотовых и эпидот-актинолитовых сланцев. Вышележащие породы сухопиточной серии (поздний докембрий) метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

В области, расположенной к западу от Бирюсинского разлома, отделяющего цоколь Сибирской платформы от древней геосинклинальной области, в зоне Восточно-Саянской системы разломов располагаются сложенные комплексом глубоко метаморфизованных пород следующие малые глыбы древней консолидации, 1) Южно-Енисейская; 2) Манская; 3) Канская; 4) Окинская, или Гарганская; 5) Слюдянская; 6) Хамар-Дабанская; 7) Хонголдойская; 8) Шумакская; 9) Шутхулайская; 10) Бий-Хемская; 11) Кизир-Казырская, или Базымбийская (см. фиг. 1).

В связи с тем, что эти малые глыбы почти все исследователи Восточного Саяна и Тувы рассматривали как осколки цоколя Сибирской платформы (шарыжелгайская, слюдянская и бирюсинская серии), то естественным было стремление в слагающих эти глыбы породах видеть сходство с архейскими образованиями.

В настоящее время появились серьезные данные, указывающие на то, что слюдянская, бирюсинская, хангарульская, дербинская, шутхулайская и чинчиликская серии не являются свитами, имеющими строго стратиграфическое значение, а представляют собой метаморфические комплексы весьма различного и непостоянного возрастного объема, но ограниченные возрастными рамками протерозоя.

Различия указанных метаморфических комплексов скорее всего обусловлены неодинаковым первичным составом пород, зависящим от формирования их в различных структурно-фациальных зонах; известное

влияние оказал также различный характер проявившегося в этих зонах метаморфизма.

Состав метаморфических пород, участвующих в строении цоколя Сибирской платформы и «малых глыб», свидетельствует о том, что метаморфический комплекс возник из терригенных, карбонатных и вулканогенных пород, а его мощность и условия залегания говорят о геосинклинальном происхождении; слагающие комплекс породы до метаморфизма представляли собой частое чередование толщ, пачек, слоев и прослоев песчаников, алевролитов, мергелей и известняков, прослоенных покровами кислых и основных лав. В целом весь комплекс может быть охарактеризован как терригенный и терригенно-карбонатный флиш. Карбонатные толщи отлагались в области поднятий, а флишеидные или терригенно-вулканогенные — в прогибах. Как показали работы Фроловой (1951) и Н. П. Васильковского (1960), в составе терригенных образований архея и протерозоя большой удельный вес обломочного материала падает на долю основных изверженных пород, что наложило определенный отпечаток на состав возникшего из них метаморфического комплекса. Все это делает мало основательным сопоставление на основании внешнего сходства разрезов метаморфических толщ цоколя Сибирской платформы, обнаженных в глыбах ее краевого поднятия и развитых в пределах «малых глыб».

На несостоятельность такой корреляции, например, указывают такие факты, как прорывание китойскими гранитондами с абсолютным возрастом 1800 млн. лет шарыжелгайской и слюдянской серий краевого поднятия (Шарыжелгайская глыба), и наблюдаемые замещения карбонатных пород дербинского комплекса метаморфическими толщами бирюсинской и слюдянской серий, Дербинского антиклинория и «малых глыб». Таким образом, слюдянская серия краевого поднятия и серия «малых глыб» при значительном внешнем сходстве оказываются разновозрастными. Если в первом случае за ней следует признать архейский возраст, то во втором она, видимо, скорее всего является протерозойской. Учитывая тесную связь слюдянской серии с хангарульской и шарыжелгайской свитами в районах, расположенных к западу от краевого поднятия Сибирской платформы (Хамар-Дабанская глыба), возникают сомнения в действительно архейском возрасте шарыжелгайской серии этого района и правомочности выделения хангарульской серии в самостоятельную стратиграфическую единицу. Также оказались несостоятельными попытки определения возраста отдельных свит, основанные на степени их метаморфизма.

Проведенное в последнее время изучение метаморфизма докембрия Восточного Саяна и Восточной Тувы группой геологов Лаборатории докембрия АН СССР показало, что породы одних и тех же серий часто имеют различный характер метаморфизма, а считающиеся разновозрастными — одинаковый. Той же группой ученых было показано, что особенности метаморфизма определяются главным образом структурным положением толщ и спецификой геологического развития различных структурно-фациальных зон.

В связи с вышеизложенным мы считаем, что в метаморфическом комплексе краевого поднятия к архею следует относить шарыжелгайскую и слюдянскую серии, а к протерозою — бирюсинскую, хангарульскую и вышележащие метаморфические толщи вплоть до свиты Соснового Байца. В «малых глыбах» весь метаморфический комплекс (шарыжелгайская, слюдянская, бирюсинская, алыгджерская серии и дербинская, жайминская свиты и их аналоги) является протерозойским образованием примерно одного и того же возраста. Исключение, возможно, представляет шарыжелгайская свита, которая в некоторых разрезах может быть архейской. В силу этого возможно, что ряд консолидированных массивов

представляет собой остатки раздробленного края архейского кратона. Отмеченное некоторыми исследователями несогласное залегание слюдянской серии на шарыжелгайской в районе краевого поднятия свидетельствует о том, что оно в протерозое представляло собой уже консолидированный участок и являлось рамой для протерозойской геосинклинали Восточного Саяна и Восточной Тувы.

В Хамар-Дабанской глыбе выделяют шарыжелгайскую и слюдянскую серии. Первая широко распространена в западной ее части. В строении шарыжелгайской серии принимают участие главным образом различные биотитовые гнейсы и сланцы. Менее распространены амфиболсодержащие гнейсы, амфиболиты и карбонатные породы. Среди биотитовых гнейсов выделяют собственно биотитовые, двуслюдяные, гранатово-андалузитово-карбонатно-амфиболово-ставролитово-силиманитово-биотитовые гнейсы. Все перечисленные разновидности пород часто переслаиваются друг с другом и связаны постепенными переходами.

В составе биотитовых гнейсов принимают участие плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит, гранат, андалузит, дистен, кордиерит, ставролит, силиманит, а также микроклин, встречающийся исключительно в зонах метасоматоза. Амфиболово-биотитовые гнейсы весьма редки и образуют редкие невыдержанные прослои. Также весьма ограничены в своем развитии амфиболиты. Среди них различают собственно амфиболиты и эпидотовые амфиболиты. В самом верху шарыжелгайской серии чрезвычайно широкое развитие получают карбонатные породы, достигающие нескольких сотен метров мощности. Они представлены мраморами, кальцитифирами и кварцево-карбонатными сланцами.

Породы слюдянской серии слагают северную часть Хамар-Дабанской глыбы, а также Хонголдайскую и Шумацкую, расположенные в пределах Тункинских Альп. Наиболее полно она представлена в Хамар-Дабанской глыбе. Слюдянскую серию составляют амфиболовые и пироксеновые гнейсы, мраморы и кальцитифиры. В резко подчиненном положении находятся биотитовые гнейсы и амфиболиты.

Нижняя часть слюдянской серии наблюдается в разрезах Шумацкой и Хонголдайской глыб. Здесь выделяют разнообразные биотитовые гнейсы и сланцы, биотитово-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, карбонатно-кварцевые и слюдисто-карбонатные сланцы, различные пироксенсодержащие породы и конгломераты. Верхи серии обнажены в восточной окраине Хонголдайской глыбы. Здесь выходят мраморы с прослоями биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев, а также пластовые тела амфиболитов. В Хонголдайской глыбе среди слюдянской серии имеются линзы внутриформационных конгломератов. Их галька состоит из гнейсов, слагающих подстилающие части разреза. Она образована биотитовыми двуслюдяными гнейсами и розовым мрамором. Реже встречается галька кварцитов, амфиболитов, кварца и биотитового сланца. Цементируются гнейсы породой, по составу не отличимой от биотитового гнейса.

И. Н. Крылов, М. М. Мануйлова и др. (1962) отмечают, что в строении Хамар-Дабанской, Хонголдайской и Шумацкой глыб участвуют разнообразные биотитовые гнейсы и сланцы, карбонатные породы, амфиболовые и пироксеновые гнейсы и сланцы, амфиболиты. Для Хамар-Дабанской глыбы характерны гранатово-биотитовые, кордиеритово-андалузитово-кианитово-силиманитово-биотитовые разновидности биотитовых гнейсов. Ставролитсодержащие породы встречаются редко и при том только в южной части глыбы. В то же время в биотитовых гнейсах и сланцах Хонголдайской и Шумацкой глыб ставролит является обычным минералом, а силиманит, кордиерит и кианит встречаются спорадически и только в южной части глыб. Также закономерно меняется и состав железо-магнезиальных минералов. Биотит в биотитовых гнейсах

Хамар-Дабанской глыбы буро-коричневый, красно-коричневый до оранжевого. В Хонголдойской и Шумацкой глыбах он преимущественно зелено-бурый и только в силиманитовых и кордиеритовых гнейсах оранжевый.

Среди карбонатных пород в Хамар-Дабанской глыбе преобладают диопсидовые и форстеритовые мраморы и кальцитифиры. В Хонголдойской и Шумацкой глыбах наиболее распространены тремолитовые разновидности. Карбонатные породы с диопсидом опять-таки приурочены преимущественно к южным частям глыб. Характерно широкое развитие процессов катаклаза и милонитизации с сопровождающими их явлениями перекристаллизации, а также новообразования низкотемпературных минералов. Эти процессы охватывают всю Хонголдойскую, в меньшей мере Шумацкую и южную и северо-западную части Хамар-Дабанской глыбы (Крылов, Мануйлова и др., 1962).

Описанные особенности и состав метаморфических пород «малых глыб» свидетельствуют о том, что эти породы были созданы в процессе высокотемпературного регионального метаморфизма, в котором процессы ультраметаморфизма играли важную роль.

В юго-восточной части Хамар-Дабанской глыбы метаморфизм связан с гранулитовой фацией. Последняя возникает при температуре 700—1000° и давлении 5—15 *кбар*, т. е. близких к режиму плутона и связанного с ним ультраметаморфизма. Процессы ультраметаморфизма в этой части Хамар-Дабанской глыбы вызвали формирование китойского комплекса гранитоидов, представляющих изофакцию гранулитовой зоны, с породами которой гранитоиды не имеют контактовых ореолов и постепенно переходят в гнейсовый комплекс. На этом основании можно предполагать, что в данном районе породы, относящиеся к шарыжелгайской серии, так же как и в краевом выступе, являются действительно архейскими.

Китойские метасоматические гранитоиды вместе с вмещающими их породами превращены в гнейсы, в которых лишь местами сохранились реликты первичной структуры.

Как правило, они более массивны и не имеют полосчатой и ленточной текстуры, обычной для парагнейсов. Указанные отличия трудно уловимы из-за тесной связи орто- и парагнейсов, между которыми часто наблюдаются постепенные переходы и совместное участие в складчатости метаморфического комплекса. Наблюдаемые в ряде мест отчетливо выраженные интрузивные контакты свидетельствуют о том, что формирование китойского комплекса происходило при непосредственном воздействии на окружающие породы магмы, которая в ряде случаев приводила к регрессивному контактовому метаморфизму вмещающих пород. Последний выражается в микроклинизации, скаполитизации, ослюденении и хлоритизации вмещающих пород.

В строении Гарганской глыбы принимают участие породы шарыжелгайской серии. Они в этом месте подразделяются на три свиты: богоройскую, образованную биотитовыми гнейсами, гранито-гнейсами с пачками гранатово-биотитовых, амфиболово-биотитовых и амфиболовых гнейсов; ишунтипскую, состоящую из гранатовых, гранатово-пироксеновых, пироксеновых и биотитовых амфиболитов и амфиболовых гнейсов; верхнюю — улзетинскую, в состав которой входят только биотитовые гнейсы.

Амфиболиты широко распространены в ишунтипской свите. В результате процессов мигматизации и ультраметаморфизма они переходят в амфиболовые гнейсы и гранитогнейсы. Кроме собственно амфиболитов, имеются гранатовые, гранатово-пироксеновые, пироксеновые и биотитовые амфиболиты.

Для всего комплекса пород характерен следующий набор минералов: бурая роговая обманка — гиперстен — гранат — плагиоклаз; бурая роговая обманка — моноклинный пироксен — плагиоклаз — гранат. Эта

ассоциация характерна для гранулитовой фации метаморфизма. Широкое развитие анатектических гранитов и процессов мигматизации свидетельствует о сильном проявлении ультраметаморфизма, степень которого, судя по характеру мигматитов, может быть оценена как сильная или даже высшая.

Канская глыба целиком слагается породами бирюсинской серии. Ее нижняя свита образована гнейсами — биотитовыми и гранато-биотитовыми и резко подчиненными им амфиболитами. Средняя свита сложена амфиболовыми гнейсами и амфиболитами с прослоями мраморов и кальцитифиров. В составе верхней свиты принимают участие кристаллические сланцы, кварциты, мраморы и кальцитифиры.

Для метаморфического комплекса Арзыбейской глыбы характерна интенсивная мигматизация. Мигматиты, как указывает, например, в своем докладе К. А. Шуркин (1962 г.), особенно многообразны в районе Пезинского белогорья и верхнем течении р. Кан. Там встречаются линзовидно-жилые, полосчатые, тонкопослойные, брекчиевидные, плейчатые, птгматитовые и реже ветвистые мигматиты. Характер мигматизации указывает на то, что формирование метаморфического комплекса происходило в условиях ультраметаморфизма.

Верхний этаж нижнего яруса кристаллических сланцев формировался в области распространения бирюсинского и саянского (дербинского) гранитоидного комплекса. Он связан с продвижением магматического фронта в более высокие зоны седиментарного слоя.

Поднятие магматических очагов, видимо, началось во второй половине протерозоя в связи с усилившимися складчатými движениями в собственно геосинклинальную стадию развития во внешней зоне архейско-протерозойской геосинклинальной системы. Именно с этим моментом геологической истории связано появление в пределах Бирюсинской и Канской глыб огромных порций кислой магмы, пропитавшей седиментарный слой и образовавшей в бирюсинской серии комплекс бирюсинских гранитоидов. Их формирование, судя по данным абсолютного возраста, длилось огромный промежуток времени от 1200 до 1500 млн. лет, т. е. продолжалось всю вторую половину протерозоя. Наиболее активно магма продвигалась по Бирюсинскому разлому, вдоль которого сосредоточена основная масса наиболее крупных плутонов этого комплекса и где метаморфизм достиг наивысшей интенсивности. По типу проявлений метаморфизма в этих зонах он очень близок к ультраметаморфизму нижнего этажа и отличается от него лишь тем, что представлен главным образом наиболее низкотемпературными (тремолитовыми) зонами амфиболитовой фации.

К концу позднего докембрия отмечается новое появление кислой магмы, связанной с проявлениями предвендской складчатости. В это время формируется комплекс саянских (дербинских) гранитоидов (абсолютный возраст 670 млн. лет). Чрезвычайно близкий петрографический и химический состав бирюсинских и саянских гранитоидов заставляет предполагать, что значительная часть последних была создана за счет переплавления более древнего интрузивного комплекса, т. е. что и в это время в преобразовании седиментарного слоя в кристаллический большое значение имели процессы ультраметаморфизма. Наиболее активно они развивались в области протерозойских прогибов, где накапливались различные флишоидные толщи, и менее интенсивно — в смежных поднятиях, представляющих собой область наиболее ранней консолидации.

В пределах этих поднятий (Дербинская глыба) глубоко метаморфизованные толщи залегают под комплексом карбонатных осадков дербинской свиты. В зонах поднятий основное действие подымающегося магматического фронта сказалось в равномерном метаморфизме вмещающих

комплексов исключительно в амфиболитовой фации, а вдоль Китайско-Манского разлома привело даже к явлениям регрессивного метаморфизма и образованию широкой зоны в эпидот-амфиболитовой фации.

В юго-восточной части Восточного Саяна в связи с общим погружением его на северо-восток вскрываются более глубокие части интрузивов саянского комплекса, благодаря чему в его пределах, а также в «малых глыбах» южных районов (Хамар-Дабанская, Хонголдойская, Шумакская) чрезвычайно широко проявилась зона калиевого и кремнекислого метасоматоза, приводящего к образованию минеральных ассоциаций, отвечающих эпидот-амфиболитовой фации.

В строении Дербинского антиклинория принимают участие метаморфические комплексы протерозоя и позднего докембрия. В фации кристаллических сланцев представлены лишь протерозойские образования, которые здесь делятся на три свиты: алыгджерскую, дербинскую и жайминскую. Они лишь с большой долей условности могут рассматриваться как стратиграфические комплексы. Сейчас установлено, что названные свиты представляют фации сложно построенного карбонатно-сланцевого дербинского комплекса, в целом синхронного части хангарульской, шутхулайской и чинчиликской сериям Тувы и Прикосоколья и бирюсинской серии Протеросаяна. От названных серий они отличаются несколько меньшей степенью метаморфизма. Карбонатные фации приурочены к древним поднятиям, сланцево-карбонатные — к прогибам.

В строении алыгджерской свиты участвуют биотитовые, гранатово-биотитовые, пироксен-амфиболовые и силиманитовые гнейсы, а также прослой кварцитов. Дербинская свита сложена исключительно графитистыми мраморами, в которых часты примеси кварца. При значительном его содержании породы переходят в кварцево-карбонатные сланцы. Из минеральных примесей, кроме кварца и графита, встречаются диопсид, тремолит, слюда, пирит. Жайминская свита состоит из частого чередования полосчатых биотитовых и амфиболитовых мраморов, амфиболовых, биотит-амфиболовых, биотит-серицитовых и эпидот-актинолитовых сланцев.

Кроме Дербинского антиклинория Восточного Саяна, указанные толщи слагают Базымбайскую, или Кизир-Казырскую, глыбу. В ее строении участвуют биотитовые кварциты, биотитовые и гранатово-биотитовые гнейсы, вверх по разрезу сменяющиеся мраморами, кристаллическими сланцами и микрогнейсами.

Значительно менее метаморфизованы синхронные протерозойские образования Тункинских гольцов, Хамар-Дабанского хребта и Тувы, представленные иркутной, балыктыгхемской, билинской свитами и их аналогами. Эти отложения располагаются между «малыми глыбами». Их простирання обычно параллельны краям глыб, а сами они отделяются от «малых глыб» разломами. В строении этих зон принимают участие биотитовые, гранатово-биотитовые, гранатово-биотитово-ставролитовые и амфиболовые гнейсы и сланцы, чередующиеся с микрогнейсами слюдисто-кварцевыми, слюдисто-карбонатно-кварцевыми и кварцево-карбонатными, зелеными эпидот-амфиболовыми, амфиболово-хлоритовыми и другими сланцами с подчиненными прослоями карбонатных пород. В верхах этого комплекса появляются филлиты и хлоритово-серицитово-альбитовые сланцы.

Региональный метаморфизм этого комплекса характеризуется условиями эпидот-амфиболитовой, а также частично и зеленосланцевой фаций. В нижних частях разреза встречаются отложения, метаморфизованные в высокотемпературных условиях эпидот-амфиболитовой фации, в средних — преобладают низкотемпературные образования этой же фации, а верхняя часть разреза находится уже в стадии зеленокаменного метаморфизма. Для метаморфического комплекса «межглыбовых» (шов-

ных) зон чрезвычайно характерны эпидотово-кварцево-амфиболовые, карбонатно-кварцево-эпидотовые и другие зеленые сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма вулканогенных и туфогенных пород основного (низы комплекса) и кислого (средняя его часть) составов. Это обстоятельство, а также появление в этих зонах вблизи плутонов би-рюсинского и особенно саянского комплексов зон прогрессивного контактового метаморфизма свидетельствуют о том, что «межглыбовые» пространства служили зонами интенсивной магматической проницаемости и проявлений контактового метаморфизма, хотя и не были в отличие от глыб областью интенсивного ультраметаморфизма. Эта их особенность сказалась еще и в том, что в пределах таких зон породы позднего докембрия, образующие в целом верхний ярус метаморфизма и представленные в области «малых глыб» и краевого поднятия в фации зеленых сланцев в этих зонах, часто превращены в кристаллические сланцы и, таким образом, входят в состав пород нижнего яруса метаморфизма.

В последнее время М. Н. Белянкина и Е. А. Долгинов (1963) изучали процессы гранитизации в позднедокембрийских и протерозойских (тейская свита) отложениях Енисейского кряжа. Им удалось установить, что изменение различных по возрасту и литологическому составу осадочных пород в зонах «контактов» с рассматриваемыми гранитами (посольнинскими) и образование самих гранитов обусловлены единым процессом метасоматической гранитизации, носившим избирательный характер. Процесс гранитизации осадочных пород докембрийского возраста проявился качественно по-разному, в зависимости от первичных литологических особенностей пород. Наибольшим замещениям подверглись алевро-глинистые отложения, меньшим — мономинеральные кварцевые, кварц-полевошпатовые, кварц-карбонатные песчаники и карбонатные конгломераты, доломиты и известняки; в еще меньшей степени оказались измененными эффузивы основного состава и их туфы, хотя на некоторых участках в них также наблюдаются узкие зоны гнейсов и мигматитов.

Процессы скарнирования наблюдаются лишь в карбонатных и терригенно-карбонатных породах, а также в основных эффузивах и их туфах. Фельдшпатизация с образованием широких ореолов гнейсов, кристаллических сланцев и полевошпатовых кварцитов свойственна песчано-глинистым отложениям. С процессами скарнирования связано появление инфильтрационных метасоматических зон, сложенных последовательно сменяющимися друг друга лейкократовыми и амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, которые переходят в амфиболовые сланцы и кальцифиры, а во внешней зоне — в мономинеральные крупнозернистые мраморы, мраморизованные конгломераты, зеленые сланцы эпидот-амфиболитовой и хлоритовой субфации.

Процесс гранитизации карбонатных пород под действием инфильтрационных гранитизирующих растворов отличен от подобных процессов, связанных с постмагматическими растворами. Эти различия, по М. Н. Белянкиной и Е. А. Долгинову (1963), заключаются в отсутствии явлений биметасоматоза, высоком потенциале глинозема, магния, калия, кремния, выражающемся в процессах фельдшпатизации и амфиболитизации карбонатных пород, в малом потенциале натрия, кальция, железа и в других особенностях.

Рассмотренные данные по особенностям метаморфизма нижнего яруса сиалического слоя земной коры представляют весьма важный материал по истории его формирования в области зон сжатия.

1. Выясняется, что высокотемпературный региональный метаморфизм проявляется на первых стадиях развития рассматриваемой зоны и охватывает всю ее площадь.

2. В наиболее прогнутых частях этой зоны и вдоль глубинных разломов возникают центры гранитизации, приводящие к формированию внутренних геантиклинальных поднятий.

3. Этот процесс приводит к неоднородности возникшего сиалического слоя, в пределах которого появляются жесткие и менее жесткие его участки.

4. Области интенсивной консолидации обуславливают накопление в их пределах моногенных карбонатных пород, в то время как менее консолидированные превращаются в прогибы, в которых отлагаются терригенно-карбонатные флишоидные толщи.

5. Зоны различной консолидации являются местами возникновения разломов и усиленной магматической проницаемости, в результате чего в их пределах развит интенсивный контактовый метаморфизм аутохтонного типа.

6. Различный литологический состав пород в зонах консолидации и шовных зонах приводит к различным результатам контактового метаморфизма.

Так, в карбонатных толщах внутренних геантиклинальных поднятий, резко различных по своему минералогическому составу от заключенных в них интрузий во вмещающих осадочных породах, не происходит процесса интенсивного минералообразования. В терригенно-карбонатных породах шовных зон, по своему составу близких к гранитам, то же воздействие магмы приводит к полному преобразованию пород, по своему составу приближающихся к граниту.

7. Такие неравномерные процессы гранитизации приводят к тому, что еще в доскладчатую стадию геосинклинального развития возникшие центры консолидации в результате аутохтонного метаморфизма к концу собственно геосинклинального режима расширились за счет метаморфизма шовных зон.

8. Следствием этого же процесса является расширение геантиклинального режима в пределах древней геосинклинали.

9. Увеличение жесткости сиалического слоя и большая площадь его распространения привели к возникновению внутри геосинклинали глыбовой тектоники и активизации глубинных разломов.

10. Последние явились зонами повторного метаморфизма. В зонах интенсивной консолидации вдоль глубинных разломов развивался регрессивный метаморфизм, связанный с процессами метасоматоза, в шовных зонах — прогрессивный контактовый.

#### **Верхний ярус (комплекс зеленых сланцев)**

Зеленые сланцы верхнего яруса развиты в отложениях позднего докембрия, но в ряде случаев входят также в состав протерозойских образований. В пределах краевого поднятия они выполняют Бельско-Урикский и Окинский грабены и нередко перекрывают протерозойские отложения консолидированных зон («малые глыбы»), а также локализуются в тектонических депрессиях вдоль глубинных разломов. Чрезвычайно широким распространением зеленосланцевые толщи пользуются в зоне Главного Восточно-Саянского разлома. В шовных зонах они входят в состав облекающего комплекса, где приурочены к различного рода складчатым и складчато-глыбовым отрицательным структурам. В Енисейском кряже они участвуют во всех его структурах. В зеленосланцевый комплекс входят отложения следующих стратиграфических подразделений: в Восточном Саяне (Дербинский антиклинорий) — кувайская серия; в грабенах краевого поднятия — аршанская, ирсымская, колбызикская, ермосохинская, верхнейская, сублукская, большереченская, далдорминская, урикская, окинская; в Туве — айлыгская, бийхемская, хоральская, охемская,

ильчирская, монгошинская; в Енисейском кряже — сухопитская, тунгусинская, ослянская серии.

Вся эта группа осадков в целом представляет песчано-сланцевый флиш, переслоенный карбонатными толщами, и соответствует последней стадии геосинклинального развития. С протерозойскими отложениями она образует единый структурный комплекс, хотя и отделена в ряде мест угловыми несогласиями и поверхностями размыва. Рассматриваемая группа пород подверглась низкотемпературному региональному метаморфизму в условиях зеленосланцевой фации, для которой наиболее характерными минеральными ассоциациями являются: в карбонатных породах — доломит — кварц, карбонат — кварц — флогопит, карбонат — серицит — хлорит — кварц, в пелитовых породах — кварц — серицит — хлорит, кварц — плагноклаз — хлорит, кварц — биотит — мусковит; в метаморфизованных вулканогенных породах — хлорит — эпидот — кварц, хлорит — серицит — эпидот, хлорит — серицит — альбит. Зеленосланцевый комплекс образован различными филлитами и сланцами, среди которых наибольшим распространением пользуются кварцево-углисто-карбонатные, хлоритово-карбонатные, серицитово-карбонатные, хлоритово-эпидотовые и разнообразные кварциты.

В зонах глубинных разломов, как правило, широко развита также формация зеленых сланцев, возникшая в результате диафтореза, накладывающегося на метаморфический комплекс эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В этих зонах все породы испытали интенсивное дробление, развальцевание и перекристаллизацию с образованием бластокатаклизитов и бластомилонитов, с замещением актинолитов, граната и биотита хлоритом. Этот тип метаморфизма особенно широко развит в шовных зонах и зоне Главного Восточно-Саянского разлома.

В связи с тем, что позднедокембрийские отложения в настоящее время сохранились в складчато-глыбовых структурах отрицательного типа, они сравнительно слабо подвержены действию контактового метаморфизма саянского комплекса гранитоидов, которые, локализовались или во внутренних геантиклинальных поднятиях, или в шовных зонах, связанных с наиболее активными глубинными разломами. Однако в тех случаях, когда зеленосланцевые толщи вмещают гранитоидные плутоны, они подвергаются интенсивному прогрессивному контактовому метаморфизму с образованием широких ореолов кристаллических сланцев. В ряде случаев, как, например, вдоль Канской и Бирюсинской глыб, позднекембрийские образования (кожелакская и тюлюпская свиты) подверглись даже ультраметаморфизму, вследствие чего оказались не отличимыми от бирюсинской свиты, в состав которой они и включаются многими исследователями как архейские или нижнепротерозойские образования (Щеглов, 1964 г.).

Обобщая все сказанное относительно процессов развития метаморфизма и гранитизации в Восточно-Саянской зоне сжатия, можно отметить следующие этапы ее развития: 1) активизация глубинных разломов; 2) обрушение края континентального блока и связанное с ним растяжение земной коры, способствующее погружению в симатический слой гранитно-метаморфического слоя обрушенной части континентального блока; 3) накопление в зонах интенсивного прогибания сначала продуктов основной магмы, а затем терригенно-карбонатных пород; их гранитизация; 4) появление тангенциальных напряжений и связанных с ними палингenez с образованием гранитоидов замещения, внедрение остаточной магмы и магмы из вновь возникающих ее очагов в более верхние горизонты с образованием инъекционных гранитоидных интрузий; 5) плутон-метаморфизм с широко идущими процессами гидротермального характера, в которых ведущая роль принадлежит калиевому и кремнекислотному метасоматозу, затем диафторез, связанный с замыканием

в геосинклинали и активизацией глыбовых движений. В последнюю стадию возникают прогрессивный контактовый и, вероятно, дислокационный метаморфизм и повторные явления локального ультраметаморфизма, вызванного внедрением послескладчатых интрузий батолитовой формации; б) консолидация подвижного пояса, поднятия, растрескивание, внедрение комплекса кислых трещинных интрузий и появление кислых и средних вулканогенных пород и комплекса субщелочных и щелочных интрузий субвулканического и трещинного типа, вызывающие локальные процессы ультраметаморфизма и способствующие возникновению предельной жесткости складчатого сооружения и превращению его в область завершенной складчатости.

### **Зона проявления динамометаморфизма**

Динамометаморфизм в зонах сжатия и, в частности, в Восточно-Саянской зоне особенно интенсивно проявился вдоль ствола Главного Восточно-Саянского разлома (Манско-Китойского и Бирусинско-Китойского), разделяющего цоколь Сибирской платформы от докембрийских складчатых сооружений ее юго-западного и западного обрамления. Метаморфический комплекс этой зоны представлен фацией дистеновых гнейсов и сланцев, включающих иногда экагитовые породы (Южно-Енисейская глыба). Дистеновые сланцы тесно ассоциируются с мигматитами или телами двуслюдистых гранитоидов саянского и посольненского комплексов. Вдоль Главного Восточно-Саянского разлома (Манско-Китойского) эти породы образуют хорошо выраженный пояс, образованный четковидно расположенными телами дистеновых гнейсов, заключенных в породах амфиболитовой и реже гранулитовой фациях метаморфизма. На севере он уходит в зоны разломов Енисейского кряжа, а на юге смыкается с аналогичными образованиями Станового хребта, где так же, как и в Южно-Енисейской глыбе, в толщах дистеновых сланцев появляются тела эклогитоподобных пород. Такая ассоциация пород амфиболитовой фации с породами динамометаморфизма свидетельствует, что образование дистеновых сланцев происходило в условиях значительных глубин и температур при большой роли стрессовых напряжений. Зона развития амфиболитовой фации и фации дистеновых сланцев и гнейсов достигает в поперечном сечении 50 и даже 100 км, т. е. приурочена к значительной части Восточно-Саянской системы разломов, что свидетельствует о ее возникновении в условиях значительного бокового сжатия, приведшего к дроблению края древнего кратона, в пределах которого, видимо, и проходит ствол Главного Восточно-Саянского разлома. Н. Л. Добрецов и др. (1964, устное сообщение) зоны глубинных разломов подобного типа относят к разломам, закладывающимся внутри мощной сиалической коры на границах крупных стабильных глыб и платформ.

Данная фация метаморфизма, по представлениям В. С. Соболева и его учеников, формировалась на глубине не более 10—15 км, что следует из данных по мощностям перекрывающих толщ и предполагаемой величины геотермического градиента. В. С. Соболев считает, что по температуре они соответствуют низко- и среднетемпературным степеням. Представления об очень низких значениях геотермического градиента и значительных опусканиях на глубины до 40—60 км, как это предполагается некоторыми исследователями для фации дистеновых гнейсов и сланцев, видимо, не обоснованы. Из тех же соображений, очевидно, что относительный термодинамический (РТ) градиент при метаморфизме зон высоких давлений был выше, чем в других областях, и что давление создается не только весом вышележащих пород, но и другими причинами, в первую очередь тектонического характера. По всей вероятности, давление, дополнительное к созданному нагрузкой пород, было создано в этой

зоне горизонтальными движениями Сибирской платформы на запад, о чем говорилось уже ранее. Вместе с этим выявляется интересная деталь: оказывается, что глыбовая тектоника, господствующая в зоне разлома, не влечет за собой уменьшения тангенциальных напряжений в связи с общим растяжением земной коры, а, наоборот, в зоне разлома, видимо, создает условия интенсивного бокового сжатия, вызванного вертикальными перемещениями отдельных клиньев земной коры относительно друг друга.

### **Роль гранитизации в образовании тектонических структур**

Рассмотренный комплекс пород Восточно-Саянской зоны сжатия возник в условиях тангенциального сжатия. В его строении участвуют породы, различно метаморфизованные от фации гиперстеновых гнейсов до эпидот-амфиболитовой. В их формировании главную роль играли процессы высокотемпературного прогрессивного регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, протекающие в условиях высоких давлений и температур, намного превосходящих статическое давление, вызванное нагрузкой пород.

Из этого следует, что в процессах метаморфизма играли немалую роль тектонические напряжения, создающие добавочные давления, необходимые для формирования описанных выше метаморфических пород. Наиболее вероятным является предположение, что необходимые для этого термодинамические условия могли создаваться в обстановке сжатия.

Об этом свидетельствуют следующие факты.

Во-первых, разgneйсованность пород, сингенетичная региональному метаморфизму, значительная их мигматизация, явно усиливающаяся в зонах длительного развития антиклинальных структур, что особенно отчетливо проявлено в Гарганской (Окинской) глыбе, где наиболее интенсивная мигматизация наблюдается в ядрах антиклинальных складок с образованием серий мелких тел гранитоидов. Подобные закономерности имеют место в Южно-Енисейской и Канской глыбах, в которых почти всегда анатектические гранитоиды и мигматиты приурочены к сводам антиклинальных структур.

