



**ГЛАВНЫЕ
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
СИБИРИ**

НОВОСИБИРСК-1979

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ГЛАВНЫЕ
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
СИБИРИ**

(К АТЛАСУ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ
И ОПОРНЫХ ПРОФИЛЕЙ СИБИРИ)

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК—1979



В статьях сборника с позиции составления Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири рассматриваются вопросы выделения и характеристики главных тектонических комплексов, содержатся обобщенные сведения об этих комплексах на территории Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты, Алтае-Саянской и Верхояно-Чукотской складчатых областей.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

К.В.Боголепов, В.С.Сурков, Б.М.Чиков, А.Л.Яншин

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ

К.В.Боголепов, Б.М.Чиков

Печатается по решению секции стратиграфии, тектоники, литологии и осадочных полезных ископаемых Ученого совета Института геологии и геофизики СО АН СССР

© Институт геологии
и геофизики СО АН СССР,
1979

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1978 г. большой коллектив ученых СО АН СССР, научных институтов и производственных организаций Министерств геологии СССР и РСФСР приступил к составлению «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири». Эта крупная междоуведомственная работа является частью комплексной суперпрограммы «Сибирь», разрабатываемой Сибирским отделением АН СССР вместе с рядом заинтересованных министерств и ведомств.

При разработке программы и методики составления «Атласа» инициаторы этой работы исходили из следующего.

Долгосрочное обеспечение народного хозяйства СССР минерально-сырьевыми, в том числе энергетическими ресурсами в значительной мере зависит от запасов, содержащихся в недрах Сибири. Ее территория, чрезвычайно разнообразная по геологическому строению и составу полезных ископаемых, охватывает более 10 млн. кв. км, т.е. составляет приблизительно 45% площади всей страны.

Научный прогноз и последующее выявление новых скрытых на глубине залежей нефти и газа, черных и цветных металлов, горно-химического сырья требуют четкого знания современной структуры земной коры—пространственного соотношения слагающих ее геологических тел, образованных различными, в том числе рудоносными, ассоциациями горных пород.

Эпоха открытия новых залежей полезных ископаемых на поверхности, даже в наименее изученных областях Сибири, подходит к концу. Для прогнозирования скрытых месторождений и последовательного освоения в конце текущего и начале будущего столетия минерального сырья из все более глубоких частей коры недостаточно знаний о поверхностной геологической структуре. Не удовлетворяют запросам науки и практики и ориентировочные качественные построения на глубину, уже достигнутые существующими способами тектонического

картографирования. Необходимо создание трехмерных количественных тектонических моделей, опирающихся на конкретные данные о вещественном составе, строении, геометрических соотношениях и геологическом возрасте тел, обособляющихся в виде слоев, тектонических чешуй, блоков, массивов и т.д., о их морфологии, глубинах залегания, степени дислоцированности и метаморфических преобразованиях. Прообразом таких тектонических моделей, которые должны будут охватывать земную кору в целом или ее части до некоторой заданной глубины, могут служить построения, применяемые в геолого-разведочной практике при определении структуры рудных полей и при подсчетах запасов полезных ископаемых. В этих моделях размеры и свойства тел определяются по вертикальной координате в той же системе измерений и с такой же точностью, как и по координатам горизонтальным.

Создание количественных тектонических моделей, отображающих реально существующие природные ситуации, имеет далеко идущее научное значение. Они крайне необходимы в качестве основы для реконструкции геодинамических систем геологического прошлого, ревизии глобальных геотектонических гипотез и создания общей теории структуры Земли и ее эволюции.

Предполагаемая программой «Атлас» система построений требует решения ряда задач. Среди них ведущее место должны занять разработка и совершенствование методов корреляции геологических и геофизических признаков выделения геологических тел. Среди геологических признаков, определяемых визуально и в настоящее время лишь прогнозируемых на глубину, исходя из структурных и историко-геологических данных, важнейшее значение имеют вещественный (породный) состав и внутреннее строение геологических тел. Геофизические признаки, измеряемые инструментальными дистанционными способами на глубине, включают комплекс взаимосвязанных характеристик плотностной (скоростной), магнитной восприимчивости и электропроводности. Физические параметры вытекают из указанных выше геологических свойств, но их корреляционные связи в коре в разных природных термодинамических условиях достаточно строго не определены. В полной мере решение задачи выявления и корреляции глубинных геологических границ с помощью геофизических методов в ближайшие годы в процессе составления «Атласа» трудно ожидать. Однако ее постановка и решительная ориентация в этом направлении ведущих

коллективов ученых являются необходимыми. Успехи на этих путях исследования определяют важные стороны дальнейшего развития геологической науки и ее выхода в практику.

Таким образом, цель составления «Атласа» заключается в создании впервые для территории Сибири трехмерной модели современной структуры земной коры. Она должна служить фундаментальной основой для прогнозов размещения минерально-сырьевых ресурсов и их потенциальных запасов не только в приповерхностных частях осадочно-метаморфической оболочки, но также в структурных этажах и телах включения (плутонических комплексах), скрытых на глубине.

Осуществление этой цели предусматривает: 1) синтез современных данных о вещественном составе, строении, возрасте геологических тел, слагающих поверхностные части осадочно-метаморфической оболочки, и об их геофизических параметрах; 2) систематизацию знаний о глубинной геологической структуре осадочно-метаморфической оболочки и земной коры в целом и определение условий залегания на глубине как выделенных на поверхности, так и скрытых геологических тел, путем совершенствования методов корреляции структурно-вещественных и физических признаков и комплексного геолого-геофизического моделирования; 3) выявление пространственных соотношений и генетических связей в развитии геоструктурных областей (геосинклинальных складчатых систем, платформ, орогенов) в течение отдельных тектонических эпох, т.е. анализ латеральных рядов одновременно формировавшихся структурных элементов; 4) выяснение общих закономерностей образования в эволюции земной коры Сибири, ее вещественного состава и структуры.

Программа работ по «Атласу» предусматривает составление одиннадцати карт тектонического и геофизического содержания, в том числе отдельных тектонических карт по мегакомплексам: карельскому (включая и более древние архейские образования), байкальскому, каледонскому, ранне- и позднегерцинскому, мезозойско-палеогеновому и неоген-четвертичному (новейшей тектоники). Кроме того, будут составлены: сводная тектоническая карта по всей системе мегакомплексов, карта рельефа поверхности складчатого фундамента платформенных областей, глубинного строения земной коры и верхней мантии, современного физического состояния земной коры (напряжений, тепловых потоков, сейсмичности, современных движений), а также серия опорных геолого-геофизических профилей, пересекающих основные геоструктурные области Сибири, и приуро-

ченных, главным образом, к уже существующим, но требующим дополнительной геологической интерпретации профилям ГСЗ.

Предлагаемый вниманию читателей сборник является первым в серии публикации материалов, непосредственно связанных с тематикой «Атласа» и состоянием разрабатываемых при его составлении региональных и теоретических проблем. Сборник посвящен вопросам выделения и характеристики тектонических комплексов Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы, Алтае-Саянской и Верхояно-Колымской складчатых областей, Редакционная коллегия «Атласа» и составители сборника заинтересованы в ревизии существующих, ставших подчас традиционными, представлений о тектоническом строении отдельных регионов и в широкой дискуссии с целью выбора и дальнейшей разработки более совершенных геолого-геофизических моделей, отражающих с достаточной точностью и полнотой существующие природные ситуации. В последние годы, в связи с необходимостью поисков и освоения нефтегазоносных залежей в нижних горизонтах платформенных чехлов, особый, не только теоретический, но и практический интерес приобрели вопросы возраста и строения геосинклинальных складчатых комплексов, слагающих фундаменты Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. В Западной Сибири уже сейчас начата разработка нефти и газа из слабо дислоцированных палеозойских отложений. Но перспективы палеозойской нефти в значительной мере зависят от того, насколько широко распространен палеозой в платформенных и субплатформенных фациях под чехлом мезозоя. Этот чрезвычайно важный вопрос необходимо решить путем тщательного анализа новых фактов. То же самое можно сказать и о скрытых под более молодыми толщами рифейских и нижнепалеозойских отложениях на Сибирской платформе, с которыми также связаны ныне широко известные месторождения нефти и газа.

В свою очередь, сложная складчатая структура позднедокембрийских и палеозойских горных сооружений юга Сибири, от которой зависят пространственные закономерности распространения рудных месторождений, расшифровывалась, исходя из укоренившихся в 40-ые и 50-ые годы строгих фиксистских «законоположений», без достаточного учета и анализа возможного проявления в разных структурных этажах и в течение различных этапов тектонического развития, крупных сдвиговых и надвиговых структур. Наблюдения последних лет, в том числе установление широкого развития в геосинклинальных разрезах Сибири олистостромовых формаций, образование которых в

большинстве областей Мира связано с горизонтальными перемещениями пластин и блоков коры, новые концепции условий формирования офиолитовых поясов и структурного положения гипербазитов, наконец, ряд новых данных по стратиграфии позднего докембрия и палеозоя и установление существенной роли в формировании структуры коры повторных орогенезов вызвали появление конкурирующих историко-геологических и структурных построений, требующих сравнительной оценки. С этой целью в сборнике публикуются статьи, по-разному трактующие структуру некоторых важнейших областей. Составители сборника надеются, что сравнительная оценка представленных в нем новых и усовершенствованных тектонических моделей будет полезна при составлении сводных тектонических карт, а ряд вскрытых авторами новых закономерностей помогут читателям в их дальнейших работах.

Выпуская в свет первый научный сборник, ориентированный на подготовку составления «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири», нельзя не вспомнить с благодарностью одного из инициаторов и организаторов этой работы безвременно скончавшегося крупного сибирского геолога К.Б.Мокшанцева. Великолепный знаток геологии Восточной Сибири профессор К.Б.Мокшанцев внес большой вклад в разработку программы исследований и в первые, наиболее трудные, попытки ее осуществления.

*К.В.Боголепов
Б.М.Чиков*

К. В. Боголепов

КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И МЕГАКОМПЛЕКСОВ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ «АТЛАСА ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ И ОПОРНЫХ ПРОФИЛЕЙ СИБИРИ»

Программа «Атласа» предусматривает составление семи карт современной структуры карельского, байкальского, каледонского, герцинского, мезозойско-палеогенового и новейшего — неоген-четвертичного этажей земной коры Сибири, именуемых в дальнейшем изложении мегакомплексами. Принятая система поэтажных тектонических карт создает благоприятную возможность для последовательного графического изображения пространственного распространения и структуры мегакомплексов, слагающих скрытые под более молодыми образованиями части Земной коры. Их присутствие и основные особенности строения и вещественного состава устанавливаются с помощью комплексного геолого-геофизического моделирования.

В основу составления карт положено понимание структуры как системы геологических тел соответствующего ранга в пределах изучаемого трехмерного пространства. Признаками выделения геологических тел служат: вещественный состав минеральных масс и их внутреннее строение. В зависимости от ранга тел оно определяется соотношением слагающих их горных пород, формаций, структурных этажей и тектонических комплексов. Вещественный состав и структура тел, наряду с морфологической (геометрической) характеристикой, включающей определение вертикальной мощности и градиентов ее изменения, позволяют классифицировать тела по условиям образования (тектоническому режиму), что находит отражение в их кодировании. Установление возраста позволяет группировать тела в одновременно формировавшиеся горизонтальные ряды.

Корреляция между структурно-вещественными признаками и физическими свойствами геологических тел служит основой их прогнозирования на глубину. Разрешающей способностью геофизических методов и степенью нивелировки физических свойств с глубиной определяется объем картируемого пространства.

Континентальная земная кора состоит из системы наложенных друг на друга прерывистых разновозрастных оболочек — мегакомплексов, отвечающих по времени образования планетар-

ным (субпланетарным) тектоническим эрам: докарельской, карельской, байкальской, каледонской и т.д. Пространственное распространение, вещественный состав и внутреннее строение мегакомплексов, выражающееся соотношением слагающих их тел следующего более низкого ранга (тектонических комплексов), как и характер разделяющих мегакомплексы границы, зависят от тектонического режима и изменений, которые он испытал в течение тектонической эры. Различие между одновременно существовавшими режимами обусловлено динамикой предполагаемых конвекций в мантии Земли и разной реакцией геоблоков коры на термодинамическое воздействие глубинных процессов. В каждую тектоническую эру на участках, где ранее созданная континентальная кора подверглась разрывам, раздвигам и обрушению, а также в зонах сочленений континентальной и океанической коры развивались геосинклинальные и следовавшие за ними протоорогенные комплексы. Одновременно в активизированных, но не испытавших деструкции областях предшествующих складчатостей, формировались дейтероорогенные комплексы, а на наиболее устойчивых кратонизированных, преимущественно докембрийских (карельских и докарельских) геоблоках развивались платформенные чехлы.

Таким образом, **мегакомплекс** представляет собой фациальный ряд различных по вещественному составу, строению и условиям образования тектонических комплексов (геосинклинальных, прото- и дейтероорогенных, плитных), сформировавшихся в течение одной тектонической эры. Сочетание мегакомплексов в пространстве дает представление о наиболее общих особенностях структуры континентальной коры и основных этапах и закономерностях ее образования.

В основу стратиграфии мегакомплексов положена разработанная многими поколениями геологов схема расчленения истории Земли на тектонические циклы и эры. Она успешно применяется и для Сибири, несмотря на некоторые особенности, по-видимому, связанные с пограничным положением ее территории между Атлантическим и Тихоокеанским сегментами и некоторой асинхронностью происходивших в них тектонических событий.

В принятой системе подразделений началом тектонической эры является регенерация, перестройка существовавших до этого структурных планов или существенная активизация сквозных—наследуемых структурных форм. Конец эры выражается консолидацией, завершением орогенных процессов и относительным выравниванием контрастных морфоструктур.

Однако различие в реакции коры на термодинамическое воздействие мантийных процессов, замедленная реакция в одних блоках по сравнению с другими, не всегда быстрая (в рамках геологического времени) смена тектонических режимов приводят к метахронности границ между структурно-вещественными ассоциациями, фиксирующими начало тектонической эры, к их скольжению во временной шкале.

В других случаях инерция в развитии геоблоков, проявляющаяся в унаследованности тектонических режимов, приводит к непрерывному накоплению однотипных комплексов, к структурным спайкам и «стиранию» границ между комплексами, принадлежащими разным тектоническим эрам. Устойчивые инерционные режимы, переходящие от одной эры к другой, особенно характерны для древних платформ, но присущи и некоторым преимущественно эпикратонным геосинклинальным системам. Среди них в первую очередь следует упомянуть системы мезозойско-Северо-Востока. В них на значительных пространствах отсутствует структурно обусловленная граница между образованиями герцинской и следующей — мезозойско-палеогеновой тектоническими эрами. Наиболее существенное значение имеет граница, располагающаяся на уровне среднего-верхнего карбона, т.е. внутри выделяемого в принятой системе построений герцинского мегакомплекса. Эта особенность структуры обширной Верхояно-Чукотской геосинклинальной области, наряду с обособлением верхнепалеозойских отложений на Сибирской платформе (см. статью К.Б. Мокшанцева и его соавторов в настоящем сборнике) и в некоторых других складчатых областях (статья Б.М. Чикова) вызвали решение 2-го междоуведомственного совещания по «Атласу» о выделении и раздельном картографическом изображении ниже- и верхнегерцинских образований. Тем не менее, по Верхояно-Чукотской области осталась необходимость в условном, основанном лишь на литолого-стратиграфических данных, разделении частей разреза, относящихся к герцинской и мезозойско-палеогеновой тектоническим эрам.

Таким образом, следует учитывать «составной» характер границ мегакомплексов — резкостных (структурно-выраженных) в одних геоблоках и условных (хроностратиграфических) — в других. Границы могут смещаться во временной стратиграфической шкале благодаря неодновременному проявлению на поверхности деформаций коры, фиксирующих через седиментацию и вулканизм начало тектонической эры.

Составление карт проводится по хроностратиграфическим поверхностям, соответствующим наиболее широко представленным в Сибири резкостным границам мегакомплексов. Уже упоминавшимся 2-ым междудеятельным совещанием приняты следующие возрастные границы: для карельского мегакомплекса — кровля нижнего протерозоя, байкальского — кровля рифея, каледонского — силура, герцинского, подразделяемого на нижне- и верхнегерцинский, соответственно, — кровля нижнего карбона и нижне-среднего триаса, мезозойско-палеогенового — кровля палеогена. В необходимых случаях предусматривается отступление от принятых возрастных уровней в пределах, не превышающих отдела стратиграфической шкалы.

Следующим рангом в таксономии геологических тел являются тектонические комплексы. В разных геоблоках мегакомплекс может состоять как из одного, так и из нескольких налегающих друг на друга тектонических комплексов.

В геосинклинальных складчатых областях основание разреза мегакомплексов часто совпадает с подошвой геосинклинальных образований, фиксирующих начало соответствующей тектонической эры, а кровля — с кровлей эпигеосинклинальных (протоорогенных) толщ или связанных с ними пород, формировавшихся при выравнивании орогенов перед деформациями, знаменующими переход к новой тектонической эре. Но существуют и более сложные сочетания, когда геосинклинальные образования внутри мегакомплекса подстилаются или перекрываются платформенными (плитными) и дейтероорогенными отложениями. Подобное или близкое этому строение намечается для некоторых миеосинклинальных зон байкалид на юге Сибири. В связи с этим, говоря о структуре мегакомплексов, следует подчеркнуть, что они ни по своему физическому объему, ни по возрасту не эквивалентны складчатым системам (каледонидам, герцинидам, мезозоидам и т.п.), выделяемым при районировании по «времени завершающей складчатости», или, точнее, по времени завершения геосинклинального процесса и началу орогенеза. Как подошва, так и кровля геосинклинальных и любых других тектонических комплексов внутри одного и того же мегакомплекса могут располагаться на разных возрастных уровнях. Асинхронность развития и завершения геосинклинального процесса присуща каждой тектонической эре. Она характерна и для каледонской эры*. Но это вполне правильное замечание не означает, что границы каледонского

* См. статью В.П.Корабейникова, В.С.Суркова, Д.П.Щеглова в настоящем сборнике.

мегакомплекса, как предлагают авторы статьи, должны быть проведены в соответствии с возрастом складчатой системы «британского тектонотипа каледонид» и что должен быть выделен самостоятельный «салаирский» мегакомплекс. Положение кровли геосинклинальных образований и «завершающая складчатость» в одних структурных зонах на уровне от среднего кембрия до середины ордовика (ранние каледониды или салаириды) и в других зонах на уровне позднего силура (поздние каледониды) будет отражено принятой системой изображения структуры каледонского мегакомплекса. Это в равной мере относится и к изображению ранне- и средне- байкальских или ранне- и поздне- мезозойских геосинклинальных комплексов.

В структурных областях, где континентальная кора сформировалась в предшествующие тектонические эры и не подверглась существенной деструкции, мегакомплексы часто представлены одним дейтероорогенным комплексом или сменой по вертикали дейтероорогенного комплекса плитным. Таково строение мезозойско-палеогенового мегакомплекса в Центрально-Азиатском складчатом поясе.

В пределах Сибирской платформы все мегакомплексы, начиная с каледонского (венд-силур) и кончая мезозойско-палеогеновым, представлены плитными образованиями. Они разделяются не столько по структурным изменениям, сколько по перерывам в осадконакоплении или вариациям вещественного состава пород на стратиграфических уровнях, коррелируемых с резкостными границами мегакомплексов в обрамляющих платформу подвижных поясах.

В целом, пространственные соотношения тектонических комплексов, их смена в вертикальном стратиграфическом разрезе и фациальные замещения по латерали определяют внутреннюю структуру мегакомплексов и служат основой для их тектонического районирования.

Критериями выделения и типизации комплексов являются: формационный состав (наличие формаций индикаторов), внутренняя структура и морфология обособляющихся по этим признакам геологических тел. Стиль складчатых деформаций обусловлен вторичными наложенными процессами, однако он может служить одним из критериев при разделении близких по вещественному составу комплексов, например, миогеосинклинальных и плитных.

При определении классификационной принадлежности комплексов учитываются следующие широко известные и поэтому лишь кратко упомянутые признаки. Для геосинклинальных

комплексов характерны: удлиненная призматическая форма слабо сочетающихся между собой тел, часто разделенных разрывами, километровые мощности при резких изменениях их градиентов и вещественного состава в поперечном направлении. Индикаторами комплексов по вещественному составу являются: среди вулканогенно-осадочных ассоциаций — офиолитовая с сопутствующими диабазово-кремнистыми, спилито-кератофировыми и другими формациями, среди терригенных ассоциаций — граувакковая, аспидная, флишевая и олистостромовая формации; среди карбонатных и кремнистых ассоциаций — формации глубоководных пелитоморфных известняков и кремнистых сланцев; среди гранитоидных ассоциаций — низкощелочные плагиогранитная и габбро-плагиогранитная формации.

Для протоорогенных комплексов характерна тесная пространственная и временная связь с геосинклинальными образованиями. Они образуют линейные, реже изометричные, разбросанные или связанные друг с другом призматические и линзовидные тела со значительными градиентами изменения мощности. Как правило, протоорогенные комплексы несогласно накладываются на геосинклинальные, сформировавшиеся в ту же тектоническую эпоху. В их составе преобладают ассоциации молассовых морских и континентальных осадочных и осадочно-вулканогенных формаций. При наличии в основании протоорогенного комплекса нижней — морской молассы она часто оказывается структурно спаянной с образованиями верхних частей геосинклинального комплекса. Из интрузивных образований характерны гранитоиды известково-щелочного ряда, среди вулканитов — ассоциации пород базальт-андезит-липаритового ряда.

Дейтероорогенные комплексы, к числу которых относятся и выделяемые некоторыми исследователями образования тафрогенного или катаплатформенного класса, в пространстве оторваны от геосинклинальных и протоорогенных комплексов, сформировавшихся в ту же тектоническую эпоху, или отделены от них длительным перерывом, обычно охватывающим не менее одного-двух геологических периодов. По возрастному диапазону они могут быть синхронными геосинклинальному и протоорогенному комплексам или их частям, и в этих случаях располагаются в пределах их «рам» — в областях, ранее преобразованных в складчатые сооружения и испытавших протоорогенез. Дейтероорогенные комплексы образуют как протяженные вулканические (вулканоплутонические) пояса, так и изолированные друг от друга тела осадочных и вулканогенных формаций значительной (сотни км) мощности при существенных

градиентах ее изменения. В составе комплексов преобладают ассоциации континентальных, реже эпиконтинентальных морских осадочных и осадочно-вулканогенных моласс. Среди вулканитов господствуют лавы и пирокласты щелочной специализации от трахибазальтовых до трахилипаритовых; широко развиты интрузии умеренно-щелочных и высокощелочных гранитоидных и сиенитоидных формаций, а также рапакиви, габбро-анортозитов и т.д.

Платформенный (плитный) комплекс характеризуется плащеобразной формой, обширным площадным распространением и малыми градиентами изменения мощности. Существенное увеличение мощности осадочного чехла и его градиентов наблюдаются в перикратонных, краевых и предгорных прогибах и во впадинах центральных частей плит. В составе комплекса преобладают ассоциации континентальных и мелководных морских терригенных, карбонатных и эвапоритовых формаций.

Как метаморфизм, так и складчатость являются вторичными наложенными признаками, не определяющими классификационную принадлежность комплексов. Тип складчатости обусловлен характером последующих тектонических напряжений, физическими свойствами пород комплексов и подстилающего их субстрата. Однако для геосинклинальных комплексов наиболее характерна голоморфная складчатая структура, отражающая особо высокую подвижность и раздробленность земной коры, а также широкое развитие надвигов, создающих сложные сочетания перемещенных чешуй и блоков. Протоорогенным комплексам присуща прерывистая складчатость с переходом к голоморфной. Последняя особенно часто проявляется в случае их структурной спайки с геосинклинальными комплексами. Дейтероорогенным комплексам свойственна прерывистая, в том числе приразломная складчатость, и плитным комплексам—субгоризонтальное залегание слоев или складчатость прерывистого типа (в соляно-угольных областях достаточно интенсивная), осложненная лишь в отдельных приразломных зонах и во внешних частях краевых и предгорных прогибов. Но плитные комплексы, залегающие в основании наложенных на них геосинклинальных образований, а также расположенные в областях, испытавших последующий дейтероорогенез, в случаях интенсивного дробления фундамента или субгоризонтальных срывов со складчатого основания могут приобрести линейную складчатую структуру. Таким образом, складчатость не является прямым диагностическим признаком, но может служить косвенным критерием разграничения комплексов.

Тектонические комплексы подразделяются на структурные этажи. Но подобно тому, как мегакомплекс в отдельных геоблоках может быть представлен одним или несколькими пластующимися тектоническими комплексами, последний также может состоять из одного или нескольких структурных этажей. Границами структурных этажей являются поверхности регионально распространенных угловых несогласий и стратиграфических перерывов, фиксирующих перестройку структурных планов комплекса; им, как правило, соответствуют изменения наборов формаций. Структурная перестройка и изменения условий седиментации обычно predeterminedены регионально проявляющейся фазой складчатости или изменениями тектонического режима, не выходящими, однако, за пределы выделенных четырех типов: геосичклинального, прото- и дейтероорогенного и платформенного. Повторение в разрезах близких наборов геологических формаций, разделенных местными перерывами, может служить основанием для их подразделения на структурные подэтажи.