Во-вторых, широко развитые в метаморфическом комплексе зоны бластомилонитов, милонитов и катаклазитов. Характерной их особенностью являются отчетливо видимые в них две фазы высокотемпературного регионального метаморфизма, разделенные эпохой проявления процессов диафтореза, наложенного на первую фазу высокотемпературного регионального метаморфизма. В связи с тем, что процессы гранитизации явно связаны со складкообразованием и протекали весьма длительное время, видимо, и сама складчатость в рассматриваемой зоне являлась результатом продолжительно господствующего в этой зоне бокового стресса. Таким образом, одним из необходимых условий формирования кристаллического комплекса рассматриваемой зоны была длительность господствующего в ней динамического режима.

Давно известно, что зонам интенсивной мигматизации или развития метасоматических гранитоидов свойственна более интенсивная складчатость, для которой особенно характерно развитие наряду с крупными сводовыми поднятиями осложняющей их мелкой складчатости и особенно плейчатости. Эти явления сейчас успешно объясняются внутренними тангенциальными напряжениями, вызванными резким увеличением объема пород (до двух крат) при их гранитизации.

Подобного рода явления наблюдаются в канском метаморфическом комплексе Енисейского кряжа, где они в конечном счете определяют тип тектоники его древнего комплекса. Весьма вероятно, что в общем

силовом балансе рассматриваемой зоны эти напряжения играли не последнюю роль и, безусловно, должны учитываться при оценке общего ее тектонического режима.

М. Н. Белянкина и Е. А. Долгинов (1963) считают, что в Енисейском краже купола гранитизации связаны с глубинными разломами. В частности, антиклинорий хр. Карпинского (Приенисейский антиклинорий) они рассматривают как крупную надразломную структуру. К ней приурочены основная масса метасоматических гранитоидов посольнинского комплекса и наиболее глубоко измененные отложения позднего докембрия.

Все это, по-видимому, свидетельствует о том, что процессы гранитизации осадочных толщ развивались вдоль древнего консидиментационного разлома, разделяющего различные структурно-фациальные зоны Енисейско-Манского прогиба. При этом, как отмечают указанные авторы, гранитизация в большей степени захватывала область миогеосинклинали; в эвгеосинклинальной области процессы гранитизации оказались приуроченными к сравнительно узкой восточной части антиклинория. С этой точки зрения, структура антиклинория хр. Карпинского по М. Н. Белянкиной и Е. А. Долгинову представляется как ряд различных по размерам куполовидных и валуобразных структур, разделенных узкими, иногда щелевидными синклинориями. Среди куполов выделяются Исаковский, Тейский, Средне-Гарьевский, Остяцкий и др. Валы представлены Верхне-Сурнихинским, Борисихинским, Верхне-Гурьевским и др. (Долгинов, 1964 г.). В ядрах этих куполов и валов вскрываются наиболее глубоко измененные породы синия (позднего докембрия) и наибольшее количество гранитных тел. Указанные тектонические формы представляют собой типичные магматогенные структуры, столь характерные для областей докембрийской складчатости.

Между валами и куполами, как ранее уже упоминалось, располагаются узкие линейно вытянутые зоны смятия, характеризующиеся полной линейной складчатостью и появлением в них рвущих интрузий с абсолютным возрастом 550—600 млн. лет. Эти зоны слагаются комплексом зеленых сланцев позднего докембрия. Очень часто складки зон смятия надвинуты на более жесткие участки купольных зон и валов.

Исходя из изложенного, Приенисейский антиклинорий, по всей вероятности, следует рассматривать как крупную магматогенную структуру, возникшую над глубинным разломом в процессе гранитизации расположенных в его зоне осадочных толщ синия (позднего докембрия) (Белянкина, Долгинов, 1963).

Если в целом антиклинорий хр. Карпинского и, видимо, подобные ему структуры в Восточном Саяне формируются на разломах, то центры консолидации, структурно выраженные куполами и валами, локализируются в пределах блоков, ограниченных трещинами оперения главного разлома. Процесс их формирования объясняется увеличением объема гранитизирующихся пород, приводящего к возникновению гранитного купола. С его образованием в зоне купола возникает разуплотнение вещества, что способствует новой концентрации сквозьмагматических растворов и усиленных явлений ультраметаморфизма. Это стимулирует дальнейший рост куполов и создание условий для нового появления в их пределах гранитизирующих растворов.

Процесс формирования куполов гранитизации, видимо, связан с общей тенденцией кислой магмы к подъему, как наиболее легкой из всех магм.

По мере развития куполов в земной коре все более и более должны были нарастать тангенциальные напряжения. Этот процесс, видимо, шел до тех пор, пока процесс поднятия не захватывал более низкотемпературные зоны, где явления ультраметаморфизма уже не могли протекать.

Благодаря явлениям гранитизации в пределах геосинклинали еще в доскладчатую эпоху начинается ее дифференциация на консолидированные и менее консолидированные участки. На базе первых в дальнейшем формировались геоантиклинальные поднятия, а вторых — внутренние геосинклинальные прогибы. В этом процессе, по всей вероятности, важную роль играют разломы, обособляющие консолидированные ядра на отдельные блоки. Их вертикальные движения придают процессу начавшейся дифференциации геосинклинали более быстрые темпы. В результате новые ее зоны, прогибаясь, достигают условий, где могут идти процессы гранитизации, что влечет за собой последовательное разрастание консолидированных участков сиалического слоя.

Процесс становления нижнего этажа яруса кристаллических сланцев обусловил особенности возникающего на нем и одновременного с ним молодого седиментарного слоя. В областях ранней его консолидации в протерозое возникали преимущественно карбонатные осадки, в зонах более поздней — терригенно-карбонатные и карбонатные флиш-подобные толщи, а в областях максимальных прогибаний и в шовных зонах между консолидированными блоками вместе с терригенно-карбонатными осадками интенсивно накапливались вулканогенные образования. Отсюда следует, что интенсивность метаморфизма не зависит ни от возраста охваченного им осадочного комплекса, ни от возраста самого метаморфизма, ни от особенностей его проявления. Процессы магматизма, метаморфизма, тектонических движений и седиментации неразрывно связаны между собой, обуславливают и контролируют друг друга.

Как мы видим, основным в этом процессе является тектонический режим, определяющийся явлениями сжатия и растяжения земной коры. Именно он порождает всю совокупность последующих явлений, приводящих к формированию гранитно-метаморфического слоя.

Приведенный обзор метаморфических толщ зон сжатия свидетельствует о следующих особенностях их становления: 1) формировании их в условиях длительного и непрерывного развития метаморфических процессов; 2) теснейшей связи магматизма и метаморфизма; 3) связи этих процессов с определенным тектоническим режимом (условия сжатия).

Выявляются, кроме того, общая взаимосвязанность и взаимообусловленность геологических процессов, в которых явления магматизма, метаморфизма и разнообразный комплекс тектонических явлений теснейшим образом связываются друг с другом.

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МАГМАТИЗМЕ И МЕТАМОРФИЗМЕ ДРУГИХ ЗОН СЖАТИЯ

### *Кузнецко-Курайская зона сжатия*

Эта зона сжатия возникла на периферии континентального блока, существовавшего одновременно с верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системой.

К особенностям тектонической структуры этой зоны надо отнести прежде всего чрезвычайно интенсивную ее раздробленность главными опережающими и сопутствующими разломами очень древнего (протерозойского) заложения. В силу этого формирование тектонической структуры происходило в результате вертикальных перемещений отдельных блоков и протекало весьма длительное время. Это способствовало широкому развитию в пределах зоны конседиментационных структур, отражающих резкую контрастность вертикальных перемещений отдельных глыб. В зонах длительных прогибаний накапливались вулканогенные, а в зонах поднятия — карбонатные толщи. В плане они имеют ярко

выраженную линейность, подчиненную простираниям разломов. Складчатые структуры формировались одновременно с дизъюнктивными нарушениями, что подчеркивается большей фациальной изменчивостью участвующих в их строении пород и тесной связью фациальных изменений с особенностями глыбовой тектоники.

Второй особенностью этой зоны является различный возраст активизации. Если в северной части зоны оживление древних разломов началось в протерозойское время и примерно закончилось в конце среднего кембрия, то в южной части оно продолжалось до силура. С этим явлением связаны возраст гранитизации и время проявления ультраметаморфизма в ее северной и южной частях. Особенно интересны в этой связи гранитоиды томского комплекса. Они приурочены к Азаско-Тайдонскому наиболее крупному западному разлому Кузнецко-Алатауской шовной зоны и ассоциируются с разнообразными гнейсами, кварцитами, амфиболитами, мраморами и кристаллическими сланцами так называемой кульгазинской серии, относимой Д. И. Мусатовым (1961) к протерозою. Ее породы входят в состав геосинклинального комплекса Кузнецкой шовной зоны.

Массивы томских гранитондов представляют собой сложные по составу и строению тела, образованные за счет гранитизации вмещающих их пород. Они представлены плагиогранито-гнейсами, залегающими согласно с вмещающими породами кульгазинской серии, а также ортоамфиболитами и ортогнейсами. Последние, по данным Мусатова, представлены биотитовыми, роговообманковыми, амфиболитовыми, полевошпатовыми гнейсами. В нижних горизонтах кульгазинской серии преобладают ортогнейсы средних и основных пород, а в верхних ее горизонтах — плагиогранито-гнейсы, ортогнейсы гранитоидов и ортоамфиболиты.

Указанные тела с вмещающими породами граничат по расплывчатым контактам, вытянуты согласно их простиранию, часто расщепляются и постепенно переходят через кристаллические сланцы в зеленокаменные измененные эффузивы, зеленые сланцы и нормальные осадочные породы терригенного состава. В зонах контакта и котактовых ореолах наблюдаются мигматиты. Взаимоотношения гранитоидов с вмещающими породами, а также их состав свидетельствуют о том, что они возникли в процессе преобразования вмещающих осадочно-вулканогенных толщ путем гранитизации и частично палингенеза. По данным Шербакова, отдельные плутоны имеют явно интрузивные контакты с вмещающими толщами, что, видимо, свидетельствует о перемещении палингенной магмы и образовании некоторых интрузий в некотором удалении от первичных очагов плавления.

Почти все исследователи Кузнецкого Алатау, изучавшие этот комплекс гранитоидов, относили его к докембрию, сравнивая с таракским комплексом гранитоидов или с саянским, или дербинскими гранитоидами Восточного Саяна. Главными доводами в пользу их древнего возраста являлись их связь с глубоко метаморфизованными толщами, слагающими так называемый Томский выступ архейского, а по другим представлениям, протерозойского возраста, и внешнее сходство с названными гранитными комплексами Енисейского кряжа и Восточного Саяна.

В настоящее время имеются все основания считать, что глубоко метаморфизованные породы Томского выступа, принимаемые за архейские или протерозойские, являются метаморфизованными толщами нижнего и даже среднего кембрия. Так, А. Л. Додин еще в 1947 г., описывая так называемые архейские породы Томского кристаллического выступа, считал, что метаморфические гнейсовидные породы этого выступа, возможно, образованы более молодыми палеозойскими породами. Исследования

В. В. Хоментовского полностью подтвердили это предположение, хотя А. Л. Додин впоследствии отказался от него. По данным В. В. Хоментовского, постепенные переходы кембрийских зеленых метаморфических сланцев к амфиболитам, амфиболито-гнейсам и кристаллическим сланцам наблюдаются по рекам Бельсу и Томи в области, примыкающей к гранитам Томского массива. Аналогичная картина отмечается им и при подходе к Томскому массиву с юга по р. Мрасс и ее притокам, а также в Усинском районе, где в зоне, насыщенной гранито-гнейсами, рифейские и нижнекембрийские толщи превращены в сложный комплекс кристаллических сланцев, амфиболитов и гнейсов. Нижняя возрастная граница гранитоидов томского комплекса, вероятно, не ниже вендского и нижнекембрийского времени.

Верхняя его граница, по данным Д. И. Мусатова (1961), устанавливается прорывом плагиогранито-гнейсов гипербазитами, для которых определяется среднекембрийский возраст. Таким образом, время формирования гранитоидов томского комплекса укладывается в рамки вендского времени, нижнего и среднего кембрия. В связи с тем, что процессами гранитизации охвачены не только вендские и нижнекембрийские, но, видимо, и образования среднего кембрия, следует предполагать, что возникновение томских гранитоидов скорее всего произошло в среднем кембрии.

Пространственно все гранитоиды этого комплекса приурочены к Западному и Восточному трогам Кузнецко-Алатауской шовной зоны т. е. в структурном отношении ведут себя так же, как и тейские гранитоиды габбро-плагиогранитной формации. От последних они отличаются способом и временем образования.

Изложенные выше сведения показывают, что томский комплекс гранитоидов возник под влиянием прогрессивного метаморфизма, с первоначальным участием процессов ультраметаморфизма, вызванных явлениями метасоматоза и палингенеза основных пород, и отличается развитием наложенных на них явлений динамометаморфизма, особенно сильно проявленных в зонах глубинных разломов. В связи с тем, что палингенезу в северной части Кузнецко-Чуйской зоны сжатия подверглись породы не только нижнего, но и среднего кембрия, следует предполагать, что этот процесс связан с формированием магматических очагов, давших в салаирской зоне консолидации комплекс послескладчатых интрузий уленьского типа.

В совершенно другой среде, но, видимо, таким же путем возникли ордовикские гранитоиды кубардинского комплекса, широко развитые в Прителецком регионе, Курайском и Шапшальском хребтах, т. е. в южной части Кузнецко-Чуйской зоны смятия. Так же, как и томские гранитоиды, они сопровождаются зонами гнейсово-кристаллических сланцев. Так, например, исследованиями В. А. Кузнецова (1948) установлено, что курайские гнейсы тесно связаны с согласно залегающими линейными телами лейкократовых гранитов и являются следствием метаморфизма и частью гранитизации нижнепалеозойских, главным образом ордовикских, толщ.

Среди гнейсов В. А. Кузнецов (1961) называет биотитовые, гранатобiotитовые, двуслюдино-мусковито-турмалиновые, нередко очковые разности, содержащие очень крупные порфиробласты микроклина и альбит-олигоклаза. Одновременно он указывает, что как гнейсы, так и подчиненные им граниты являются производными метаморфизма силикатных ордовикских толщ с привнесом щелочей, и других летучих компонентов.

Наиболее интенсивный метаморфизм и гранитизация, по данным В. А. Кузнецова, проявляются в пределах линейной зоны в осевой части

Курайского хребта, по-видимому, в древней зоне смятия вдоль регионального разлома. Комплекс гнейсов, по его мнению, представляет собой довольно характерную синорогенную интрузию, возникшую из гранитной магмы, очаги которой, по-видимому, формировались в глубоких частях прогибов в пределах сиалической оболочки и в зонах смятия вдоль крупных разломов, вероятно, не достигших уровня симатического субстрата. В целом же в образовании гранитных пород комплекса, а также вмещающих пород значительную роль играли процессы гранитизации.

Отсюда находит свое объяснение формационная принадлежность ордовикских гранитоидов, в разное время относимых то к одновременным со складчатостью интрузиям каледонского орогенического цикла, то к батолитовым интрузиям послекаледонской складчатости, то к батолитовым интрузиям нижнепалеозойского тектонического цикла (салаирского и каледонского).

Любая из этих концепций не объясняет появления крупных гранитных тел в ордовике, т. е. тогда, когда в Горном Алтае отсутствовали крупные тектонические движения и когда фактически имели место не складчатость и региональные поднятия страны, а, наоборот, глубокое погружение верхнекембрийской ордовикско-силурийской геосинклинальной области, в пределах которой почти непрерывно накапливались мощные песчано-сланцевые флишоидные толщи. Возникновение в таких условиях гранитоидов естественно объяснить явлениями анатексиса и связанного с ним образования магматических очагов в складчатую стадию развития флишоидной геосинклинали.

В пользу таких представлений говорят следующие факты: 1) нижнеордовикские гранитоиды Курайской, Прителецкой и Шапшальской зон обладают многими чертами анатектических гранитоидов; 2) они размещаются только в древних, также сильно метаморфизованных толщах (позднего докембрия, венда и нижнего кембрия); 3) приурочены к зонам крупнейших разломов; 4) имеют состав, чрезвычайно сходный с составом анатектических докембрийских гранитоидов жесткой рамы вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали (Енисейский кряж, Восточный Саян, Восточная Тува), — двуслюдистые лейкократовые, пегматоидные, огнейсованные граниты и гранито-гнейсы; 5) сопровождаются, как и докембрийские анатектические гранитоиды, слюдыстыми пегматитами.

Химический состав гранитоидов очень близок к среднему составу песчано-сланцевых толщ, вмещающих их. Наконец, внутри гранитных массивов кубардинского комплекса имеются очень крупные сленолиты сильно измененных и частично гранитизированных песчано-сланцевых пород, чрезвычайно напоминающие вмещающие граниты толщи.

Все это дает основание рассматривать кубардинский комплекс гранитоидов как гранитоиды замещения.

Породы, подверженные процессу динамометаморфизма в Кузнецко-Курайской зоне сжатия, немногочисленны и сосредоточены лишь вдоль зоны магматической проницаемости, фиксирующейся описанной ранее полосой развития кристаллических сланцев. Дистенсодержащие породы известны лишь в пределах кристаллических пород Томского выступа и в осевой части Курайского хребта. В обоих случаях они встречаются совместно с образованиями эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, представляя вкрапленные в нее тела. В Курайской зоне дистеновые сланцы пространственно связаны с кубардинским комплексом двуслюдистых гранитоидов, что сближает эту часть зоны сжатия с Восточно-Саянской зоной.

Кузнецко-Курайская зона возникла еще в позднем докембрии, на границе позднедокембрийской геосинклинальной системы и океаниче-

ского блока. В вендско-нижне-среднекембрийское время она представляла собой шовную зону между двумя крупными блоками земной коры, на основе которых развились две геосинклинали этой системы — Минусинская и Катунско-Салаирская. В верхнем кембрии, ордовике и силуре Кузнецко-Курайская зона в своей северной части разделяла область салаирских складчатых сооружений различной степени консолидации. К востоку от нее располагался Салаирский континент, а к западу — область незавершенной салаирской складчатости, вовлеченная в обрушение верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системой, а затем и раннегерцинской. Такой характер развития Кузнецко-Курайской зоны обусловил ряд специфических черт, отличающих ее от Восточно-Саянской зоны. К ним в первую очередь относятся: 1) интенсивное развитие вулканизма на ранних стадиях формирования приразломного Кузнецко-Алатауского трога; 2) сравнительно слабое развитие анатектических двуслюдястых гранитоидов; 3) локальные и немногочисленные места проявления динамометаморфизма с образованием пород характерных для него фаций метаморфизма.

Все эти особенности Кузнецко-Курайской зоны сжатия в какой-то степени сближают ее с описанными ниже зонами растяжения.

### *Северо-Восточная зона сжатия*

Северо-Восточная зона сжатия (в геологической литературе она известна как зона смятия) состоит из нескольких кулисно расположенных и параллельных ветвей и зон более низших порядков, поэтому границы ее не столь четки и ширина колеблется от нескольких километров на северо-западе (Змеиногорский район) до 75—80 км в средней и южной частях, где она состоит из нескольких ветвей.

По отношению к Иртышской зоне Северо-Восточная зона расположена под острым углом и является как бы оперяющей зоной меньшего масштаба. Сочленение их наблюдается в Южном Алтае. Она располагается вдоль границ областей позднегерцинской складчатости Юго-Западного Алтая и раннегерцинской складчатости Горного Алтая, т. е. вдоль континентального блока, синхронного позднепалеозойской геосинклинальной системе. Ее возникновение связано с движениями по древним разломам тектонических блоков каледонского основания. В связи с этими движениями возникли сложно ветвящиеся зоны расщепления и метаморфизма пород в герцинском структурном этаже. Из числа их назовем следующие: Локтевская, Бобровская, Лениногорская, Бутачихинская и Березовская.

Локтевская ветвь расположена на крайнем северо-западе Северо-Восточной зоны смятия и вытянута в северо-западном направлении на 60—70 км; она отделяет раннегерцинские структуры Горного Алтая от позднегерцинских Рудного Алтая. В ширину эта ветвь достигает 7—8 км. Ее слагают сильно метаморфизованные, расщепленные и смятые в изоклинальные складки отложения ордовика и силура. Последние прорваны интрузиями змеиногорского комплекса гранитоидов, внедрившимися по разлому северо-западного простирания. Гранитоиды и секущие их дайки порфиринов превращены в гранито-гнейсы, катаклазиты и милониты. Более молодыми, чем зона смятия, являются интрузии калбинского комплекса. Они, как правило, не подверглись разгнейсованию и, наоборот, срезают Северо-Восточную зону смятия.

Бобровская ветвь прослеживается южнее — между пос. Белорецким и р. Убой. Она осложняет западное крыло Белореченской брахиантиклинали и вытянута в субмеридиональном направлении. Ее ширина не более 0,5—2 км. В строении зоны участвуют сильно метаморфизованные и расщепленные отложения ордовика, силура, девона и нижнего кар-

бона. От нее ответвляются в западно-северо-западном направлении небольшие оперяющие зоны рассланцевания и кливажа (Гольцовская, Черепановская и др.).

Бутачихинская ветвь приурочена почти на всем протяжении к юго-западному крылу Синушинского антиклинория. Она представляет собой чередование участков слабо рассланцованных и измененных пород с участками интенсивного рассланцевания. В эту ветвь вовлечены регионально метаморфизованные породы нижнего палеозоя, девона и нижнего карбона. Вдоль нее все интрузивные тела интенсивно катаклазированы. Весь комплекс метаморфических и интрузивных пород прорван плутонами калбинского комплекса гранитоидов, с которыми связан широко проявившийся контактовый метаморфизм, выразившийся в образовании актинолитовых, кварц-биотитовых и других роговиков.

Восточная ветвь Лениногорского района в свою очередь состоит из двух ветвей северо-западного простирания — Успенской и Белоубинской. Успенская ветвь прослеживается вдоль северо-восточного крыла Синушинского антиклинория. Белоубинская — осложняет северо-восточное крыло синклинория того же названия и протягивается вдоль Холзунской антиклинали. В местах резкого изменения простираний структур последние секутся зонами смятия. По простиранию зоны прослеживаются на 30—100 км при ширине от 2—3 до 7—8 км. В Зырянском районе Ревнюшинская антиклиналь осложнена Березовской ветвью Северо-Восточной зоны смятия. Ее формирование связано с длительно развивающимся продольным разломом северо-западного простирания, проходящим вдоль восточного крыла складки. Этот разлом следует вдоль границы Синушинской геантиклинальной и Белоубинской геосинклинальной зон. Рассланцеванием и метаморфизмом затронуты породы нижнего палеозоя и девона, слагающие осевую часть Ревнюшинской антиклинали, а также ее восточное крыло. Наименее всего рассланцованы пологоскладчатые отложения среднего девона в своде брахиантиклинали. В отложениях нижнего карбона зона смятия прослеживается лишь в виде кливажа (Яковлев, 1957).

Наиболее отчетливо явления регионального метаморфизма и рассланцевание пород в Северо-Восточной зоне смятия выражены в тонкокластических породах. Кислые эффузивы и их туфы в зонах повышенного рассланцевания превращены в порфириды, иногда даже в кварцево-серицитовые сланцы. Порфириты и их туфы — в порфиритоиды или хлоритовые сланцы.

Э. Г. Дистанов (1954 г.) отмечает, что для таких пород характерны план-параллельные текстуры (тектонитов, слюд и других чешуйчатых минералов), реже линейная ориентировка минералов, обломков пород в вулканических брекчиях или галек в конгломератах. В интрузивных породах наблюдаются разнейсование, катаклаз и милонитизация.

Для некоторых участков Успенской зоны Э. Г. Дистановым (1954—1955 гг.) при микроструктурном анализе установлена горизонтальная ориентировка оптических осей кварца вдоль плоскостей сланцеватых метаморфических пород зоны смятия, что, по его мнению, свидетельствует о сдвиговом характере тектонических условий на одном из этапов образования этой зоны. Это подтверждается, как считает Г. Ф. Яковлев (1957), также тем, что зоны рассланцевания осложнены секущими их под острым углом трещинами скальвания, вдоль которых происходят горизонтальные сдвиговые смещения.

Лишь на последующем этапе развития Северо-Восточной зоны смятия, по данным того же исследователя, образуются разрывные нарушения — взбросы, которые характеризуются вертикальными смещениями.

Изложенный материал позволяет сделать Яковлеву вывод, что рассланцевание и метаморфизм Северо-Восточной зоны смятия связаны с

проявлениями складчатости в конце нижнего карбона (намюр — визе), т. е. с заключительными этапами раннегерцинского тектогенеза.

Взаимоотношения змеиногорского и калбинского комплексов гранитоидов со структурами зоны смятия свидетельствуют о том, что первые вторглись в нее до начала возникновения в ее пределах тангенциальных напряжений, а вторые — уже после окончания формирования зон смятия. Это отчетливо фиксирует время их возникновения пермской эпохой. При этом надо учитывать, что зоны смятия возникли на глубинных разломах значительно более древнего заложения, представляющих собой границы зон различной седиментации не только девонских и каменноугольных, но и верхнекембрийских, ордовикских и силурийских отложений, что позволяет говорить о заложении этих разломов не позже верхнего кембрия, а скорее всего еще в вендскую эпоху. С зонами этих разломов связано магмообразование, давшее гранитоиды змеиногорского и калбинского комплексов.

Г. Ф. Яковлев (1957) считает, что образование зоны смятия происходило в условиях тангенциального сжатия и довольно значительной вышележащей нагрузки, при которых возникали пластические деформации. Позже они сменялись разрывными деформациями, которые выразились, например, в образовании малоамплитудных разломов — сдвигов и зон скальвания северо-западного простирания (Зырянский район). В последующий этап при малых нагрузках вышележащих толщ (значительно эродированных) образовались крупные продольные разломы северо-западного простирания, представляющие собой взбросы, которые сопровождалась более мелкими нарушениями. После внедрения калбинских гранитоидов произошло обновление разломов северо-западного простирания. С возникшей системой разломов в Северо-Восточной зоне смятия связано интенсивное вертикальное перемещение блоков. Наиболее интенсивным оно было в отрезок времени между эйфелем и средним турне, когда происходило значительное поднятие отдельных блоков. Это привело к несогласному залеганию в их пределах турнейских отложений на эйфельских, что не наблюдается на соседних участках. Ниже верхнего турне также отмечается перерыв, но далеко не столь значительный (Нехоршев, 1958).

### *Иртышская зона сжатия*

Иртышская зона сжатия представляет собой прямолинейную зону, связанную с региональным краевым разломом, расположенным между областью преимущественного проявления раннегерцинской складчатости юга Западного Алтая и позднегерцинской — Калбы. Зона выражена интенсивным метаморфизмом и прослеживается в северо-западном направлении примерно на 800 км, при ширине 10—20 км. Глубинный разлом активизировался в начале девона, что выражено резким уступом в рельефе каледонского основания и сменой по обе стороны от него фаций и мощностей палеозойских отложений.

В среднем палеозое зона глубинного разлома представляла собой систему ступенчатых сбросов. Наибольшие вертикальные перемещения устанавливаются в северо-западной части, где Калбинская геосинклиналь резко опущена по отношению к Алейской геосинклинальной зоне. Разломы этого времени были приурочены к северо-восточному краю Иртышской зоны смятия. В девоне в ее пределах отлагались туфогенно-осадочные образования.

К концу верхнего карбона более активными становятся разломы, расположенные вдоль юго-восточного края Иртышской зоны смятия. Это вызвало резкие различия в фациях и мощностях отложений этого времени (песчано-сланцевые и карбонатные отложения небольшой

мощности тарханской и бухтарминской свит Рудного Алтая и мощные толщи черных сланцев токырской свиты Калбы). Таким образом, разломы Иртышской зоны смятия с течением времени изменяли свою амплитуду и последовательно активизировались с запада на восток.

Основной складчатой структурой Иртышской зоны смятия является узкая шовная антиклиналь северо-западного простирания. Ее осевая часть сложена гранито-гнейсами калбинского (?) комплекса и сильно метаморфизованными отложениями девонского возраста, которые часто превращены в кристаллические сланцы и многими исследователями принимаются за докембрийские. Интрузии гранитоидов располагаются вдоль крупного разлома, на котором возникла шовная антиклиналь. Вместе с тем гранито-гнейсы, особенно вдоль юго-западного контакта, участвуют в смещениях вызванных молодыми (позднегерцинскими) разломами с мощными зонами вдоль них милонитизированных пород и катаклазом интрузивных пород (Яковлев, 1957).

Северо-восточный край Иртышской зоны смятия сложен моноκлинално падающими на северо-восток верхнедевонскими и нижнекаменноугольными отложениями, участвующими в строении крыла шовной антиклинали. Это крыло осложнено удлиненными брахискладками меньшего масштаба также северо-западного простирания. Складки асимметричны и иногда опрокинуты к юго-западу.

Северо-восточное крыло шовной антиклинали осложнено наложенными мульдами, заполненными образованиями верхнего палеозоя (гремчихинская свита). Последние смяты в мелкие, резко асимметричные, запрокинутые к югу антиκлинали и синκлинали, часто представляющие собой складки скальвания, образовавшиеся в зонах рассланцевания при дифференциальных скольжениях. Все породы Иртышской зоны смятия подверглись интенсивному метаморфизму. Яковлев дает следующую их характеристику: особенно сильно претерпели изменения осадочные, вулканогенные и интрузивные породы. Осадочные и туфогенные породы были превращены в кварцево-серицитовые, серицито-хлоритовые и другие микрокристаллические сланцы, эффузивы — в порфиroidы и порфиритоиды. Плоскости сланцеватости и слоистости имеют северо-западное простирание с различными, обычно крутыми углами падения к юго-западу, реже к северо-востоку. В зонах повышенного рассланцевания, по данным П. Ф. Иванкина, породы утрачивают полностью свою первоначальную структуру и текстуру и обладают тонкослоистым строением, вследствие чего бывает трудно установить первичное их залегание. Сланцеватость, как правило, сечет пликативные структуры, не считаясь с залеганием пород; менее широко развита в зоне смятия пологая сланцеватость, связанная с межслоевым течением и скольжением. Она, как указывает В. А. Федоровский, в некоторых участках рассечена зонами круто залегающего рассланцевания.

В породах Иртышской зоны смятия широко развита линейная ориентировка (стебельчатость, волокнистость).

Сланцеватость пород в Иртышской зоне, по Иванкину, представляет собой пластическое течение, которое локализовалось в зонах рассланцевания. Этот этап формирования Иртышской зоны смятия фиксирует собой сдвиговый характер тектонических подвижек вдоль зоны (Яковлев, 1957).

Степень рассланцевания и катаκлиза интрузивных пород различна и зависит от времени их внедрения и местоположения в зоне смятия. Гранитоиды змеиногорского комплекса превращены в гранито-гнейсы, калбинского — разгнейсованы, катаκлазировааны и в краевых частях зоны смятия превращены в милониты. Среднезернистые лейкократовые граниты следующей интрузивной фазы разгнейсованы и катаκлазировааны меньше порфиroidных гранитов. Только пегматитовые жилы почти не

несут следов разгнейсованности и катаклаза. Таким образом, формирование Иртышской зоны смятия в отличие от Северо-Восточной продолжалось и после калбинского времени.

В Иртышской зоне смятия выделяются главные и оперяющие разломы. В юго-восточной части Иртышской зоны смятия расположены главные разломы. Они протяженны, круто падают и сопровождаются внедрением гранитов калбинского комплекса, после внедрения подвергшихся частичной милонитизации. Оперяющие разломы размещаются в северо-восточной части зоны. Для них характерны меньшая протяженность, небольшая амплитуда смещения типа взбросов. Они часто секут складчатые структуры и сопровождаются зонами рассланцевания. С разломами ассоциируют дайки жильных пород основного и кислого состава, а также жилы кварца.

Г. Ф. Яковлев считает, что для последних этапов формирования Иртышской зоны смятия характерны вертикальные движения, происходившие вследствие горизонтально ориентированных усилий сжатия. Они, вероятно, действовали при небольших нагрузках вышележащих толщ, значительно эродированных, в то время как при образовании зон метаморфизма и рассланцевания пород нагрузка была еще значительней (Яковлев, 1957).

В. П. Нехорошев (1958) считает, что Иртышская зона смятия представляет собой область, выдвинутую из-под Рудного Алтая. Такой выдвиг чешуй произошел при надвиге Рудного Алтая на Калбу под влиянием тектонических напряжений, направленных с северо-востока на юго-запад. Эти напряжения, по Нехорошеву, оказали решающее влияние на формирование надвигов и зон смятия, широко развитых во всем Алтае. С ними он связывает и миграцию осевой зоны геосинклинальных бассейнов к юго-западу. Тангенциальные напряжения обусловили и то, что в глубоко погребенном допалеозойском фундаменте под влиянием устойчиво проявившихся на Алтае в течение всего палеозоя тектонических напряжений, ориентированных с востока и северо-востока на запад и юго-запад, образовались расколы и возникшие глыбы начали надвигаться одна на другую с северо-востока на юго-запад. В только что сформировавшемся структурном ярусе такие перемещения, как считает В. П. Нехорошев, привели к образованию антиклинальных поднятий под надвигавшимися глыбами фундамента и синклинальных прогибов на месте расположенных рядом участков. В конечные этапы складчатости этот (верхний, на данном этапе) структурный ярус был рассечен разломами, и на месте складчатых структур начали формироваться складчато-глыбовые. Таким образом, уже со времени проявления салаирской складчатости в течение всего палеозоя главным фактором в формировании структур Алтая В. Н. Нехорошев (1958) считает неравномерные глыбовые перемещения с надвиганием их с северо-востока на юго-запад. Складкообразование подчинено этому основному фактору.