Следующим наиболее мелким рангом изображаемых на картах геологических тел являются фоновые ассоциации родственных по составу геологических формаций. Исходя из возможностей изображения, в масштабе карт могут выделяться отдельные формационные тела, имеющие наибольшее значение для целей прогноза полезных ископаемых или для показа внутренней структуры комплекса и его этажей и тектонических условий их образования.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА

На Алданском щите развиты разновозрастные раннедокембрийские образования. Их расчленение, произведенное в соответствии с рекомендациями (Система условных обозначений..., 1978), представлено в табл.1*. Как видно из табл.1, нами выделяется алданский, субганский мегакомплексы (докарельские) и аналог карельского мегакомплекса (рисунок). Алданский мегакомплекс пользуется наибольшим распространением, образуя нижний структурный этаж фундамента Сибирской платформы (алданиды). Образования субганского мегакомплекса ограничены в своем распространении структурами типа прогибов и линейных грабенов, группирующихся иногда в протяженные линейные зоны. Они слагают второй структурный этаж фундамента (субганиды). Еще меньшим распространением пользуются алданские аналоги карелид, однако с их формированием связывается завершающий интрузивный магматизм, проявление последних активных эндогенных процессов и окончательная консолидация фундамента платформы, перешедшего затем в типично платформенный режим своего развития.

Алданский мегакомплекс включает разнообразные метаморфические и ультраметагенные кристаллические образования гранулитовой и амфиболовой фации (Геология СССР, 1972; Кицул, 1971). Его тектоническое строение весьма сложное, благодаря сочетанию различных по морфологии, генезису и возрасту складчатых и разрывных структур (Дук и др., 1975а, Дук, 1977; Салоп, Травин, 1974).

Результаты формационного, структурного и петрологического изучения позволяют расчленить алданский мегакомплекс на три структурно-вещественных комплекса: комплекс основания, иенгрский и джелтулинский комплексы (Кицул и др., 1978; Кицул, Зедгенизов, 1979). Каждый из комплексов в свою очередь расчленяется на ряд формаций (табл.2).

Комплекс основания включает формацию гранито-гнейсов, эндербит-чарнокитовую и сланцево-плагиогнейсовую. Формация гранито-гнейсов в типичном своем виде развита в бассейне верхнего течения р.Алдан, где она картировалась раньше как чекчойская свита, выделенная для сходного комп-

* Схема расчленения составлена под руководством и при непосредственном участии К.Б.Мокшанцева в соавторстве с И.М.Фрумкиным.

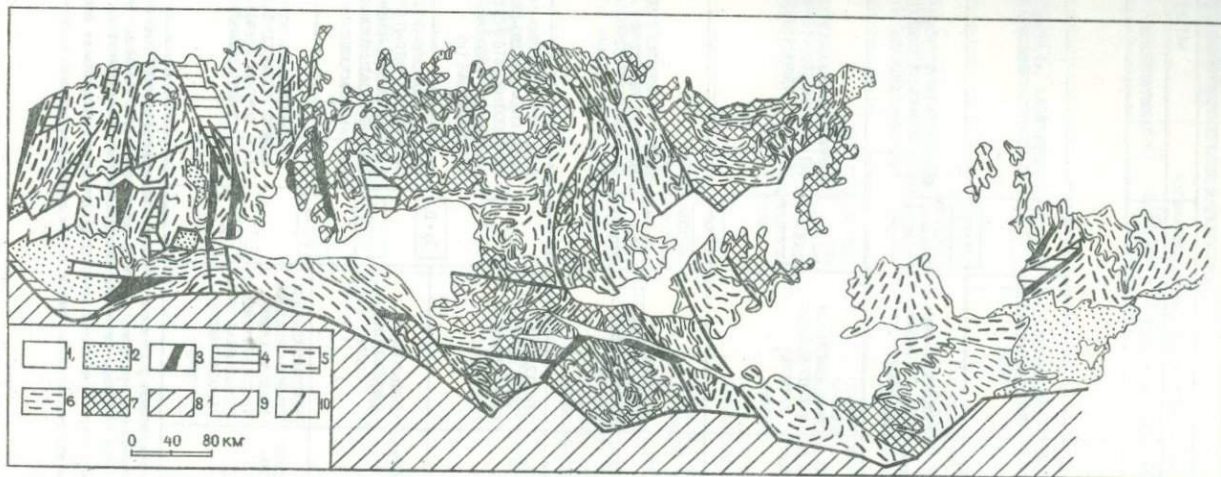


Рис.1. Схема размещения раннедокембрических структурно-вещественных комплексов Алданского щита. 1—образования платформенного чехла, 2—карельский мегакомплекс: удоканский и маймаканский комплексы. 3-4 — субганский мегакомплекс: 3—олондинский комплекс; 4—борсалинский комплекс. 5-7 — алданский мегакомплекс: 5—желтулинский комплекс; 6—иенгрский комплекс; 7—комплекс основания. 8—Джугджуро-Становая складчатая область, 9—границы комплексов, 10—разломы.



ПРОЕКТ
КАРЕЛЬСКОГО И ДОКАРЕЛЬСКИХ МЕТАКОМПЛЕКСОВ

МЕТАКОМПЛЕКСЫ	РЕГИОН	СТРУКТУРНО-Вещественные комплексы х)			ФОРМАЦИИ	
		НАИМЕНОВАНИЕ	ТИПОВЫЕ РАЗРЕЗЫ	ЦВЕТ, ^{xx)} ИНДЕКС		
КАРЕЛЬСКИЙ	ДЕГЕРГОРОТЕННИЙ	УЧУРО-МАЙСКИЙ 1650±50	МАЙМАКАНСКИЙ КОМПЛЕКС, КЕБЕКТИНСКАЯ СЕРИЯ	Mk	ТЕРРИГЕННАЯ (а), БАЗАЛЬТОВО-ДИПРИТИО-ТЕРРИГЕННАЯ (с)	
				Ud+Mk		
		1950±50	УЛОКАНСКИЙ КОМПЛЕКС, ТОПОРКАНСКАЯ СВИТА	Ud	КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННАЯ (а), ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННАЯ (с), НЕРАСЧЛЕНЕННАЯ (в)	
СУТЯНСКИЙ	ПРОТО- ИЛИ ДЕГЕРГОРОТЕННИЙ	ОЛОНДИНСКИЙ AR ₂ ² -PR _I (?)	ТААС-МВЕЛИНСКАЯ И ТУНГУРТИНСКАЯ СЕРИИ	OJ	ТЕРРИГЕННО-ВУЛКАНОГЕННАЯ (а), ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННАЯ (с), НЕРАСЧЛЕНЕННАЯ (в)	
				Br+OJ		
	ПРОТОСОСНИНОВЫЙ ИЛИ ПРОТОСОСНИНОВЫЙ	БОРСАЛИНСКИЙ AR ₂ ¹	БОРСАЛИНСКАЯ СЕРИЯ, УНГРИНСКИЙ КОМПЛЕКС	Br	ГНЕЙСОВО-СЛАНЦЕВАЯ С ЕРЛЕЧНОСТЯМИ КВАРИТАМИ (а), СЛАНЦЕВО-ПЛАГИОГНЕЙСОВАЯ (с), НЕРАСЧЛЕНЕННАЯ (в)	
ДОКАРЕЛЬСКИЕ	АЛДАНСКИЙ	ДЕЛТУЛИНСКИЙ AR ₂ ¹	ДЕЛТУЛИНСКАЯ СЕРИЯ, КУРИАНСКАЯ И ФЕДОРОВСКАЯ СВИТЫ	Dj	КАРБОНАТНО-ГНЕЙСОВАЯ (а), КАРБОНАТНО-СЛАНЦЕВО-ПЛАГИОГНЕЙСОВАЯ (с), КАРБОНАТНО-СЛАНЦЕВО-ГНЕЙСОВАЯ (в), НЕРАСЧЛЕНЕННАЯ (г)	
				Jg+Dj		
	ПЕРМОКАМБИЙ ИЛИ ПРОТО-ГЕОСИНЦИАЛЬНИЙ	3300	КИПР-СКИЙ AR ₁ ¹	НИВНИРСКАЯ И ВЕРХНЕАЛДАНСКАЯ СВИТЫ	Jg	КВАРИТНО-СЛАНЦЕВО-ГНЕЙСОВАЯ (а), КВАРИТНО-ГНЕЙСОВАЯ (с), СЛАНЦЕВО-ПЛАГИОГНЕЙСОВАЯ КВАРИТНОСЛАНЦЕВАЯ (в), НЕРАСЧЛЕНЕННАЯ (г)
					Br+Jg	
?	КОМПЛЕКС ОСНОВНЫХ	ДОВЕРЖИВАЛАНСКИЙ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС (РАНЕЕ ЧЕЧОЙСКАЯ СВИТА), ГОРЬЯЛДЖСКАЯ СВИТА, КАБАЛЖИТСКАЯ СЕРИЯ	B	УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ СЛАНЦЕВ И ПЛАГИОГНЕЙСОВ (а), ЧАРОИТИО-ГНЕЙСОВ (с), ГРАНИТО-ГНЕЙСОВ (в)		

х) Помимо типовых разрезов к выделенным комплексам условно относятся: к и собственно Сяттовская серия, а также Кивьянская и Сутянская свиты; к иеро - стеновая, Явьянская, Делтулинская и Чумкянская серии; к иеро

xx) Цвета комплексов даны окраской различной интенсивности от более тем

xxx) Фон названных пород дан в шестом структурного яруса, но более ярким.

СТАНДОННЪЙ ЛЕГЕНДЪ
 "АТЛАСА ТЕКТОНИЧЕСКИХЪ КАРТЪ СИБИРИ"

ОБОЗНАЧЕНИЯ	МЕТАМОРФИЗМЪ			МАГМАТИЗМЪ	
	ТИПЪ	ФАЦИИ	ОБОЗНАЧЕНИЯ	КОМПЛЕКСЫ	ОБОЗНАЧЕНИЯ
	НЕ МЕТАМОРФИЗОВАН			ГАБРО-МОНДИОНИТЫ (УЛКАНСКОГО КОМПЛЕКСА)	
		ОТ ЭПИГЕНЕЗА ДО АМФИБОЛИТОВОЙ АНДАЛУЗИТ-СИЛЛИМАНитОВОЙ СЕРИИ		ГАБРО-АНОРТОЗИТЫ (ЧУЙСКОГО КОМПЛЕКСА) ГРАНИТЫ (ЧУЙСКО-КОДАРСКОГО КОМПЛЕКСА)	
				ГРАНИТЫ (ЯРОГИНСКОГО КОМПЛЕКСА) АНОРТОЗИТЫ (а), МАНГЕРИТЫ И СИЕНИТЫ (б), ЧАРНОКИТЫ (в) (КАРСКИЙ КОМПЛЕКС) ГАБРО-ДИОРИТЫ (ТЕБРАКАНСКОГО КОМПЛЕКСА)	
	ЭПИДОТ-АМФИБОЛИТОВАЯ И АМФИБОЛИТОВАЯ АНДАЛУЗИТ- И ДИСТЕН-СИЛЛИМАНитОВОЙ СЕРИИ		ГРАНИТЫ И ГНЕЙСЫ-ГРАНИТЫ (ТОКИНСКОГО КОМПЛЕКСА) ЧАРНОКИТЫ МЕТАПЕРИДОТИТЫ, МЕТАПЕРОСЕНИТЫ (а), МЕТАГАБРО-ДИОРИТЫ (б) (АМБУНАКТИНСКОГО КОМПЛЕКСА)		
		ГРАНУЛИТОВАЯ		МЕТАПЕРИДОТИТЫ, МЕТАПИРОКСЕНИТЫ	

маймыканскому - кеменская серия удоканского комплекса, к джелтулинскому - слекминская к венгерскому - курульгинская, сминская и зверевская серии; к нерасчлененному субгрануленному адлянскому - тиржанская, улунчинская и сунагатинская свиты.

Итого к более светломунизу вверх

Значки цветные, отвечают составу пород.