В пределах Иртышской и Северо-Восточной зон смятий среди магматических пород развит преимущественно гранитоидный ряд. Вулканогенные породы известны лишь в среднем и верхнем девоне, где они представлены альбитофирами и главным образом кварцевыми порфирами. Интрузивные породы в этой зоне появляются лишь в нижнем карбоне. Так, к ним относятся небольшие тела ультраосновных пород, тесно связанные с основными, развитые выше г. Усть-Каменогорска. Гораздо шире вдоль р. Иртыша распространены габброидные породы, также слагающие линзовидные тела, но более значительных размеров. Почти всегда они сильно амфиболитизированы. Вдоль Иртыша они образуют согласные пластовые интрузии, внедрившиеся в рассланцованную толщу на контакте тыстакургумской и такирской свит.

К нижнекаменноугольным гранитоидам относятся также сильно каклазированные и огнейсованные породы, ранее включавшиеся в змеиногогорский комплекс, обычно образующие небольшие, а иногда совершенно незначительные линзовидные тела, вытянутые вдоль Иртышской зоны смятия. По первичному составу, местами сильно замаскированному наложением позднейших метасоматических процессов (особенно калиевого метасоматоза), здесь преобладают плагиограниты, но встречаются также линзы огнейсованных гранитоидов кварцевых диоритов.

Основная масса интрузий в Иртышской зоне смятия принадлежит к гранитоидам змеиногогорского калбинского и послекалбинского комплексов. И. Ф. Григорьев (1934 г.) полагает, что эти комплексы по времени достаточно близки между собой, хотя в целом внедрение гранитных масс охватило значительный интервал времени. Отсюда следует, как считает В. П. Нехорошев (1958), что верхнепалеозойский интрузивный процесс был единым, без существенного разрыва во времени, и достаточно длительным.

В целом весь магматический ряд Иртышской зоны смятия может быть охарактеризован как производный кислой магмы. Формирование этого гранитного ряда прекрасно описано Б. Я. Хоревой в ряде ее работ (1950, 1954, 1961, 1962, 1963а, б). Основные выводы по этому вопросу синтезированы Б. Я. Хоревой (1963б) в докладе «Плутонические формации приразломных структур (зон смятия)».

Б. Я. Хорева считает, что в зонах смятия отчетливо выделяются мобильные блоки, сложенные породами древнего фундамента, и блоки, в строении которых участвуют образования верхнего структурного яруса. Обе эти категории блоков одновременно участвуют в интенсивных дифференцированных движениях по глубинным разломам, ограничивающим зону смятия. В породах верхнего структурного яруса господствуют пластические деформации, приводящие к образованию изоклинальной складчатости. Последняя сопровождается интенсивным расщеплением пород. В верхних частях фундамента наиболее активную роль играют процессы региональной милонитизации и порожденный ее диафторез метаморфических пород. В глубоких частях фундамента на первый план выступают процессы ультраметаморфизма. Именно они и порождают условия возникновения выделенной Б. Я. Хоревой гнейсо-гранитной плутонической формации<sup>1</sup>. Она представлена двумя субформациями: а) субформацией плагиоклазовых гнейсо-гранитов, возникающих в предскладчатый этап развития зоны смятия и б) синкинематической гнейсо-гранитной субформацией умеренно кислого состава, появляющейся в складчатый этап развития зоны смятия.

Гранитоиды гнейсо-гранитной формации возникают в условиях интенсивных дифференцированных движений и локализуются главным образом в верхнем структурном ярусе. Здесь они образуют маломощные, вытянутые по простиранию тела магматит-плутонов, согласных со сланцеватостью вмещающих пород. Давшие их очаги магмообразования располагались в более глубоких частях фундамента в области господствующего ультраметаморфизма, откуда были выжаты и как бы вприсунуты в метаморфические породы верхнего структурного этажа, с которыми находятся в резко неравновесном состоянии, что определяет глубокий метаморфизм последних. Такое их образование определяет четко выраженный интрузивный характер, сочетающийся с элементами реоморфизма и метасоматическими процессами во внутренней структуре плутонов.

<sup>1</sup> Б. Я. Хорева под плутонической формацией понимает формации горных пород, образовавшиеся внутри земной коры, в отличие от осадочных и вулканогенных формаций, образующихся на ее поверхности. Термином «плутоническая формация» подчеркиваются генетические разнообразия пород различной степени глубинности.

Совершенно другой облик носят гранитоиды этой же формации, расположенные в фундаменте, где они несут на себе все черты метасоматического происхождения.

Таким образом, происхождение гнейсо-гранитной формации в зоне смятия связано с проявлением двух процессов — ультраметаморфизма в глубинных частях фундамента и резким поднятием мигматитового фронта.

Гнейсо-гранитная формация парагенетически связана с глубоко метаморфизованными породами, превращенными в кристаллические сланцы и гнейсы из слабо измененных пород верхнего структурного яруса.

В послескладчатый этап развития зон смятия, когда в их пределах начинают господствовать поднятия, появляется новая магматическая формация, выделенная Б. Я. Хоревой, как «гранитная». Появление этой формации связано с периодом понижения мигматического фронта и наиболее глубоким положением зон ультраметаморфизма. Она представлена крупными массивами калиевых гранитов, интрузирующих в верхний структурный этаж в зонах крупных разрывных нарушений. В экзоконтактах они образуют мощные зоны ороговикования.

Гранитная формация представляет собой результат эволюции того же гранитного магматического очага, который породил породы гнейсо-гранитной плутонической формации. Об этом свидетельствует ее очень большое петрохимическое сходство с обеими субформациями гнейсо-гранитной плутонической формации.

По Б. Я. Хоревой, метаморфические формации в зонах смятия представлены двумя типами: а) формацией гнейсов и кристаллических сланцев и б) формацией зеленых сланцев. Первая из них имеет полиметаморфическое, а вторая — динамометаморфическое происхождение.

Формация гнейсов и кристаллических сланцев в верхнем структурном ярусе образуется в результате прогрессивного полиметаморфизма, в котором главную роль играли многократно повторяющиеся явления динамо- и инъекционно-контактного метаморфизма, вызванные процессами формирования складчатой гнейсо-гранитной формации.

Гнейсы и кристаллические сланцы здесь образуются за счет пород различного возраста и не имеют площадного распространения. Они слагают полосы, чередующиеся с поясами развития мигмат-плутонов гнейсо-гранитной формации.

Метаморфические породы верхнего структурного яруса отличаются хорошо выраженной сланцеватой текстурой и в своем происхождении тесно связаны с тектоническими процессами. Формирование метаморфического комплекса фундамента обязано иным процессам. Он образуется в результате сочетания высокотемпературного прогрессивного регионального метаморфизма древнего этапа и наложенного диафтореза, возникающего в период формирования зоны смятия. В процессах диафтореза ведущую роль играют низкотемпературный динамометаморфизм, инъекционно-контактный метаморфизм и метасоматоз. Б. Я. Хорева отмечает, что кристаллические сланцы фундамента зоны смятия нередко представляют собой бластомиланиты, развивающиеся по древним гнейсам.

Формация зеленых сланцев встречается только в верхнем структурном ярусе, за счет пород которой она и возникла. Она представлена комплексом микрокристаллических сланцев с характерной низкотемпературной парагенетической ассоциацией — серицит — хлорит — эпидот — актинолит.

От аналогичных пород, образующихся в условиях регионального метаморфизма, микрокристаллические сланцы динамометаморфического происхождения отличаются условиями своего залегания. Они характеризуются неравномерным развитием, при котором образуют узкие зоны,

чередующиеся со слабо метаморфизованными осадочными и вулканическими породами.

Микроструктурное изучение различных пород зон смятия, произведенное Б. Я. Хоревой, «свидетельствует об однотипности микроструктурных диаграмм, отражающих преимущественно вертикальные дифференцированные движения в зонах смятия, происходящие в сочетании с тангенциальным сжатием, что подтверждается типом телонитов — тектониты» (Хорева, 1963б).

Характерной особенностью метаморфизма пород Иртышской зоны смятия, сближающей ее с Восточно-Саянской зоной, является образование в метаморфическом комплексе дистенсодержащих пород — дистеновых гнейсов и сланцев. Они пространственно тесно ассоциируются с другими породами, также являющимися индикаторами высоких давлений — глауксфиновыми сланцами, жадеитовыми породами, а также гипербазитами. Весь этот комплекс пород, представляющих одну из фаций (дистеновых гнейсов и сланцев), находится в сложных пространственных соотношениях с фацией зеленых сланцев.

Иртышская зона сжатия возникла в периферической части раннегерцинского континентального блока на границе с позднегерцинской геосинклинальной системой, т. е. в области коры континентального типа. В этом отношении она занимает такое же положение, как и Восточно-Саянская. Основное различие между ними заключается в том, что Восточно-Саянская зона возникла на обрушенном крае интенсивно консолидированной древней платформы, а Иртышская — в пределах складчатых сооружений, значительно уступающих по своей консолидации древней платформе.

### Типы зон сжатия

Общий обзор геологической обстановки в зонах сжатия показывает, что их возникновение связано с эпохами обрушения края континентального блока, где в зонах глубинных разломов возникают геосинклинальные прогибы с накоплением в их пределах, как правило, миогеосинклинального комплекса осадков. Чем более ранним является заложение таких прогибов, тем интенсивнее в них в собственно геосинклинальный этап развития происходит гранитизация геосинклинального комплекса осадков и тем более высокой оказывается степень метаморфизма пород.

Характерной особенностью этих прогибов, резко отличающей их от всех остальных геосинклиналей, можно считать незначительное проявление основного магматизма, продукты которого локализируются в отдельных отрезки времени лишь в зонах наиболее крупных глубинных разломов. Даже в эпоху прогибания геосинклинали в этих зонах преобладает кислое магмообразование, идущее за счет материала их геосинклинального комплекса. Чем моложе геосинклинальный прогиб, тем менее интенсивно в нем идет формирование очагов кислой магмы и максимум ее проявления падает на все более и более поздние этапы собственно геосинклинального развития вновь возникающих прогибов. Одновременно меняется и характер магматических проявлений, так как в составе геосинклинального комплекса уменьшается роль интрузивных и возрастает значение эффузивных образований.

Замыкание геосинклинального прогиба начинается в результате возникновения в его пределах сильных тангенциальных напряжений, вызванных горизонтальным движением континентального блока в сторону океана. Именно с этим этапом развития геосинклинального прогиба связано начало формирования зон сжатия. С нарастанием тангенциальных напряжений в зонах сжатия происходит активизация процессов кислого магмообразования, ведущая к резкому подъему маг-

матического фронта. Этот процесс приводит к формированию одновременных со складчатостью, а потом и послескладчатых интрузий.

В зонах сжатия разного возраста становление складчатых и послескладчатых интрузий протекает не совсем одинаково. Так, в более древних из них магмособразование собственно геосинклинального и складчатого этапов почти не отделимо, и формирование гранитоидов представляет собой в сущности единый неразрывный процесс (Восточно-Саянская зона сжатия). В зонах сжатия более позднего формирования магматизм собственно гессинклинального этапа резко отличается от его проявления в последующие этапы, когда, собственно, и происходит становление основной массы интрузий. При этом в более древних зонах максимальное проявление магматизма приходится на эпоху замыкания геосинклинали, а в более молодых зонах сжатия — на эпоху складчатости и послескладчатый этап их развития (Кузнецкий Алатау и Иртышская зона сжатия).

В связи с неодинаковыми условиями формирования магматических очагов в различные этапы геосинклинального развития влияние их на вмещающие породы геосинклинального комплекса также различно, что обусловило неодинаковое течение процессов метаморфизма, а следовательно, неоднородное формирование геосинклинального гранитно-метаморфического комплекса в зонах сжатия различного возраста. Более древние зоны сжатия в целом отличаются более высокой степенью метаморфизма участвующих в их строении пород.

Выявляется еще одна закономерность. Если в результате обрушения края континентального блока экспансия на континент примыкающей к нему геосинклинали не была широкой, т. е. зона сжатия располагалась на границе континента и геосинклинали, а не в области «континентального шельфа», то в такой зоне сжатия наиболее отчетливо проявлены все особенности, свойственные зоне данного возраста (Восточно-Саянская и Иртышская зоны сжатия). Если же зоны сжатия лежат в области континентального шельфа, как, например, Северо-Восточная зона сжатия, то свойственные ей особенности магматизма и метаморфизма проявлены неполно или редуцированы. Все зоны сжатия древнего формирования обычно располагаются у края древней платформы и служат границей раздела платформы и обрамляющих ее более молодых, чем сама зона сжатия, складчатых сооружений (Восточно-Саянская зона сжатия). Более молодые зоны сжатия, как правило, разделяют области складчатости различного возраста, при этом сами всегда по возрасту завершающей складчатости синхронны с более молодыми складчатыми поясами подвижной зоны (Иртышская, Кузнецко-Чуйская зоны сжатия).

В том случае, когда зона сжатия возникает внутри разновозрастного складчатого массива, как, например, Северо-Восточная зона сжатия, она является разделом различных структурных зон этой области. С этой точки зрения зоны сжатия можно рассматривать как шовные структуры, расположенные между отдельными крупными блоками земной коры, имеющими различный возраст и степень метаморфизма «гранитно-метаморфического слоя».

## Глава V

### ЗОНЫ РАСТЯЖЕНИЯ

Внутренние зоны геосинклинальных систем в целом представляют собой наиболее прогнутые их части, в которых господствует режим растяжения. В этих условиях в земной коре формировались многочисленные открытые трещины самых разнообразных порядков, от мелких до крупных глубинных разломов и зияющих швов, типа геосинклинальных трогов (Харальский и др.) и шовных геосинклиналей (Западно-Саянская), обязанных своим возникновением различным масштабам горизонтального движения блоков. Эти трещины служили путями для миграции в верхние горизонты земной коры основной и ультраосновной магмы и сквозьмагматических растворов, под влиянием которых осуществлялось преобразование горных пород в зонах трещиноватости и в прилегающих к ним участках.

Блоки, ограниченные зонами проницаемости, представляли собой более монолитные и менее проницаемые участки. В зависимости от вертикальной направленности движения они проходили геоантиклинальный или геосинклинальный тип развития. В первом случае в их пределах размещались главным образом продукты кислой магмы: в собственно геосинклинальный этап — дацитовая и риолитовая формации, а в складчатый и послескладчатый — габбро-диорит-гранодиоритовая и батолитовая формации. Во втором случае — диабазовая, габбро-монцит-сиенитовая формация и различные субвулканические гранитоиды. Именно в это время происходит усиленный метаморфизм вмещающих пород, приводящий к значительной консолидации этих участков земной коры.

В геосинклинальных участках, возникших на обрушенной части континентального блока (Рудный Алтай) или в активизированных геосинклиналях (Ануйско-Чуйская), магматизм начальных стадий развития геосинклинали всегда представлен более кислыми разностями основной магмы (андезитовая формация).

Характерной особенностью собственно геосинклинального этапа развития геосинклинальных систем и особенно вендско-нижне-среднекембрийской системы является их мозаично-блоковая структура, при которой отдельные блоки ограничены частично шовными зонами с явно выраженными явлениями растяжения. Такое пространственное размещение зон растяжения свидетельствует о возникновении их лишь в результате вертикальных усилий, вызванных общим прогибанием геосинклинали, а не горизонтальными движениями блоков, хотя в какой-то мере последнее имело место и выражалось в эшелонированном движении системы блоков с севера на юг. Это подтверждается и горизонтальными движениями типа левого сдвига, наблюдаемыми вдоль субмеридиональной группы разломов Кузнецко-Чуйской и Восточно-Саянской зон сжатия.

### Магматизм собственно геосинклинального этапа развития вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системы

Магматизм этого времени проявился главным образом в эффузивной форме. В это время для всей вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системы характерно формирование зеленокаменной группы формаций. В ее состав входят следующие типы формаций: спилито-кератофировая, зеленокаменно-кремнисто-сланцевая, спилито-диабазовая, граувакковая верхняя порфирировая, андезитовая. Самостоятельное значение имеет и риолитовая.

Спилито-кератофировая формация включает спилиты, диабазовые порфириты, кварцевые и безкварцевые кератофиры, альбитофиры, туфы основного и кислого состава, туфобрекчии и туфоконгломераты. Все породы этой формации подверглись сильному зеленокаменному изменению. К спилито-диабазовой формации относятся диабазовые и авгитовые порфириты, реже кератофиры, а также различные пирокластические породы, главным образом основного состава. В зеленокаменно-кремнисто-сланцевой формации из числа вулканогенных пород принимают участие диабазовые порфириты и альбитофиры. В некоторых районах в составе этой формации появляются фельзиты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры. В составе вулканогенных пород граувакковой формации в небольшом количестве присутствуют туфы, туфоконгломераты и основные эффузивы. Вулканогенные породы порфирировой формации представлены лавами преимущественно диабазового и андезитового состава, альбитофирами и фельзитами, которым сопутствуют в резко подчиненном количестве грубые туфы, туфолавы и туфоконгломераты. В отличие от более древних вулканогенных формаций породы порфирировой формации не испытали интенсивного зеленокаменного перерождения.

В состав андезитовой формации входят андезитовые порфириты, альбитофиры и в меньшем количестве кварцевые порфиры, а также туфогенный материал, главным образом кислого состава. В риолитовой формации участвует тот же набор вулканогенных пород, но главную роль в нем играют кварцевые порфиры.

В вертикальном ряду эти формации занимают определенное стратиграфическое положение. Так, для венда и низов нижнего кембрия наиболее характерны спилито-кератофировая и зеленокаменно-кремнисто-сланцевая. В нижнем кембрии наиболее распространена спилито-диабазовая формация. Для верхов нижнего кембрия и начала среднего характерны спилито-диабазовая, зеленокаменно-кремнисто-сланцевая и граувакковая формации. В среднем кембрии развита лишь одна порфирировая формация.

Все перечисленные формации теснейшим образом связаны с карбонатной группой формаций, широко распространенной в вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системе (Моссаковский, 1963).

В целом магматизм вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системы определялся особенностями магматических проявлений в трех наиболее крупных структурных элементах этой геосинклинальной системы. К ним относятся краевые трогги, изометрические блоки и разделяющие их шовные зоны.

В Минусинской геосинклинали ее краевые трогги имеют следующий формационный ряд (снизу вверх): Чазрыкский трог — спилито-кератофировая, граувакковая; Абаканский трог — зеленокаменно-кремнисто-сланцевая; Восточно-Алатауский — зеленокаменно-кремнисто-сланцевая, спилито-диабазовая, граувакковая. В Аргинском трогге

развиты те же формации, что и в Восточно-Алатауском (Моссаковский, 1963). Магматизм шовных зон Минусинской геосинклинали проявился накоплением в них лав различного состава. Последние, как правило, находятся примерно в равном соотношении с терригенными породами. Однако в некоторых из них (в Батеневском кряже, Кизыр-Казырском междуречье, Восточном Саяне) почти весь комплекс вендских и нижнекембрийских отложений представлен вулканогенными образованиями спилито-диабазового состава. Магматическая активность этих зон в Минусинской геосинклинали в первой половине ленского века была не одинаковая и понижалась на север. Это нашло свое выражение в изменении вещественного состава отложений промежуточных зон, образующих с юга на север, в направлении к внутренним частям прогибов, последовательный ряд: вулканогенные отложения, — терригенно-вулканогенные — известняково-терригенно-вулканогенные — известняково-сланцевые. Последние локализуются в наиболее центральных зонах (Моссаковский, 1963) Минусинской геосинклинали. Во второй половине ленского века магматическая деятельность в Минусинской геосинклинали, по данным А. А. Моссаковского, резко перемещается на север, где в это время изливаются продукты основной магмы.

Таким образом, наиболее отчетливо вулканическая деятельность проявилась в зонах магматической проницаемости в Минусинской геосинклинали в вендское и в начале нижнекембрийского времени, когда происходило заложение основных структур вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали системы. Изометрические зоны, представляющие собой внутренние геосинклинали прогибы и поднятия, в начальные стадии развития геосинклинали были практически амагматичны. Эволюция вулканизма наиболее отчетливо проявилась в истории развития изометрических зон, в которых происходило постепенное сокращение амагматичных участков и соответствующее расширение зон магматической проницаемости, которые в своем развитии как бы поглощали амагматичные зоны. Этот процесс в Минусинской геосинклинали не был одновременным. Раньше всего он начался в Южно-Минусинском прогибе, где максимум вулканической активности наблюдался в конце ленского века нижнего кембрия. В Северо-Минусинском прогибе наибольшее развитие вулканизма в зонах магматической проницаемости достигло только в конце среднего кембрия, т. е. тогда, когда в Южно-Минусинском прогибе вулканическая деятельность практически прекратилась (Моссаковский, 1963).

Эта особенность их развития обусловила некоторые структурно-фациальные особенности внутренних геосинклинали прогибов, в которых отчетливо намечаются первичные участки, возникшие на опущенных блоках фундамента, и участки, вовлеченные в опускания зон магматической проницаемости. Первые характеризуются большими мощностями и почти полной амагматичностью. Вторые — значительно меньшими мощностями и довольно активной магматической деятельностью. Моссаковский выделяет для указанного времени четыре основных фациально-литологических типа отложений: 1) вулканогенный, представленный диабазами, диабазовыми, андезитовыми, лабрадорowymi порфиритами, туфолавами, реже кератофирами и альбитофирами; 2) терригенно-вулканогенный, образованный перемежающимися диабазовыми порфиритами, кератофирами, альбитофирами с песчаниками, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами, граувакковыми песчаниками и конгломератами; 3) карбонатно-терригенно-вулканогенный, в котором граувакковые песчаники и глинисто-кремнистые сланцы содержат мощные пачки известняков и миндалекаменных порфиритов, и, наконец, 4) терригенный, нацело образованный песчаниками, алевролитами, граувакками, туфитами с пластами известняков.

Этот тип отложений внутренних геосинклинальных прогибов резко противопоставляется почти амагматичным карбонатным формациям внутренних геоантиклинальных поднятий.

В схематическом виде типовой формационный ряд зон магматической проницаемости, ассимилировавших в своем развитии амагматичные изометрические зоны, А. А. Моссаковский (1963) дает в следующем виде: для Южно-Минусинского внутригеосинклинального прогиба — спилито-диабазовая, рифогенно-известняковая, граувакковая, верхняя порфириновая формации; для Северо-Минусинского внутригеосинклинального прогиба — спилито-диабазовая или зеленокаменно-кремнисто-сланцевая, рифогенно-известняковая или кремнисто-сланцевая, спилито-диабазовая или зеленокаменно-кремнисто-сланцевая, верхняя порфириновая формации.

В Тувинской геосинклинали вулканогенный комплекс выглядит проще, что в значительной степени объясняется меньшей его изученностью. В составе этого комплекса также принимается участие зеленокаменная группа формаций, в которой отмечается лишь две формации: зеленокаменно-сланцево-кремнистая и спилито-диабазовая, участвующие в строении ее трогов. Во внутренних частях геосинклинали основную роль в строении вулканогенного комплекса играют андезитовая и риолитовая формации, широко развитые в Восточной и Центральной Туве. Первая из них приурочена к внутригеосинклинальным прогибам, вторая участвует в строении внутренних геоантиклинальных поднятий (Центрально-Тувинском и Тоджинском). Лишь в Западной Туве во внутренней части Тувинской геосинклинали широко распространена спилито-диабазовая формация.

Состав вулканогенных комплексов Тувинской геосинклинали обусловлен природой ее субстрата. Так, в Восточной Туве, где вендско-нижне-среднекембрийская геосинклиналь располагается на фундаменте довендской консолидации, в составе вулканогенного комплекса преобладает риолитовая формация. В Центральной Туве, где Тувинская геосинклиналь возникла на карбонатном плато протерозойской геосинклинали, в составе вулканогенного комплекса в равной мере присутствуют как спилит-диабазовая, андезитовая, так и риолитовая формации; наконец, в Западной Туве, где, видимо, карбонатное плато в момент формирования вулканогенного комплекса отсутствовало, накапливается почти исключительно спилито-диабазовая формация. Верхняя часть вулканогенного комплекса Тувинской геосинклинали во внутренних ее частях в Западной и Центральной Туве представлена очень мощной граувакковой формацией.

Магматический комплекс Бийско-Катунской геосинклинали построен еще проще. В этой геосинклинали, начиная с вендского времени, во внутригеосинклинальных прогибах накапливались мощные толщи основных эффузивов, образующих спилит-диабазовую формацию, вверх по разрезу сменяющуюся граувакковой. В разделяющем прогибы внутригеосинклинальном поднятии вулканическая деятельность практически не проявлялась.

В вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системе весьма отчетливо намечаются области распространения лавовых излияний из аппаратов трещинного и центрального типов. Так, всюду краевые трюги являются зонами, где наиболее устойчиво происходило трещинное излияние лав, осуществляющееся в условиях подводного морского режима. Вулканические аппараты центрального типа в Тувинской геосинклинали, по данным Г. В. Пинуса (1961), располагались в Западной Туве вдоль внутреннего края трогов и в Центральной Туве в пределах внутригеосинклинальных поднятий. В Минусинской геосинклинали зоны магматической проницаемости, видимо, начиная со второй половины

ленского яруса, представляли цепи подводных вулканов, поставляющих вулканогенный материал в соседние с ними внутренние геосинклинальные прогибы. Таким образом, в пределах вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системы отчетливо намечаются все элементы современных геосинклиналей, лежащих в области островных дуг: желоба, вулканические дуги, отмели, окруженные барьерными рифами, возвышениями в краевых частях более глубоководных участков морского дна. А. А. Моссаковский (1963) считает, что зоны магматической проницаемости явились местом возникновения вулканических дуг. Те и другие территориально связаны с глубокими расколами древнего жесткого субстрата, через которые основная магма получила доступ на поверхность. Прогнутые впадины и изометричные приподнятые выступы были сформированы в области ненарушенных участков жесткого субстрата. Об этом свидетельствуют их амагматичность и более или менее равномерный характер их прогибания. Одни из них проявили тенденцию к значительному компенсированному осадконакоплением прогибанию, благодаря чему в их пределах накопились мощные толщи карбонатных и песчано-глинистых пород. Другие были более стабильными и выступали в виде мелководных приподнятых шельфов, на которых происходило образование карбонатных, в том числе и рифогенных пород.

Наибольшая магматическая активность краевых и шовных зон подтверждается и при рассмотрении интрузивных проявлений в доскладчатый этап развития этой геосинклинальной системы. Для всей вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системы чрезвычайно характерны некоторые интрузивные комплексы габбро-плагиогранитной и габбро-монцонит-сиенитовой групп, источником формирования которых является магматический очаг, общий с синхронными им вулканогенными образованиями. К этим интрузивным комплексам относятся плутоны габбро-диорит-диабазового (буйский — Кузнецкого Алатау и Минусы, шиндинский — Восточного Саяна, ряд мелких интрузий Восточной Тувы, ранее включавшихся в таннуольский комплекс), габбро-плагиогранитного и плагиогранитного (Тейская интрузия, Бельский интрузивный комплекс Кузнецкого Алатау и Горной Шории, Маинская — Западного Саяна) и габбро-монцонит-сиенитового составов (Когтахская интрузия, массивы в бассейне среднего течения р. Белый Июс Кузнецкого Алатау, массивы Большой и Малой Куль-Тайги).

Все эти интрузии являются производными основной магмы и имеют длительный возраст формирования (нижний — средний кембрий), являются доскладчатыми (т. е. возникли в собственно геосинклинальном этапе), лежат в полях развития кембрийских эффузивных толщ или вблизи них, имеют сходный или чрезвычайно близкий с ними состав. Все интрузии, включая габбро-монцонит-сиенитовую, располагаются в одних и тех же тектонических зонах сосредоточиваясь главным образом внутри геосинклинальных трогов или в зонах магматической проницаемости, возникающих на тектонических швах. Чрезвычайно интересны взаимоотношения этих интрузий со складчатостью. Так, плутоны Буйской интрузии являются явно доскладчатыми телами, так как участвуют в складчатости совместно с прорываемыми ими эффузивами и известняками нижнекембрийского возраста. Плутоны тейского типа, видимо, формировались одновременно со складками, а интрузии когтахского комплекса почти всегда конформные, внедрялись, вероятно, в сформированные складки.

Отсюда следует, что развитие складчатости началось в собственно геосинклинальном этапе вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали и шло параллельно с формированием интрузий этого этапа развития. По всей вероятности, первые складчатые движения в вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системе возникли именно в

этих зонах и достигали здесь значительной интенсивности, в то время как в поднимающихся и опускающихся блоках внутригеосинклинальных поднятий и прогибов в нижне- и среднекембрийское время эти движения еще совершенно не проявлялись. Значение тектонических швов не ограничивается лишь их активностью в отношении магматической проницаемости и тектонических деформаций. На примере томского комплекса гранитоидов видно, что эти тектонические зоны служили местом магнообразования и интенсивного ультраметаморфизма. Трoги и зоны магматической проницаемости, возникшие на крупных тектонических швах в собственно геосинклинальный этап развития, были зонами, где имели место одновременно, обуславливая друг друга, складчатость, эффузивный и интрузивный магматизм, а также полиметаморфизм различных стадий интенсивности, вплоть до ультраметаморфизма.

С рассмотренным комплексом интрузий весьма близок по времени образования и тектонической позиции широко развитый в вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системе гипербазитовый комплекс. На всей рассмотренной территории интрузии гипербазитов имеют одинаковый петрографический состав, занимают одну и ту же структурную позицию и интродировали во вмещающие толщи только в среднекембрийское время. В общем процессе геосинклинального развития появление гипербазитового комплекса связано с последними этапами вулканизма и знаменует начало интенсивного развития интрузивного магматизма.

Гипербазитовые интрузии размещаются исключительно в области трогов и связаны с глубинными разломами, в зоне которых возникли эти структуры. Таким образом, отчетливо проявлена их связь с наиболее древними, длительно прогибающимися и магматически активными структурами вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системы. Отсюда следует, что парагенетическая связь между основными вулканогенными комплексами трогов и ультраосновными интрузиями определяется не единством магматических бассейнов и единой родоначальной магмой, а тектоническими особенностями зон, в которых формируются производные как основной, так и ультраосновной магмы. Главными особенностями являются значительная раздробленность троговых зон, постепенное и длительное их погружение и последовательное углубление разломов, проникающих из андезитового в базальтовый, а затем, видимо, в перидотитовый слой земной коры. Глубинные разломы, сопровождающие трoги, таким образом, отличаются большой глубиной заложения и в этом отношении принципиально несходны с теми разломами, которые обусловили появление зон обычной магматической проницаемости. Это определяется также структурным положением разломов, контролирующих внедрение гипербазитов. Они обычно разделяют крупные сегменты земной коры, принципиально различного развития. Разломы, связанные с зонами магматической проницаемости, как правило, являются границей раздела более мелких внутренних структурных элементов вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали. Г. В. Пинус, В. А. Кузнецов и И. М. Волохов (1958) выделили гипербазиты и сопровождающие их основные эффузивы и сопутствующие их кремнистые породы в офиолитовый комплекс, который всегда сопровождается глубинные разломы.

### **Магматический ряд в период замыкания вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали**

Этот магматизм характеризуется повсеместным появлением гранитоидных интрузий, формирующихся с конца среднего кембрия до конца ордовика. Они представлены многочисленными интрузивными комплек-

сами, возраста и взаимоотношения которых друг с другом до настоящего времени остаются неясными. По петрографическому составу все они входят в габбро-диорит-гранодиоритовую или габбро-плагиигранитную группы изверженных пород и участвуют в строении гранитоидов таннуольского комплекса Тувы, таннуольского и ольховского — Кембросаяна, уленьского — Минусы, а также карлыганского, тыгертызского и улеского комплексов Кузнецкого Алатау. В этот же ряд гранитоидов следует включать гранитоиды лебедского комплекса востока Горного Алтая.

Все эти интрузии объединяют очень пестрый состав от плагиигранитов до габбро, ярко выраженный натриевый состав, широкие ореолы эндоконтактных изменений, в которых преобладают наиболее основные породы комплекса, обилие ксенолитов вмещающих пород и форма плутонов, в целом подчиненная складчатости, но в то же время конформная по отношению к складчатым структурам высоких порядков, что указывает на начало их внедрения в конечные стадии складчатого процесса и окончание формирования в эпоху последовавших после складчатости сводовых поднятий. Эта особенность резко отличает их от гранитоидной батолитовой формации Ю. А. Кузнецова, которая, по его представлениям, появляется спустя значительное время после складчатости, в эпоху максимальных поднятий складчатых сооружений, т. е. в предорогennyй этап развития подвижных зон.

От типичных интрузий батолитовой формации они отличаются еще и тем, что довольно отчетливо связаны с геоантиклинальными поднятиями, тогда как гранитоиды батолитовой формации индифферентны к существующим в момент их формирования структурным элементам складчатой области. В области салаирской консолидации вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали указанные интрузии довольно четко приурочены к геоантиклинальным поднятиям. Так, в Кембросаяне и Минусе они известны исключительно в области внутренних геосинклинальных поднятий Минусинской геосинклинали. В Бийско-Катунской геосинклинали они располагаются в пределах более позднего Катунского внутригеосинклинального поднятия, в Туве образуют гранитоидный пояс, приуроченный к протерозойскому Дербинско-Тувинскому поднятию. В геоантиклинальных структурах они появились лишь тогда, когда эти структуры подверглись интенсивному дроблению, как, например, в восточной части Тувинской геосинклинали, которая в местах распространения таннуольских гранитоидов наложилась на втянутые в ее погружение области байкальской консолидации, раздробленные вследствие этого еще в собственно геосинклинальный этап развития.

Для рассматриваемых гранитоидов верхнекембрийского возраста намечается закономерное размещение наиболее конформных плутонов в жесткой раме вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали (Сангилен, юго-восточная часть Протеросаяна), где они, несмотря на свои сравнительно небольшие размеры, более всего подходят к категории интрузий батолитовой формации Ю. А. Кузнецова. В этой структурной зоне они отличаются ясно выраженной конформностью по отношению к складчатости вмещающих их комплексов и возникают в областях интенсивных послевендских поднятий, имевших здесь место много позже обусловившей их складчатости.

В Минусинской геосинклинали (Кузнецкий Алатау, Батеневский кряж, Кембросаян), где складчатые сооружения были созданы на границе среднего и верхнего кембрия и в дальнейшем не подвергались переработке верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинали, гранитоиды, хотя и несут на себе черты интрузий одновременных со складчатостью, но в то же время по своей форме и размерам очень

близки к батолитам. С последними их сближает и то, что окончательное формирование этого комплекса здесь произошло в ордовике, т. е. уже после значительного интервала времени, отделяющего их внедрение от завершения складчатости.