Т а б л и ц а 2

Корреляционная таблица раннедокембрийских комплексов и формаций Алданского щита

Комплексы		Формации, предлагаемые для выделения на карте, их типичные области развития или стратиграфические эквиваленты			
КАРЕЛЬСКИЙ	Маймаганский	Молассовая терригенная меленосная (6700м) Ж. Удоданский прогиб, Угуйская грабен-синклинали		Молассовая базальтово-липарит-терригенная (5500-6000 м) Улканский прогиб	
	Удоданский	Карбонатно-терригенная молассоидная (6400 м) Удоданский прогиб, Угуйская, Ханинская, Олдонгсинская грабен-синклинали		Вулканогенно-терригенная молассоидная (500 м) Улканский прогиб.	
СУБГАНСКИЙ	Олондинский	Молассовая терригенная (2500-3000м) Таас-Миэлинский, Ярогинский, Ичангский, Тарагайский грабены			
	Борослинский	Терригенно-вулканогенная липарит-андезит-базальтовая (2500-3000м) Олондинский, Субганский, Амеличинский, Угоянский грабены (троги)	Базальтово-карбонатно-терригенная (1500-2000м). Тургунчинский грабен	Базальтово-терригенная (2000м) Ичангский, Чульманский, Каларский грабены	
		Гнейсово-сланцевая кварцито-железистая (3000-4000м). Имальско-Тарнакский, Чарский, Курунг-Уряхский прогибы	Карбонатно-сланцевая-плагитогнейсовая (4000м). Унгринская, Лесовская, Тарагай-Ханинская площади.		Гнейсово-амфиболитовая (3000-4000м). Чумиканская площадь
Девлетлинский	Карбонатно-сланцево-плагитогнейсовая (3000м). Центрально-Алданский район, Федоровская свита	Карбонатно-сланцево-гнейсовая (2000м). Кюрикская свита	Карбонатно-гнейсовая (2000м). Сутамская свита	Сланцево-гнейсовая (5000м) Олекминская и Батомгская серии	
АЛДАНСКИЙ	Иенгровский	Кварцито-гнейсовая (2000м). Верхнеалданская свита	Сланцево-гнейсовая кварцит содержащая (1500м) Нимырьская свита	Гранулитогнейсовая кварцито-содержащая (2000м). Улучанская и тирканская свиты	Глиноземистых и основных сланцев и гнейсов (4000м). Курултинская, омнинская серии.
	Комплекс оснований	Гранито-гнейсовая. Чекчойская свита	Эндербито-чарнокитовая. Эндербиты и чарнокито-гнейсы нимырьской, верхнесуннагинской свит.	Ультраосновных и основных кристаллических сланцев, плагитогнейсов и амфиболитов. Кабактинская серия, низы серии Эверева.	

*) В скобках даны мощности в метрах

лекса пород в смежном районе—бассейне р.Олекма (Арсеньев 1939), или как чугуино-олдыхайская свита (Фролова, Клековкин 1945). Эти свиты рассматривались как самые нижние стратиграфические подразделения алданского архея (доиенгрские) и трактовались как теневые мигматиты по основным кристаллическим сланцам, представлявшим первоначально первичные базальты. Однако имеющиеся теперь данные свидетельствуют, что комплекс гранито-гнейсов скорее представляет собой метавулканыты или ортогнейсы, часто интенсивно реоморфизованные и обнаруживающие сложные соотношения с супракрустальными образованиями. Формация эндербит-чарнокитов распространена значительно шире. На листах государственных геологических карт м-ба 1:200 000 слагающие ее ассоциации пород обычно включались в нимырскую и верхнесуннагинскую свиты. Комплекс гранито-гнейсов, эндербит-чарнокитовая формация, как и другие метаморфические породы, несут признаки всех этапов деформаций, в том числе и древнейших, слагая корни глубоко эродированных сложных структур, ядра куполов. Результаты изучения содержания в них рублидия, стронция и изотопов свидетельствуют об образовании их за счет первично кислых пород с необычайно высоким первичным стронциевым отношением—0,729 для гранито-гнейсов и 0,720 для эндербит-чарнокитов, характерным только для достаточно зрелой хорошо дифференцированной сиалической континентальной коры. В верховье р.Тимптон и на кряже Зверева непосредственно под типично супракрустальными образованиями залегают мощные монотонные толщи амфиболитов, основных кристаллических сланцев и плагиогнейсов, выделявшихся под названиями верхнетимптонской свиты (Лазько, 1956), свиты зверева (Кац, 1962), кабактинской серии (Ветлужских и др., 1966). Эти толщи, слагающие нижнюю часть разреза так называемого курультино-гонамского комплекса, давно рассматриваются многими исследователями как доиенгрские образования (Ветлужских и др., 1966; Глуховский, Моралев, 1978). Однако в этот комплекс неоправданно включились все архейские образования южного края щита (бассейны рек Сутам, Альванар), где нижние подкварцитовые толщи представлены эндербит-чарнокитами, ассоциирующими иногда (бас. р.Сутам) с метаморфизованными анортозитами.

Иенгрский комплекс в типовых разрезах (выходах) в качестве маркирующих пород всегда включает кварциты и почти нацело лишен карбонатных пород—мраморов и кальцифиринов (последние иногда встречаются в виде крайне маломощных линз преимущественно в верхних частях разреза). С квар-

цитами постоянно ассоциируются высокоглиноземистые гнейсы (гранатовые, кордиеритовые, силлиманитовые), разнообразные кристаллические сланцы (диопсид-амфиболовые, двупироксен-амфиболовые, двупироксеновые) и амфиболиты. Мощности толщ кварцитов, гнейсов и сланцев и их количественные соотношения для разных мест развития иенгрского комплекса весьма различны, что и служило при картировании основанием для расчленения иенгрского комплекса (серии) на свиты и подсвиты.

Наиболее подробно иенгрский комплекс изучен и расчленен в Центрально-Алданском районе. Здесь в качестве нижних членов комплекса выделяется мощная (не менее 1000 м) толща кварцитов с преобладающим развитием высокоглиноземистых гнейсов по сравнению с основными кристаллическими сланцами (гнейсово-кварцитовая толща). Она примерно соответствует суонтитской свите (Фролова, Клековкин, 1945), нижней подсвите верхнеалданской свиты (Лазько, 1956), курумканской и аянахской свитам (Салоп, Травин, 1974). Гнейсово-кварцитовая толща наиболее полно представлена в бассейне верхнего течения р.Алдан, где ее мощность не менее 2000 м, развита и в бассейнах рек Мелемкен, Сутам, но имеет здесь меньшую мощность.

Более широко распространена другая ассоциация иенгрского комплекса, представленная чередованием кварцитов, высокоглиноземистых гнейсов и основных кристаллических сланцев, находящихся примерно в равных количественных соотношениях (кварцито-сланцево-гнейсовая толща). Она выделяется как средняя часть разреза иенгрского комплекса—надсуонтитская свита (Фролова, Клековкин, 1945), нижняя часть нимгерочугинской свиты (Лазько, 1956), средняя и верхняя подсвиты верхнеалданской свиты (Геология СССР, 1972), суонтитская и нимгерканская свиты (Салоп, Травин, 1974). Мощность ее примерно такая же (2000 м). Развита эта толща в Верхнеалданском и Мелемкенском районах.

Третью ассоциацию в Центрально-Алданском районе составляют кварциты, высокоглиноземистые гнейсы, гиперстеновые гнейсы и основные кристаллические сланцы. Она отличается весьма незначительным и неповсеместным развитием кварцитов (сланцево-гнейсовая кварцит-содержащая толща) и картировалась как самая верхняя часть иенгрского комплекса—нимырская свита (Геология СССР, 1972; Реутов, 1968), верхняя часть нимгерочугинской свиты (Лазько, 1956).

В южном крае щита ассоциация кварцитов, высокоглиноземистых и гиперстеновых гнейсов и основных кристаллических сланцев известна на крыже Зверева, бассейн р.Иенгры (Холодниканские гольцы), где она закартирована как зверевская

(Кац, 1962), чайнытская (Судовиков и др., 1965), или холодниканская (Ветлужских и др., 1966) свиты. Из-за ограниченного распространения, отсутствия четкого обособления в разрезе и по латерали эта ассоциация рассматривается нами как нерасчлененный иенгрский комплекс (кварцито-сланцево-гнейсовая толща). Близким аналогом третьей ассоциации Центрально-Алданского района здесь является курбалыкитская свита.

В восточной части щита также широко распространены бескарбонатные кварцитосодержащие толщи, которые закартированы здесь в составе тимптонской серии. Эта гранулитогнейсовая толща, состоящая из высокоглиноземистых гнейсов, преимущественно гранат-биотитовых, гранулитов и основных кристаллических сланцев, играющих подчиненную роль. Типичными представителями этой толщи могут являться улунчинская (Фрумкин, 1961) и тырканская (Дзевановский, Лагздина, 1970; Копылов, 1971) свиты. В обоих толщах кварциты хотя и присутствуют, но не играют такой существенной роли как в Центрально-Алданском районе.

На крайнем западе Алданского щита на Олекмо-Чарском междуречье условно к иенгрскому комплексу относятся толщи преимущественно основного состава, выделяющиеся здесь в курультинскую серию (Миронюк и др., 1971; Петров, 1976 и др.). В ассоциацию пород входят двупироксеновые, гиперстеновые, биотит-амфиболовые, гранатовые, силлиманитовые гнейсы и сланцы и амфиболиты. Мощность толщи не менее 5000 м.

На востоке щита, в Учуро-Батомгском междуречье, к этому комплексу условно отнесены толщи омнинской серии, представленные двупироксен-плагиоклазовыми гнейсами и сланцами с подчиненным количеством гранат-пироксеновых, диопсид-силлиманит-плагиоклазовых и амфиболсодержащих разностей.

Джелтулинский комплекс распространен менее широко по сравнению с иенгрским комплексом. Он может быть расчленен на три толщи, хорошо обособливающиеся в разрезах и на площади.

Во-первых, это толща основных кристаллических сланцев (преимущественно диопсид-амфиболовых, двупироксен-амфиболовых, диопсид-амфиболовых), плагиогнейсов с подчиненными, но весьма характерными диопсид-плагиоклазовыми, нередко со скаполитом, породами диопсид-плагиоклаз-воластонитовыми сланцами, мраморами и кальцифирами—карбонатно-сланцево-плагиогнейсовая толща. В Центрально-Алданском районе эта толща хорошо известна как федоровская свита, продуктивная на флогопит. Раньше она ошибочно включалась в состав иенгрско-

го комплекса, теперь большинством алданских геологов параллелизуется с джелтулинской, или тимптоно-желтулинской сериями. Близкая к Федоровской ассоциация известна в бассейне нижнего течения р. Учур и в юго-восточной части щита—альварская, луриканская свиты (Копылов, 1971). Мощность толщи не менее 3000 м.

Вторая карбонатосодержащая толща карбонатно-сланцево-гнейсовая (пестрая), в составе которой одинаково широко развиты основные кристаллические сланцы, глиноземистые гнейсы и карбонатные породы—мраморы, кальцифиры. Эта толща закартирована как верхняя кюриканская свита тимптонской серии—в восточной (Геология СССР, 1972), а также как ивакская, утукская и луриканская в юго-восточной частях щита. Мощность толщи порядка 2000 м.

Третья карбонатосодержащая толща, мраморно-гнейсовая, представлена монотонной толщей биотит-гранатовых гнейсов, содержащей линзы мраморов (преимущественно кальцитовых), диопсидовых пород, двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев, амфиболитов, гиперстен-биотитовых плагиогнейсов; встречаются высокоглиноземистые гнейсы. Она соответствует сутамской свите (Геология СССР, 1972), восточной и геканской свите юго-восточной части щита (Копылов, 1971). Мощность 2000 м.

На западе Алданского щита, в Олекмо-Чарском междуречье, к желтулинскому комплексу условно отнесены отложения олекминской серии, в которой преобладают биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы, и амфиболиты. В Учуро-Батомгском междуречье этому уровню условно соответствуют амфибол-биотитовые, амфибол-плагиоклазовые, амфиболовые и биотитовые гнейсы батомгской серии. Все они объединяются в сланцево-гнейсовую формацию.

Отличительной особенностью толщ иенгрского комплекса от таковых желтулинского является также общий их более лейкократовый характер, соответствие основных кристаллических сланцев и амфиболитов орторяда иенгрского комплекса толеитовым, а желтулинского—щелочным базальтам. Кроме того, в желтулинском комплексе широко развиты вероятные аналоги андезитов (Федоровская свита).

Субганский мегакомплекс включает борсалинский и олондинский структурно-вещественные комплексы. Однако по мнению А.Ф.Петрова борсалинский комплекс скорее относится к алданскому, а олондинский—к карельскому мегакомплексу.

Борсалинский структурно-вещественный комплекс объединяет толщи верхнеархейского возраста, вскрываемые на западе щита в Ималыкско-Тарынакском, Тарагай-Хаинском, Чарском, Тимулякитском, Буорсалинском и других прогибах (Миронюк и др., 1971; Петров, 1976). В центральной и восточной частях щита к этому комплексу относятся часть амедичинской серии, унгринская, чумиканская и другие толщи одноименных прогибов. По составу слагающих этот комплекс пород здесь выделяется две формации.

Гнейсово-сланцевая (терригенно-вулканогенная) кварцито-железистая формация характеризуется преобладанием в разрезе биотитовых и амфиболовых сланцев, микрогнейсов и амфиболитов, наличием пластов безрудных и магнетитовых кварцитов (Ималыкско-Тарынакский, Чарский и другие прогибы). Карбонатно-сланцево-плагиогнейсовая формация отличается от предыдущей наличием в ассоциации диопсид-амфиболовых сланцев и диопсидовых пород, отсутствием кварцитов (унгринский клин). Чумиканская толща, развитая на крайнем востоке щита, по составу близка гнейсово-сланцевой формации, но в этом районе значительно шире, чем в других участках, развиты крупные массивы метапироксенитов, габброидов, грано-диоритов и биотитовых плагиогранито-гнейсов интрузивного облика. В целом же с борсалинским этапом развития связано формирование основных и ультраосновных пород амнуннактинских гранитоидов токкинского комплекса.*

Олондинский структурно-вещественный комплекс объединяет первично осадочные и осадочно-вулканогенные образования, выделяемые в тунгурчинскую и тасмизлинскую, амедиченскую и ярогинскую, субганскую, олондинскую и тарагайскую, угаянскую серии и толщи одноименных грабен (Петров, 1976; Геология СССР, 1972; Петров и др., 1978). В этом комплексе отчетливо выделяется две группы формации. Нижняя (олондинская, субганская, тунгурчинская и другие серии) характеризуются ассоциацией осадочных и вулканогенных пород, в которую входят песчаники, карбонатные осадки, вулканиты кислого, среднего и основного, редко—ультраосновного состава. Количество и соотношения компонентов формации в различных прогибах не постоянно, но общие черты состава и строения остаются сходными. Верхняя группа формаций характеризуется преимущественно терригенным и груботерригенным

* Здесь и далее расчленение магматических комплексов приводится по работе А.Ф.Петрова (1976).

составом входящих в нее пород с подчиненным количеством вулканитов (тасмиэлинская, ярогинская, ичангская, тарагайская серии), моласовыми чертами строения. Структурное отношение этих двух групп формаций сложнее. Они или заполняют одни и те же грабены, или располагаются изолированно, причем между ними в большинстве случаев устанавливаются несогласия.

Складчатые деформации комплексов интенсивные. Пласты борсалинского комплекса последовательно смяты в мелкие изоклинальные и открытые складки, однако основной структурный план его определяют крупные линейные протяженные складки, оси которых в большинстве случаев параллельны границам прогибов. В грабенах олондинского комплекса породы образуют моноклинали или синклинали, в строении которых также участвуют узкие линейные складки нескольких генераций от изоклинальных до открытых; часть этих деформаций в несколько иных формах проявились и в более древних толщах, особенно прилегающих к границам грабенов.

Метаморфизм пород субганского мегакомплекса по латерали неравномерный; в борсалинском комплексе отмечается ареальный метаморфизм эпидот-амфиболовой и амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой и дистер-силлиманитовой фациальных серий (Неелов и др., 1971; Ахметов, Березкин, 1975).

Породы олондинского комплекса претерпели прогрессивный зональный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фации андалузит- и дистер-силлиманитовой фациальных серий. (Березкин, 1971).

Вопрос о тектоническом режиме при формировании субганского комплекса на Алданском щите остро дискутируется. Высказываются мнения о протоплатформенном, геосинклинальном, тафрогенном режимах (Лейтес и др., 1970; Салоп, 1973 и др.). К.Б.Мокшанцев и А.Ф.Петров (Тектоника Якутии, 1975) придерживаются мнения об орогенных условиях формирования этих образований и относят образующие их формации к моласам орогенных областей.

Возраст пород борсалинского комплекса по радиологическим данным определяется верхнеархейским, а олондинского — нижнепротерозойским или верхнеархейским-нижнепротерозойским (Геохронология 1968; Миرونюк и др., 1971; Тектоника Якутии, 1975 и др.). По решению Уфимского совещания 1977 г. возраст субганского комплекса предложено считать верхнеархейским.

Возможными аналогами описываемых образований в Сибири могут быть джигдалинская свита иликанской серии, брянтинская и устьгилюйская серии, бекетская свита гонжинской серии, урильская свита амурской серии, желтулакская серия, свита Соснового Бойца, толщи Иликанского грабена и другие.

Карельский мегакомплекс объединяет широко известные образования удоканского и маймаканского комплексов, возраст которых определялся ранее ниже- и среднепротерозойским, однако по решению Уфимского совещания (1977 г.) считается нижнепротерозойским—возрастным аналогом карелид. Осадочные и осадочно-вулканогенные толщи этого комплекса выполняют, как правило, довольно обширные прогибы (Удоканский, Улканский), грабен-синклинали (Угуйская, Ханинская, Олдонг-синская) и грабены (Атугей-Нуямский, Давангра-Хугдинский и др.). В этих структурах выделяются два типа формаций—терригенные и терригенно-вулканогенные.

Формации удоканского комплекса наиболее полно представлены в Удоканском прогибе, Угуйской, Ханинской и Олдонгской грабен-синклиналях Чара-Олекминского междуречья. В Удоканском прогибе широко развиты мощные толщи преимущественно слюдяных и углисто-слюдяных сланцев, алевролитов, филлитов и полимиктовых песчаников, кварцитов (кодарская серия) с довольно мощными прослоями доломитов (чинейская серия). В низах разреза отмечаются прослой метандезитов. (Лейтес, 1965; Федоровский, 1972; Петров, 1976 и др.). В Угуйском и других грабен-синклиналях развиты аналогичные по составу отложения сеймдинской серии, отличающиеся лишь меньшими мощностями. Все они включаются в карбонатно-терригенную формацию. На востоке Алданского щита к описываемому уровню относится горындинская серия (топориканская и быранинская свиты). В ее составе преобладают кварциты, кварцевые песчаники, а также присутствуют андезитовые порфиры, сиенит-порфиры, объединяемые в вулканогенно-терригенную формацию (Петров и др., 1978).

Толщи удоканского комплекса несогласно перекрывают более древние образования. Структурный план прогибов определяется в основном зонами разломов древнего заложения. В прогибах развиты линейные антиклинальные и синклинальные складки, осложненные на отдельных участках и на контакте с породами фундамента мелкими сжатыми складками нескольких генераций. Отмечается локальное развитие оползневых складок. В целом же эти толщи дислоцированы значительно слабее нижележащих.

Маймаканский структурно-вещественный комплекс объединяет осадочные и осадочно-вулканогенные образования улканской, уянской и учурской серий Улканского прогиба, кебектинской и кеменской серий запада Алданского щита, верхние части разрезов Атугей-Нуямского, Давангра-Хуҗдинского грабенов Центрального Алдана. Эти отложения залегают или в тех же структурах, что и формации удоканского комплекса, или несогласно перекрывают толщи субганского и алданского комплексов. (Нужнов, 1968; Гамалея, 1968; Петров, 1976 и др.).

На востоке Алданского щита в строении комплекса участвуют неметаморфизованные вулканогенные породы среднего, кислого и основного состава (улканская серия), терригенные и карбонатные отложения (Уянская и учурская серии). На западе щита развиты преимущественно терригенные толщи, содержащие прослойки небольшой мощности кислых эффузивов. С этими образованиями связаны крупное Удоканское месторождение меди и ряд проявлений.

Предполагается выделять три формации—терригенную, терригенную меденосную и базальтово-липарито-терригенную. Они, как правило, представляют собой пологолежащие тела, ограниченные разрывными нарушениями или выклинивающиеся к периферии прогибов. Пласты практически лежат горизонтально, редко наблюдаются пологие открытые складки и мульды, часто конседиментационного типа.

Формирование осадочно-вулканогенных формаций карельского комплекса сопровождалось интенсивной магматической деятельностью, сосредоточенной в большинстве случаев в наиболее тектонически активных участках. В этот период сформировались гранитоиды чуйско-кодарского, габброиды и габбро-анортозиты чинейского, габбро-монциты улканского, гранофиновые граниты учурского и других комплексов (Гамалея, 1968).

Метаморфизм пород карельского комплекса неравномерный. В Удоканском комплексе установлен зональный прогрессивный метаморфизм от эпигенеза до амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой серии. Наиболее интенсивному метаморфизму подвергались базальные горизонты в Удоканском прогибе. Они, совместно с подстилающими толщами, мигматизированы. Степень метаморфизма резко уменьшается к верхней части разрезов, и толщи маймаканского комплекса практически не метаморфизованы.

Единое мнение о тектоническом режиме во время образования карельского комплекса на Сибирской платформе отсутствует. Предполагаются геосинклинальные, протоплатформенные, платформенные условия их образования (Салоп, 1973; Федоровский, 1972 и др.). Нами (Тектоника Якутии, 1975; Петров, 1976) доказывается их орогенная природа.

Аналоги описываемых образований широко развиты в Сибири. Назовем лишь некоторые: муйская, тепторгинская, сухопитская, тейская, акитканская, сарминская серии. На Северо-Востоке СССР этому уровню, возможно, соответствует часть разрезв Билякчанского грабена и Уяндинского блока, на севере Сибирской платформы — эйекитская серия.

Следует подчеркнуть, что описанный в настоящей статье проект легенды не претендует на универсальность. Определение тектонического положения, тектонического режима, вертикального соотношения структурно-вещественных комплексов в каждом конкретном районе и в соседних регионах может быть определено окончательно лишь в процессе составления карты.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсеньев А.А. К стратиграфии архея долины р.Олекмы (Восточная Сибирь).—Изв.АН СССР, сер.геол., 1939, № 6, с.61-78.
- Ахметов Р.Н.; Березкин В.И. Находка кианита в метапелитах субганского комплекса бассейна р.Олекмы. —В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, 1975, с.189-196.
- Березкин В.И. Метаморфическая зональность в нижнепротерозойских толщах Субганского грабена.—В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии. Якутск, 1971, с.165-175.
- Великославинский С.Д. Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита.—Записки ВМО, ч.105, вып.1, 1976, с.48-58.
- Ветлужских В.Г., Кудрявцев В.А., Соколов Н.А. Стратиграфия архея района верхнего течения р.Тимптон.—В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с.26-33.
- Геология СССР, т.42, Южная Якутия, М., «Недра», 1972, с.495.
- Гамалея Ю.Н. Формационный анализ и история развития Юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии.—«Геотектоника», 1968, № 6, с.34-45.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968, 332 с.
- Глуховский М.З., Моралев В.М. Складчатая область Станового хребта—Джурджура.—В кн.: Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск, «Наука», 1978, с.111-122.

Дзевановский Ю.К., Миронюк Е.П., Лагздина Г.Ю. История геологического развития Алданского щита.—В кн.: Тектоника Сибири. т.3. М., «Наука», 1970, с.132-142.

Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов. Л., «Наука», 1975а, 226 с.

Дук В.Л., Балаганский В.В., Зедгенизов А.Н. Последовательность деформаций в архейских образованиях Сутамского блока.—В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия. Якутск, 1975б, с.19-41.

Дук В.Л. Алданский кристаллический массив и Становая складчатая зона.—В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977, с.27-47.

Кац А.Г. К вопросу о стратиграфии архея юго-западной части Алданского щита.—«Труды Всесоюз.аэрогеол.треста», 1962, вып.8, с.90-92.

Кицул В.Т. Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита.—В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971, с.71-91.

Кицул В.И., Шкодзинский В.С. Гранулитовая фация Алданского щита.—В кн.: Геология докембрия. М., «Наука», 1976, с.275-286.

Кицул В.И., Богомолова Л.М., Дук В.Л., Зедгенизов А.Н., Шкодзинский В.С., Формационный, структурный и петрологический анализ сложно-складчатых полиметаморфических комплексов Алданского щита.—В кн.: Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с.12-19.

Кицул В.И., Зедгенизов А.Н. О двучленном делении алданского архея.—В кн.: Стратиграфия архея и нижнего протерозоя. Л., 1979, (в печати).

Копылов П.А. О положении в стратиграфическом разрезе архея кристаллических пород юго-восточной области Алданского щита.—В кн.: Геология и золотоносность докембрия Якутии, вып.19, Якутск, 1971, с.70-84.

Лагздина Г.Ю., Миронюк Е.П., Мошкин В.Н. и др. Докембрийские метаморфические комплексы Дальнего Востока и схемы их расчленения.—В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР, Хабаровск, 1967, с.102-106.

Лазыко Е.М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов. Изд-во Львовск.ун-та, 1956, 197 с.

Лейтес А.М. Нижний протерозой Северо-Востока Олекмо-Витимской горной страны. М., «Наука», 1965, 184 с.

Лейтес А.М., Муратов М.В., Федоровский В.С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.—«Докл.АН СССР», 1970. т.191, № 6, с.1366-1369.

Методические указания по геологической съемке м-ба 1:50 000. Вып.4. Л., «Недра», 1972, 376 с.

Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский Э.Л. Геология западной части Алданского щита. М., «Недра», 1971, 237 с.

Неелов А.Н., Глебовицкий В.А., Байкова В.С., Дук Г.Г., Карсаков Л.П., Милькевич Р.И., Седова И.С., Турченко С.И. Эволюция метаморфических поясов юго-востока Восточной Сибири.—В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971, с.117-143.

Нужнов С.В. Региональная стратиграфическая шкала протерозойских отложений Алданского щита.—В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып.18, Якутск, 1968, с.19-37.