В Туве, где только что возникшие складчатые сооружения уже в верхнем кембрии были втянуты в новые погружения, плутоны таннуольского комплекса отчетливо проявляют связь со складчатыми структурами. Еще более эта связь выявляется в интрузиях лебедского комплекса, развитого в восточной части Горного Алтая. Будучи синхронными с собственно таннуольскими интрузиями Тувы, они относятся к габбро-плагиогранитной формации (по Ю. А. Кузнецову) и в структурном отношении приурочены к складчатым сооружениям геосинклинальных трогов, являясь типичными телами, образовавшимися во время складчатости.

Краткий обзор магматических образований показывает, во-первых, что складчатость, имевшая место на границе среднего и верхнего кембрия в последние стадии замывания вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали, была несинхронна в различных ее частях, хотя и близка по времени, и, во-вторых, что в новые прогибания были втянуты лишь те складчатые сооружения, в которых процесс замыкания геосинклинали не был полностью завершен.

В этом отношении чрезвычайно характерен магматический ряд Бийско-Катунской геосинклинали, в которой комплекс гранитоидов складчатого этапа развития заканчивается гранитоидами лебедского комплекса, представляющими типичные интрузии наиболее подвижных зон собственно геосинклинального этапа развития, возникшие во время складчатости. Именно в этих зонах ранее всего начались складчатые движения, которые привели к тому, что при замыкании геосинклинали эти зоны ранее всего стали ареной складчатости и местом внедрения первых интрузий Бийско-Катунской геосинклинали, одновременных со складчатостью. Эти интрузии в небольшом количестве присутствуют и во внутригеосинклинальных поднятиях (Катунском), что лишь подчеркивает редуцированность магматического ряда в эпоху замыкания геосинклинали.

Таким образом, процесс замыкания Бийско-Катунской геосинклинали, судя по данным о ее магматизме, ранее всего начался в подвижных зонах трогов и отчасти во внутренних геосинклинальных поднятиях и, видимо, в очень ослабленной форме проявился в ряде ее внутренних прогибов, где замыкание геосинклинали так и не наступило.

Так как эволюция и формирование магматического ряда зон растяжения в начальную стадию их развития тесно связаны с представлениями о родоначальной магме, то кратко остановимся на петрохимической характеристике рассмотренных магматических комплексов.

Кембрийский магматизм востока Саяно-Алтайской области и особенно Тувы в последнее время хорошо изучен Г. В. Пинусом (1961а). По его данным, вулканогенный комплекс этого времени отвечает спилито-кератофировой формации. Она возникла из обширного магматического очага и является продуктом дифференциации магмы базальтового состава. Об этом свидетельствуют имеющиеся в ней заметные примеси элементов группы железа, а также меди, цинка, циркония, галлия, стронция и бария. В процессе дифференциации основной магмы возникли лавы, давшие после кристаллизации ряд пород, изменяющихся от диабазов до альбитофиров и кварцево-полевошпатовых порфиров. Однако этот процесс, как считает Г. В. Пинус, не в полной мере соответствовал нормальной магматической эволюции, так как общая тенденция изменения состава лав от основных к кислым осложнялась чередова-

нием лав различной степени основности. По-видимому, эту особенность следует объяснять не столько явлениями далеко зашедшей дифференциации базальтовой магмы, сколько явлениями пульсационного поступления сквозьмагматических растворов, меняющих ассимиляционные свойства магмы. Незначительное поступление сквозьмагматических растворов в первый этап развития геосинклинали способствовало тому, что наиболее основные разновидности нижнекембрийских эффузивов концентрировались обычно в нижних частях стратиграфического разреза осадочно-вулканогенной серии. Они характеризовались высокой степенью основности и кристаллизовались, по-видимому, из слабо дифференцированной базальтовой магмы (Пинус, 1961а, б). С базальтоидной магмой, давшей комплекс основных эффузий, теснейшим образом связаны породы габбро-диорит-диабазовой формации, представленные Буйским и аналогичным ему шиндинским комплексами. По данным Шелковникова (1962), к особенностям химического состава комплекса относятся его натровая специализация, пониженная щелочность и малая титанистость. В отличие от лысанских габброидов, дифференциация Шиндинской (и, видимо, Буйской) интрузии направлена в сторону возникновения средних разностей (от габбро до кварцевых диоритов). Становление шиндинского комплекса, так же как и комагматичных ему эффузивов спилито-кератофировой формации, связано с заложением и начальными этапами развития кембрийской геосинклинали на южном фланге Восточно-Саянского антиклинория.

Последующий магматизм, по данным Г. В. Пинуса (1960), проявился в активизации ультраосновной магмы, интрузии которой образуют четко выраженные гипербазитовые пояса. Петрохимический состав гипербазитов выражен в высоком отношении молекулярных количеств магния к железу, практически полным отсутствием титана при заметной роли в составе пород других элементов группы железа. Перидотитовая магма, давшая эти интрузии, отличалась слабой способностью к дифференциации, что нашло свое отражение в почти полном отсутствии их жильной серии, а крайние представители дифференционного ряда — дуниты и пироксениты — не являются характерными членами данной магматической формации.

Наиболее удачно, с нашей точки зрения, образование гранитоидов таннуольского комплекса объясняется теорией Ю. А. Кузнецова прогрессивного разрастания магматических очагов и вертикального перемещения фронта магмообразования, в результате которого может последовательно вовлекаться материал всех слоев Земли (Ю. А. Кузнецов, 1963).

Эти представления, как уже об этом ранее говорилось, базируются на том, что наряду с чисто базальтоидными или чисто гипербазитовыми комплексами существуют комплексы смешанные, образованные породами базальтового, гранитоидного, а иногда и ультраосновного происхождения. Эти ассоциации особенно распространены в пределах складчатых областей, где можно предполагать наличие мощной и сложно расслоенной земной коры. Они формируются из магматических очагов, в развитии которых очень большую роль играют, «с одной стороны, глубинные разломы, как зоны повышенной проницаемости, а с другой — те продукты общего процесса дегазации глубинного вещества нашей планеты, которые Д. С. Коржинским были названы сквозьмагматическими растворами. Сочетание этих фактов делает реальной возможность возникновения магматических очагов, а также определяет состав образующихся в их пределах магм, порождающих все разнообразия возникающих из них упомянутых выше «смешанных» пород. Последние принимают участие в строении очень многих магматических комплексов и, в частности, в строении габбро-гранитной, габбро-плагιοгранитной и, может

быть, даже габбро-пироксенит-дунитовой и гипербазитовой ассоциаций» (Ю. А. Кузнецов, 1963). Такого рода происхождение, по Ю. А. Кузнецову, имеют и гранитоиды таннуольского комплекса, отнесенные им к габбро-гранитной формации.

Так как и по данной гипотезе при образовании магматических комплексов основного и ультраосновного состава значение сквозьмагматических растворов относительно невелико и сводится лишь к роли плавления в очагах маглообразования, расположенных в пределах мантии или базальтовой оболочки, то в образовании гранитоидов таннуольского комплекса и их аналогов очень важную роль играла основная магма, т. е. та же магма, которая обусловила и формирование спилито-кератофировой формации нижнего и среднего кембрия Тувы, и, видимо, всей вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинальной системы.

Несколько иначе формировались интрузии уленьского комплекса, хотя их петрохимический состав близок к таннуольским гранитоидам.

По всей вероятности, соотношения между таннуольским и уленьским комплексами гранитоидов очень сложны и примерно отвечают той тектонической обстановке, которую рисует Ю. А. Кузнецов для поздней и послескладчатых интрузий, в значительной степени выясненной им на изучении гранитоидов уленьского комплекса.

Ю. А. Кузнецов (1963) считает, что батолитовые гранитоидные комплексы можно рассматривать как законсервированные магматические очаги, проникшие благодаря большей активности сквозьмагматических растворов особенно высоко. Для формирования батолитов большее значение имело инфильтрационное просачивание происходящих независимо от степени раздробленности и проницаемости пород в зонах глубинных разломов, по которым могла бы интродировать вверх возникающая гранитная магма. В этом случае становление батолитов происходит в результате широкого замещения первичных пород магмой, причем «интрузия» осуществляется продвижением вверх и в стороны фронта маглообразования. При таком образовании батолитов их состав находится в прямой зависимости от замещаемых пород. Процесс собственно интрузивный в виде механического внедрения по трещинам жидких и вообще высокопластичных масс в формировании таких плутонов играет совершенно второстепенную роль. Чрезвычайно важен вывод Ю. А. Кузнецова о том, что процессы магматического замещения, по-видимому, могут проявляться на любых глубинах, вплоть до приповерхностных, в зависимости от степени проницаемости ослабленных зон, степени химической активности и количества сквозьмагматических растворов глубинного происхождения. Поэтому тела батолитовых гранитов совсем необязательно должны возникать только на большой глубине.

Таким неглубоко залегающим магматическим очагом, видимо, являлся очаг, давший сорский комплекс гранит-порфиров, заканчивающийся магматический ряд зон растяжения в доорогенную стадию их развития в салаирской и байкальской зонах консолидации. Эта интрузия представлена гипабиссальными, нередко порфировидными калиевыми гранитами, характеризующимися высоким содержанием кремнекислоты и щелочей при значительном преобладании калия, а также пересыщенностью глиноземом. Весьма показательны для пород данной интрузии наличие в составе аксессуарных примесей группы элементов редких земель (иттрий, иттербий, гадолиний и др.).

Постороженный характер интрузии, как считает Г. В. Пинус (1960), особенно четко проявляется при формировании последних фаз ее, представленных щелочными и ультраосновными породами. Очаги гранитной магмы, породившей интрузию, возникли, по-видимому, за счет локального плавления гнейсового фундамента протерозоя.

## Магматизм верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системы в эпоху ее замыкания

Замыкание верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной системы сопровождалось плутонической деятельностью лишь в Западно-Саянской геосинклинали, т. е. в той части складчатой зоны, которая впоследствии не подвергалась геосинклинальному обрушению и не была втянута в геосинклинальный процесс девонско-нижекаменноугольной геосинклинальной системы. Интрузивные тела представлены здесь гранитоидами двух комплексов — большепорожского и буйбинского.

Интрузии большепорожского комплекса Западного Саяна представляют плутоны, сингенетичные складчатости. Время их внедрения заключено в интервале: граница между силуром и девоном — средний девон (Зоненшайн, 1963). Они представлены гранодиоритами и плагиогранитами, реже гранитами, адалмелитами и кварцевыми диоритами. Местами широко проявлены процессы щелочного метасоматоза и гранитизации. Они образуют очень крупные плутоны, вытянутые по простиранию складок, но относительно складчатости более высоких порядков представляют собой дискордантные тела.

Интрузии более молодых гранитоидов образуют буйбинский комплекс. Он сложен порфиридовидными биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Наряду с ними встречаются более основные породы: гранодиориты и щелочные разновидности типа граносиенитов. Их возраст определяется довольно точно как среднедевонский, т. е. они очень близки к гранитоидам большепорожского комплекса. Интрузии буйбинского комплекса образуют сравнительно небольшие массивы, имеющие в плане округлую форму, и сопровождаются мощными ореолами ороговикованных пород.

Оба гранитоидных комплекса являются палингенными интрузиями, возникшими из местных магматических очагов, образовавшихся за счет осадочного комплекса Западно-Саянской геосинклинали. Они свидетельствуют о постепенном повышении уровня магматического фронта. При формировании большепорожского комплекса процессы гранитообразования протекали на небольшом расстоянии от зон возникновения палингенной магмы. Гранитоиды буйбинского комплекса, видимо, возникли в результате инъекции этой магмы в более высокие этажи осадочного комплекса. Их петрохимический состав наиболее хорошо изучен для более молодого буйбинского комплекса. Химизм этих гранитов типичен для пород нормального ряда, хотя иногда наблюдаются отклонения в сторону «монцитонитов».

Характерной особенностью является частое присутствие в породах примеси таких элементов, как молибден, вольфрам, олово, висмут, ниобий (Орлов, 1961).

Таким образом, оба типа гранитоидов тесно связаны между собой как по времени и пространственному размещению, так и по способу образования, представляя единый гранитоидный ряд. В этом отношении они очень напоминают уленьский комплекс гранитоидов салаирской зоны консолидации, хотя по времени образования являются более поздними и связаны с каледонским тектогенезом. Близкий комплекс гранитоидов известен в Синюшинском и Алейском антиклинориях Рудного Алтая; это свидетельствует о том, что к моменту салаирской складчатости они, в отличие от смежных с ними прогибов, уже достигли более высокой степени консолидации.

## Доскладчатый этап развития девонско-нижнекаменноугольной геосинклинальной системы (Горный Алтай)

Магматизм, связанный с этой геосинклинальной системой, на ранних стадиях ее развития характеризовался бурным проявлением вулканизма. Вулканизм Горного Алтая изучен Б. И. Лапиным (1963), по данным которого он здесь и описывается.

В Горном Алтае вулканическая деятельность наиболее активно проявлялась в геосинклинальных прогибах и значительно слабее в зонах поднятий.

Вулканогенные толщи в положительных структурах имеют сокращенные мощности за счет выпадения из разрезом главным образом нижних эффузивных пачек.

Наиболее мощные вулканогенно-осадочные образования накапливались в Ануйско-Чуйском и Уймено-Лебедском прогибах и значительно меньших мощностей — в Чарышко-Теректинской, Бийско-Катунской и Телецкой зонах, где они развивались лишь во вторичных прогибах. В настоящее время наиболее полно они сохранились в некоторых тектонических клиньях и на крыльях крупных структур.

Эффузивные комплексы Горного Алтая образуют три формационные группы — андезитовую (Онгудайско-Уйкараташскую), риолит-дацитовую (Куратинско-Коргонскую) и диабазовую (Талдинскую или Чарышскую). По Ю. А. Кузнецову (1961), они отвечают вулканическим формациям. Представители спилит-кератофировой и сиенитовой (трахитовой) формаций в Горном Алтае отсутствуют.

В Горном Алтае вулканическая деятельность началась в кобленцкое время и характеризовалась кратковременным извержением средних и кислых эффузивов.

Массовые излияния лав среднего и основного составов происходили в эйфельском веке и были сосредоточены на востоке в Уймено-Лебедской зоне и частично в центре Горного Алтая. Здесь повсеместно накапливались андезитовые порфириды и их туфы и лавобрекчии. В Чарышко-Теректинской зоне кислые лавы преобладали над эффузивами среднего состава.

Живетский век характеризуется излияниями главным образом кислых эффузивов, которые наиболее активно накапливались в центральных частях Горного Алтая. Так, в его восточной окраине в пределах Уймено-Лебедского прогиба продолжают формироваться вулканогенные породы андезитового состава, а в Ануйско-Чуйской геосинклинали, расположенной в Центральной части Горного Алтая, изливались уже риолит-дацитовые лавы. Отложения франского яруса практически не содержат вулканогенных пород, только в центре Горного Алтая происходят спорадические извержения кислых лав.

Конец верхнего девона можно считать началом нового этапа вулканизма, который проявился в Горном Алтае становлением мелких интрузий габбро-диабазов. Вполне вероятно, как предполагает В. П. Нехорошев (1956), их комагматы развиты среди верхнедевонских и карбонатных отложений Рудного Алтая.

В связи с тем, что девонско-нижнекаменноугольная геосинклинальная система в пределах Горного Алтая возникла на обрушенной части континентального блока или развилась из остаточных прогибов предыдущей геосинклинальной системы, в ней отсутствовали условия, характерные для первичных геосинклиналей. Это выразилось в том, что здесь среди вулканогенных пород отсутствуют типичные спилит-кератофировые формации, место которых в Горном Алтае занимают породы андезитовой и риолит-дацитовой формаций, характерных для внешних

геосинклинальных прогибов и для орогенного этапа развития подвижных зон.

С девонским вулканизмом связано становление ряда интрузий. Среди них Б. Н. Лапин (1963) выделяет магматические тела жерловых фаций, субвулканические интрузии и гипабиссальные интрузии.

Магматические тела жерловых фаций приурочены к зонам нарушений, в пределах которых образуют отдельные группы. Для них характерны неправильно-овальные и линзовидные формы, варьирующие по размерам в больших пределах. Сложены они кварцевыми порфиритами, гранофирами и щелочными кварцевыми порфирами. Особенности строения и морфологии тел, текстуры и структуры пород подчеркивают промежуточное положение тел жерловой фации между нормальными интрузивными и эффузивными образованиями.

Субвулканические интрузии приурочены к местам развития жерловых тел. Они встречаются во всех структурно-фациальных зонах Горного Алтая, где образуют неправильные неки, штоки, дайко- и жилы-подобные массивы размером от нескольких до сотен метров. Они сложены кварцевыми порфирами, реже сферолитами и микрогранитами.

Гипабиссальные интрузии образованы аляскитовыми, рибекитовыми гранитами и гранитами. В группу гипабиссальных интрузий также входят тела габбро-диабазов.

Кислые интрузии пространственно и генетически связаны с эффузивами риолит-дацитового комплекса, основные интрузии эффузивных аналогов в Горном Алтае не имеют (Лапин, 1963).

Изучение петрохимического состава девошских эффузивов Горного Алтая, произведенное Б. Н. Лапиным (1961 г.), во многом объясняет их происхождение. Так, породы андезитовой формации отличаются повышенным содержанием феррических компонентов и умеренным — щелочей, при значительном преобладании натрия над калием.

Наоборот, породы риолит-дацитовой формации имеют высокое содержание кремнезема и низкое — железисто-магнезиальных компонентов. Это обстоятельство и то, что девонские эффузивы Горного Алтая почти не содержат в своем составе пород, близких к кварцевым базальтам, свидетельствуют о том, что все они возникли из кислой магмы путем ее дифференциации. В этом отношении отчетливо выявляется серьезное различие девонских эффузивов Минусинской котловины и Тувы, являющихся производными основной, ювенильной магмы. В отличие от девонских эффузивов Минусинской котловины и отчасти Тувы, возникших из очагов ювенильной магмы, эффузивы Горного Алтая питались магматическими очагами, расположенными в поверхностных частях земной коры, возникших за счет переплавления осадочно-вулканогенного комплекса, слагающего ту или иную структурно-фациальную зону Горного Алтая. Таким образом, по представлениям Б. Н. Лапина, состав лав определяется особенностями литологического состава пород, участвующих в строении той зоны, в которой они развиты. Так, в Уйменско-Лебедском прогибе, где в основном развита андезитовая формация, магматический очаг мог образоваться в основном за счет плавления кембрийских толщ основных эффузивов. В Ануйско-Чуйской и Терехтинской зонах, где в течение ордовика и силура накапливались толщи песчаников и сланцев алюмо-силикатного состава, преобладают кислые эффузивы риолит-дацитового состава.

Особое место в геологическом строении Горного Алтая занимает девонская габбро-диабазовая формация, проявившаяся в форме интрузивных тел гипабиссальной фации и являющаяся производной базальтовой магмы. Ее внедрение произошло с большой глубины по разломам в завершающий период консолидации структурно-фациальной зоны. Магма отличалась слабой дифференциацией и по ряду причин не могла асси-

милировать отложения вышележащих толщ. Связанные с ней породы характеризуются повышенным содержанием глинозема и магнезии. По содержанию глинозема, щелочей и полевошпатовой извести все они относятся к нормальному ряду средних щелочно-земельных пород, по Р. Дэли. Это типичные габброиды — производные базальтовой магмы (Лапин, 1961).

### Эпоха замыкания девонско-нижнекаменноугольной геосинклинали системы (Рудный и Горный Алтай)

Девонские интрузии в Горном и Рудном Алтае проявились лишь в области внутренних геосинклинали поднятий, в период их превращения в складчатые структуры. Они известны в Алейском, Синюшинском и других антиклинориях, где образуют несколько вытянутые по простиранию вмещающих их толщ массивы или представляют собой в плане крупные овалы тела лакколитообразной формы.

В более низком эрозионном срезе, когда гранитоиды залегают в породах нижнего палеозоя (Синюшинский и Ивановский массивы), они представляют крупные дискордантные батолитообразные тела. Их формирование, по данным В. И. Чернова и В. Н. Гавриловой (1957), происходило на глубине не менее 1000—1200 м. О их гипабиссальном характере говорят также и следы ускоренной кристаллизации приконтактных частей (мелкозернистые породы эндоконтактов). Гранитоиды девонского комплекса на вмещающие их породы палеозоя в общем оказывали незначительное экзоконтактовое воздействие. Только в районе Золотухи с ними связан инъекционный метаморфизм нижнепалеозойских метаморфических пород. Чаше на контактах с описываемыми интрузиями можно видеть узкие зоны плагиоклаз-актинолитовых роговиков, образовавшихся по серицито-хлоритовым сланцам нижнего палеозоя. Девонские кислые и основные эффузивы испытали близ контактов умеренное ороговикование с развитием в качестве новообразований заметных количеств биотита.

Гранитоиды представлены гранодиоритами и нормальными аляскиновыми гранитами; гранодиориты часто несут признаки гибридного происхождения. Возраст их — вторая половина среднего девона (Чернов, Гаврилова, 1957).

Характерной особенностью магматизма этого времени следует считать одновременное проявление интрузивного и эффузивного магматизма в различных структурных зонах геосинклинали системы. Так, в области наиболее крупных и древних геосинклинали поднятий уже в среднем девоне начали формироваться одновременные со складчатостью палингенные интрузии с явно выраженными инъекционными контактами. В более глубоких зонах они, видимо, представляли собой застывшие магматические очаги, возникшие из магмы, близкой по составу к вмещающим породам. В области внутренних прогибов в это же время еще формировались эффузивные толщ, по составу отвечающие ранней стадии геосинклинали. Из этого следует, что к началу верхнепалеозойского обрушения континентального блока область Горного и Рудного Алтая представляла собой слабо складчатую страну, в пределах которой наряду с участками, вступившими на путь консолидации, существовали зоны, обладающие еще большей пластичностью и подвижностью.

## Доскладчатый этап развития верхнепалеозойской геосинклинальной системы (Рудный Алтай)

Магматизм верхнепалеозойской геосинклинальной системы очень близок к магматическим проявлениям Рудного Алтая в девонское и верхнепалеозойское время.

Г. Ф. Яковлев (1957) дает следующую картину развития процессов вулканизма в Рудном Алтае. Вулканическая деятельность здесь начинается в эйфельский век среднего девона и проявляется очень активно. В это время на территории Алейского антиклинория процессы вулканизма сопровождалась извержениями лав главным образом кислого состава. В пределах Синюшинского антиклинория наряду с кислыми лавами изливались в нижнем и среднем эйфеле средние и основные лавы. В позднеэйфельский век на всей территории Рудного Алтая господствовали извержения кислых лав.

Вулканическая деятельность этого времени, по-видимому, была приурочена к древним разломам, возникающим по границам зон разной мобильности, например Синюшинского антиклинория и Белоубинского синклинория. В начале живетского века на большей части площади Алейского антиклинория произошло поднятие, в связи с чем осадки этого времени в его пределах отсутствуют. Лишь на северо-восточном крыле антиклинория происходили вспышки вулканизма, сопровождающиеся извержением продуктов среднего и основного составов.

В верхнедевонское время интенсивная вулканическая деятельность продолжалась лишь на юго-западном крыле и юго-восточном погружении Алейского антиклинория, вблизи Иртышской зоны смятия. Здесь в это время происходили мощные извержения лав главным образом кислого состава; и лишь в некоторых участках поступление лав на поверхность началось незначительными извержениями пород среднего и основного составов.

Лавы такого же состава, но в небольших количествах в конце верхнего девона также извергались и на территории Белоубинского синклинория, где, кроме лавовых покровов, образовали на незначительной глубине крупные межпластовые тела.

В нижнекаменноугольное время вулканическая деятельность локализовалась на еще более узкой территории на юго-восточном погружении Алейского антиклинория, тяготея к Иртышскому разлому и западной части Белоубинского синклинория, будучи, вероятно, связанной с древним Березовским разломом.

Эффузивы в этой зоне представлены породами среднего состава. Это последняя крупная вспышка вулканизма, после которой вулканическая деятельность в пределах всего Рудного Алтая прекращается на продолжительный период. Лишь в ранневизейское время в пределах Быструшинского синклинория отмечена новая кратковременная вспышка вулканизма, давшая накопление незначительного количества вулканогенного материала среднего и основного состава. Последнее проявление вулканизма в нижнем карбоне произошло в поздневизейское время вблизи Березовского разлома в Бухтарминском синклинории.

Вулканическая деятельность возобновилась на Рудном Алтае лишь в верхнем палеозое. В отличие от вулканизма предыдущих эпох связанные с ней извержения не носили трещинного характера. Продукты извержения в среднекаменноугольное время были кислого состава и, по-видимому, не были обильны.

Наиболее молодыми на Рудном Алтае были извержения, условно относимые по возрасту к верхнему карбону — нижней перми (?). Их продукты представлены преимущественно породами среднего состава, кото-

рые приурочены к наиболее прогнутым частям Быструшинского синклинория.

Вулканическая деятельность в палеозое сопровождалась в Рудном Алтае внедрением большего или меньшего количества субвулканических образований, аналогичных по составу эффузивным и пирокластическим породам того же возраста. Субвулканические образования формируются на небольшой глубине и поэтому обычно располагаются или в пределах вулканогенных толщ, с которыми они генетически связаны, или залегают несколько ниже по разрезу. В целом они имеют много общего с аналогичными телами Горного Алтая.

### Эпоха замыкания верхнепалеозойской геосинклинальной системы

Несмотря на то, что в конце силура, а затем в конце нижнего карбона территория Горного и Рудного Алтая испытывала довольно сильные пароксизмы складчатости, окончательной консолидации возникшие здесь складчатые сооружения достигли лишь в конце верхнего палеозоя, когда в ее пределах впервые проявился интенсивный интрузивный магматизм, давший плутоны змеиногорского и калбинского комплексов.

Гранитоиды змеиногорского комплекса слагают значительные площади в северо-западной части Рудного Алтая (район Змеиногорска), в бассейне р. Убы и на юго-востоке в районе Бухтармы. Для большинства массивов характерны вытянутая в плане форма и значительные размеры. Среди гранитоидов змеиногорского комплекса преобладают породы с повышенным содержанием плагиоклаз-гранодиоритов, адамелитов, плагиогранитов и кварцевых диоритов. В большинстве массивов нормальные граниты имеют подчиненное значение. Интрузии отличаются невыдержанностью петрографического состава; к контактам интрузий наблюдается закономерное повышение основности пород, вследствие чего в эпиконтактных зонах массивов местами присутствуют диориты, а в отдельных случаях породы типа габбро-сиенитов.

Эти особенности объясняются процессами местной ассимиляции магмой вмещающих пород (Чернов, Гаврилова, 1957). Плутоны змеиногорского комплекса, по данным Чернова и Гавриловой, имеют различные формы и характер залегания. Так, в пределах Быструшинского синклинория они отличаются однообразной ориентировкой массивов и конфигурацией, подчиненной простираению складчатых структур. Форма массивов приближается к лакколлитам. Распространение их подчинено разлому, ориентированному по оси Быструшинского синклинория. Этот разлом служил путем для проникновения магмы, и поэтому на глубине среди пород нижнего палеозоя описанные массивы, вероятно, сменяются телами трещинного характера. В Алейском антиклинории плутоны имеют более неправильную в плане форму и приближаются к батолитам, хотя часто имеют резко удлиненные контуры. Контакты со складчатыми структурами секущие. Плутоны почти всегда связаны с разломами. Экзоконтактовые изменения гранитоидов змеиногорского комплекса различны по интенсивности и определяются местными геологическими условиями и характером пород, подвергающимся метаморфизму.

Наиболее интенсивному изменению подверглись известково-глинистые отложения нижнего карбона в осевой части Быструшинского синклинория, где развиты роговиковые ореолы до нескольких сотен метров ширины. В породах девона ороговикование наблюдалось в зонах шириной не более 30—40 м. Здесь встречены кварцево-плагиоклазовые роговики по карбонатным аргиллитам.

Контактовое воздействие гранитоидов змеиногорского комплекса на породы нижнего палеозоя незначительно, однако непосредственно у кон-

тактов возникают довольно высокотемпературные андезит-магнетит-роговообманковые роговики по серицит-хлоритовым сланцам. Таким образом, можно принять, что гранитоиды змеиногорского комплекса оказывали в общем умеренное контактовое воздействие на вмещающие породы, вследствие чего в связи с ними не были встречены наиболее высокотемпературные типы роговиков, так же как и признаки инъекционного метаморфизма (Чернов, Гаврилова, 1957).

Возраст гранитоидов змеиногорского комплекса на основании их взаимоотношений с вмещающими и покрывающими породами, а также в соответствии с абсолютным возрастом позднекаменноугольный или раннепермский. Интрузии синхронны складчатости и представляют собой инъекционные тела местных магматических бассейнов палингенной магмы.

Змеиногорский интрузивный комплекс в Горном Алтае включает группу гранодиорит-плагиоклазовых интрузий, которые лишь условно могут быть сопоставлены с эталонными массивами этого комплекса на Рудном Алтае, так как они рвут лишь дислоцированные верхнедевонские отложения, что указывает только на их более молодой каменноугольный возраст. Внедрение гранитоидов этого комплекса связано с решающими пароксизмами складчатости, обусловившей формирование складчатых сооружений на месте Ануйско-Чуйской геосинклинали и ее внешнего Уймено-Лебедского геосинклинального прогиба. Таким образом, в Горном Алтае интрузивные аналоги змеиногорского комплекса скорее всего являются не одновременными со складчатостью плутонами, как в Рудном Алтае, а поздние или даже, может быть, послескладчатыми.

Источником гранитоидных пород змеиногорского комплекса могла быть магма, возникшая за счет плавления толщ салаирского фундамента. В Иртышской и Северо-Восточной зонах смятия гранитоиды змеиногорского комплекса представляют собой тела, возникшие в результате магматического замещения девонских пород, образуя ряд анатектических и палингенных гранитоидов.

Химизм пород змеиногорского комплекса характеризуется пониженным содержанием щелочей и преобладанием в составе последних натрия над калием. Массивы этих интрузий и их мелкие сателлиты в ряде случаев сопровождаются скарнами и проявлениями мышьяково-кобальтового и свинцово-цинкового оруденения. По-видимому, они возникли в результате воздействия на вмещающие породы сквозьмагматических растворов и в этом отношении идентичны генезису таннуольских гранитоидов Тувы.

Следующим интрузивным комплексом эпохи замыкания верхнепалеозойской геосинклинальной системы является калбинский. В пределах Рудного Алтая гранитоиды этого комплекса несколько уступают по площади распространения породам змеиногорского. Плутоны калбинского комплекса представлены гранитами и адамеллитами, двуслюдяными и мусковитовыми гранитами и граносиенитами.

В. И. Чернов и В. Н. Гаврилова (1957) считают, что по имеющимся данным можно считать, что граносиениты и прорывающие их аляскитовые граниты следует отделять от нормальных гранитов калбинского комплекса и относить к самостоятельному, более позднему по времени формированию интрузивному комплексу.

Интрузии калбинского комплекса образуют плутоны двух типов. К первому типу относятся крупные тела, изометричные или неправильные в плане, обычно залегающие в ядрах антиклиналей (Саушинский, Межовский, Опалихинский, Боровлянский, Правоубинский массивы). Интрузии второго морфологического типа отличаются четким трещинным характером. Они развиты в Быструшинском синклинии и в пределах Иртышской зоны смятия, преимущественно там, где магма кал-

бинского комплекса внедрялась в более древние зменногорские гранитоиды. Это небольшие крутопадающие жилы нормальных гранитоидов. В эндоконтактах гранитоиды носят гибридный характер; экзоконтактовые изменения по интенсивности слегка уступают изменениям, связанным с зменногорским комплексом, хотя в породах нижнего палеозоя и верхнего девона встречаются явления инъекционного метаморфизма. Эти породы вследствие тонкопослойной инъекции лейкократовых гранитов приобрели все особенности мигматитов. Возраст гранитов калбинского комплекса можно датировать началом перми, а граносиенитов и аляскитовых гранитов — самым концом перми.

Интрузии калбинского комплекса развиты преимущественно вдоль разрывных тектонических зон, ограничивающих Рудный Алтай с северо-востока и юго-запада, причем одни из них прорывают ядра антиклиналей, другие подчинены только разломам (интрузии Иртышской зоны смятия). В целом интрузии калбинского комплекса распространены во всех структурно-фациальных зонах Рудного и Горного Алтая (Чернов, Гаврилова, 1957). Всюду, за исключением зон смятия, они могут быть отнесены к формации батолитовых гранитоидов. В зонах смятия это скорее всего анатектические гранитоиды. Они, видимо, возникли из магмы, появившейся в результате палингенеза, имевшего место в опустившихся на глубину флишoidных толщах ордовика. В Иртышской и Северо-Восточной зонах смятия они входят в состав гранитоидного ряда в виде инъекционных интрузий, венчающих метасоматический ряд гранитоидов этих зон.

Характеризуя химизм калбинских гранитоидов, В. А. Кузнецов пишет: «Для химизма калбинских гранитоидов характерно сравнительно высокое содержание щелочей при явном преобладании калия над натрием. Обильны лейкократовые двуслюдяные и аплитовидные разности. Характерны широкие проявления процессов микроклинизации и щелочного метасоматоза пород. Интрузии обычно сопровождаются пегматитами и аплитами» (В. А. Кузнецов, 1964).

Этот же исследователь считает, что упомянутую выше «группу интрузий можно рассматривать как синорогенную в том смысле, что интрузии были сравнительно близки по возрасту главной складчатости герцинского тектонического этапа или следовали непосредственно за этой складчатостью. По-видимому, справедливы выводы тех исследователей, которые связывают этот интрузивный комплекс с очагами гранитной магмы, возникшими на данном этапе тектогенеза в пределах сналической коры» (Кузнецов, 1964). В этом отношении они по способу своего образования и месту в гранитном ряду аналогичны уленьскому комплексу гранитоидов Салаирской зоны.

Основные породы в Рудном Алтае представлены интрузиями трех возрастов: дозменногорские — габбро-диабазы, габбро-нориты и габбро, иногда переходящие в перидотиты; послезменногорские — габброиды и послекалбинские — габброиды их жильной серии. Все они имеют чрезвычайно слабое распространение. Внедрением гранитоидов калбинского комплекса заканчивается магматический цикл Саяно-Алтайской геосинклинальной области, которая полностью замыкается и превращается в складчатую горную страну, образуя с ранее возникшими складчатыми поясами единый континентальный блок.

### **Магматизм в области континентального блока, возникшего в результате превращения Саяно-Алтайской геосинклинальной области в складчатые сооружения**

В области континентального блока, возникшего в последокембрийское время из геосинклинальных бассейнов, расположенных на территории Саяно-Алтайской зоны, магматические процессы протекали почти

так же, как и на территории более ранней (байкальской) консолидации. Это свидетельствует о том, что различие тектонических режимов в зонах сжатия и растяжения, наблюдающееся в доорогенном этапе развития геосинклинали, в орогенном, видимо, стирается и тектонический режим приобретает большую изотропию. Магматизм континентального блока на всей рассматриваемой территории характеризуется почти синхронно протекающими одинаковыми этапами его проявления.

В конце силура в возникших складчатых сооружениях происходит поднятие. Оно приводит к активизации старых и появлению новых разломов. С ними связано начало вулканогенной деятельности в виде излияний кислой магмы и формирования субвулканических интрузий, часто имеющих тип трещинных плутонов.

В начале девона поднятия складчатых сооружений приводят к обрушению внутренних частей континентального блока, в пределах которого начинают формироваться внутренние впадины. С этим временем геологического развития связано появление средних и основных магм. В зонах погружения доминирует эффузивная форма магматизма, в обрамляющих их поднятиях магматизм проявляется в виде интрузий, главным образом трещинного типа. Состав магмы в зонах прогибания и поднятия неодинаков. В первом случае ведущая роль в формировании магматических комплексов принадлежит основной магме, во втором — кислой. Магматический процесс завершается появлением субщелочных и щелочных интрузий.

Первые проявления вулканической деятельности в пределах континентального блока палеозойского возраста имели место в зоне Главного Восточно-Саянского разлома, т. е. в зоне кембрийского обрушения складчатых сооружений протерозойской консолидации. Здесь широко развиты кварцевые порфиры силурийского возраста, в своем распространении тесно связанные с зонами разломов и интенсивного дробления.

Девонский вулканизм охватил значительно большие площади континентального блока. Он характеризуется повышенной щелочностью и щелочным направлением дифференциации исходной для этого комплекса базальтовой магмы. В Рыбинском и Тувинском (восточная его часть) прогибах, заложенных на байкалидах, в нижнем и среднем девоне накапливались преимущественно породы порфиритовой формации, представленные андезитовыми порфиритами, альбитофирами и в ряде случаев диабазо-кварцевыми порфирами и породами трахитовых лав.

Наряду с указанными породами в юго-восточной части Рыбинского прогиба широкое развитие получили базальтовые лавы. В Минусинском и в западной части Тувинского прогибах, расположенных на «салаирских» складчатых сооружениях, в наиболее прогнутых частях впадин девонский вулканогенный комплекс также представлен базальтовыми лавами.

В западной части Тувинского прогиба в основном развиты андезитовые порфириты и в резко подчиненном значении имеются, с одной стороны, долериты и диабазы, с другой — альбитофиры и ортофиры. Базальтовая формация Минусинского прогиба существенно отличается тем, что в ней господствующее значение приобретают долериты, диабазы и базальты, а также производные щелочной магмы — тешениты, берешиты и другие щелочные породы (Лучицкий, 1960).

В Кузнецком Алатау, Батеневском кряже, Восточном Саяне и в зонах крупных тектонических швов широко распространены альбитофиры, ортофиры, фельзиты и даже кварцевые порфиры, образующие порфирную формацию.

Указанные вулканогенные комплексы среди интрузивных пород имеют свои комагматы. Так, комагматами кислых эффузивов являются гранитоиды буюдзульского (Восточный Саян) и сорского (Кузнецкий Ала-

тау) комплексов; комагматами основных и щелочных лав — торгалыкский, патынский, сайбарский, казырский (Тува, Кузнецкий Алатау; Восточный Саян) комплексы. Все вместе комагматы образуют три комплекса. Первый из них обычно представлен лейкократовыми гранитами, второй — субщелочными и щелочными гранитоидами, различными габброидами и ультраосновными породами и третий — различными кислыми и субщелочными гранитоидами порфировой структуры.

Комплекс лейкократовых гранитов охватывает сорский, буюджульский и ховакский гранитоидные комплексы и обнимает сравнительно пестрый состав интрузий, образованных лейкократовыми, аляскитовыми, пегматондными гранитами, гранито-порфирами, лейкократовыми грано-сиенитами, лейкократовыми сиенитами и олигоклазитами. В этом комплексе явно преобладают лейкократовые, аляскитовые и порфировидные граниты.

Плутоны обычно сильно дифференцированы и оказывают сильное контактовое воздействие на вмещающие породы. По форме они представляют собой дайкообразные тела, штоки и лакколлиты и часто сопровождаются кварцевыми жилами. В целом интрузии приурочены к зонам повышенной трещиноватости или к зонам сочленения различных структурных ярусов, образуя межформационные тела. Имеющиеся данные скорее всего говорят о силурийском и, возможно, нижнедевонском их возрасте.

Комплекс субщелочных и щелочных интрузий включает сайбарский, казырский и торгалыкский гранитоидные комплексы. Они обнимают сравнительно пестрый состав субвулканических интрузий, включающий щелочные сиениты, нормаркиты, пуласкиты, альбититы, нефелиновые сиениты, щелочные граниты, а также (патынский и казырский) оливковые габбро, монцониты, эссекситы, эссексит-диабазы, анортозиты, пироксениты, перидотиты, образующие штоки и небольшие дайки. В ряде мест наблюдается непосредственный переход от эффузивных к субвулканическим породам. Формирование их длилось на протяжении становления всего вулканогенного девонского комплекса, т. е. в течение всего девона, вследствие чего отдельные плутоны этого комплекса не всегда полностью синхронны между собой.

Третий комплекс порфиров представлен поселенским, сютохольским гранитоидными комплексами Восточного Саяна и Тувы и их возрастными аналогами Кузнецкого Алатау (интрузии порфиров). Он образован лейкократовыми гранит-порфирами, порфир-гранитами, аплитовидными гранитами, гранодiorит-порфирами, адаметлит-порфирами, диорит-порфирами, монцонит-порфирами, щелочными гранит-порфирами и сиенит-порфирами. Плутоны представляют собой трещинные тела и залегают в виде штоков, пластовых тел, даек и жил. Размеры их значительно варьируют от мелких до сравнительно крупных. Возраст в различных частях различен и лежит в пределах верхнего девона — верхнего карбона.

Краткий обзор магматизма зон растяжения, представляющих собой интенсивно прогибающиеся и формирующиеся геосинклинальные системы, обнаруживает его существенные отличия по сравнению с типичным магматизмом зон сжатия.

Если в зонах сжатия формирование магматического ряда является актом длительного и почти непрерывного образования гранитоидов, лишь эпизодически прерывающегося проявлением основной и ультраосновной магмы в виде главным образом основных эффузивных пород, то в зонах растяжения явно доминируют основные и средние эффузивы, и лишь на последних этапах доорогенного развития в их пределах появляются длительно формирующиеся местные очаги палингенной магмы, состав которой определяется составом пород переработанного геосинклинального комплекса.

Такое развитие магматических процессов приводит к появлению «непрерывно-прерывистого» ряда формаций от габбро-пироксенит-дунитовой с необязательными плагиогранитами до формации батолитовых гранитов, образованной одними гранитными породами. При этом на все более и более поздних этапах эволюции геосинклинальной зоны происходит увеличение количества гранитных пород в составе магматических формаций, возникающих параллельно с увеличением мощности седиментационного слоя. Из этой закономерности Ю. А. Кузнецовым сделан вывод, что в результате геосинклинального процесса в магмообразование вовлекаются все большие количества осадочно-гранитного материала, при этом роль базальтовой магмы неуклонно уменьшается. С этим процессом связано постепенное перемещение очагов магмообразования в верхние слои земной коры. В эпоху образования формации батолитовых гранитов они уже локализируются в поверхностной зоне складчатой структуры (Кузнецов, 1963).

В орогенный этап как в зонах сжатия, так и растяжения формируются комплекс щелочных пород, возникающих в результате активизации базальтовой магмы, увеличения потока сквозьмагматических растворов и усиления глыбовой тектоники. В этот период большую роль в становлении гранитно-метаморфического слоя земной коры играют поверхностные интрузии, часто представляющие собой гранитоиды магматического замещения. Таким образом, в зонах сжатия как в доскладчатую, так и в послескладчатую стадию их развития основную роль играла кислая магма, возникшая за счет расплавления осадочно-метаморфического слоя зон обрушения.

В зонах растяжения в собственно геосинклинальный этап их развития главным типом были основные породы — производные базальтовой магмы, в складчатый и послескладчатый — гранодиориты и граниты, возникшие в результате взаимодействия сквозьмагматических растворов с более кислыми по составу осадочными породами. В орогенный этап в зонах обоих типов формировались субщелочные и щелочные породы, образовавшиеся из щелочных дифференциатов базальтовой магмы.

#### ПРОЦЕСС СТАНОВЛЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ

В Саяно-Алтайской геосинклинальной области в зависимости от соотношений геосинклинального комплекса осадков с базальтовым слоем можно выделить три типа зон растяжений, характеризующихся различным проявлением магматизма, метаморфизма и дислокаций: геосинклинальные трюги, мозаичные и наложенные, или активизированные, геосинклинали. Геосинклинальные трюги возникают в зоне раздвигания блоков, и их геосинклинальный комплекс формируется на базальтовом субстрате. Мозаичные геосинклинали возникают на раздробленном симатическом основании, чаще всего представленном одним базальтовым слоем. Наложённые и активизированные геосинклинали всегда располагаются на гранитно-метаморфическом субстрате.

В первом случае метаморфизм геосинклинального комплекса связан с проявлением неглубоко залегающего очага основной магмы и носит характер низкотемпературного регионального метаморфизма, представленного фацией зеленых сланцев. По своему генезису этот тип метаморфизма является автохтонным и соответствует первому этапу метаморфизма кристаллических сланцев зон сжатия. Такой метаморфизм также возникает в результате статически развивающихся на разных уровнях магматических очагов, но не кислой, как в зонах сжатия, а основной магмы. В этом отношении возникающий в этих зонах комплекс зеленых сланцев, несмотря на петрографическое сходство с ярусом зеленых сланцев зон сжатия, в генетическом отношении отличен от него и по способу

образования стоит ближе к кристаллическим сланцам первого этажа зон сжатия. Дальнейший метаморфизм в этих зонах связан с формированием одновременных со складчатостью интрузий и носит прогрессивный характер. Проявляется он в виде ороговикования и охватывает лишь близкую к поверхности зону. Своеобразные зоны метаморфизма возникают в зонах глубинных разломов, где в условиях высоких температур и давления происходит формирование жадеитсодержащих пород. С постмагматическими процессами связаны проявления более низкотемпературного метаморфизма гидротермального типа. Метаморфизм геосинклинального комплекса мозаичных геосинклиналей в первую стадию их развития также связан с неглубоко залегающим очагом основной магмы; в пределах геосинклинали он носит не региональное распространение, а локализуется лишь в области шовных зон и реже внутренних геосинклинальных прогибов, где также представлен зеленокаменными породами. В зонах геосинклинальных поднятий, где проявился ультраметаморфизм, связанный с формированием метасоматических синорогенных гранитоидов, имеются локальные зоны кристаллических сланцев, аналогичных кристаллическим сланцам первого яруса метаморфизма зон сжатия, представленных низкотемпературными разностями амфиболитовой фации метаморфизма. К этим же зонам приурочены ареалы ороговикования, сосредоточенные в более поверхностных частях складчатой структуры. В отличие от предыдущей зоны в области мозаичных геосинклиналей метаморфизм носит чрезвычайно анизотропный характер, как по степени своей интенсивности, так и по особенностям распространения.

Метаморфизм геосинклинального комплекса наложенных, или активизированных, геосинклиналей в первую стадию их развития происходил под воздействием теплового потока и сквозьмагматических растворов, связанных с очагами основной магмы, возникшими в осадочной оболочке за счет плавления ниже- и среднекембрийских основных вулкано-генных комплексов, т. е. происходил на сравнительно небольшой глубине.

В этих условиях формирование магматических очагов в более высоких горизонтах не могло сопровождаться явлениями ультраметаморфизма и в лучшем случае сводилось к процессам низкотемпературного регионального метаморфизма фации зеленых сланцев. Развитие регионального метаморфизма затруднялось, во-первых, недостаточным для этого процесса давлением, а главное, отсутствием мощной покрывки осадочных пород, экранирующей как тепловые потоки расположенного на глубине магматического очага, так и сквозьмагматические растворы, способствующие процессам метаморфизма. Изменение горных пород в такой обстановке сводилось к их незначительной хлоритизации, серпентинизации и эпидотизации, идущих в достаточно низкотемпературных условиях. Метаморфизм под влиянием теплового эффекта внедряющейся магмы также проявился незначительно, так как в это время основной формой магматических проявлений был вулканизм, а интрузии были представлены почти исключительно субвулканическими телами, на контакте с которыми почти совсем не возникали экзоконтактовые изменения.

Наиболее интенсивно в этой зоне метаморфизм проявился лишь в момент внедрения интрузий, сингенетичных складчатости. Их формирование происходило за счет процессов палингенеза и в наиболее глубинных частях складчатой структуры сопровождалось явлениями ультраметаморфизма. Так как одновременные со складчатостью интрузии наиболее часто локализовались в антиклинальных структурах, то и зоны наиболее глубокого и интенсивного метаморфизма возникали лишь в пределах антиклинорий и почти совершенно не распространялись в смежные с ними прогибы.

В конце эпохи геосинклинального прогибания, когда, с одной стороны, произошла цементация раскрытых трещин лавовым материалом, а с другой — образовалась мощная покрывка геосинклинального комплекса осадков, были созданы реальные возможности для проявления плутонической деятельности. Последняя нашла свое выражение в формировании комплекса одновременных со складчатостью интрузий. Питающие их магматические очаги располагались в сравнительно глубоких зонах, о чем свидетельствует полное отсутствие в комплексе геосинклинальных осадков следов ультраметаморфизма и селекционного плавления при явно инъекционном характере плутонов, представляющих выжатые апофизы глубоко расположенного магматического очага. В этих условиях основными проявлениями метаморфизма были контактовый и связанный с ним гидротермальный, имеющий ограниченное распространение. Близкий характер метаморфизма развивался и в связи с инъекцией посторогенных интрузий, застывание которых происходило в значительно более высоких горизонтах седиментационного слоя, чем образование их магматических очагов.

Совершенно особая форма метаморфизма в эпоху ее замыкания проявилась в Западно-Саянской геосинклинали в зонах некоторых глубинных разломов с гипербазитами, характеризующимися высокотемпературной ассоциацией минералов с жадеитом.

Н. Л. Добрецов (1963) считает, что образование жадеита происходило при десилификации и биметасоматозе на контакте между находившимися в твердом состоянии лейкократовыми породами и гипербазитами в условиях высокого давления и высокого потенциала натрия и протекало на больших глубинах, но не превышающих 15 км, обеспечивающих необходимую высокую температуру и давление. Образование жадеита шло по схеме альбит — оливин — жадеит — ромбический пироксен. По всей вероятности, этот тип метаморфизма возник после среднего кембрия в эпоху сжатия, когда в пределах Западно-Саяно-Тувинской зоны могли развиваться высокие тангенциальные напряжения, особенно интенсивные в зонах глубинных разломов.

Таким образом, в рассматриваемой зоне растяжения гранитно-метаморфический слой представлен главным образом широко распространенным комплексом зеленых сланцев, возникших в результате регионального метаморфизма. Вдоль линейных шовных зон на комплекс зеленых сланцев наложен более высокотемпературный гидротермальный метаморфизм. В центральных и периферических частях внутренних геоантиклинальных поднятий в результате контактового воздействия интрузий распространен контактовый метаморфизм. В ряде зон глубинных разломов в условиях высокотемпературного давления локально проявился динамометаморфизм. Все это создало весьма пестрый и не однородный по составу метаморфический комплекс, в котором основную роль играет низкотемпературный региональный и более высокотемпературный контактовый метаморфизм.

### **Метаморфизм в Минусинской зоне**

Минусинская зона территориально совпадает с вендско-нижне-среднекембрийской Минусинской геосинклинью, представляющей собой пример зоны растяжения мозаичного типа.

Характерной особенностью складчатой структуры Минусинской геосинклинали являются флексуры субширотного и субмеридионального простираний. Они возникли на сопряжении отдельных глыб и блоков (Моссаковский, 1963).

Присутствие в складчато-глыбовой структуре Минусинской геосинклинали разно приподнятых блоков в сочетании с магматически прони-

цаемыми шовными зонами и многочисленными крупными разломами и флексурами свидетельствует о ее формировании в условиях интенсивного растяжения, вызванного главным образом не тангенциальными, а радиальными движениями земной коры, скорее всего связанными с интенсивным прогибанием Минусинской геосинклинали в вендско-нижне-среднекембрийское время.

Первые проявления метаморфизма в Минусинской геосинклинали следует связывать с началом дезинтеграции «протерозойской и поздне-докембрийской геосинклинали плиты», начавшейся в вендское, нижне- и среднекембрийское время. Именно в это время здесь возникли магматически проницаемые шовные зоны, ставшие местом накопления вулканогенных пород. Последние под влиянием сквозьмагматических растворов, наиболее легко проникающих в сильно раздробленные шовные зоны, первые начали испытывать действие низкотемпературного регионального метаморфизма, преобразовавшего их в фацию зеленых сланцев.

Одновременно с региональным метаморфизмом в шовных зонах существенную роль играл и контактово-гидротермальный метаморфизм, связанный с габброидными интрузиями когтахского комплекса. Наиболее отчетливо он проявился в Батеневском крыже вблизи габброидного массива г. Когтах. Здесь наблюдается очень своеобразный железисто-титано-магниево-алюминиевый автометасоматоз, в результате которого образуется вкрапленная вторичная биотизация и происходит обогащение титано-магнетитом диорито-монцититовых и габброидных пород. В зонах дробления катаклазированных породы часто подвергаются силиманит-титано-магнетитовой минерализации с образованием линз титано-магнетит-корундовых наждаков (Сагангойское месторождение) и шпинелевых залежей (Тигер-Тайджек) (Халфин, 1961).

Дислокационный метаморфизм в шовных зонах проявился интенсивным рассланцеванием пород, которые в дальнейшем были преобразованы в зеленые сланцы, а в ряде случаев и в амфиболиты (г. Когтах). Изменению подверглись не только эффузивные породы, но и заключенные внутри них габброиды бойского комплекса, участвующие в складчатости с вмещающими породами (Халфин, 1961).

Значительно меньшему метаморфизму в вендское, нижне- и среднекембрийское время подверглись изометрические блоки, что, видимо, следует объяснять значительно меньшей их проницаемостью для сквозьмагматических растворов и практически полной амагматичностью в это время.

Основные процессы метаморфизма в Минусинской геосинклинали возникли в начале верхнего кембрия и длились весь верхний кембрий и ордовик. Они были связаны с вторжением сингенетичных складчатости и послескладчатых интрузий уленьского комплекса гранитоидов. Последние сосредоточивались преимущественно в поднятых изометрических блоках, которые в складчато-глыбовой структуре играли роль антиклинорий и мегаантиклиналей.

Взаимоотношение этих интрузий с вмещающими породами и особенности их эндо- и экзоконтактовых изменений были детально изучены Т. М. Дембо (1956). Он считает, что застывание уленьских гранитоидов происходило на глубине 7—8 км, т. е. осуществлялось в глубинных частях складчатой структуры. При этом интрузивные массивы сопровождалась широким развитием эндо- и экзоконтактовых зон. Эндоконтактовые зоны представлены более основными породами, чем в центральных частях плутона, и образуют гамму пород от тоналитов и кварцевых диоритов до гибридных образований диоритового и габброидного составов. Между гибридными породами и экзоконтактовыми рогами часто наблюдаются промежуточные образования, возникшие в процессе анатексиса вмещающих пород.

Эндоконтактные зоны не превышают 200—300 м в ширину. Экзоконтактные зоны представлены амфиболово-плагноклазовыми, пироксено-плагноклазовыми, альбито-кварцевыми роговиками и ороговикованными породами. Их ширина также бывает не более 200—300 м. Значительно шире зоны контактовых гнейсов и сланцев, достигающие в поперечнике нескольких километров.

Состав пород эндоконтактных зон показывает ясную зависимость от состава боковых пород. Так, при участии в боковых породах андезитовых порфиритов или их туфов в эндоконтактах образуются диоритовые разновидности, иногда имеющие интрузивный облик. При прорывании массивами диабазовых порфиритов в эндоконтактах наряду с диоритовыми породами появляются породы габбро-диоритового и габбрового состава.

Особенно ясно проявилась зависимость состава эндоконтактных образований от вмещающих пород на контактах интрузий с альбитофирами или их туфами, где появляются породы альбитового состава. Значительно слабее эндоконтактные изменения развиты около известняков, где они часто вообще отсутствуют.

Из всего сказанного вытекает, что эндоконтактные зоны характеризуются широким развитием гибридных пород. Последние, по представлениям Т. М. Дембо (1956), должны иметь объективные признаки двойственного происхождения как в отношении своего состава (материал внедрившейся магмы и взаимодействующих с ней боковых пород), так и в отношении способа образования (кристаллизация из расплавов и перекристаллизация в твердом состоянии).

Между эндоконтактовыми и экзоконтактовыми зонами уленьских гранитоидов, а также в ксенолитах Т. М. Дембо выделяет промежуточную зону анатектических пород. По минералогическому и химическому составу они почти идентичны экзоконтактовым роговикам. В отличие от них анатектические породы так же, как и гибридные образования, обнаруживают пестроту текстур и двойственность в микроструктуре, обусловленную тесным переплетением элементов бластической и гипидиоморфно-зернистой структур. Все же эти преобразования в анатектических породах приводят к тому, что они начинают походить на диоритовые или габброидные породы интрузивного облика. При этом их химический состав идентичен составу материнских андезитовых или диабазовых порфиритов, с которыми анатектические породы имеют постепенные переходы. Здесь, таким образом, имеет место постепенное превращение порфиритов и туфов в диоритоподобные или габброподобные образования. Этот процесс по аналогии с гранитизацией Дембо называет диоритизацией или габброизацией (Дембо, 1956).

Приведенные данные показывают, что диоритизированные и габброизированные порфириты претерпели частичное переплавление преимущественно лейкократовой части, т. е. их следует относить к породам анатектическим. Вместе с тем этот процесс свидетельствует о близких условиях к ультраметаморфизму, что говорит о его глубинности.

Экзоконтактные породы формировались в более высоких горизонтах складчатой структуры. Они не отличимы от контактовых роговиков и сланцев. Среди них имеются все переходы от вулканогенных пород к роговикам и сланцам; так, андезиты, диабазы или альбитофиры соответственно переходят в амфиболо-плагноклазовые (андезин), пироксено-плагноклазовые (лабрадор) и альбито-кварц-серицитовые роговики и сланцы. При этом валовой состав остается неизменным. Процесс перекристаллизации сопровождается переходом хлорита, серицита и эпидота в роговую обманку, пироксен и плагноклаз соответствующего состава. Лишь в отдельных случаях в пироксено-плагноклазовых роговиках появляется немного красно-коричневого биотита, указывающего на небольшой привнос щелочей. Изменения в известняках сопровождаются появ-

лением на самом контакте с гранодиоритами тонкой прерывистой оторочки из гранато-диопсидо-скаполитовых скарнов, возникающей одновременно с сильной мраморизацией известняков, происходящей уже на значительном расстоянии от массивов. Как роговики, так и сланцы не несут каких-либо признаков переплавления и являются целиком продуктами перекристаллизации в твердом состоянии (Дембо, 1956). В результате описанных процессов метаморфизма породы отдельных блоков Минусинской геосинклинали оказались метаморфизованными намного сильнее, чем эффузивные толщи шовных зон, что создало чрезвычайно сильную неоднородность метаморфизма геосинклинального комплекса осадков не только в поверхностной части складчатой структуры, но и в ее глубинных частях. Различная жесткость блоков и шовных зон, возникшая в результате локального проявления метаморфизма, способствовала тому, что новые порции магмы интродировали преимущественно в шовные зоны, в которых связанные с ними разломы все время находились в активном состоянии и, следовательно, являлись наиболее благоприятными путями для проникновения по ним магматических расплавов, давших трещинные интрузии сорского комплекса. Их формирование происходило в самых верхних частях складчатой структуры и сопровождалось незначительными ореолами роговиков и гидротермальными изменениями типа хлоритизации, эпидотизации и окварцевания.

В тех же структурно-геологических условиях происходило формирование субшелочных и щелочных пород девонского возраста, наиболее часто вторгающихся в древние шовные зоны, трансформированные в покровной девонской структуре Минусинского межгорного прогиба в наиболее его подвижные, главным образом грабен-синклинальные, зоны. Контактные изменения, связанные с этим типом интрузий, описаны И. В. Лучицким (1960) для Горячегогорского и Кия-Шалтырского штоков. Благодаря низкотемпературным условиям метаморфизма, господствующим в шовных зонах, охваченные им породы испытали слабый метаморфизм, вследствие чего эти зоны так и не утратили присущую им мобильность и резко отличаются в этом отношении от изометрических блоков, в процессе развития лишь увеличивших свою жесткость.

Все это создало чрезвычайно неоднородную структуру «гранитно-метаморфического» слоя Минусинской зоны, характерной особенностью которого являлась общая его незначительная жесткость, сочетающаяся с мозаичным строением благодаря комбинации изометрических жестких блоков и разделяющих их более пластичных шовных зон. Становление гранитно-метаморфического слоя происходило одновременно со складчатостью и в послескладчатый этап развития Минусинской геосинклинали. Возраст становления примерно отвечает верхнему кембрию — ордовику. Характерной особенностью формирования гранитно-метаморфического слоя является участие в этом процессе соскладчатых и послескладчатых интрузий, представляющих единый и неразрывный гранитный ряд.

### Метаморфизм в Ануйско-Чуйской зоне

Ануйско-Чуйская зона охватывает область Ануйско-Чуйской геосинклинали. С запада и востока она ограничена геоантиклинальными поднятиями, по данным А. Ф. Белоусова (1963), возникшими еще в начале вендского времени на океаническом блоке. Геосинклиналь от смежных с ней поднятий была отделена глубинными разломами, что свидетельствует о наличии в вендско-нижне-среднекембрийское время трех крупных и разноприподнятых глыб: Телецко-Холзунской, Ануйско-Чуйской и Катунской. Каждая из этих глыб в вендско-нижне-среднекембрийское время являлась областью особой седиментации. Если в отношении

Ануйско-Чуйской зоны это можно лишь предполагать, то для Телецко-Холзунской и Катунской — это более очевидно. Так, в первой накапливались сланцево-вулканогенные, а во второй — карбонатные осадки.

Особенности формационного состава Катунской глыбы сближают ее с Шорско-Батеневской глыбой Минусинской геосинклинали, с которой они, видимо, в венде представляли единую зону внутреннего геоантиклинального поднятия вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали системы. Вся эта зона в это время была практически амагматична, если не считать небольших интрузий лебедского комплекса, прорывающих в ряде мест известняки Катунского поднятия.

Телецко-Холзунская зона сложена образованиями теректинской и уйменской свит, представляющих собой в какой-то мере стратиграфический аналог баратальской свиты (венд). Все эти толщи связаны между собой одним циклом осадконакопления, представляя различные части разреза одного комплекса. Его возраст определяется находением в баратальской свите водорослей венды и позднего докембрия, что позволяет параллелизовать названные толщи с джебашской свитой Западного Саяна. Так же, как и джебашская свита, описываемый комплекс испытал региональный метаморфизм в фации зеленых сланцев. «Слагающие его породы образуют сплошные бластические парасланцы низкой степени регионального метаморфизма, нередко с реликтами осадочных текстур. Они представлены кварцево-серицито-хлоритовыми, кварцево-альбито-серицитовыми, кварцево-карбонатно-хлоритовыми разностями с содержанием кварца до 30% и более. В низах разреза развиты хлорито-амфиболовые сланцы по эффузивным породам. Имеются прослои бластических кварцитов, обособившихся при образовании кристаллизационной «сланцеватости» (Белоусов, 1963). Интрузивные породы этого возраста в зоне Холзунско-Чуйского антиклинория практически отсутствуют, если не считать среднекембрийских гипербазитов в зоне глубинного разлома. Таким образом, наибольшему метаморфизму в Ануйско-Чуйской зоне в вендско-нижне-среднекембрийское время подвергся лишь ее западный блок, где метаморфический комплекс достиг стадии зеленых сланцев.

Значительно более интенсивно зона Холзунско-Чуйского антиклинория была метаморфизована в ордовике, когда в его пределах за счет флишоидных толщ верхнего кембрия и ордовика были сформированы анатектические породы типа кубадринских гранитоидов. Собственно говоря, их появление и обусловило консолидацию всей этой структуры, которая в дальнейшем развивалась как жесткий массив. Вся остальная часть Ануйско-Чуйской зоны практически являлась амагматичной и стерильной по отношению метаморфических процессов. По- существу это была область накопления седиментарного слоя, залегающего на слабо метаморфизованной толще зеленых сланцев, слагающих нижнюю часть геосинклинали комплекса. Весь этот слабо консолидированный складчатый комплекс, возникший в конце силура из верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинали системы, унаследовавшей остаточную геосинклиналь вендско-нижне-среднекембрийского возраста, в нижнем кембрии был вовлечен в геосинклиналиное погружение. В результате этого опущенные на значительную глубину флишоидные толщи кембро-ордовика подверглись переплавлению и образовали локальные магматические очаги, по своему составу отвечающие химизму замещенных пород. Магма по активизированным тектоническим швам достигла поверхности, где дала комплекс вулканогенных пород риолитовой и дацитовой формаций. Связанные с ними субвулканические интрузии формировались на незначительной глубине, почти не оказывая никакого действия на вмещающие их породы. Такое геологическое развитие описываемого региона позволяет предполагать, что главные процессы

метаморфизма в Ануйско-Чуйской геосинклинали в это время были сосредоточены в нижних частях складчатой структуры, где происходило формирование магматических очагов и, следовательно, должны были существовать условия, близкие к обстановке ультраметаморфизма.

Конечные стадии формирования метаморфического комплекса Ануйско-Чуйской зоны растяжения совпали с завершающими пароксизмами верхнепалеозойской складчатости и последовавшими за тем поднятиями складчатой страны, во время которых произошло внедрение гранитоидов змеиногорского и калбинского комплексов. Действие их на вмещающие толщи в этой зоне было аналогичным уже описанному ранее при рассмотрении метаморфизма зон сжатия. Поэтому здесь оно не описывается. Отметим лишь, что в результате их воздействия метаморфизму подверглась и верхняя часть складчатой структуры Ануйско-Чуйской зоны. В частности, именно в это время окончательно был консолидирован Катунский антиклинорий.

Особенностью метаморфизма Ануйско-Чуйской зоны является следующее: метаморфизм ее геосинклинали был длительным, но не интенсивным процессом. Началом его следует считать формирование зеленокаменноизмененных пород, происходящее на обширных площадях вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали системы в области развития вулканогенно-сланцевых формаций, локализующихся в участках, лишенных настоящего «гранитно-метаморфического» слоя. Изменение пород происходило под действием низкотемпературного регионального метаморфизма, обусловленного теми же причинами, что и метаморфизм джебашской свиты Западно-Саянской зоны.

Дальнейшая эволюция метаморфизма связана с появлением в геантиклинальных зонах, сильно нарушенных глубинными разломами, комплекса анатектических гранитоидов и сопутствующего им более высокотемпературного прогрессивного метаморфизма пород Холзунско-Чуйской зоны.

Значительное расширение метаморфизма по площади произошло в девоне, когда в результате магматического замещения осадочного комплекса в глубинных частях структуры должны были возникнуть высокотемпературные фации гранитно-метаморфического слоя.

Завершение метаморфического процесса обусловлено плутон-метаморфизмом длительно формирующегося гранитоидного ряда синорогенных интрузий змеиногорского и посторогенных — калбинского комплексов. Лишь в это время гранитно-метаморфический слой достигает своей предельной жесткости.

Несмотря на то, что конечное формирование гранитно-метаморфического слоя происходило в постскладчатую стадию, в целом его становление можно относить к складчатой стадии, рассматривая последнюю для этой зоны как чрезвычайно длительный и сложный процесс.

### **Особенности метаморфизма в зонах растяжения**

Рассмотренные примеры метаморфизма в различных типах зон растяжения свидетельствуют о том, что в них главный этап метаморфизма, как правило, совпадает с началом превращения собственно геосинклинали в складчатое сооружение и затем в ряде мест продолжается в постскладчатый этап.

В Рудном Алтае, в Обь-Зайсанской геосинклинали, этот процесс протекал главным образом уже после завершающейся складчатости.

Во всех случаях становление «гранитно-метаморфического» слоя причинно связано с формированием местных магматических очагов палингенной магмы, давших комплекс соскладчатых и послескладчатых интрузий.

В начальный этап геосинклинального развития «гранитно-метаморфический» слой практически не формировался или, если он создавался, то был представлен низкотемпературными фациями регионального метаморфизма. Во всех случаях его образование обязано воздействию основной магмы.

Различный характер магматизма и связанного с ним метаморфизма в зонах сжатия и растяжения свидетельствует прежде всего о различной природе геосинклинального субстрата.

Доминирующая роль в зонах сжатия кислой магмы может быть следствием возникновения этих зон в пределах «гранитно-метаморфического» слоя, что хорошо согласуется с их положением на периферии континентального блока.