Петров А.Ф. Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск, «Наука», 1976, 120 с.

Петров А.Ф., Тимофеев В.Ф., Лубяновский В.М., Рожин С.С. К стратиграфии докембрия Батомгского блока.—В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутии. Бюллетень НТИ, декабрь, 1978.

Реутов Л.М. К вопросу о стратиграфии иенгрской серии архея Алданского щита.—В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып.18, Якутск, 1968, с.140-152.

Реутов Л.М. Новый докембрийский трог в центральной части Алданского щита.—«Докл.АН СССР», 1978, т.239, № 6, с.1411-1414.

Система условных обозначений и методические рекомендации по составлению атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири. Составитель К.В.Боголепов. Новосибирск, 1978, 15 с.

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелов А.Н., Седова И.С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., «Наука», 1965.

Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра». 1973, 309 с.

Салоп Л.И., Травин Л.В. Новые данные по стратиграфии и тектонике архейских образований центральной части Алданского щита.—В кн.: Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., 1974, с.5-82.

Тектоника Якутии, Новосибирск, «Наука», 1975, 198 с.

Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., «Наука», 1972, 130 с.

Фролова Н.В., Клековкин Н.Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флагопита.—Тр.Алданской ГРЭ, вып.2, Алдан, 1945.

Черкасов Р.Ф. Некоторые вопросы геологии и методики картирования флагопитоносных полей в архее центральной части Алданского щита.— В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1967, с.104-110.

Фрумкин И.М. Новые данные по стратиграфии архея Алданского щита.— В кн.: Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Тезисы докладов, Л., 1961.

**К.Б.Мокшанцев, С.М.Замараев, К.И.Микуленко,
В.С.Старосельцев, Г.С.Фрадкин**

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРА ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Вулканогенные и осадочные породы рифейско-фанерозойского возраста, слагающие чехол Сибирской платформы, имеют широкое площадное распространение, характеризуются незначительными градиентами мощностей и в целом образуют непрерывное (исключая Алданский щит, Анабарский массив и Оленекское поднятие) тело-плащеобразной формы, которое вполне отвечает понятию «плитный комплекс», принятому на совещании по составлению «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири» (Новосибирск, 1978).

В некоторой степени дискуссионным является лишь отнесение к платформенному чехлу рифейских образований. Они не имеют сплошного распространения, характеризуются преобладанием, особенно в нижней части разреза, терригенных и терригенно-карбонатных пород, а иногда и относительно интенсивной дислоцированностью. Последняя в большинстве случаев наблюдается лишь в узких зонах вдоль окраин платформы (Прибайкалье, Туруханский и др. районы) или крупных разломов, пересекающих ее внутренние области (Иркинеевско-Чадобецкая, Окинско-Вихоревская и др. зоны). Оценивая аргументацию сторонников выделения рифейских образований в промежуточный (доплитный) комплекс, необходимо отметить, что в сходных структурных условиях интенсивно дислоцированы и более молодые горизонты платформенного чехла (Туруханско-Норильский район, бассейны нижнего течения р.П.Тунгуски, среднего и верхнего течения р.Бахты, Учами и др.). Прерывистость распространения также не является особенностью только рифейских пород и свойственна для большинства фанерозойских отложений Сибирской платформы, исключая кембрийские горизонты. По формационному составу палеозойские образования часто мало отличаются от рифейских, а иногда (молассоидная угленосная толща верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы) являются менее «платформенными». Все изложенное позволяет считать более обоснованным отнесение рифейских отложений Сибирской платформы к ее плитному комплексу.

Суммарная мощность вулканогенно-осадочного чехла Сибирской платформы существенно варьирует. В пределах крупнейших отрицательных структурных форм (Енисейско-Хатангский региональный и Предверхоаянский краевой прогибы, наиболее

прогнутые участки Тунгусской, Вилюйской и Присяжно-Енисейской синеклиз) мощность чехла достигает 7-12 км. Крупнейшие положительные структуры (Анабарская, Алданская, Непско-Ботуобинская и Байкитская антеклизы) характеризуются относительно небольшой (2-3 км) его мощностью, значительно сокращенной, иногда до полного выклинивания, на приподнятых блоках и присводовых участках.

Изменение формационного состава и пространственных сочетаний разновозрастных образований чехла Сибирской платформы предопределило сложность его слоистой структуры. Основными ее геологическими телами являются структурные этажи (ярусы) и подэтажи (подъярусы).

Выделение структурных подразделений в чехле Сибирской платформы проводилось К.В.Боголеповым, Н.С.Зайцевым, С.М.Замараевым, К.Б.Мокшанцевым, Т.Н.Спижарским, В.С.Старосельцевым и другими исследователями. Основой для расчленения чехла на структурные этажи и подэтажи явились: изменения структурного плана по разрезу, смена формационного состава отложений, наличие регионально выдержанных перерывов и несогласий.

Сопоставление выделенных различными исследователями структурных этажей и подэтажей вулканогенно-осадочного чехла Сибирской платформы или ее крупных регионов (рис.1) показывает, что в решении вопроса о стратиграфическом объеме этих элементов имеются существенные расхождения, обусловленные как некоторыми различиями в принципах выделения структурных этажей, так и возрастным скольжением их границ. При этом следует иметь в виду, что хотя в платформенных условиях обычно формируются структуры незначительной контрастности, отдельные стадии развития характеризуются увеличением интенсивности и дифференцированности тектонических движений; в процессе активизации нижележащие структурные этажи могут быть настолько преобразованы, что различия их структурных этажей только на основе сопоставления морфологии тектонических элементов разновозрастных горизонтов позволяют в один этаж объединять толщи, сформировавшиеся в течение нескольких стадий развития, несмотря на то, что каждая из них характеризовалась своими особенностями тектонического плана и закономерностями распределения мощностей осадков. В связи с этим при расчленении платформенного чехла на структурные этажи, наряду с особенностями современной морфологии дислокаций, несогласиями и формационным составом, мы сочли целесообразным учитывать также и латеральные изменения мощностей.

Анализ всей совокупности указанных выше характеристик позволяет выделить в составе осадочного чехла шесть структурных этажей, каждый из которых состоит из 2-3 подэтажей (см. рис.1)*. Обращает на себя внимание, что выделяемые структурные этажи по своим возрастным границам соответствуют границам мегакомплексов (байкальского, каледонского и т.п.), принятым на рабочем совещании по составлению «Атласа тектонических карт Сибири».

Последовательному описанию плитных образований, соответствующих указанным мегакомплексам и, главным образом, характеристике изменений формационного состава, мощностей и дислоцированности слагающих их пород, посвящено дальнейшее изложение.

Байкальский мегакомплекс (нижнерифейский и средне-верхнерифейский структурные этажи) сложен терригенными, карбонатно-терригенными, карбонатными породами общей мощностью 300-700 м, иногда 1,0-1,5 км в центральных районах платформы и 3,5-4,0 км в пределах узких краевых ее зон. На многих участках внутренней области рифейские отложения отсутствуют.

Стратиграфически байкальский мегакомплекс охватывает отложения нижнего, среднего и верхнего рифея. Однако лишь в некоторых случаях фиксируются осадки большей части этого возрастного диапазона; особенно редко встречаются нижнерифейские породы. Образования рифея повсеместно залегают с угловым несогласием на размытой поверхности протерозойских и архейских, преимущественно кристаллических пород.

Нижнерифейские отложения достоверно установлены на юго- и северо-востоке платформы. Они представлены в нижней части серо- и красноцветными, преимущественно кварцевыми песчаниками, реже гравелитами, мощностью до 300 м (гонамская свита северной части Юдомо-Майского прогиба), 800 м (мукунская свита западного склона Анабарской антеклизы). Верхняя их часть сложена доломитами, чередующимися с песчаниками и алевролитами мощностью до 500 м (котуйканская и кютингдинская свиты Анабарской антеклизы), 1200 м (омахтинская свита — Юдомо-Майского прогиба).

Средне-верхнерифейские отложения в большинстве известных разрезов залегают на размытой поверхности фундамента или нижнерифейских пород (Учуро-Майский район) и лишь на

* Неоген-четвертичный мегакомплекс на рис.1 не выделен и в тексте почти не рассматривается.

склонах Анабарского и Оленекского поднятий наблюдается постепенный переход между отложениями нижнего и среднего рифея. Формационный состав их в целом терригенно-карбонатный, хотя соотношение карбонатной и терригенной составляющей существенно изменяется в латеральном и вертикальном направлениях.

Так, на склонах Алданской антеклизы четко обособляется нижняя часть разреза, преимущественно терригенная (песчаники, алевролиты с единичными прослоями доломитов) и верхняя, существенно карбонатная (известняки, иногда битуминозные, доломиты с редкими прослоями песчаников и алевролитов). Их общая мощность на северном склоне не превосходит 100 м, а на востоке (Омнинское поднятие) достигает 800-900 м (эннинская, омнинская, маминская и ципандинская свиты). В сторону Березовского и Юдомо-Майского прогибов мощность отложений резко увеличивается.

На южном склоне Оленекского поднятия разрез среднего-верхнего рифея представлен внизу чередованием алевролитов и песчаников с прослоями доломитов, а вверху—песчаниками и алевролитами. Их общая мощность превосходит 460 м. На склонах Анабарского массива и в пределах Уджинского поднятия весь разрез синхронных осадков характеризуется чередованием алевролитов и доломитов. Их суммарная мощность составляет около 600 м на западном и 120 м на восточном склонах Анабарского массива и возрастает до 900 м на Уджинском поднятии. Как и на юго-востоке платформы, в сторону смежных прогибов (Хараулах) происходит увеличение их мощности (до 1,4 км) при уменьшении роли терригенной составляющей.

В среднем-верхнем рифее юго-западных районов Сибирской платформы фиксируется неоднократное изменение относительной роли карбонатных и терригенных пород. Особенно четко это проявляется в наиболее полных разрезах Присаянского и Прибайкальского приразломных прогибов (Замараев, 1962). Так, в центральном Прибайкалье, где мощность трехчленного байкальского комплекса достигает 4,0 км, в основании разреза преобладают кварциты, доломиты и сланцы, выше—песчаники и сланцы; они перекрываются преимущественно карбонатными породами с прослоями кварцевых песчаников и сланцев (верхняя часть голоуспенской и улунтуйская свита), а венчают разрез вновь преимущественно терригенные породы (сланцы с прослоями песчаников качергатской свиты). Во внутренних районах Иркутского амфитеатра сохраняется лишь верхняя часть разреза, мощность которого не превышает 350 м, сокращаясь иногда до 20-30 м.

Достаточно сложным чередованием терригенных и карбонатных пород характеризуется разрез средние и верхнерифейских образований западной окраины платформы вблизи сочленения со складчатыми структурами Енисейского кряжа (Иркинеевский выступ, Чадобецкое поднятие, Кулюмбинско-Тайгинский район). Общая мощность пород указанного стратиграфического интервала превышает здесь 3,0 км. Близок по мощности и разрез синхронных отложений в Игаро-Туруханском районе, где четко обособляется нижняя—терригенная (песчаники с прослоями сланцев общей мощностью около 1,0 км), средняя—карбонатная (доломиты, реже известняки, часто глинистые общей мощностью более 2,0 км) и верхняя—терригенная и терригенно-карбонатная, часто красноцветная (алевролиты, песчаники, мергели, глинистые известняки общей мощностью около 700-800 м) формации.

Структурный план рифейского мегакомплекса во многом неясен. В целом, судя по имеющимся геолого-геофизическим данным, он выполняет наиболее глубокие впадины рельефа поверхности кристаллического фундамента и полностью выклинивается в пределах многих поднятий. Внутренняя структура мегакомплекса практически не изучена.

Каледонский мегакомплекс—(нижнепалеозойский структурный этаж) представлен карбонатными, терригенно-карбонатными, эвапоритовыми и реже терригенными породами. Общая мощность обычно изменяется от 2,0 до 5,0 км; резкое ее уменьшение вплоть до полного выклинивания фиксируется лишь в присводовых частях Анабарской и Алданской антеклиз.

Стратиграфический диапазон пород мегакомплекса в наиболее полных разрезах охватывает венд, кембрий, ордовик и силуру. Однако на значительной территории юга и востока платформы силурийские и, частично, ордовикские отложения отсутствуют. Кроме того, в пределах отдельных крупных поднятий кристаллического фундамента (Непский, Якутский, Сунтарский своды и др.) из разреза нередко выпадают вендские и, возможно, нижние горизонты кембрийских отложений.

В полных разрезах в основании мегакомплекса на размытой поверхности рифейских и дорифейских образований залегает терригенно-карбонатная, преимущественно красноцветная формация; в ее низах на юге и, частично, на востоке платформы преобладают терригенные породы (песчаники, алевролиты, реже гравелиты). Общая мощность формации обычно не превышает 300-600 м и лишь в краевых зонах (Бирюсинское Присаянье, Ангаро-Ленский район) достигает 1,5-2,5 км.

Выше, начиная с отложений усольской свиты нижнего кембрия и ее возрастных аналогов, без заметного перерыва и несогласия залегает преимущественно карбонатная формация, вещественный состав которой претерпевает существенные латеральные изменения. Так, для юго-западной части платформы характерно преобладание соленосно-карбонатных пород мощностью 1,6-2,4 км. Несколько севернее (бассейн правых притоков р. Н.Тунгуски) наблюдается преимущественное развитие карбонатных пород (до 1,5 км). В пределах крайней северо-западной и восточной частей Сибирской платформы распространены терригенно-карбонатные, нередко доманикоидные отложения, мощность которых не превышает 200-500 м. Области развития соленосно-карбонатных и доманикоидных пород разделены региональной зоной рифогенных образований, вытянутой в северо-западном направлении от северных склонов Алданского щита к юго-западным склонам Анабарской антеклизы (Савицкий, 1973).

На описанной карбонатной толще со стратиграфическим, а иногда и структурным несогласием залегает карбонатно-терригенная, часто красноцветная формация, которая охватывает стратиграфический интервал среднего кембрия (начиная с верхонской свиты и ее возрастных аналогов) по ордовик включительно. Кроме несогласия в основании этой формации, перерывы и стратиграфические несогласия установлены на нескольких уровнях внутри ордовикских отложений. Однако они не имеют регионального распространения и, по существу, отражают лишь повышенную тектоническую активность платформы в ордовикском периоде. Общая мощность карбонатно-терригенной формации изменяется от 0,6 до 3,0 км; минимальные мощности характерны для таких районов как Туруханский и Маймечинский, а максимальные—для Бирюсинского и Игаро-Норильского; на большей части территории мощность этой формации составляет 0,9-1,1 км.

В большинстве изученных разрезов отложения позднеордовикского и раннесилурийского возраста отсутствуют. Венчает разрез каледонского мегакомплекса карбонатная (на отдельных участках—терригенно-карбонатная) формация силура; ее мощность обычно измеряется первыми сотнями метров и лишь в Игаро-Норильском районе достигает 1,0 км.

Структурный план различных горизонтов каледонского комплекса не претерпевает существенных изменений по разрезу, за исключением локальных осложнений за счет внедрения трапповых интрузий и перераспределения соленосных масс. В целом

дислокации нижнепалеозойских горизонтов имеют, исключая краевые и приразломные зоны, типично платформенный характер с углами падения пород на крыльях пликативных структур до 1-3, изредка больше градусов, крутым наклоном дизъюнктивов и преобладанием по ним вертикальных перемещений. Амплитуды дислокаций, судя по данным сейсморазведки и глубокого бурения, вниз по разрезу довольно часто увеличиваются.

Нижний герцинский мегакомплекс представлен серо- и пестроцветными молассоидными терригенными и терригенно-карбонатными, соленосными и осадочно-вулканогенными формациями.

В сводных разрезах среднего палеозоя отчетливо обособляются верхнедевонские-нижнекаменноугольные отложения, в составе которых значительная роль принадлежит преимущественно красноцветным эвапоритовым, осадочно-туфогенным и магматическим формациям. Они пользуются наиболее широким распространением и нередко с размывом и несогласием перекрывают разновозрастные горизонты нижнего палеозоя; верхняя граница этого комплекса также четкая, в большинстве случаев эрозионная. Нижне- и среднедевонские преимущественно терригенно-карбонатные отложения достоверно установлены лишь на северо-западе платформы, где они постепенно сменяют сероцветную карбонатно-терригенную сульфатоносную формацию верхнего силура.

Наблюдаемые различия в строении среднепалеозойского структурного этажа отражают тектоническую дифференциацию платформы. Здесь, помимо обширной территории отсутствия девон-нижнекаменноугольных отложений, обособляются зоны их маломощного накопления (до 100 м); на склонах антеклиз и в пределах крупных поднятий эти осадки в большинстве случаев эродированы и в современном срезе отсутствуют (рис. 2 и 3). Погруженные зоны устойчивого накопления осадков также существенно индивидуальны. На севере выделяются обширные сравнительно неглубокие депрессии (Норильско-Пясинская, Курейская и др.) и авлакогеноподобные прогибы (Оленекско-Кютингдинский), характеризующиеся весьма умеренными мощностями (200-300 м, в отдельных прогнутых участках до 1500 м) среднепалеозойских отложений при почти полном отсутствии молассоидных и вулканогенных формаций. На юге платформы наиболее типичны впадины (Кемпендьяйская, Ыгыаттанская), ограниченные разломами и отличаю-

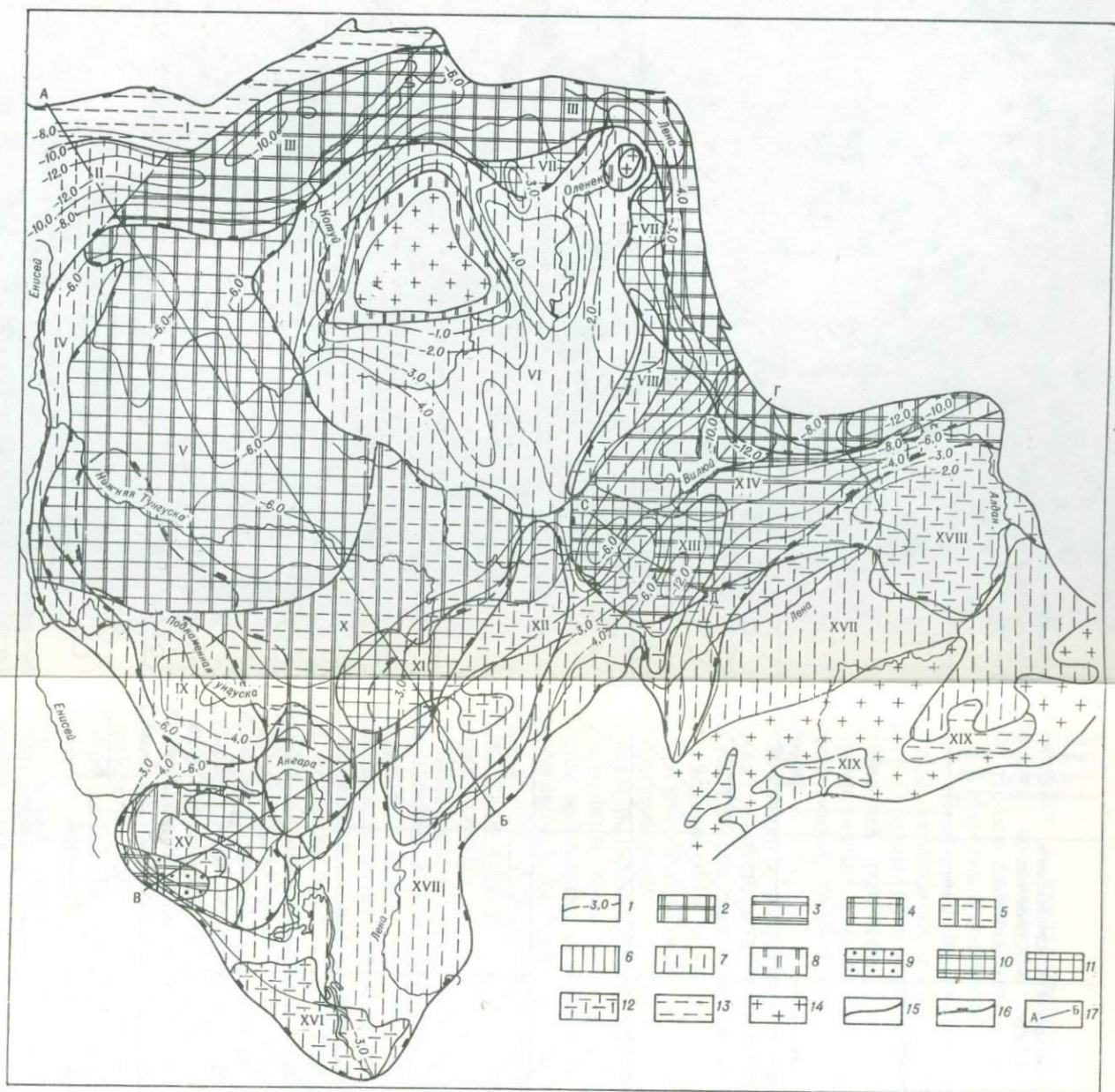


Рис.2. Строение чехла Сибирской платформы.

1—изопахты чехла (км). Области преобладающего распространения различных сочетаний разновозрастных мегакомплексов: 2—байкальского, каледонского, нижнего и верхнего герцинских и мезозойско-кайнозойского, 3—каледонского, нижнего и верхнего герцинских и мезозойско-кайнозойского, 4—байкальского, каледонского, нижнего и верхнего герцинских, 5—байкальского, каледонского, нижнего герцинского, 6—байкальского, каледонского, нижнего герцинского, 7—байкальского, каледонского, 8—байкальского, 9—байкальского, каледонского, нижнего герцинского, мезозойско-кайнозойского, 10—каледонского, нижнего герцинского, мезозойско-кайнозойского, 11—байкальского, каледонского, верхнего герцинского, мезозойско-кайнозойского, 12—байкальского, каледонского, мезозойско-кайнозойского, 13—мезозойско-кайнозойского, 14—отсутствие образований чехла в пределах платформы, 15—краевые швы платформы, 16—контуры современных надпорядковых структурных элементов, 17—линии профилей. (+ — исключая своды палеоподнятий). Области с различным строением чехла: I—Южно-Таймырская, II—Усть-Енисейская, III—Лено-Хатангская, IV—Норильско-Туруханская, V—Северо-Тунгусская, VI—Анабарская, VII—Улжинско-Кютингдинская, VIII—Мунская, IX—Камовская, X—Южно-Тунгусская, XI—Ербогаченская, XII—Сунтаро-Ботубинская, XIII—Ыгыттанско-Кемпендяйская, XIV—Лено-Вилуйская, XV—Канско-Тасеевская, XVI—Иркутская, XVII—Ангаро-Алданская, XVIII—Средне-Ленская, XIX—Чульманско-Токнинские наложенные впадины

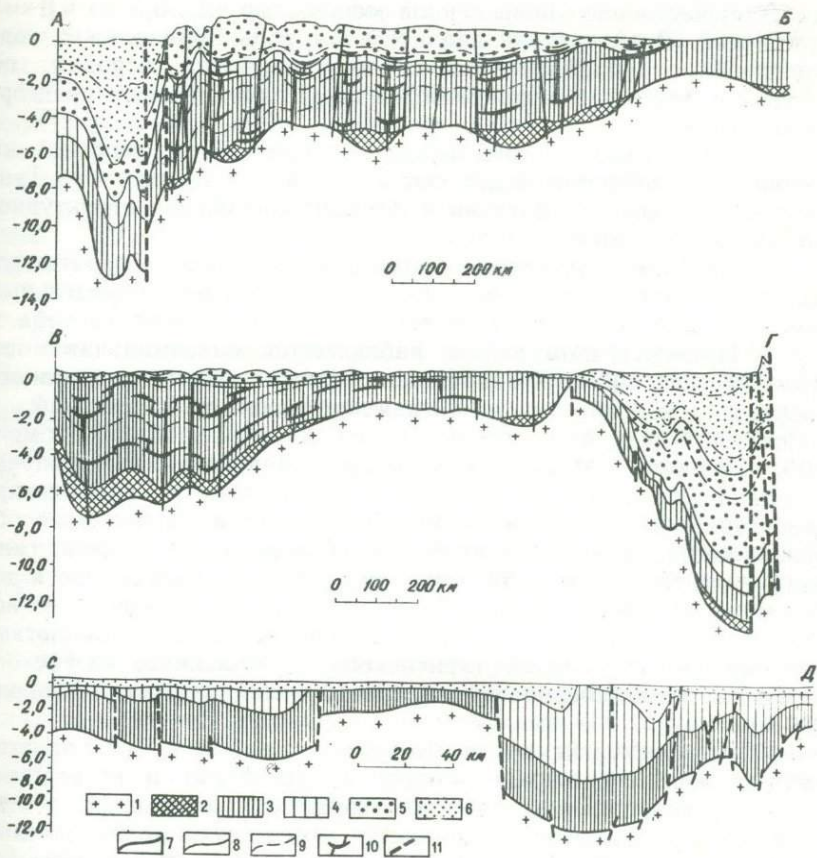


Рис.3. Структура платформенного чехла (профиль СД-по П.К.Мазаевой, 1978 г.).

1—комплекс основания. Комплексы платформенного чехла: 2—байкальский, 3—каледонский, 4—нижний герцинский, 5—верхний герцинский, 6—мезозойско-кайнозойский, 7—поверхность фундамента. Границы: 8—мегакомплексов и структурных этажей, 9—структурных подэтажей, 10—магматические тела-включения, 11—основные разломы.