Доминирующее значение в развитии зон растяжения основной магмы явилось результатом возникновения их в области распространения базальтового слоя.

Из этого следует, что зоны растяжения представляют собой более прогнутые части геосинклинальной области и по отношению к зонам сжатия являются прогибами геосинклинального типа развития.

Наоборот, зоны сжатия, возникающие в менее прогнутых геосинклинальных прогибах, по отношению к ним представляют геоантиклинальные зоны.

Так, например, Восточно-Саянская зона сжатия в процессе своего геосинклинального развития всегда являлась геоантиклинальной зоной (поднятие хр. Карпинского, Бирюсинское поднятие); Кузнецко-Курайская зона образована Шапшальским геоантиклинальным поднятием, Шорским и Томским массивами; Северо-Восточная зона сжатия совпадает с Холзунско-Чуйским и Телецким геоантиклинальными поднятиями; Иртышская зона сжатия также представляет собой барьерное поднятие, возникшее на границе двух геосинклинальных зон (Хорева, 1963).

Таким образом, это сопоставление подтверждает важный вывод о том, что в зонах с геоантиклинальным развитием главным образом возникает кислая магма, в то время как в зонах с геосинклинальным типом развития — основная.

## Глава VI

### **РОЛЬ ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОГО СЛОЯ В ФОРМИРОВАНИИ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНИ ПОДВИЖНОСТИ**

При формировании метаморфического слоя Саяно-Алтайской складчатой области важное значение имели два обстоятельства: время заложения той или иной геосинклинальной системы, т. е. возраст формирования геосинклинального комплекса, и существование в ее пределах двух крупных категорий структур с различным геотектоническим режимом, определивших формирование в ее пределах весьма неоднородного геосинклинального метаморфического комплекса.

Перманентность развития геосинклинальной области обусловила последовательное возникновение на базальтовом субстрате отдельных геосинклинальных систем, т. е. все более и более молодой возраст геосинклинальных осадков, залегающих на базальтовом слое земной коры. Так, в верхнеархейско-протерозойское время зона седиментации распространялась до Кузнецко-Алатауского разлома. В позднем докембрии она захватила область Западного Саяна, в венде, нижнем и среднем кембрии произошло дальнейшее ее расширение на территорию Холзунско-Чуйского антиклинория, а в верхнем кембрии, ордовике и силуре область седиментации захватила всю территорию Горного и Рудного Алтая до Иртышской зоны смятия, в среднем и верхнем палеозое началось накопление осадков и в Обь-Зайсанской зоне, где ранее располагался древний океан.

Однако возраст осадков и возраст их метаморфизма находятся в более сложных отношениях, которые в значительной степени определяют тектонические зоны сжатия и растяжения. Так, если в зонах сжатия, являющихся по отношению к зонам растяжения крупными поднятиями, в которых на последних стадиях их геологической истории преобладал геоантиклинальный тип развития, то в зонах растяжения господствовал типичный режим геосинклинальных прогибов. Это различие в геоантиклинальном режиме прежде всего сказалось на особенностях развития в этих зонах магматизма и метаморфизма. Если в зонах сжатия с геоантиклинальным типом развития формировался преимущественно гранитоидный ряд и протекали процессы ультраметаморфизма и гранитизации, широко были распространены явления палингенеза, то в зонах растяжения с геосинклинальным типом развития на протяжении всей истории их формирования протекали процессы, связанные с действием основной магмы, и только в самые поздние стадии их развития в их пределах возникали очаги кислой магмы, давшей комплекс со складчатых и батолитовых интрузий, часто представляющих производные основной магмы. С этими зонами, как правило, связан менее сильно метаморфи-

зованный комплекс осадков, не выходящий за пределы фации зеленых сланцев. Так же неодинаково в зонах сжатия и растяжения проявил себя динамометаморфизм. Зоны сжатия, формирующиеся всегда на границе древнего континентального блока и смежной с ним геосинклинали, испытали на себе наиболее значительное действие горизонтального перемещения континента в сторону геосинклинали, что способствовало развитию в их пределах пород в фации динамометаморфизма, имеющих здесь широкое площадное распространение. Иначе обстояло дело в зонах растяжения, где такие условия в принципе маловероятны и если возникают, то проявляются лишь локально в зонах глубинных разломов.

Такой ход становления метаморфического комплекса способствовал возникновению в пределах Саяно-Алтайского подвижного пояса очень пестрого по своему составу и степени консолидации гранитно-метаморфического слоя. Наиболее консолидированные его участки возникли в области Восточно-Саянской и Иртышской зон сжатия, хотя возраст метаморфизма в них весьма различен. В первом случае он определяется как позднекембрийский и более древний, во втором — метаморфизм закончился лишь в конце верхнего палеозоя. Менее интенсивно метаморфизм протекал в Кузнецко-Курайской и Северо-Восточной зонах сжатия, где хотя были развиты процессы ультраметаморфизма и гранитизации и проявился динамометаморфизм, но породы по степени метаморфизма редко превышают его фацию. При этом, если в Кузнецко-Курайской зоне метаморфизм геосинклинали комплекса примерно протекал в интервале нижний кембрий — ордовик, то в Северо-Восточной — время метаморфизма падает на девон — средний — верхний карбон. В области Кембросаяна основная фаза метаморфизма произошла в конце среднего кембрия — ордовике. Примерно в то же время формировался метаморфический слой в Восточной и отчасти Центральной Туве. В Западном Саяне формирование метаморфического комплекса началось в верхнем силуре и было закончено к среднему девону. Еще позже он был сформирован в Ануйско-Чуйской впадине, Телецком антиклинории и Уймено-Лебедском прогибе. Здесь его образование было закончено в конце девона, хотя и длилось во всех перечисленных зонах с нижнего кембрия.

В Рудном Алтае метаморфический слой начал формироваться в среднем и верхнем карбоне и окончательно сформировался в перми.

Сказанное можно сформулировать следующим образом. В процессе геосинклинали развития геосинклинали сама для себя формирует метаморфический комплекс, залегающий в основании геосинклинали серии осадков на базальтовом слое. Вследствие перманентного типа развития Саяно-Алтайской геосинклинали области в каждой новой возникающей геосинклинали системе формируется более молодой комплекс осадков, из которого впоследствии возникает метаморфический слой. Возраст метаморфизма не зависит от возраста метаморфизирующегося комплекса и в каждой структурной зоне имеет свои возрастные границы: При этом часто древние осадки метаморфизируются позже более молодых и более молодые — позже древних. Степень метаморфизма также не зависит ни от возраста метаморфизируемых серий, ни от возраста самого метаморфизма, а определяется условиями геотектонического режима. В зонах сжатия всегда формируются более глубоко метаморфизованные толщи, чем в зонах растяжения.

Так как каждая геосинклинали система возникает в зоне обрушения на границе континентального блока и океана, то ограничивающие ее глубинные разломы проникают в различные слои земной коры. Разломы, расположенные вдоль внешнего края геосинклинали, рассекают кору континентального, а у внутреннего — океанического типов. В зонах разломов внешнего ограничения геосинклинали формируется в собствен-

тно геосинклинальную стадию развития кислая гранитоидная магма, внутреннего — основная. При замыкании геосинклинали и превращении ее в континентальный блок в области внешних глубинных разломов формируется глубоко метаморфизованный комплекс пород, в то время как в зоне глубинных разломов внутреннего ограничения в это же время образуется слабо метаморфизованный комплекс геосинклинальных осадков, в метаморфизме которого почти совершенно не участвует кислая магма. В результате этого во внешней части возникшего складчатого пояса формируются участки консолидированного континентального блока, а во внутренней — значительно меньшей консолидации. Только в результате нового обрушения, втягивающего в погружение эту мало консолидированную периферию континентального блока, в зоне активизированного глубинного разлома возникают условия для возникновения кислых магм и глубокого метаморфизма. Эпоха первого обрушения, когда возникший глубинный разлом играл роль внутреннего ограничения образовавшейся геосинклинальной системы, является временем появления на месте будущей зоны сжатия геосинклинального трога. Эпоха второго обрушения является временем, когда в области трога на границе вновь созданной геосинклинали и континентального блока начинает развиваться зона сжатия. Таким образом, каждая пара зон сжатия является границей геосинклинальной системы, которая представляет собой зону растяжения. Говоря иначе, в первой стадии своего развития зона сжатия возникает на границе океана и геосинклинали, а во второй она уже представляет пограничную зону между возникшим из нее континентальным блоком и вновь заложеной геосинклинальной системой. Из этого следует, что в обрушения втягиваются лишь те части континентального блока, которые возникли из зон растяжения, лишенных достаточно консолидированного метаморфического слоя.

Развивая эту мысль далее, следует признать, что консолидация не зависит от складчатости, а представляет явление, вызванное степенью метаморфизма породы геосинклинального комплекса, которое в значительной мере развивается независимо от складчатых процессов.

#### **ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СООТНОШЕНИИ ВРЕМЕНИ СКЛАДЧАТОСТИ И КОНСОЛИДАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Последовательное наращивание континентального блока в сторону внутренних частей Алтае-Саянской геосинклинальной области, происходящее в результате непрерывного развития складчатых процессов, делает чрезвычайно условными границы не только между так называемыми фазами или эпохами складчатости, но часто стирает грань даже между орогеническими эрами. В этом отношении чрезвычайно показательны временные границы между байкальской, каледонской и герцинской эрами или циклами тектогенеза.

Байкальский цикл тектогенеза впервые был установлен Н. С. Шатским (1932) на территории Сибири по интенсивным дислокациям конца протерозоя и начала кембрия. На Урале складчатые движения этого времени выделялись в рифейскую складчатость, которая, по мнению Н. С. Шатского, создала Тиман. А. А. Богданов (1960) считает, что по масштабу своего проявления байкальская складчатость является планетарной и относится к категории орогенических циклов. Она проявилась на островах Северной Земли и на Таймыре, в пределах обширных горных узлов Саяна, Тувы, Кузнецкого Алатау и Салаира, в Центральном Казахстане, а также в северных дугах Тянь-Шаня, где предшествовала каледонскому орогеническому циклу. В Западной Европе и Австралии складчатые движения этого возраста соответствуют ассинтской складчатости (Штилле, 1944 г.).

В каледонскую эру, или цикл тектогенеза, включали складчатые движения, имевшие место в Западной Европе между ордовиком и силуром (таконская фаза) и в конце силура (арденская и эрийская фазы). Позднее в Западной Европе была выделена наиболее ранняя фаза каледонского орогенического цикла — сардинская, проявившаяся на границе среднего и верхнего кембрия. Одновозрастные складчатые движения были выявлены в 1926 г. К. В. Радугиным и впервые изучены им в Салаирском кряже, по которому и получили название салаирской фазы складчатости. В настоящее время кембрийские дислокации известны на территории разных стран мира (о. Сардиния, Пиренейский полуостров, другие районы Западной Европы и Северной Америки), но главным образом они известны на востоке СССР, где кембрийскими складчатыми движениями создан обширный складчатый пояс, охватывающий Восточный Саян, Восточную и Западную Туву, Кузнецкий Алатау, Горную Шорию и значительные площади Забайкалья. В пределах этих регионов из разреза выпадают мощные толщи среднего и почти весь верхний кембрий. Широкое развитие на земном шаре салаирской складчатости, по мнению К. В. Радугина (1938) и М. А. Усова (1936), позволяет рассматривать ее не как начальную фазу каледонского орогенического цикла, а как самостоятельный орогенический цикл, равноценный по своему значению байкальскому и каледонскому.

В последнее десятилетие в достаточном объеме был накоплен материал, свидетельствующий о том, что в пределах собственно байкальской складчатости (ассинтской, по Г. Штилле) весьма активно проявлялись движения не только в докембрии, но также в нижнем и даже верхнем кембрии и ордовике, в связи с чем ранее четкая граница между байкальской (ассинтской) и салаирской (сардинской) эпохами тектогенеза утратила определенность. Возникла парадоксальная ситуация, при которой эталонная область байкальской и салаирской складчатости — Прибайкалье и Салаир — стала относиться к ранне- и позднекаледонским складчатым сооружениям. Это обстоятельство, а также то, что в местах развития байкальской складчатости были установлены интрузии заведомо ордовикского возраста (абсолютный возраст 500—450 млн. лет), привело к тому, что критерий возраста главной складчатости для разделения областей проявления байкальской, салаирской и каледонской складчатостей фактически оказался стерт, что повлекло за собой неопределенность представлений о содержании самих терминов. Было выяснено, что главная складчатость вообще отсутствует и формирование складчатых систем происходит в результате многочисленных пароксизмов тектогенеза, проявляющихся в различных структурно-тектонических зонах в разной степени и в разное время.

В итоге возникло мнение, прочно вошедшее в нашу геологическую литературу, что салаирская и собственно каледонская складчатости являются лишь определенными этапами каледонской складчатости, в которой стали различать раннекаледонскую (салаирскую) и позднекаледонскую (каледонскую) эпохи. Вследствие этого появилось представление о существовании только байкальской, каледонской и герцинской эр складчатости. Вместе с тем определение возраста складчатости по всей совокупности тектонических движений позволило и в герцинских складчатых сооружениях выделять ранние и поздние герциниды. В Саяно-Алтайской области ранние герциниды почти всеми исследователями были отнесены к каледонидам (Салаир, Ануйско-Чуйская впадина).

В целом устанавливается непрерывный процесс формирования складчатых сооружений, идущий от края древней платформы в глубь геосинклинальной области. Этот процесс, как следует из рассмотренной выше истории Развития складчатых сооружений Саяно-Алтайской области, может быть дифференцирован на более мелкие и локальные проявления

складкообразования, что делает еще более условным выделение границ различных складчатостей. В связи с таким развитием геосинклинального процесса возникает необходимость при тектоническом районировании опираться не на возраст складчатости, а возраст заложения той или иной геосинклинальной системы.

По этому поводу Ю. А. Кузнецов и Ю. А. Косыгин (1962, пишут: «Зарождение новых крупных структур отражает узловые моменты в развитии земной коры и оболочки, связанные с возникновением новых глубинных магматических очагов и процессов, эпохи же завершения складчатости отражают постепенное и неравномерное затухание этих процессов. Поэтому тектоническое районирование по времени завершения складчатости должно рисовать более расплывчатую и менее генетически обусловленную картину структурной эволюции земной коры, чем районирование по времени зарождения структур».

Эти авторы считают, что изученность начальных этапов развития структур часто бывает недостаточной и время их заложения далеко не всегда можно определить точно и даже достоверно, тем не менее этот принцип тектонического районирования следует применять, что они и попытались сделать для Сибири с выделением структур трех возрастных генераций: а) древних структур, существующих уже в докембрии, когда и определились особенности их дальнейшего тектонического районирования; б) структур, заложившихся в палеозое на платформенных или геосинклинальных древних структурах; в) молодых структур, главное развитие которых приходится на мезозойскую и кайнозойскую эры» (Кузнецов, Косыгин, 1962).

В Саяно-Алтайской геосинклинальной области по возрасту заложения геосинклиналей можно выделить соответственно докембрийский, нижнепалеозойский, средне- и верхнепалеозойский этапы ее развития. Геосинклиналь (в широком смысле), соответствующая докембрийскому этапу, на запад распространялась от края Сибирской платформы до Теректинского глубинного разлома, т. е. охватывала территорию Восточного Саяна, Тувы, Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Уймено-Лебедского прогиба и Катунского выступа. Возраст заложения этой геосинклинали в различных ее частях неодинаков и с востока на запад смещался во времени от верхнего архея до начала позднего докембрия, т. е. ее заложение было закончено в докембрии. В области Восточного Саяна, Восточной Тувы и в Енисейском кряже эта геосинклиналь начала замыкаться еще на границе позднего докембрия и венда и в различных частях испытала складчатость в конце венда или на границе нижнего и среднего кембрия. На остальной территории решающая складчатость проявилась к концу среднего кембрия, хотя на отдельных ее участках геосинклинальный режим все же продолжал сохраняться.

Геосинклиналь, связанная с нижнепалеозойским этапом, скорее всего была заложена в вендское время. Ее восточной границей является Теректинская система разломов, а западной — Северо-Восточная зона смятия. Таким образом, она охватывала почти весь Горный Алтай. Эта геосинклиналь в момент максимального прогибания, имевшего место в верхнем кембрии, ордовике и силуре, вовлекала в погружение складчатые сооружения докембрийской геосинклинали и распространилась на восток почти до Кузнецкого Алатау. В конце кембрия границы этой геосинклинали были расширены на запад до Иртышской зоны смятия. Ее окончательное замыкание закончилось в конце верхнего силура, и только в области Ануйско Чуйской впадины и Уймено-Лебедского прогиба сохранились условия остаточной геосинклинали.

К западу от разросшегося континентального блока в нижнем девоне уже в области Обь-Зайсанской и Томь-Колыванской геосинклиналей закладывается третья геосинклиналь. С моментом ее заложения связаны

значительные опускания в области континентального блока, что вызвало крупную экспансию этой геосинклинали на восток и вовлечение в геосинклинали развитие всех сформированных складчатых сооружений вплоть до Кузнецкого Алатау. Устойчивый геосинклинали режим сохранился лишь в области Ануйско-Чуйского и Уймено-Лебедского прогибов. В конце нижнего карбона наложенная на континентальный блок часть нижнедевонской геосинклинали претерпевает складчатость и превращается в складчатую страну, к западу от которой до конца перми сохраняются геосинклинали условия. Замыкание этой геосинклинали закончилось лишь в конце перми.

Уже из этого краткого обзора следует, что докембрийское геосинклинали развитие обусловило все тектонические движения, определяющие особенности байкальского и салаирского тектогенеза, которые преимущественно связаны и представляют неразрывные звенья единого процесса замыкания докембрийской геосинклинали. С нижнепалеозойской геосинклинали эпохой связано образование каледонских складчатых сооружений, а со среднепалеозойской — герцинских. Однако эта схема, как будто бы подтверждающая классическую концепцию о последовательном смещении поясов складчатости от края платформы в глубь геосинклинали области, нуждается в существенном исправлении, коренным образом меняющем представления о самобытности байкальской, каледонской и герцинских складчатостей, знаменующих якобы резко отграниченные по времени и в пространстве эры, или эпохи тектогенеза.

Прежде всего оказывается, что имеются геосинклинали участки, полностью не исчезающие к моменту возникновения геосинклинали системы следующей эпохи, как, например, считали К. В. Радугин (1960) и М. А. Усов (1936), а некоторое время сосуществующие с ней в качестве ее органической части (В. А. Кузнецов, 1964; Белостоцкий и др., 1959). Так, докембрийская геосинклинали Протеросаяна, Кембросаяна, Кузнецкого Алатау и восточной окраины Горного Алтая до конца среднего кембрия сосуществовала с нижнепалеозойской геосинклиналию западной части Горного Алтая. Это значит, что часть складчатых сооружений, созданных каледонским тектогенезом, возникла из геосинклинали, теснейшим образом связанной с геосинклиналию докембрийской эпохи, с которой она представляла единое целое до замыкания ее более внешней части. Этим самым намечается определенная связь между историей развития байкальских и каледонских складчатых комплексов. Она становится более очевидной, если учесть и вторую особенность развития докембрийской и палеозойской геосинклиналией. Она заключается в явлениях грандиозных обрушений или погружений края салаирского континентального блока, связанных с активным воздействием на него палеозойской геосинклинали. В области континентального блока вновь возникают соответственно геосинклинали условия и происходит накопление мощных осадочных толщ. Вместе с раздробленным складчатым фундаментом они испытывают складчатость, особенно интенсивно проявляющуюся в момент замыкания геосинклинали. Образующие при этом тектонические структуры проходят сложный путь формирования, начало которого относится к эпохе обрушения, т. е. к собственно геосинклиналию этапу. Такое представление о развитии геосинклиналией существенно отличается от широко распространенных взглядов, предполагающих активное воздействие складчатого процесса замыкающей геосинклинали на ее складчатую раму. Активное воздействие на эту раму оказывает не сама складчатость, а предшествующие ей процессы обрушения.

Такое же явление наблюдается и во взаимоотношении среднепалеозойской геосинклинали и каледонского континентального блока, охваченного экспансией этой геосинклинали почти до меридиана Кузнецкого Алатау. Здесь также имеют место вовлечение в геосинклиналию про-

цесс складчатого фундамента еще в стадию заложения геосинклинали и полная его переработка складчатыми движениями в конце нижнего кембрия.

Таким образом, в истории геологического развития складчатых сооружений, возникших в итоге каледонского и герцинского тектогенеза, наблюдается между ними такая же связь, как отмеченная ранее для каледонских и салаирских, т. е. выделяется непрерывное и преемственное развитие складчатой структуры Саяно-Алтайской геосинклинальной области.

И в этот период развития внешняя часть каждой геосинклинали замыкается несколько раньше, чем ее внутренняя, которая на более позднем геосинклинальном этапе начинает играть роль внешней части и превращается из геосинклинали в складчатое сооружение. Иными словами, каждая внутренняя часть геосинклинали данного этапа в следующем является ее внешней частью. Именно в этом процессе развития Саяно-Алтайской области и проявилось ее непрерывное и направленное развитие, не имеющее ничего общего с цикличным развитием и циклами тектогенеза. Поэтому вряд ли правильно в этом процессе устанавливать какие-либо градации или соподчиненность тектонических движений в виде фаз тектогенеза, эпох или эр, а гораздо важнее установить внутренние связи между отдельными пароксизмами складчатости для каждого отдельного региона, которые, видимо, в разных частях нашей планеты по времени их проявления будут несколько различны, отражая индивидуальный характер развития отдельных сегментов земной коры.

С этих позиций тектонические движения, объединяемые в байкальскую (ассинтскую) и салаирскую складчатости в Саяно-Алтайской области, тесно связаны, так как созданные ими складчатые структуры возникли из единой докембрийской геосинклинали, в которой последние пароксизмы складчатости во внешней ее части знаменуют начало складчатых движений в ее внутренней зоне. Значительно менее тесные связи наблюдаются между салаирским и каледонским развитием геосинклинали. Каледонские складчатые сооружения возникли из самостоятельной нижнепалеозойской геосинклинали в конце силура, т. е. тогда, когда салаирский тектогенез был уже полностью завершен. Внутренние связи каледонского и салаирского геосинклинальных процессов обнаруживаются во временном сосуществовании остаточной нижнепалеозойской геосинклинали (Западный Саян) в составе среднепалеозойской геосинклинальной системы и в широкой экспансии среднепалеозойской геосинклинали в область салаирского континентального блока, вторично вовлеченного в геосинклинальную стадию развития.

Еще менее тесные связи устанавливаются между эпохами каледонского и герцинского развития складчатых сооружений Горного, Рудного Алтая и Калбы, так как к моменту возникновения герцинской геосинклинали Обь-Зайсанской и Томь-Колыванской зон каледонские геосинклинали практически отсутствовали, если не считать остаточных геосинклинальных прогибов в Ануйско-Чуйской впадине и внешних геосинклинальных прогибов вдоль Салаирского континентального блока (Кузнецкий, Уймено-Лебедской, Систигхемский и т. д.). В это время на месте каледонских геосинклиналей был сформирован каледонский континентальный блок. Геологические связи между герцинской геосинклиналью и этим блоком выявились в резкой активизации этой геосинклинали, вовлекшей в погружение значительную часть каледонского блока, залитого водами геосинклинального бассейна почти до Кузнецко-Алатауской зоны. Именно в этой зоне обрушения континентального блока и проявились в конце нижнего карбона раннегерцинские пароксизмы складчатости.

Причины многократного возобновления геосинклинали процесса в этой области уже сформированного континентального блока кроются в редуцированности салаирского, а затем каледонского развития. В периферической части континентального блока не был закончен магматический цикл, лишенный конечной фазы внедрения гранитоидов батолитовой формации, обуславливающих консолидацию складчатых структур. Во всем Горном и в значительной части Рудного Алтая независимо от пароксизмов складчатости магматизм развивался в виде одного непрерывного и единого процесса, завершение которого имело место лишь в конце палеозоя, когда на этой огромной территории произошло внедрение гранитоидной магмы, обусловившее формирование калбинского интрузивного комплекса. Эволюция магматических процессов в Саяно-Алтайской области особенно отчетливо выявляет тесную связь друг с другом отдельных пароксизмов складчатости, представляющих единый неразрывный процесс превращения геосинклинали в складчатую область. Эта особенность развития Горного и в значительной степени Рудного Алтая сказалась в проявившейся в последнее время терминологии — «салаиро-каледонский», «каледонско-герцинский» Алтай (Кузнецов, 1963; Белостоцкий, 1956, и др.), отражающей всю сложность истории его формирования, не укладывающуюся в классические представления о салаирской, каледонской и герцинской эрах или эпохах тектогенеза.

С явлениями складчатости обычно связывают представления о консолидации земной коры. Считается, что складчатость предопределяет весь ход геологического развития и коренным образом изменяет свойства всей земной коры. Именно поэтому представления об эрах, эпохах и фазах складчатости планетарного или по крайней мере широкого регионального значения сравнительно легко и быстро завоевали всеобщее признание и до сих пор являются единственным методом, широко применяющимся при любых тектонических построениях, проводимых на больших площадях земной коры.

Однако, если возраст консолидации легко определялся по времени складчатости, то степень консолидации всегда являлась весьма неопределенной, хотя и очень важным свойством земной коры, так как именно на основании его выделялись платформы, области завершенной и незавершенной складчатости, молодые платформы, подвижные пояса и т. д. Степень консолидации различных типов складчатых структур обычно считалась функцией времени, т. е. принималось, что чем древнее складчатое сооружение, тем оно по геологическим особенностям более приближается к древней платформе. Эти представления влекли за собой утверждение, что в ходе геологического развития любая область должна последовательно превращаться в область завершенной складчатости, молодую платформу и на каком-то этапе развития в древнюю платформу.

История формирования Саяно-Алтайской области свидетельствует о длительности и почти непрерывности складчатого процесса, в котором трудно наметить какие-либо стабильные рубежи не только для всей области в целом, но даже и для отдельных ее зон. Эти данные находятся в полном соответствии с богатым геологическим материалом, накопленным геологами всего мира, что выразилось в оживленном обсуждении вопросов существования складчатых эпох, правомочности выделения отдельных тектонических эр, эпох, фаз и их возрастных рубежей. В настоящее время уже ни у кого не вызывает сомнения отсутствие планетарных эпох и фаз тектогенеза, а в представлениях об эрах или циклах вносятся существенные поправки или дополнения. В связи с этим значительно усложнился и вопрос о возрасте консолидации отдельных участков земной коры. Становится все более и более очевидным, что складчатость и консолидация складчатой структуры, а следовательно, и опре-

деленного сегмента земной коры есть различные и совершенно не синхронные явления. Консолидация складчатого пояса теснейшим образом связана с эволюцией магматических очагов, возникающих в пределах подвижного пояса. В настоящее время установлено, что магмообразование может протекать в условиях геосинклинального прогибания. Так, Уайли и Таттл сообщают (Афанасьев, 1949), что частично плавление при участии летучих (из пород гранитного состава, сланцев и известняков) возможно. Например, граниты и сланцы при давлении водяного пара 4000 атм плавятся при температуре 600° и значении 30°/км геотермического градиента. В геосинклинальных прогибах такие условия, как  $T\ 600^\circ$  и  $P=5000\ \text{бар}$ , осуществляются на глубине 20 км, т. е. в геосинклинальных условиях возможно выплавление гранитной эвтектины. К такому же выводу пришел и Г. Д. Афанасьев (1953), считающий, что наиболее вероятной причиной образования гранитной магмы являются процессы переплавления (анатексис) сложной серии осадочных и древних магматических пород в условиях прогибающихся геосинклинальных зон. В той же работе Г. Д. Афанасьев отмечал, что на основании расчетов среднего состава осадочных пород допускается выплавление из гранитной эвтектики до 20% общего расплава. Так как явления магмообразования обычно охватывают не всю геосинклиналь, а локализуются в виде изолированных очагов лишь в некоторых ее структурных зонах, то, безусловно, магмообразование в одних ее зонах сопровождалось явлениями ультраметаморфизма, в других — гранитизации, что создавало условия формирования в геосинклинальном прогибе еще до процессов складчатости и замыкания геосинклинали гранитно-метаморфического слоя.

Широкое развитие в Енисейском кряже и Протеросаяне анатектических гранитов, участвующих в складчатости, галька которых содержится в составе вмещающих их пород, свидетельствует, во-первых, о том, что в верхнем архее и протерозое был очень высокий геотермический градиент, в результате чего магмообразование и гранитизация происходили на небольших глубинах и образовавшиеся гранитоиды были доступны действию денудации. Во-вторых, эти факты говорят о том, что в этой части Саяно-Алтайской области процессы консолидации земной коры начались еще до складчатости, во время которой лишь увеличилась ранее появившаяся ее жесткость.

Возникшая в доинверсионную стадию магма в момент замыкания геосинклинали активизируется и проникает в более верхние структурные этажи, где образует послонные инъекции, способствующие формированию гранитно-метаморфического слоя и возникновению жесткости складчатой структуры.

Примером структур, где гранитно-метаморфический слой возник одновременно со складчатостью, является Восточный Саян. Здесь, как считает А. Д. Шелковников (1962), породы архейского кристаллического основания подверглись палингенезу с образованием гомогенного гранитного расплава. При этом кислая магма, интродуруя в верхние структурные этажи, обусловила значительную инъекционность слагающих их верхнепротерозойских отложений послонными гранитными телами. По представлениям Ю. А. Кузнецова (1960), формирование гранитоидов батолитовой формации происходит в послескладчатую эпоху подвижного пояса; появление их и обусловливает окончательную его консолидацию.

Из этих представлений отчетливо следует, что магмообразование и связанные с ним процессы гранитизации происходят в подвижных областях в различные стадии их существования. Таким образом, формирование гранитно-метаморфического слоя в геосинклинальных зонах является длительным процессом, идущим в течение всего геосинклинального развития области и почти независимо от явлений тектогенеза, в том виде, в каком их понимает Г. Штилле. А раз так, то процесс консолидации не

зависит от складчатости, а является результатом образования гранитно-метаморфического слоя, возникающего в связи с развитием геосинклинального процесса. Поэтому, при тектонических исследованиях более важным является не возраст складчатости, а время становления гранитно-метаморфического слоя и связанной с этим процессом консолидации складчатых сооружений. Именно возраст и степень консолидации определяют различную подвижность складчатых структур Саяно-Алтайской геосинклинальной области. Иными словами, два из трех главных свойств земной коры, на основании которых производится все тектоническое районирование, обусловлены появлением гранитно-метаморфического слоя. Очевидно, в его качественных особенностях и надо искать причины различной степени консолидации и мобильности различных участков земной коры.

## ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ СЛОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### Гранитно-метаморфический слой, его типы и процессы метаморфизма

В связи с тем, что развитие геосинклинали является процессом образования гранитно-метаморфического слоя, то и образование последнего в Саяно-Алтайской геосинклинальной области на древнем океаническом блоке следует рассматривать как непрерывный и очень длительный акт.

Под собственно гранитно-метаморфическим слоем мы понимаем как гранитные и гранитизированные породы, так и метаморфизованные и неметаморфизованные осадки геосинклинального комплекса, слагающие континентальный блок и его древние ядра. В зависимости от степени метаморфизма, или «зрелости», собственно гранитно-метаморфический слой может быть разделен на глубокометаморфизованный континентальный, слагающий ядра древних континентов, и менее метаморфизованный, развитый в периферических частях континентального блока; последний мы будем именовать шельфовым гранитно-метаморфическим слоем. Наконец, в гранитно-метаморфический слой следует включить слабо метаморфизованные геосинклинальные осадки, которые вслед за Р. М. Деменицкой (1961) мы называем седиментарным слоем. В пространстве все эти типы гранитно-метаморфического слоя в горизонтальном направлении последовательно сменяют друг друга, часто черепицеобразно налегая один на другой.

Континентальный тип гранитно-метаморфического слоя возник еще в архее из древних осадочных и основных эффузивных пород, заполняющих плоские первичные прогибы базальтового слоя в условиях повышенной пластичности коры и большого геотермического градиента, что могло обеспечить очень высокую температуру даже при сравнительно малом прогибании геосинклинальных «ванн», в которых накапливались толщи архейских осадочных пород (Марков, 1962а, б; Павловский, 1962). Высокая температура и внедрение основных магм способствовали нарушению физико-химических условий равновесия. Это должно было вызвать диффузию ионов и привести к гранитизации пород вплоть до образования аляскитов. Избирательный характер диффузии способствовал тому, что гранитизация была не сплошной и привела к образованию ряда гранитных пород — мигматитов, аляскитов, гранитов, трондъемитов (Фролова, 1953). Экзотермичный характер процесса диффузии стимулировал явления анатексиса и палингенеза и рождение кислой магмы. Последняя дала начало появлению различных гранитоидов, в том числе и гранитных мигматитов. Мигматиты могли застывать на месте своего расплавления, частично же, уже в

состоянии расплава, внедрялись в окружающие породы на значительном удалении от места своего возникновения (Фролова, 1953). В результате указанных процессов континентальный тип гранитно-метаморфического слоя Сибирской платформы оказался образованным породами чарнокитовой, гранулитовой и высокими субфациями амфиболитовой стадии метаморфизма (Фролова, 1951).

Шельфовый тип гранитно-метаморфического слоя уже формировался в условиях вендско-протерозойской геосинклинали, т. е. частично возник из переработанного континентального гранитного слоя цоколя Сибирской платформы. Его обрушенная часть совпадает с Восточно-Саянской системой глубинных разломов. Зона обрушения в структурном отношении представляла собой довольно глубокий и узкий прогиб, в пределах которого накапливался флишеидный терригенно-карбонатный комплекс протерозойских осадков, а также периодически изливались основные эффузивы. Этот прогиб, как мы знаем, располагался между краем цоколя Сибирской платформы и погруженным океаническим блоком, в пределах которого в условиях большей тектонической стабильности отлагались менее мощные, главным образом карбонатные осадки, синхронные образованиям карбонатного флиша. На границе флишевого трога и карбонатного плато, вдоль разломов, формировались узкие приразломные поднятия. Вся эта область характеризуется интенсивным метаморфизмом, способствующим образованию здесь гранитно-метаморфического слоя. Он представлен различными субфациями амфиболитовой стадии метаморфизма, а в ряде мест даже гранулитовой (Крылов и др., 1962). Метаморфизм этой зоны происходил при активном воздействии кислой магмы, богатой летучими компонентами и водяными парами.

Процесс метасоматоза, особенно натрового, происходит при твердой фазе лишь с незначительным участием жидкой, иногда принимающей непосредственное участие в процессе гранитизации. Конечной стадией натрового метасоматоза является инфильтрационное магматическое замещение. Связанные с этой формой метаморфизма породы объединяются в группу анатектитов. Наиболее широко явления ультраметаморфизма развиты в зоне флишеидного трога, породы которого в целом отвечают гранитному составу. Наоборот, в области карбонатного плато анатектиты почти отсутствуют, что следует объяснять консервативным поведением мономинеральных пород при явлении гранитизации.

В процессах ультраметаморфизма большое значение имеют глубинные разломы, вдоль которых располагаются гранитоидные метасоматические тела таракского, китойского, а в протерозое бирюсинского комплексов, а также зоны повышенной мигматизации.

Разломы, видимо, служили путями проникновения минерализующих эманаций, растворов и теплового потока, поступающих из глубинных частей Земли. Кроме того, в узких приразломных зонах происходила локализация больших напряжений, приведших к началу хандритовой плавки. Поэтому характер ветвления глубинных разломов и их протяженность имели важное значение в распределении возникающих центров гранитизации и в конечном счете определяли внутреннюю структуру гранитно-метаморфического слоя. В пределах флишевого трога к таким центрам повышенного типа метаморфизации, видимо, надо отнести значительную часть так называемых малых глыб архея, часто рассматривающихся как осколки обрушенного архейского цоколя Сибирской платформы, вплавленные в метаморфические толщи протерозоя. К таким ядрам гранитизации относятся Бирюсинская, Слюдянская, Манская, Канская, Шутхулайская, Агойская, Шумахская и Хонголдойская глыбы (см. фиг. 1). Лишь Шарыжелгайская, Хамар-Дабанская, Окинская и Южно-Енисейская могут в своей основе представлять действительно

обломки архейского цоколя. Характерной особенностью ядер гранитизации, или консолидации, является их явная связь с разломами и ограниченность дизъюнктивными дислокациями, из которых весьма часты надвиги, распространенные вдоль всей периферии ядер и представляющие напор на них интенсивно дислоцированных менее метаморфизованных синхронных им пород (Арсентьев, 1960).

### **Условия формирования различных типов гранитно-метаморфического слоя в Саяно-Алтайской геосинклинальной области.**

Неповторимость в истории Саяно-Алтайской геосинклинали условий, существовавших в архее, протерозое и позднем докембрии, в нижнем, среднем и верхнем палеозое, сказалась в особенностях формирования гранитно-метаморфического слоя.

Так, в архейской геосинклинальной ванне происходили совершенно особое неповторимое впоследствии осадконакопление, метаморфизм, складчатость и магматизм, протекающие в тесной взаимосвязи и взаимообусловленности.

Синтезом архейского геосинклинального процесса явился архейский гранитно-метаморфический слой, для которого характерны монолитность, широкое площадное распространение, отсутствие в метаморфическом комплексе этажности, сравнительно небольшая мощность и явления гранитизации, доминирующие над всеми остальными процессами метаморфизма.

В архейской геосинклинали, видимо, не было эпох интенсивной складчатости, так как среди ее образований отсутствуют соскладчатые интрузии. Консолидация также происходила без участия гранитоидов батолитовой формации, которые являются нехарактерными для области развития архейских пород.

«Процессы архейского регионального метаморфизма, гранитизации и палингенеза с выносом одних элементов и привнесом и накоплением других сопровождались возможным изменением первичного объема пород. Это могло усложнить процесс складкообразования в архее и создать на фоне сравнительно простой системы линейных складок различных порядков разнообразные локальные структуры, свойственные для кристаллического цоколя Сибирской платформы (Анабарский и Алданский щиты). Отмирание такой геосинклинали, видимо, связано с постепенным иссяканием тепловой энергии и медленным окостенением длительно образующихся тектонических форм» (Павловский, 1962). В таких условиях происходило формирование гранитно-метаморфического слоя континентального типа. Оно происходило в один этап, охватывающий весь геосинклинальный процесс.

Такое развитие обусловило непосредственное превращение архейской геосинклинальной ванны в жесткий массив, образовавший цоколь древней платформы.

В протерозойский и позднедокембрийский этапы развития Саяно-Алтайской геосинклинали вследствие уменьшения общего теплового потока пластичные свойства земной коры, главным образом базальтовой ее части, значительно понизились, и стали возможны хрупкие деформации. Этими новыми свойствами земной коры обусловлены крупные обрушения, создавшие первые в Саяно-Алтайской области геосинклинали. Так же, как в архее, они отличались большой площадью своего распространения, незначительной, но все же много большей глубиной погружения и сравнительно малой дифференцированностью структурных элементов. Лишь в области приплатформенных обрушений, во внешней их части, возник и длительно развивался в зоне

дробления глубокий и узкий прогиб, в котором наряду с основными эффузивами накапливались осадки карбонатно-терригенного флиша и в меньшей степени чисто карбонатные осадки. Последние были широко развиты во внутренней части геосинклинали, где в ее пределах образовался очень однообразный геосинклинальный чехол.

В пределах трога в протерозое и позднем докембрии были сосредоточены все основные процессы, свойственные геосинклинальному развитию. Поэтому именно только в нем в это время происходило формирование гранитно-метаморфического слоя континентального типа.

Особенностью этого докембрийского (довендского) геосинклинального процесса являлось отсутствие резкого рубежа между доскладчатой и складчатой стадиями развития, что способствовало так же, как в архее, очень длительному и непрерывному формированию гранитно-метаморфического слоя.

В протерозое гранитно-метаморфический слой формировался в доскладчатую стадию возникшего трога и только в его пределах. Здесь этот слой возник в результате процесса метасоматической гранитизации.

В конце позднего докембрия (в довендское время), когда геосинклинальный трог начал испытывать замыкание, в нем возникало магмообразование и началось постепенное продвижение вверх магматического фронта. Это способствовало, во-первых, значительному утолщению гранитно-метаморфического слоя за счет вовлечения в гранитизацию верхних горизонтов седиментарного слоя и, во-вторых, обусловило возрастание его жесткости.

Таким образом, гранитно-метаморфический слой в период своего возникновения формировался в два непосредственно следующих один за другим этапа — доскладчатый и складчатый. При этом его становление произошло еще в собственно геосинклинальный период, после чего он испытал лишь значительные преобразования в сторону своей окончательной консолидации.

Общим в образовании архейского и довендского гранитно-метаморфического слоя континентального типа является его становление в доскладчатую стадию развития геосинклинали и чрезвычайно длительный процесс формирования, отвечающий всему периоду развития геосинклинали.

На остальной территории протерозойско-позднекембрийской геосинклинали все это время господствовали условия стабильной «геосинклинальной плиты», в пределах которой накапливались толщи хомогенных карбонатных осадков. Тектоническая перестройка геосинклинальной плиты началась в позднем докембрии и была вызвана оживлением глубинных разломов, главным образом субширотного и отчасти субмеридионального простираний, разбивших карбонатное плато протерозойской геосинклинали на систему крупных блоков и подвижных проницаемых швов между ними. Последние возникли под зонами глубинных разломов. Конфигурация блоков и положение активизированных разломов были обусловлены мозаичным строением гранитно-метаморфического слоя протерозойской геосинклинали. В шовных зонах стали накапливаться вулканогенные сланцевые толщи позднего докембрия, а затем венда. С образованием этой системы структур связано и формирование Западно-Саяно-Тувинской геосинклинали субширотного простирания. Господствующее в этих зонах растяжение и небольшая мощность седиментационного слоя при почти полном отсутствии зрелого гранитно-метаморфического слоя способствовали развитию в них основного магматизма.

Такие условия формирования гранитно-метаморфического слоя привели к становлению в их пределах в доскладчатую фазу слабо метаморфизованных модификаций гранитно-метаморфического слоя, характер-

ных или для шельфового типа «незрелого» гранитно-метаморфического слоя, или для почти неметаморфизованного седиментарного.

Исключение представляло лишь краевое поднятие этого плато (Дербинско-Тувинское), в пределах которого гранитно-метаморфический слой начал формироваться лишь в конце позднего докембрия в складчатую стадию развития геосинклинального трога (Дербинский антиклинорий, западная часть Восточной Тувы) и был представлен толщами, метаморфизованными до амфиболитовой стадии. В результате этого во внутренней части трога и смежных с ним площадях геосинклинальной плиты возник шельфовый тип гранитно-метаморфического слоя.

В вендско-нижне-среднекембрийский этап развития Саяно-Алтайской геосинклинальной системы происходило формирование гранитно-метаморфического слоя в пределах «геосинклинальной карбонатной плиты». Процесс становления гранитно-метаморфического слоя был стимулирован активизацией системы разломов, определивших юнтуры вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали; в это же время вдоль разломов возникли магматически проницаемые зоны и начали формироваться вулканогенные трогги, выполненные комплексом интрузивных эквивалентов основных эффузивных пород.

Складчатый процесс в вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали начался со складчатых деформаций именно в этих троггах, которые к моменту главной складчатости, охватившей эту геосинклиналь на рубеже среднего и верхнего кембрия, привели к появлению в области трогов большей жесткости.

Формирование гранитно-метаморфического слоя началось в момент вторжения огромных масс магмы, давших таннуольский комплекс гранитоидов. Они локализовались главным образом или в пределах внутренних геоантиклинальных поднятий вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали, или вдоль зон крупных разломов. Этот процесс привел к тому, что седиментарный слой вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали приобрел своеобразную каркасную структуру, образованную узкими зонами глубоко метаморфизованных пород и заключенными между ними изометрическими площадями почти не затронутого метаморфизмом седиментарного слоя.

Дальнейшее формирование гранитно-метаморфического слоя в рассматриваемой зоне имело место в верхнем кембрии и ордовике, когда непосредственно за происшедшей здесь складчатостью последовали процессы интенсивного магмообразования и магматического замещения геосинклинальных осадков, давшие комплекс конформных палингенных гранитондов очень пестрого состава.

Они локализовались главным образом в зонах седиментарного слоя, который в процессе гранитного замещения приобрел большую жесткость и превратился из седиментарного в гранитно-метаморфический слой шельфового типа, примерно соответствующий зеленокаменной стадии метаморфизма.

Одновременно с этим в зоне, представляющей собой жесткую раму вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали (Дербинский антиклинорий, Восточная Тува), верхнекембрийские и ордовикские интрузии образуют батолитовые тела, способствующие дальнейшему формированию шельфового гранитно-метаморфического слоя, представленного здесь метаморфическими породами амфиболитовой и зеленокаменной стадии метаморфизма.

Таким образом, для вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали характерно трехэтапное формирование гранитно-метаморфического слоя в доскладчатую, складчатую и послескладчатую стадии развития. При этом в доскладчатую стадию произошли процессы, не столько создавшие сам гранитный слой, сколько подготовившие его образование.

Основное становление гранитно-метаморфического слоя происходило складчатую и сразу следующую за ней послескладчатую стадии развития. В этом заключается существенное различие континентального и платформенного типов.

Если первый из них был уже создан в доскладчатую стадию и в последующем лишь развивался далее, то второй формируется в промежуток времени от собственно геосинклинального до орогенного этапа развития геосинклинали.

Значительно сложнее шло формирование гранитно-метаморфического слоя в более западных частях Саяно-Алтайской геосинклинальной области, охватывающих районы Горного Алтая и Салаира.

Для них характерно непрерывное существование собственно геосинклинального режима с момента заложения вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали до начала среднего карбона. Это геосинклинальное развитие активизировалось три раза: в вендско-нижне-среднекембрийское время, в верхнем кембрии, ордовике и силуре, а также в девоне и нижней половине турне.

В соответствии с этим в пределах Горного Алтая три раза появлялись доскладчатые интрузии и только один раз — в конце нижнего — начале среднего девона — соскладчатые интрузии змеиногогорского комплекса.

Формирование гранитно-метаморфического слоя в этой зоне началось с ордовика, когда в период доскладчатого развития верхнекембрийской и ордовико-силурийской геосинклинали началось гранитное замещение всех геосинклинальных отложений до нижнеордовикского возраста включительно.

Возникшие в это время магматические очаги в среднем, а затем в верхнем ордовике дали интрузии палингенных гранитов, которые локализовались или в зонах формирующихся антиклинорий, или вдоль крупных разломов.

Таким образом, формирование гранитно-метаморфического слоя в этой зоне началось с геосинклинальных поднятий. В результате этого сформированный к нижнему девону гранитно-метаморфический слой имел мозаичное строение и по степени метаморфизма слагающих его пород не был однороден.

К среднему карбону, в связи с замыканием геосинклинальных прогибов последнего в Горном Алтае девонского этапа, в корнях созданных складок возникает плавление и в более верхние части коры вторгаются гранитоиды змеиногогорского комплекса, представляющие собой крупные позднескладчатые батолитовые тела.

Много позже, уже в конце перми, в момент поднятия складчатой страны формируются в более поверхностных частях структуры наиболее типичные для Саяно-Алтайской геосинклинальной области гранитоиды батолитовой формации (Кузнецов, 1960).

В результате этого ранее мозаичный характер гранитного слоя приобретает большую однородность и достигает метаморфизма фации зеленых сланцев.

В Западно-Саянской геосинклинали формирование гранитно-метаморфического слоя наиболее интенсивно начинается лишь в ордовике и силуре, во время появления соскладчатых интрузий.

Посторогенная фаза формирования гранитно-метаморфического слоя наступает лишь в девоне. В этих зонах гранитно-метаморфический слой имеет одноэтажное строение в результате слабого проявления в Западно-Саянской геосинклинали доскладчатого метаморфизма. Такое же строение ему присуще и для всей территории Рудного Алтая и Обь-Зайсанской геосинклинали. Исключением является лишь Иртышская зона смятия, в которой формирование гранитно-метаморфического слоя близко напоминало условия Восточно-Саянской зоны.

Так, гранитно-метаморфический слой, возникший в процессе своего разного развития архейских геосинклинальных ванн, преобразуется в гранитно-метаморфический слой континентального типа, в границах которого возникают ядра древних платформ.

Гранитно-метаморфический слой, возникший в первичных геосинклинальных прогибах протерозойского времени, по своим условиям развития, весьма близким к обстановке архейского времени, формирует также гранитно-метаморфический слой континентального типа, но уже в более сложных геологических условиях. Это нашло свое отражение в его двухэтапном формировании, результатом которого явилось двухъярусное строение при отсутствии между этажами ясно выраженного рубежа. При таком становлении гранитного слоя возникли складчатые сооружения, впоследствии вошедшие в состав древнего цоколя Сибирской платформы, как очень консолидированные, малоподвижные и амагматичные зоны (юг Енисейского края, краевое поднятие Сибирской платформы).

Гранитно-метаморфический слой, возникший в позднедокембрийское время в области статочной геосинклинали протерозойского прогиба, уже обладающий многими чертами типичной геосинклинали, был сформирован в два обособленных этапа — докладчатый и складчатый. Для всех трех разновозрастных тектонических зон характерно то, что гранитно-метаморфический слой возник в их пределах в еще доскладчатую стадию развития. В первых двух зонах в доскладчатую стадию он уже представлял жесткий фундамент, в то время как в последней окончательно его формирование произошло в складчатый этап развития.

Очевидно, условия формирования гранитно-метаморфического слоя в доскладчатую стадию и являются главными для возникновения такого же слоя континентального типа.

Во всех разобранных случаях возникший раз гранитно-метаморфический слой континентального типа ни разу не претерпел заметных изменений и продолжал существовать до настоящего времени.

Этот редуцированный и консервативный характер развития гранитно-метаморфического слоя континентального типа, видимо, предопределил такой же ход развития протерозойских структурных элементов Саяно-Алтайской складчатой области, которые фактически закончили свое развитие как подвижные зоны с момента возникновения в их пределах гранитно-метаморфического континентального слоя.

Некоторое отличие в развитии Восточного Саяна от области «Краевого поднятия платформы» (см. фиг. 1) заключается в большей тектонической подвижности Восточного Саяна. Это с позиции развиваемой нами концепции следует объяснять тем, что в его пределах гранитно-метаморфический слой континентального типа в своем развитии приближается к двухэтапному формированию, что характерно для гранитно-метаморфического слоя более молодых геосинклинальных прогибов Саяно-Алтайской складчатой области.

В геосинклинальной зоне, непрерывно развивающейся с протерозоя до конца среднего кембрия (Кембросаян, Центральная Тува, Кузнецкий Алатау, Бийско-Катунская зона), гранитно-метаморфический слой начал формироваться в складчатую стадию развития и окончательно был создан в послескладчатую. Характерной особенностью его формирования является плохо выраженный рубеж между этими двумя этапами, из которых конец одного является началом следующего. Такое развитие обусловило формирование более низкой модификации гранитного слоя, представленного шельфовым типом. Эта особенность его формирования обусловила возникновение складчатых сооружений по своему тектоническому режиму резко отличных от структур древней платформы и ее древнего складчатого обрамления, что нашло свое выражение в четком

обособлении их доскладчатого, складчатого и орогенного этапов развития, а также в большой их подвижности и магматической активности.

Несколько иное развитие гранитно-метаморфического слоя шельфового типа происходило в геосинклинальных прогибах верхнекембрийско-ордовикско-силурийского времени, унаследованных от вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали. Они были расположены в пределах Западного Саяна и Горного Алтая. В этих местах гранитно-метаморфический слой начал формироваться в складчатый период и был оформлен как жесткий субстрат в послескладчатый этап. В отличие от предыдущей в рассматриваемой зоне его двухэтапное формирование выражено вполне отчетливо, в связи с чем складчатые сооружения этого типа гранитно-метаморфического слоя также характеризуются резко обособленными этапами — доскладчатого, складчатого и орогенного развития. Им также присуща значительная тектоническая и магматическая активность.

Таким образом, гранитно-метаморфический слой шельфового типа в Саяно-Алтайской геосинклинальной области формировался так же, как и континентальный тип, в два этапа, но несколько в более поздней стадии геосинклинального развития.

Очевидно, такое развитие гранитно-метаморфического слоя и определяет его шельфовый тип. С последним связано возникновение некоторых типов складчатых сооружений подвижной зоны.

В области Томь-Колыванской и Обь-Зайсанской геосинклинальной зоны позднегерцинской консолидации формирование гранитно-метаморфического слоя происходило менее сложно и имело место уже в послескладчатую стадию развития.

Созданный в это время гранитно-метаморфический слой характеризуется наименьшей зрелостью и по степени своего метаморфизма мало отличается от седиментарного слоя. Областям такого типа гранитно-метаморфического слоя свойственна редуцированность геосинклинального развития, которое заканчивается на послескладчатом этапе и не переживает орогенного.

### **Типы гранитно-метаморфического слоя в цоколе древней платформы и подвижных складчатых зонах ее обрамления**

Рассмотренные типы гранитно-метаморфического слоя, сформированные в различное время в различных структурных зонах перманентно развивающейся Саяно-Алтайской геосинклинальной области, свидетельствуют о различных условиях их формирования. Так, слой континентального типа был создан в архейской геосинклинальной ванне в очень своеобразную доскладчатую стадию ее развития.

Тот же тип гранитно-метаморфического слоя в протерозойской геосинклинали был сформирован в два слитные этапа — доскладчатый и складчатый, причем основной этап его формирования падает на доскладчатую стадию.

Гранитно-метаморфический слой позднедокембрийской геосинклинали формировался в два хорошо отграниченных этапа — доскладчатый и послескладчатый, из которых последний был решающим.

Вендско-нижне-среднекембрийская геосинклиналь в процессе своего развития формирует гранитно-метаморфический слой шельфового типа, создание которого определили тесно связанные между собой два ее этапа — складчатый и послескладчатый. Из них первый был для его формирования решающим. Верхнекембрийская — ордовикско-силурийская — геосинклиналь характеризуется образованием гранитно-метаморфического шельфового слоя в эти же два, но уже ясно отдельные этапы.

При этом в отличие от предыдущего этапа основное становление шельфовой генерации гранитно-метаморфического слоя произошло в послескладчатую стадию.

Наконец, в позднепалеозойской геосинклинали метаморфический гранитный слой седиментарного типа формируется в послескладчатую стадию ее развития. В перечисленном генетическом ряде гранитно-метаморфического слоя Саяно-Алтайской геосинклинальной области и Сибирской платформы отчетливо намечаются четыре основных и два переходных его генетических вида.

К основным видам относятся такие, которые созданы в первую стадию его формирования, к переходным — во вторую.

Основными видами являются.

1. Гранитно-метаморфический слой континентального типа архейской геосинклинальной ванны, создавшей ядра древней платформы. Последняя образовалась в один этап — складчатый.

2. Гранитно-метаморфический слой континентального типа протерозойской геосинклинали, созданный в процессе доскладчатой и соскладчатой стадии развития и участвующей в образовании малоподвижных складчатых сооружений.

3. Гранитно-метаморфический слой шельфового типа вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали, созданный в процессе складчатого и послескладчатого развития и характерный для складчатых сооружений, переживших стадии поднятия и вторичного обрушения.

4. Гранитно-метаморфический слой седиментарного типа верхнепалеозойской геосинклинали, созданный в послескладчатую стадию и участвующий в строении горных сооружений, испытавших стадию поднятий и не достигших орогенного развития.

Основываясь на особенностях различного вида формирования гранитно-метаморфического слоя и геологическом развитии типов складчатых сооружений подвижной зоны Саяно-Алтайской области, мы выделяем следующие типы складчатых сооружений: 1) ранней нуклеарной консолидации; 2) ранней доорогенной консолидации; 3) складчатой консолидации; 4) позднескладчатой консолидации.

Первые три типа примерно отвечают древней платформе и складчатым сооружениям с завершенной складчатостью, а последний — с незавершенной складчатостью (Шейнманн, 1955).

В Саяно-Алтайской складчатой области в соответствии с предложенной классификацией складчатых сооружений подвижной зоны выделяются следующие регионы различного типа складчатых сооружений.

К области нуклеарной консолидации мы относим ядра древней платформы.

В области ранней доорогенной консолидации включаются краевое поднятие Сибирской платформы и юг Енисейского кряжа.

В области складчатой консолидации выделяются Кембросаян, Кузнецкий Алатау, Центральная Тува, Горный Алтай и в области послескладчатой консолидации — складчатые сооружения Обь-Зайсанской и Томь-Колыванской геосинклиналей и, вероятно, Западная Тува.

К переходной зоне между вторым и третьим типами складчатых областей мы относим Восточный Саян, Енисейский кряж, Восточную Туву, а между третьей и четвертой — Западный Саян и Горный Алтай.

Все перечисленные типы складчатых сооружений представляют один непрерывный ряд, в котором конец доорогенного развития первого члена ряда начинает развитие следующего.

При этом процесс развития этого ряда направлен в сторону постепенного нарастания роли складчатости и падения жесткости складчатых сооружений, в которых пликативные дислокации все более и более вытесняют глыбскую тектонику.

## Типы складчатости в различных структурных зонах Саяно-Алтайской геосинклинали в зависимости от времени консолидации гранитно-метаморфического слоя и возраста складчатости

Из всего сказанного выше следует, что в Саяно-Алтайской складчатой области различный тип тектонических структур, развитый в разных ее частях, определяется не стилем складчатости, присущим той или иной эпохе тектогенеза, не характером более древнего складчатого фундамента, на котором якобы заложилась геосинклиналь, а особенностями формирования гранитно-метаморфического слоя.

Главными из этих особенностей являются: а) возраст консолидации гранитно-метаморфического слоя и б) его отношение ко времени основной складчатости, т. е. возник ли он до складчатости, во время нее или в посторогенную стадию развития геосинклинали.

Если не считать Сибирскую платформу, цоколь которой возник в геосинклинальном прогибе в нуклеарную стадию ее развития, то до складчатости возникают зоны ранней доорогенной консолидации, в момент складчатости — складчатой консолидации и после складчатости — позднескладчатой консолидации.

Длительная доорогенная консолидация характерна глыбовая тектоника. Ее элементами являются разновеликие и разноприподнятые блоки, разбитые в свою очередь многочисленными системами разломов, расчленяющих их на систему горстов и грабен. В общей тектонической структуре горсты играют роль горст-антиклиналей и генетически представляют трансформированные купола гранитизации. Между ними располагаются шовные области меньшей консолидации, в пределах которых формировались более подвижные складчатые зоны, представляющие по отношению к горст-антиклиналям отрицательные структуры типа грабен-синклиналей различной величины и сложности строения (Окинский синклинорий и т. д.).

Характерной особенностью этой зоны являются надвиги «гранитных куполов» на шовные синклинали (Долгинов, 1963).

В этой зоне в орогенный этап развития формируются лишь краевые и предгорные прогибы. К области доорогенной консолидации следует относить Енисейский кряж, Восточный Саян, Восточную Туву, т. е. территорию байкальской консолидации.

Области складчатой консолидации характеризуются резким преобладанием глыбовых движений над складчатыми. Здесь также выделяются два типа крупных тектонических структур. Первый тип представлен крупными изометрическими мегаантиклинальными и мегасинклинальными структурами, на фоне которых наблюдается довольно сложная мелкая складчатость; второй тип представлен широкими и протяженными зонами, заполненными мелкими очень разнообразными по форме и ориентировке складками, среди которых встречаются как сильно сжатые гребневидные и изоклинальные, так и сравнительно пологие брахиоскладки. Крупные складчатые структуры в этих зонах, как правило, отсутствуют.

Изометрические мегаскладки характерны для внутренних геантиклинальных поднятий и прогибов. Внутригеосинклинальные поднятия в современной тектонической структуре выступают в виде крупных изометрических несколько вытянутых в субширотном направлении массивов. В их структуре выделяются сопряженные угловатые и брахиформные мегаантиклинали и мегасинклинали, которые имеют четко выраженное ступенчатое строение. Отдельные плоские ступени приподняты или опущены относительно друг друга и разделены крупными продольными флексурами, флексурными складками или разломами.

В орогенный этап в области списанной складчатости формируются только межгорные впадины и межгорные прогибы в своем классическом выражении.

К области складчатой консолидации следует относить западный склон Восточного Саяна, Центральную и Западную Туву, фундамент Минусинского межгорного прогиба, Батеневский кряж и Кузнецкий Алатау. Вся эта территория охватывает область салаирской консолидации.

Для областей поздней орогенной консолидации характерны узкие длинные структуры различного знака, обладающие в общем напряженной линейной складчатостью. Складки сопровождаются продольными взбросами, с надвиганием пород к северо-востоку. В ту же сторону происходит опрокидывание и многих складок. В орогенную стадию здесь формировались или узкие унаследованные, или широкие плоские и расплывчатые наложенные мульды. К области незавершенной складчатости этого типа следует отнести Обь-Зайсанскую и Томь-Колыванскую складчатые геосинклинальные зоны, т. е. область позднегерцинской консолидации.

Кроме выделенных областей характерной складчатости, имеются и переходные зоны. Наиболее отчетливо они наблюдаются между областями каледонской и позднегерцинской консолидации. В нее входят структуры позднекаледонской и раннегерцинской консолидации, т. е. Западный Саян, Салаир, Горный Алтай. Для этой зоны характерно сочетание линейной и глыбовой складчатости. Наиболее полно они изучены в Западном Саяне.

Все перечисленные зоны с различными типами складчатости слагаются породами различного возраста. Так, область ранней доорогенной консолидации выражена в породах протерозоя, складчатой консолидации — в породах позднего докембрия, венда, нижнего и среднего кембрия; переходная зона соответствует складчатости верхнего кембрия, ордовика и силура и зона поздней орогенной консолидации — складчатости девона и верхнего палеозоя.

В этой особенности проявилось, во-первых, ступенчато-глыбовое строение всей Саяно-Алтайской геосинклинальной области, отражающее ее развитие, связанное с эпохами обрушения, и, во-вторых, непрерывность формирования ее гранитного слоя, выразившаяся в последовательном ряде различных складчатых форм ее поверхностной структуры.

Как следует из вышесказанного, различные типы складчатых поясов подвижной зоны превращаются в стабильные области в различных этапах геосинклинального процесса.

Так, области ранней доскладчатой консолидации превращаются в жесткую структуру еще в процессе геосинклинального прогибания. Области ранней доорогенной консолидации — в конечной стадии геосинклинального прогибания и начальной стадии ее доскладчатого режима. И, наконец, складчатый пояс поздней орогенной консолидации теряет свою пластичность в момент поднятий складчатой области. Отсюда следует, во-первых, что с момента консолидации складчатой области в ее развитии наступает совершенно новый этап и, во-вторых, что он в складчатой области начинается не одновременно в разных ее частях; в-третьих, его начало в складчатых поясах различного типа развития не зависит от степени их консолидации, а происходит при достижении максимально возможной жесткости, обусловленной характером индивидуального развития каждого типа складчатого пояса. Предельная жесткость складчатого пояса определяется временем и типом сформированного в ее пределах гранитно-метаморфического слоя. Она не зависит и от возраста складчатости, а тем более от последующих после

нее поднятий складчатого пояса, что часто неверно отождествляется при объяснении процесса его консолидации. Что это не одно и то же, мы уже видели. Так, например, в области краевого поднятия Сибирской платформы формирование гранитно-метаморфического слоя произошло или в конце архея, или в начале протерозоя, а складчатость только закончилась к концу протерозоя; в зоне байкальской складчатости гранитно-метаморфический слой был сформирован в протерозое и позднем докембрии, а последние складчатые движения, оформившие пояс байкалид, имеют место только в нижнем кембрии и на границе нижнего и среднего кембрия. В зоне салаирской консолидации складчатость произошла на границе среднего и верхнего кембрия, а гранитно-метаморфический слой формировался с верхнего кембрия по ордовик. В Западном Саяне гранитно-метаморфический слой был сформирован лишь к девону, а замыкание Западно-Саянской геосинклинали длилось весь силур и т. д.

Таким образом, начало второго этапа геосинклинали развития следует начинать в каждом типе складчатой зоны с момента окончательного образования в ее пределах гранитно-метаморфического слоя. Так как последний в Саяно-Алтайской геосинклинали области был сформирован в разное время, то и второй этап геосинклинали развития складчатых зон различного типа начался неодновременно. В связи с этим само развитие этого этапа в разных частях Саяно-Алтайской складчатой области протекало неоднозначно и отличалось в разных зонах длительностью, интенсивностью и различными формами проявления.

Обычно послескладчатый этап развития геосинклинали принято относить к ее второму — орогенному этапу, отличному от первого, собственно геосинклинали. В основу такого деления кладется факт осушения геосинклинали бассейна и превращения его в горную складчатую страну; с этим моментом обычно связывают приобретение геосинклинали сооружением большей жесткости и, как следствие этого, появление новых качеств, определенным образом влияющих на характер тектоники, магматизма и процессов седиментации в его пределах.

Таким образом, в основу принятого выделения орогенного этапа в настоящее время в качестве основного фактора принимается поднятие, приводящее к смене морского режима континентальным, охватывающим всю или значительную часть бывшего геосинклинали бассейна.

Не отрицая чрезвычайно важного значения этого момента геологической истории геосинклинали, мы тем не менее не можем признать его решающим, так как начало орогенного этапа, т. е. совершенно иного типа развития, чем собственно геосинклинали, определяется не поднятием области и превращением ее в сушу, а появлением в ней предельной жесткости, которая, как мы знаем, не всегда совпадает с предельным поднятием геосинклинали сегмента земной коры.

Отсюда следует, что существующее представление о начале орогенного этапа не отвечает действительному началу нового этапа геосинклинали развития.

Последний, как мы видим, вовсе не знаменует собой начало горообразования и связанные с ним процессы преобразования складчатой горной страны, а может начинаться и после горообразования и, что особенно существенно, задолго до него, еще в условиях отмирающего геосинклинали режима. Поэтому сам термин «орогенный», как не полно отражающий сущность послескладчатого развития геосинклинали стадии, нам кажется мало удачным и требует замены.

## ЛИТЕРАТУРА

- Анатольева А. И. О стратиграфическом положении девонских вулканогенных пород Саяно-Алтайской складчатой области. В кн.: «Проблемы палеовулканологии», вып. 1 (Труды палеовулкан. лабор. Казахск. гос. ун-та). Алма-Ата, 1962.
- Анатольева А. И. Сравнительная характеристика девонских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. М., Изд-во «Наука», 1964.
- Арсентьев В. П. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна.— Труды Бурятск. комплексн. научно-исслед. ин-та СО АН СССР, 1960, вып. 2, серия географ.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. М., Госгеолиздат, 1947.
- Афанасьев Г. Д. Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 4.
- Афанасьев Г. Д. К проблеме гранита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.
- Афанасьев Г. Д. Материалы к проблеме происхождения гранитов в свете данных по гранитоидам некоторых областей СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 148, серия петрограф., 1953, № 44.
- Белостоцкий И. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая.— Труды БАГТ, 1956, вып. 2.
- Белостоцкий И. И. Структура и история геологического развития Алтая в девонское время. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 19. М., 1960.
- Белостоцкий И. И. Девонские прогибы Горного Алтая и вопрос о возрасте его структур.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 8.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 6.
- Белоусов А. Ф. Древнейшие эффузивные проявления в горном Алтае.— Геол. и геофиз., 1961, № 8.
- Белоусов А. Ф. Тектоническая позиция и основные черты состава эффузивно-осадочных серий докембрия и кембрия на Алтае.— Геол. и геофиз., 1963, № 7.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники, изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белянкина М. Н., Долгиннов Е. А. К вопросу о генезисе и структурном положении гранитов северо-западной части Енисейского кряжа.— Вестн. МГУ, 1963, № 6.
- Белянкина М. Н., Долгиннов Е. А. Структуры рифея в северо-западной части Енисейского кряжа.— Изв. высш. школы, геология и разведка, 1965, № 2.
- Бельская М. Н. Палеогеография Кузнецкой котловины в позднедевонскую эпоху.— Изв. высш. школы, геология и разведка, 1958, № 2.
- Берзин Н. А., Миссаржевский В. В., Семихатов М. А. Строение кичинской свиты в зоне Главного разлома Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1962, № 2.
- Богачкий В. В. Новый Саянский тип метасоматических магнетитовых месторождений. Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 1. Красноярск, 1961.
- Богачкий В. В., Мусатов Д. И., Хаин В. Е. Основные проблемы тектоники Красноярского края.— Вестн. МГУ, серия геол., 1962, № 6.
- Богданов А. А. О тектоническом районировании Урало-Саянской палеозойской складчатой площади.— Науч. докл. высш. школы, геол.-географ. науки, 1953, № 1.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 1.
- Богданов А. А. Основные закономерности развития палеозойской складчатости на территории СССР. В кн.: «Каледонская орогенция». М., 1960.
- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Ст. 2.— Вестн. МГУ, серия геол., 1962, № 2.

- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е., Об основных структурных элементах земной коры.— Бюлл. МОИП, 1963, 38, вып. 3.
- Боровиков А. М. О торцовом сопряжении структур Западного Саяна, Западной Тувы и Горного Алтая. В кн.: «Тектоника Сибири», т. II. Тектоника Красноярского края. Новосибирск, 1963.
- Бутакова Е. Л. Тектонические условия образования щелочного комплекса Восточной Тувы. VIII Всес. петрограф. совещание. Тезисы докл. по пробл. «Генезис щелочных пород». Новосибирск, 1963.
- Басильковский Н. П. Ученые о геосинклиналях в свете современной геологии. Материалы по регион. геол., вып. 13 (Труды СНИИГГИМС). М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Бинкман М. К. Стратиграфическая схема докембрийских и нижнепалеозойских отложений Горного Алтая. Материалы по геол. Западной Сибири, вып. 61. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Бинкман М. К. Стратиграфия протерозойских, синийских и кембрийских отложений Горного Алтая. Материалы по регион. геол., вып. 5 (Труды СНИИГГИМС). М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Бинкман М. К., Гинцингер А. Б. Соотношения нижнекембрийских и позднедокембрийских отложений на территории западной части Алтае-Саянской складчатой области. Совещ. по стратигр. отл. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докл. Новосибирск, 1962.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. и др. Материалы по абсолютной геохронологии докембрия Енисейского края. Совещ. по стратигр. отл. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докл. Новосибирск, 1962.
- Вологдин А. Г. Кизир-Казырский район.— Труды Главн. геол. упр. ВСНХ СССР, 1931, вып. 32.
- Вологдин А. Г. К стратиграфии кембрия Горной Шории.— Бюлл. МОИП, 1936, т. 14 (6).
- Волонтей Г. М. Основные типы развития крупных структур Тувинского межгорного прогиба. В кн.: «Тектоника Сибири», т. II. Тектоника Красноярского края. Новосибирск, 1963.
- Врублевич Е. И., Корнеев Т. Я. Некоторые вопросы стратиграфии докембрия южной части Енисейского края. Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 3. Красноярск, 1962.
- Высокоостровская Е. Б., Домарев В. С. Интрузивный магматизм Горного Алтая и связь его с тектоникой. III Всес. петрограф. совещание. Тезисы докл. Новосибирск, 1963.
- Глико О. А. Геологическое строение и металлогеническое районирование Енисейского края.— Сов. геол., 1957, № 62.
- Дембо Т. М. Явление анатексиса, гибридности и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау.— Сов. геол., 1956, сб. 51.
- Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1961, 115.
- Дибров В. Е. Геологическое строение Гутаро-Бирюсинского слудноносного района. Воронеж, 1958.
- Дистанов Э. Г. О роли сдвиговых движений в формировании Северо-Восточной зоны смятия Алтая и локализации в ней полиметаллического оруденения.— Геол. и геофиз., 1962, № 2.
- Добрецов Н. Л. Условия образования Саянских и других месторождений жадеита. III Всес. петрограф. совещание. Тезисы докл. по пробл. «Физико-химические условия метаморфизма и метасоматоза». Новосибирск, 1963а.
- Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбитов хребта Борус (Западный Саян). Материалы по генетич. и эксперим. минералогии, т. 1 (Труды ИГиГ СО АН СССР). Новосибирск, 1963б.
- Додин А. Л. Усинское месторождение марганцевых руд.— Сов. геол., 1947, сб. 27.
- Додин А. Л. Схема стратиграфии докембрийских отложений Кузнецкого Алатау. Горной Шории и Тувы. Междувед. совещ. по разработке унифицированных стратиграф. схем Сибири. Тезисы докл. Л., 1956.
- Додин А. Л. Алтае-Саянская область.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. I. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Додин А. Л. Новые данные по геологии интрузивных комплексов западного склона Восточного Саяна.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, вып. 8.
- Додин А. Л. Стратиграфия и корреляция позднедокембрийских образований Восточного Саяна. Совещ. по стратигр. отл. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докл. Новосибирск, 1962.
- Додин А. Л. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. III Всес. петрограф. совещание. Тезисы докл. Новосибирск, 1963.
- Додин А. Л., Можковский В. К. Основные черты стратиграфии восточной части Восточного Саяна.— Сов. геол., 1961, № 4.
- Домарев В. С., Высокоостровская Е. Б. Близповерхностные интрузии и возраст гранитоидов уйменской депрессии (Горный Алтай).— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2.

- Зайко-Новацкий В. С. Геологическое строение зоны Башелак-Южно-Чуйского разлома. Автореф. канд. дисс., 1956.
- Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Зайцев Н. С. К стратиграфии и строению девонских отложений Тувинского прогиба.— Докл. АН СССР, 1955, 102, № 2.
- Зайцев Н. С. Основные черты тектоники Тувинского прогиба.— Докл. АН СССР, 1957, 117, № 4.
- Зайцев Н. С. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 19. М., 1960.
- Зенкова А. А. Геологическое строение юго-восточной части Салаирского кряжа. Материалы по геол. Западно-Сибирского края, вып. 12. Новосибирск, 1934.
- Зоненшайн Л. П. Некоторые черты строения и развития Западного Саяна. В кн.: «Тектоника Сибири», т. II. Тектоника Красноярского края. Новосибирск, 1962а.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. Автореф. дисс., 1962б.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А. Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 19. М., 1960.
- Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А. Анализ палеозойских геологических формаций востока Алтае-Саянской области.— Геол. и геофиз., 1960, № 2.
- Иванова Т. Н. Состав и структурное положение сплитовой и андезит-порфировой формаций (на примере кембрийской геосинклинали Тувы). Проблемы вулканизма. В кн.: «Материалы к I Всесоюзному вулканологическому совещанию». Ереван, 1959а.
- Иванова Т. Н. Основные черты истории развития магматизма Тувы.— Сов. геол., 1959б, № 11.
- Иванова Т. Н. Закономерности развития нижнепалеозойского магматизма подвижных поясов. III Всес. петрограф. совещание. Тезисы докл. М., 1960.
- Иванова Т. Н. Структурно-фациальное районирование Тувы для эпохи раннего и начала среднего кембрия. Материалы по регион. геол. Алтае-Саянской складч. области (Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58). Л., 1961.
- Иванова Т. Н. Магматические формации центральной части Алтае-Саянской области и связанные с ними рудные комплексы. III Всес. петрограф. совещание. Тезисы докл. по пробл. «Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых». Новосибирск, 1963.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И. и др. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области. Материалы по регион. геол. Алтае-Саянской складч. области (Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58). Л., 1961.
- Ильин Н. С. Геология и генезис Боксонских бокситов в Восточных Саянах. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Казачков И. Н. Очерк геологического строения Западного Саяна. Материалы по регион. геол. Алтае-Саянской складч. области (Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58). Л., 1961.
- Карта докембрийской тектоники Сибири. М-б 1 : 5 000 000. Под ред. Ю. А. Косыгина. Новосибирск, 1962.
- Кац Г. Я., Красильников Б. Н. К вопросу о строении фундамента Приаргинской части Западно-Сибирской плиты.— Изв. высш. уч. завед., геология и разведка, 1960, № 4.
- Кац Г. Я., Красильников Б. Н., Моссаковский А. А. и др. Стратиграфия палеозойских отложений Минусинской котловины и ее горного обрамления. В кн.: «Геология и геоморфология складчатых областей Сибири и Средней Азии» (Труды ВАГТ, вып. 4). М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Кириченко Г. И. О тектонической структуре Енисейского кряжа и о положении ее в общей структуре региона.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 4.
- Кириченко Г. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Енисейского кряжа. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Кириченко Г. И. Стратиграфическое расчленение позднего докембрия Енисейского кряжа. Совещ. по стратигр. отл. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докл. Новосибирск, 1962.
- Кириченко Г. И., Додин А. Л. Енисейско-Восточно-Саянская складчатая область. В кн.: «Тектоника геологического строения СССР», т. III. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Кирусенко Т. С. О роли тангенциальных движений в развитии тектонических структур Южного Верхоянья.— Геол. и геофиз., 1965, № 3.
- Клидин К. А. О положении и возрасте некоторых толщ в зоне Главного разлома Восточного Саяна.— Докл. АН СССР, 1960, 132, № 3.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.

- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со связью магматическими растворами и гранитизацией. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых» (Труды Всес. петрограф. совещ.). М., Изд-во АН СССР, 1955а.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В сб. «Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях», изд. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955б.
- Костюк В. П., Керкис Т. Ю. К вопросу о формировании щелочных пород Восточного Саяна. III Всес. петрограф. совещание. Тезисы докл. по пробл. «Генезис щелочных пород». Новосибирск, 1963.
- Косыгин Ю. А. Объяснительная записка к карте докембрийской тектоники Сибири. м-ба 1:5 000 000. Новосибирск, 1962.
- Красильников Б. Н. О соотношении геосинклинального и орогенного этапов развития Саяно-Алтайской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1961, № 4.
- Красильников Б. Н. О докембрийских краевых прогибах Сибири.— Геол. и геофиз., 1963, № 5.
- Красильников Б. Н., Моссаковский А. А. Складки облекания северной части Минусинской котловины и их связь с каледонскими структурами.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, 28 (2).
- Кропоткин П. Н. Происхождение материалов и океанов.— Природа, 1956, № 4.
- Кропоткин П. Н. Неотектоника и геофизические данные о толщине и деформации земной коры. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 5. М., 1960.
- Крылов И. Н., Мануйлова М. М., Митрофанов Л. П. и др. Петрография метаморфических и магматических пород Восточного Саяна. В кн.: «Петрография Восточной Сибири», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кудрявцев Г. А. Поздний докембрий Восточной Тувы и сопредельной территории. (Стратиграфия и принципы выделения.). Совещ. по стратигр. отл. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докл. Новосибирск, 1962.
- Кузнецов В. А. Тектоника Западной Тувы на стыке с Горным Алтаем.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.
- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области.— Труды ГГИ ЗСФАН, 1952, вып. 12.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование юга Алтае-Саянской складчатой области. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. В сб.: «Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая». Новосибирск, 1964.
- Кузнецов В. А., Лапин Б. Н. и др. Магматические комплексы и формации Горного Алтая. III Всес. петрограф. совещание. Тезисы докл. по пробл. «Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых». Новосибирск, 1963.
- Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Материалы по геол. Западной Сибири, № 15. Госоптехиздат, 1941.
- Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1960, № 1.
- Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон.— Геол. и геофиз., 1962, № 10.
- Кузнецов Ю. А. О типах ассоциаций магматических пород с участием гранитов и проблема происхождения гранитной магмы. В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1963а.
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии.— Геол. и геофиз., 1963б, № 5.
- Кузнецов Ю. А., Дембо Т. М. Енисейский кряж. В кн.: «Геология СССР», т. XV. Красноярский край. Ч. I. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Кузнецов Ю. А., Косыгин Ю. А. Основные черты тектоники и магматизма Сибири.— Геол. и геофиз., 1962, № 5.
- Лапин Б. Н. Основные особенности строения и состава девонских вулканогенных образований, закономерности развития и роль вулканизма в металлогении Горного Алтая. Автореф. дисс. Новосибирск, 1963.
- Леонтьев Л. Н. О таннуольском интрузивном комплексе Тувы.— Докл. АН СССР, 1953, 91, № 5.
- Ли Сын-гуан. Геология Китая. М., ИЛ, 1952.
- Ли Сын-гуан. Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-Западного Китая. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Луцицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков, т. II. Изд-во МГУ, 1952.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (Канадский щит). В кн.: «Геология и петрология докембрия (общие и региональные проблемы)». М., Изд-во АН СССР, 1962а.
- Марков М. С. Особенности развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962б, вып. 5, серия геол.,

- Матвеевская А. Д., Иванова Е. Ф. Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Махин Г. В. К стратиграфии докембрия Восточной Тувы.— В сб. «Материалы по региональной геологии» (Труды ВАГТ, вып. 2.), 1956.
- Махин Г. В. О докембрии крайнего востока Тувы.— Труды ВАГТ, 1959, вып. 5.
- Матц В. Д., Таевский Р. М., Титов Д. Б. и др. Поздний докембрий Восточного Саяна и Байкальской горной страны в пределах Иркутской области. Совещ. по стратигр. отл. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докл. Новосибирск, 1962.
- Мелешенко В. С., Янов Э. Н., Казиков И. Н. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, вып. 32.
- Милановский Е. В. Очерк теории геосинклиналей в ее современном состоянии.— Бюлл. МОИП, 1929, 7 (4).
- Милановский Е. В., Ханн В. Е. О характере эволюции земной коры в ходе геологической истории. Совещ. по проблемам тектоники (1—6 февраля 1963). Тезисы докл. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Моссаковский А. А. К тектонике Кузнецкого Алатау.— Сов. геол., 1961а, № 42.
- Моссаковский А. А. Тектоника Батеневского кряжа Кузнецкого Алатау.— Сов. геол., 1961б, № 9.
- Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. В кн.: «Тектоника СССР», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В., Славин В. Н. Краткий геологический очерк Калбы.— В кн.: «Очерки по геологии Сибири», вып. 16, 1953.
- Мусатов Д. И. Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау. Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 1. Красноярск, 1961.
- Мусатов Д. И. Некоторые особенности глубинных разломов на примере складчатых обрамлений юга Красноярского края. В кн.: «Тектоника Сибири», т. II. Новосибирск, 1963.
- Нехорошев В. П. Алтайские зоны смятия, их особенности и практическое значение.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 3.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1935.
- Обручев В. А. Докембрий Восточного Саяна. Стратиграфия СССР, т. I. Докембрий СССР. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны.— Докл. АН СССР, 1949, 68, № 5.
- Ог Э. Геология, т. I, изд. 4-е. ОНТИ, 1932.
- Орлов Д. М. Краткий очерк магматизма Западного Саяна. Материалы по регион. геол. Алтае-Саянской складч. области (Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58). Л., 1961.
- Павлова Т. Г. Соотношение гранитоидного магматизма со складкообразованием на примере Южного Улутау (Центральный Казахстан). В кн.: «Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой» (Труды ГИН, вып. 93). М., 1963.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5, серия геол.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст. 2.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 18, М., 1960.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., Изд-во «Наука», 1964.
- Пинус Г. В. Петрохимическая и геохимическая характеристика кембрийских эффузивов Тувы.— Геохимия, 1959, № 1.
- Пинус Г. В. Магматизм каледонид Алтае-Саянской складчатой области. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 19, М., 1960.
- Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск, 1961а.
- Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск, 1961б.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области.— Труды ИГиГ СО АН СССР, 1958, вып. 19.
- Пожарский И. Ф. О роли тангенциальных напряжений в формировании структур Горного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.
- Пожарский И. Ф. Тектоника Горного Алтая. Автореф. канд. дисс., 1964.

- Попов В. И. О разграничении сингенеза, эпигенеза и метаморфизма осадочных пород.—Изв. АН УзССР, серия геол., 1957, № 1.
- Предтеченский А. А. Древнее поднятие Южной Сибири.—Геол. и геофиз. 1960а, № 5.
- Предтеченский А. А. Древнее поднятие Южной Сибири (К вопросу о «древнем темени Азии»).—Труды СНИИГГИМС, 1960б, вып. 13.
- Предтеченский А. А. Восточный Саян. В кн.: «Геология СССР», т. XV. Красноярский край, 4. I. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Предтеченский А. А., Щеглов А. П. Биостратиграфическая схема нижнекембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области. Материалы по регион. геол. Сибири, вып. 24 (Труды СНИИГГИМС). М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Предтеченский А. А., Абрамов А. В., Тараненко В. А. Стратиграфия докембрийских образований Восточного Саяна.—Труды СНИИГГИМС, 1964, вып. 29.
- Проводников Л. Я. Карты тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента и структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты (по геофизическим данным). Краткая объяснительная записка. Новосибирск, 1963.
- Радугин К. В. Разрез древнего палеозоя в районе Гурьевска, близ горы Орлиной.—Изв. Зап.-Сиб. отд. Геол. ком., 1926, 5, вып. 5.
- Радугин К. В. О салаирской складчатости.—Докл. АН СССР, 1938, 18, № 9.
- Радугин К. В. О фазах тектогенеза среднего и верхнего кембрия.—В кн. «Вопросы геологии Сибири», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1945.
- Радугин К. В. О кембрийской складчатости. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 19. М., 1960.
- Рид Г. Г. Гранитные серии в подвижных поясах. В кн. «Земная кора». М., ИЛ, 1957.
- Савельев А. А. Флишевые отложения нижнего протерозоя Западной части Восточного Саяна.—Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. II.
- Сагитов Н. А. Докембрий Заангарья Енисейского кряжа. Казань, 1962.
- Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. Междунар. геол. конгр. XX сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа.—Труды ГИН, 1962, вып. 68.
- Сенников В. М. Материалы к стратиграфии Уймено-Лебедского синклинория Горного Алтая. Материалы по геологии Западной Сибири, вып. 61. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Сенников В. М. Материалы по стратиграфии и схема корреляции ордовикских отложений Тувы, Западного Саяна и Северо-Восточного Алтая. Новосибирск, 1964.
- Серпухов В. И. Общие принципы регионального металлогенического анализа.—Сов. геол., 1955, сб. 43.
- Скляров Р. Я. Стратиграфия докембрийских отложений Чадобецкого антиклинального поднятия. Совещ. по стратигр. отл. позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докл. Новосибирск, 1962.
- Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов А. Д., Недумов И. Б., Булдаков В. В. Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Спижарский Т. Е. Геологическое районирование Сибирской платформы и основные закономерности размещения полезных ископаемых на ее территории. В кн.: «Развитие производительных сил Сибири», т. 3. М., 1960.
- Стасов М. В. Неравномерность вращения Земли как геотектонический фактор.—Изв. Всес. географ. об-ва, 1959, 91, № 4.
- Стасов М. В. Некоторые вопросы тектогенеза. В сб. «Проблемы планетарной геологии». М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Сулоев А. И. Магматизм Восточного Саяна.—Сов. геол., 1960, № 6.
- Тектоническая карта СССР. М-6 1 : 4 000 000 (серия учебных карт для высшей школы). Глав. ред. Н. С. Шатский. Изд. Главн. упр. геодез. и картогр., 1952.
- Тектоническая карта СССР. М-6 1 : 10 000 000. Под ред. А. А. Богданова. Изд. Главн. упр. геодез. и картогр., 1961.
- Тетяев М. М. О геологическом районировании складчатых областей.—Проблемы сов. геол., 1936, № 2—3.
- Тетяев М. М. По поводу одной рецензии.—Природа, 1940, № 2.
- Унксов В. А. Алтае-Саянская складчатая область. В сб.: «Геологическое строение СССР», т. 3, 1958.
- Унксов В. А. Особенности развития каледонид юга Средней Сибири. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема. 19. М., 1960.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936.
- Фомичев В. Д. Новые данные по стратиграфии Салаира.—Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 3.

- Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли. (К проблеме происхождения гранитов.) — Природа, 1950, № 9.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Труды Иркутск. гос. ун-та, 1951, вып. 2.
- Фролова Н. В. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та. 1962, вып. 5, серия геол.
- Халфин С. Л. Древние абброндные интрузии района сочленения Батеневского кряжа и Кузнецкого Алатау.— Геол. и геофиз., 1961, № 11.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Хоментовский В. В. К тектонике Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- Хоментовский В. В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.
- Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хоментовский В. В., Семихатов М. М., Репнина Л. Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна.— Региональная стратиграфия СССР, т. 4, 1960.
- Хорева Б. Я. Геолого-петрографический анализ юго-восточной части Иртышской зоны смятия.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1954, вып. 1.
- Хорева Б. Я. По поводу статьи С. П. Гавриловой «Парагенетический анализ метаморфических образований северо-западной части Иртышской зоны смятия».— Изв. высш. уч. завед., геология и разведка, 1960, № 11.
- Хорева Б. Я. О наличии докембрия в Иртышской зоне смятия.— Изв. высш. уч. завед., геология и разведка, 1961, № 10.
- Хорева Б. Я. Иртышская зона смятия и ее соотношение с глубинными разломами.— Сов. геол., 1962, № 9.
- Хорева Б. Я. Зоны смятия, их характерные особенности и типы.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1963а, 85.
- Хорева Б. Я. Плутонические формации приразломных структур (зон смятия). III Всес. петрограф. совещание. Тезисы докл. Новосибирск, 1963б.
- Цареградский В. А. К вопросу о деформациях Земной коры.— В сб. «Проблемы планетарной геологии». М. Госгеолтехиздат, 1963.
- Чернов В. И., Гаврилова В. Н. Основные черты геологии и петрографии интрузивных пород Рудного Алтая. Материалы по геол. и металлог. Рудного Алтая, вып. 3 (Труды ВАГТ). М., 1957.
- Черский И. Д. Геологическое исследование вдоль Сибирского почтового тракта от озера Байкал до восточного склона хр. Уральского, а также путей, ведущих к Падунскому порогу на р. Ангаре и в гор. Минусинск, 1888 г. Прил. к 59-му тому Записок Импер. акад. наук.
- Чураков А. Н. История геологического развития южной части средней Сибири от середины протерозойской эры до нижнесилурийской эпохи включительно.— Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, 1932, № 10.
- Чураков А. Н. О соотношении между кембрием и протерозоем в Кузнецком Алатау.— Изв. АН СССР, серия VII, отд. матем. и естеств. наук, 1939.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1932, 10, № 3—4.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5—6.
- Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 4.
- Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 2.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 1.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран, м-ба 1 : 5 000 000. М., Госгеоллиздат, 1956.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Объяснительная записка к тектонической карте СССР м-ба 1 : 5 000 000. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Шейнманн Ю. М. Заметки к классификации структур материков.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Шейнманн Ю. М. Великие обновления в истории Земли. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8. М., 1960.

- Шелковников А. Д. Интрузивные комплексы северо-западной части Саяна и их металлогенетическая специализация. Материалы по регион. геол. Сибири, вып. 24 (Труды СНИИГГИМС). М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Шелковников А. Д. Магматизм центральной и северо-западной частей Восточного Саяна. III Всес. петрограф. совещание. Тезисы докл. по пробл. «Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых». Новосибирск, 1963.
- Штилле Г. Зональное перемещение складчатости, тектонические эволюции и революции в земной коре. В кн.: «Избранные труды». М., изд-во «Мир», 1964.
- Штилле Г. Основные вопросы сравнительной тектоники и современное тектоническое состояние земной коры. В кн.: «Избранные труды». М., изд-во «Мир», 1964.
- Штилле Г. Каледонская складчатость Центральной Европы на фоне складчатости Европы. В кн.: «Избранные труды». М., изд-во «Мир», 1964.
- Штилле Г. Распределение асенинской складчатости. В кн.: «Избранные труды». М., изд-во «Мир», 1964.
- Щербakov Ю. Г. Новые данные о геологическом строении Горной Шории.— Геол. и геофиз., 1961, № 6.
- Эдельштейн Я. С. Краткий очерк о геологических исследованиях, произведенных в 1924 г. в средней части Минусинского уезда.— Изв. Геол. ком., 1925, 44, № 6.
- Эдельштейн Я. С. К вопросу о так называемом «протерозое» и «докембрии» в Сибири.— Проблемы сов. геол., 1933, 2, № 6.
- Эдельштейн Я. С. К вопросу о «древнем теменн Азии». В кн.: «Труды юбилейной научной сессии ЛГУ», секция геол.-почв. наук. Л., 1946.
- Эйгенсон М. С. Космические факторы геотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 4.
- Яковлев Г. Ф. Материалы по тектонике Рудного Алтая. Материалы по геол. и металлогении Рудного Алтая, вып. 3 (Труды ВАГТ). М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Яшина Р. М. О причинах разнообразия щелочных пород юга Восточной Губвы. III Всес. петрограф. совещание. Тезисы докл. по пробл. «Генезис щелочных пород». Новосибирск, 1963.
- Bibbott S. Grandprobleme der Geologie. Berlin, 1931.
- Dana I. D. On some results of the Earth's contraction from cooling including a discussion of the origin of mountains and the nature of the Earth's interior.— Amer. J. Soc., Ser. 3, 5, 1873, 6.
- Schuchert Ch. Sites and nature of the North-American geosynclines.— Bull. Geol. Soc. America, 1923, 34.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ .— Mem. Geol. Soc. America, 1958, 74.
- Vening-Meinesz F. A. The geophysical history of a geosyncline.— Proc. Koninkl. nederl. akad. wet., 1957, 60, N 2.
- Wells F. Enzymatic and ensialic geosynclines.— Bull. Geol. Soc. America, 1949, 60.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

От редактора . . . . .	3
Введение . . . . .	5
<b>Глава I. Складчатые сооружения Саяно-Алтайской геосинклинальной области.</b>	<b>9</b>
Краткий обзор складчатых структур и разломов . . . . .	11
Структуры северо-восточной части Саяно-Алтайской области и юго-запад- ного края Сибирской платформы . . . . .	12
Юго-западный край Сибирской платформы . . . . .	12
Енисейский кряж . . . . .	16
Восточный Саян и Восточная Тува . . . . .	18
Восточно-Саянский докембрийский массив . . . . .	19
Восточно-Тувинский докембрийский складчатый массив . . . . .	21
Центральный массив Восточной Тувы . . . . .	24
Центральная и западная Тува . . . . .	25
Кембросаян, Кузнецкий Алатау и Катунский антиклинорий . . . . .	26
Западный Саян . . . . .	29
Горный Алтай и Салаир . . . . .	32
Рудный Алтай . . . . .	45
Основные этапы формирования складчатых сооружений . . . . .	47
<b>Глава II. История развития Саяно-Алтайской геосинклинальной области и юго- западного края Сибирской платформы</b>	<b>53</b>
Вводные замечания . . . . .	53
Некоторые соображения о заложении Саяно-Алтайской геосинклинальной об- ласти на коре океанического типа . . . . .	58
Верхнеархейско-протерозойская геосинклинальная система . . . . .	61
Первичный геосинклинальный трог . . . . .	61
Осевая часть геосинклинального трога . . . . .	63
Краевые поднятия геосинклинального трога . . . . .	64
Геосинклинальный прогиб с карбонатным осадконакоплением верхнеархей- ско-протерозойской геосинклинали . . . . .	65
Позднедокембрийская геосинклинальная система . . . . .	67
Приплатформенный геосинклинальный прогиб . . . . .	69
Внутренняя (осевая) часть позднедокембрийского прогиба . . . . .	69
Внешняя зона приплатформенного геосинклинального прогиба . . . . .	71
Восточно-Тувинская карбонатная геосинклинали . . . . .	75
Минусинская карбонатная геосинклинали . . . . .	77
Западно-Саянская сланцевая геосинклинали . . . . .	81
Вендско-нижне-среднекембрийская геосинклинальная система . . . . .	83
Тувинская геосинклинали . . . . .	84
Минусинская геосинклинали . . . . .	87
Манско-Енисейский внешний геосинклинальный прогиб . . . . .	88
Катунско-Салаирская геосинклинали . . . . .	89
Западно-Саянская геосинклинали . . . . .	90

Верхнекембрийско-ордовикско-силурийская геосинклинальная система . . . . .	92
Западно-Саянская геосинклиналь . . . . .	93
Хемчигско-Систигхемский внешний геосинклинальный прогиб . . . . .	94
Минусинский внешний геосинклинальный прогиб . . . . .	95
Ануйско-Чуйская остаточная геосинклиналь и ее обрамление . . . . .	95
Уймено-Лебедской и Кузнецкий внешние геосинклинальные прогибы . . . . .	96
Девонско-нижнекаменноугольная и верхнепалеозойская геосинклинальные системы . . . . .	98
Ануйско-Чуйская геосинклиналь и ее обрамление . . . . .	99
Телецкое внутреннее геосинклинальное поднятие . . . . .	99
Холзунско-Чуйское геоантиклинальное поднятие . . . . .	100
Коргонский прогиб . . . . .	100
Прогиб Юго-Восточного Алтая, или Чуйский внешний геосинклинальный прогиб . . . . .	100
Уймено-Лебедской прогиб . . . . .	101
Рудный Алтай . . . . .	101
Белоубинский прогиб, Лениногорское и Алейское поднятия . . . . .	101
Связь внешней, переходной и внутренней зон геосинклинальных систем различных стадий развития . . . . .	102
Процесс обрушения континентального блока и роль горизонтальных и вертикальных глыбовых перемещений в геологической истории Саяно-Алтайской области . . . . .	111
<b>Глава III. Роль глубинных разломов в формировании структуры Саяно-Алтайской области . . . . .</b>	<b>115</b>
Субмеридиональные системы разломов . . . . .	116
Восточно-Саянская система глубинных разломов . . . . .	116
Кузнецко-Алтауская система глубинных разломов . . . . .	123
Курайско-Шапшальская система разломов . . . . .	127
Салаиро-Сарсинско-Курайская система . . . . .	130
Чарышко-Теректинская система . . . . .	132
Субширотная система разломов . . . . .	134
Кузнецко-Иркинеевский авлакоген . . . . .	134
Кандатская система . . . . .	135
Саяно-Куртушибинская система . . . . .	138
Хемчигско-Куртушибинский, Унгетский и Агардатско-Окинский глубинные разломы . . . . .	138
Пересекающиеся разломы Центральной и Восточной Тувы . . . . .	139
Разломы северо-восточного направления . . . . .	140
Разломы северо-западного направления . . . . .	141
Разломы субширотного направления . . . . .	142
Основные элементы глыбовой структуры Саяно-Алтайской складчатой области . . . . .	142
<b>Глава IV. Зоны сжатия . . . . .</b>	<b>147</b>
Восточно-Саянская зона сжатия . . . . .	148
Краткая характеристика магматической деятельности Восточно-Саянской зоны сжатия . . . . .	149
Образование геосинклинального метаморфического комплекса в Восточно-Саянской зоне . . . . .	156
Ярусы регионального метаморфизма . . . . .	157
Нижний ярус кристаллических сланцев . . . . .	159
Верхний ярус (комплекс зеленых сланцев) . . . . .	168
Зона проявления динамометаморфизма . . . . .	170
Роль гранитизации в образовании тектонических структур . . . . .	171
Общие сведения о магматизме и метаморфизме других зон сжатия . . . . .	173
Кузнецко-Курайская зона сжатия . . . . .	173
Северо-Восточная зона сжатия . . . . .	177
Иртышская зона сжатия . . . . .	179
Типы зон сжатия . . . . .	184

Глава V. Зоны растяжения . . . . .	186
Магматические процессы в зонах растяжения . . . . .	187
Магматизм собственно геосинклинального этапа развития вендско-нижне- среднекембрийской геосинклинальной системы . . . . .	187
Магматический ряд в период замыкания вендско-нижне-среднекембрийской геосинклинали . . . . .	191
Магматизм верхнекембрийско-ордовикско-силурийской геосинклинальной си- стемы в эпоху ее замыкания . . . . .	196
Доскладчатый этап развития девонско-нижнекаменноугольной геосинкли- нальной системы (Горный Алтай) . . . . .	197
Эпоха замыкания девонско-нижнекаменноугольной геосинклинальной си- стемы (Рудный и Горный Алтай) . . . . .	199
Доскладчатый этап развития верхнепалеозойской геосинклинальной системы (Рудный Алтай) . . . . .	200
Эпоха замыкания верхнепалеозойской геосинклинальной системы . . . . .	201
Магматизм в области континентального блока, возникшего в результате превращения Саяно-Алтайской геосинклинальной области в складчатые сооружения . . . . .	203
Процесс становления геосинклинального метаморфического комплекса в зонах растяжения . . . . .	206
Метаморфизм в Западно-Саяно-Тувинской зоне . . . . .	209
Метаморфизм в Минусинской зоне . . . . .	210
Метаморфизм в Ануйско-Чуйской зоне . . . . .	213
Особенности метаморфизма в зонах растяжения . . . . .	215
Глава VI. Роль гранитно-метаморфического слоя в формировании складчатых поясов различной степени подвижности . . . . .	217
Представления о соотношении времени складчатости и консолидации земной коры	219
Гранитно-метаморфический слой земной коры . . . . .	226
Гранитно-метаморфический слой, его типы и процессы метаморфизма . . . . .	226
Условия формирования различных типов гранитно-метаморфического слоя в Саяно-Алтайской геосинклинальной области . . . . .	228
Типы гранитно-метаморфического слоя в цоколе древней платформы и под- вижных складчатых зонах ее обрамления . . . . .	233
Типы складчатости в различных структурных зонах Саяно-Алтайской гео- синклинали в зависимости от времени консолидации гранитно-метамор- фического слоя и возраста складчатости . . . . .	235

*Борис Николаевич Красильников*

**Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области  
и сопровождающие его глубинные процессы**

*Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР*

Редактор издательства *Я. А. Галушко*. Контрольный редактор *С. Т. Попова*  
Технические редакторы *Ф. М. Хенох* и *Р. М. Денисова*

Сдано в набор 12/ХІ 1965 г. Подписано к печати 23/ІІ 1966 г. Формат 70 × 108/16.  
Печ. л. 15½+5 вкл. Усл. печ. л. 21,70+5 вкл. Уч.-изд. л. 22,6. Тираж 1000 экз. Т-035ЭЗ.

Изд. № 313/65. Тип. зак. 5961.

*Цена 1 р. 46 к.*

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21