щиеся существенно повышенной мощностью (2,5-3,5 до 6,0 км) отложений. В их составе значительная роль принадлежит эвапоритовым, грубообломочным и вулканогенным породам; по составу и мощности отложений эти структуры сходны с предгорными прогибами.

В структурном плане нижнего герцинского комплекса на Сибирской платформе выделяются характеризующиеся ниже Тунгусская, Нордвик-Хатангская и Западно-Вилюйская структурно-формационные зоны.

Тунгусская структурно-формационная зона охватывает большую часть одноименной синеклизы, а также сопредельные земли Западно-Сибирской плиты и Предтаймырского прогиба.

В Приенисейском районе наблюдается максимальная мощность (свыше 1500 м) и наибольшая полнота почти непрерывного разреза девонских и нижнекаменноугольных отложений, в составе которых отсутствует вулканогенный и грубообломочный материал (Меннер, 1969 и др.). Девонская толща представлена в основном красно- и сероцветными карбонатно-терригенными сульфатосодержащими, а иногда и соленосными образованиями; в верхней их части (каларгонская и фокинская свиты) появляются горизонты сероцветных известняков и доломитов. Нижнекаменноугольные отложения отделены регионально прослеженными перерывами и представлены сероцветной карбонатной формацией турнейского и, возможно, визейского возраста (хельберинский и серебрянский горизонты, около 200 м).

В Нижнекурейском и Котуйском районах наблюдается значительное сокращение мощности (до 700 м) и несравнимо меньшая полнота разрезов разновозрастных отложений, в составе которых заметно уменьшается содержание красноцветных отложений, исчезают галогенные и по-прежнему отсутствуют вулканогенные образования.

В Нордвик-Хатангской структурно-формационной зоне рассматриваемый мегакомплекс имеет сходное строение: сложен карбонатно-соленосной формацией (бурением пройдено более 1000 м), перекрывающейся гипсоносной толщей (300 м) и сероцветной карбонатной формацией (более 700 м) верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста. Здесь также отсутствует грубообломочный материал: отмеченные в отдельных куполах обломки диабазов вероятно принесены при перемещении соли из более древних толщ.

На северо-востоке платформы, в пределах Кютингдинского грабена и сопредельных районов, среднепалеозойский мегакомплекс характеризуется еще меньшей мощностью (около 400 м) и значительной неполнотой разреза—палеонтологически здесь охарактеризованы лишь отложения нижнего карбона. В сводном разрезе мегакомплекса выделяются: пестроцветная карбонатно-терригенная (60 м), сероцветная карбонатная (около 200 м), красноцветная терригенно-карбонатная сульфатоносная (около 100 м) и вновь сероцветная карбонатная (более 60 м) формации, залегающие с большим стратиграфическим перерывом на эродированной поверхности верхнего кембрия. В отличие от одновозрастных отложений Тунгусской и Нордвик-Хатангской зон здесь появляются песчано-конгломератовые образования: они слагают базальный горизонт (до 10 м), образуют линзы в нижней части карбонатно-терригенной формации и преобладают (горизонты гравелитов и песчаников до 15 м) в верхней части красноцветной терригенно-карбонатной сульфатоносной формации.

Не менее сложным, но принципиально иным строением характеризуется описываемый мегакомплекс в Западно-Вилюйской структурно-формационной зоне, где отчетливо вырисовываются обширные Кемпендяйская и Ыгыаттанская впадины, разделенные Сунтарским поднятием.

В Кемпендяйской впадине достоверно установлены красноцветные сульфатоносные и соленосные мергельно-терригенные отложения девона (кыгылтууская и намдырская свиты) и сероцветные карбонатно-терригенные породы с прослоями пепловых туфов и туффитов нижнего карбона (курунгурахская свита). Общая мощность изученного разреза среднепалеозойских отложений составляет около 1500 м, а полная их мощность в центральной части впадины, судя по геофизическим данным, достигает 5,0-6,0 км; к юго-восточному борту мощность постепенно сокращается до 1000 м, а в северо-западном направлении происходит ее более резкое сокращение и полное выклинивание при переходе к Сунтарскому поднятию.

В формационном ряду среднепалеозойских отложений определяющая роль принадлежит красноцветным карбонатно-терригенным сульфатоносным и соленосным формациям со значительной примесью туфогенного материала. В пределах сопредельной Арбайско-Синской приподнятой зоны соленосные осадки замещаются красноцветными молассоидными и сероцветными

преимущественно глинистыми осадками (около 500 м), перекрывающими толщу базальтов (более 300 м), условно датированных девоном.

В составе нижнего герцинского комплекса на территории Ыгыаттанской впадины наиболее древней (средний девон) является красно-и сероцветная формация, содержащая прослойки тонкообломочных пород и пепловых туфов (харьяюрхская свита, более 75 м). Выше следует отделенная в кровле и подошве перерывами базальтовая формация с резко изменчивой мощностью (аппайнская свита, от 15-20 до 400 м) и красноцветная карбонатно-терригенная сульфатоносная формация с единичными прослоями пепловых туфов (вилючанская свита, более 250 м). Нижнекаменноугольные отложения также отделены перерывом и представлены почти исключительно терригенными и вулканогенными образованиями (около 600 м): пески, песчаники, гравелиты, алевролиты и аргиллиты с частыми прослоями туфов и покровами базальтов: лишь в верхних горизонтах (онкучахская свита) встречены прослойки мергельно-доломитовых пород.

Характерным для среднепалеозойских отложений Ыгыаттанской впадины следует считать их насыщенность грубым обломочным и вулканогенно-обломочным материалом; роль глинистых карбонатных и эвапоритовых осадков резко снижена. Близкие по составу осадочно-вулканогенные образования установлены в Березовской, Нюйско-Джербинской и Рыбинской впадинах, представляющих своеобразные предгорные прогибы среднепалеозойского возраста (Масайтис, Михайлов, Селивановская, 1975).

Заложение и формирование структурных элементов, контролирующих в среднем палеозое важнейшие зоны накопления осадочных и вулканогенных формаций, обусловлено активизацией платформы, происходившей одновременно с орогенными движениями в сопредельных складчатых областях. Особенности среднепалеозойских структур на платформе в значительной мере зависят от предшествующего структурного плана, и, прежде всего, докембрийского. Возможно, именно этим следует объяснить существенно различный набор формаций, выполняющих новообразованный Оленекско-Кютингдинский грабен и авлакогеноподобный прогиб, унаследовавший зону интенсивного погружения в рифее западной части Вилюйской гемисинеклизы. Соответственно первый из них характеризуется кратковременностью развития (нижний карбон) и сравнительной простотой строения, а второй, формировавшийся в течение всего среднего палеозоя, отличается сложным геологическим строением с резко повышенной амплитудой компенсированного прогибания и интенсивным магматизмом.

Верхний герцинский мегакомплекс сложен терригенными, на значительной территории угленосными, вулканогенными, вулканогенно-осадочными породами общей мощностью до 4 км. На юге и значительной части востока платформы образования мегакомплекса полностью отсутствуют (см. рис.2).

По набору формаций, слагающих верхний герцинский комплекс, в пределах Сибирской платформы четко обособляются две области. Одна из них охватывает Тунгусскую синеклизу, другая—преимущественно краевые депрессии платформы (Енисей-Хатангский региональный и Предверхоаянский краевой прогибы, Вилюйская гемисинеклиза).

В пределах Тунгусской синеклизы нижняя часть мегакомплекса представлена терригенной угленосной формацией позднепалеозойского возраста, которая повсеместно залегает со стратиграфическим и на значительной территории с резким угловым несогласием на разновозрастных горизонтах ниже- и среднепалеозойских образований. Мощность этой формации обычно не превышает 450 м и лишь в узкой зоне вдоль западного ее борта достигает 1,0 км; в пределах позднепалеозойских поднятий мощность угленосных отложений сокращается до нескольких десятков метров, а иногда они полностью выклиниваются. При этом увеличивается глубина размыва подстилающих пород. Наиболее контрастные палеоподнятия зафиксированы на северо-западном (Турухано-Норильский район) и северо-восточном (бассейн р.Котуй и Маймечи) бортах синеклизы.

На угленосных породах верхнего палеозоя часто со стратиграфическим несогласием залегает туфогенно-эффузивная формация триасового возраста. На отдельных локальных участках базальные туфогенно-осадочные горизонты формации (коровчанская свита) залегают непосредственно на средне- или даже нижнепалеозойских породах. Наибольшей мощности (до 3,0 км) эта формация достигает на крайнем северо-западе синеклизы (Норильский район). В юго-восточном направлении (вдоль оси синеклизы) мощность туфогенно-эффузивных образований постепенно сокращается в основном за счет нижних горизонтов, фациальный состав которых в том же направлении изменяется от преимущественно базальтового до туфогенно-осадочного. Аналогичные изменения мощности и фаций триасовых образований имеют место и при удалении от оси синеклизы к ее бортам.

Многие из наблюдаемых ныне дислокаций верхнего герцинского комплекса в пределах Тунгусской синеклизы прослеживаются и в подстилающих палеозойских породах.

Вместе с тем в ряде случаев намечается достаточно резкое несовпадение структурных планов триасово-верхнепалеозойских и средне-нижнепалеозойских горизонтов. На территории краевых депрессий Сибирской платформы в составе верхнего герцинского мегакомплекса выделяются нижняя терригенная (средний-верхний карбон), терригенно-угленосная (пермь) и верхняя терригенная (нижний—средний триас) формации.

Образования нижней терригенной формации установлены в пределах Кемпедяйской впадины и на севере Предверхоанского прогиба; они предполагаются также и в других наиболее погруженных участках краевых депрессий. В окраинных их частях каменноугольные отложения, как правило, отсутствуют. Породы от нижнего карбона до протерозоя здесь перекрываются разновозрастными горизонтами перми.

Пермские отложения в Вилюйской гемисинеклизе и прилегающих районах Предверхоанского прогиба представлены ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, обогащенными углистым детритом; участками в верхних горизонтах верхней и нижней перми наблюдаются прослойки и линзы угля. В Енисей-Хатангском региональном прогибе в составе пермских отложений существенную, особенно в восточных районах, роль приобретают вулканогенно-осадочные образования. Мощности пермских отложений в Предверхоанском прогибе достигают 2-3 км, в центральных районах Вилюйской гемисинеклизы, вероятно, не превышают 1,5 км, а на ее бортах сокращаются до полного выклинивания. В Енисей-Хатангском региональном прогибе суммарные мощности верхнепалеозойских отложений составляют 1-2 км, в наиболее погруженных зонах они достигают 3-4 км.

Триасовые отложения в ряде районов Вилюйской гемисинеклизы и Предверхоанского прогиба залегают со стратиграфическим несогласием на породах пермского возраста, а в приобортовых участках местами отмечается трансгрессивное залегание их на более древних горизонтах палеозоя. Литологически ниже—среднетриасовые отложения представлены толщей песчано-аргиллитового состава в нижней половине и преимущественно песчаного—в верхней. В северных районах прогиба преобладают песчано-глинистые отложения; показательным для этих районов является обогащение нижних горизонтов триаса туфогенным материалом. Мощности ниже—среднетриасовых отложений в пределах краевых депрессий изменяются от 0,5 до 1,5 км. На прилегающих склонах платформы они отсутствуют за счет последующих размывов.

Этап формирования верхнего герцинского мегакомплекса характеризовался значительными тектоническими преобразованиями на Сибирской платформе и в сопредельных складчатых областях. В течение данного этапа произошло, в частности, заложение Вилюйской и Тунгусской синеклиз, Енисей-Хатангского регионального прогиба и ряда других структур. На смежной территории Западной Сибири, в основном в триасовое время, отмечалось заложение и активное развитие системы грабенов, что по существу определило начало формирования плиты (Сурков, Жеро, 1978). В позднепермское и раннетриасовое время на значительной территории платформы имели место интенсивная магматическая деятельность и резко повышенная сейсмическая активность. Показательным является то, что многие структурные формы, возникшие в этот период, имеют наложенный характер.

Мезозойско-палеогеновый мегакомплекс включает образования от средне-позднего триаса до позднего олигоцена. Условия залегания, формационный состав, стратиграфический объем и мощности в разных тектонических зонах Сибирской платформы различны. По этим показателям можно выделить три крупные зоны: Енисей-Хатангский региональный прогиб, Вилюйская гемисинеклиза вместе с Предверхоянским краевым прогибом и Ангаро-Вилюйский наложенный прогиб.

В Ангаро-Вилюйском прогибе мезозойские отложения залегают на различных горизонтах палеозоя. В западных районах прогиба они охватывают возрастной диапазон от ранней до поздней юры и представлены терригенной и угленосной формациями. Стратиграфический интервал отложений в восточных районах—от рэтлейаса до нижнего лейаса; сложены они песчано-конгломератовыми образованиями мощностью до 30-50 м.

В районах Вилюйской гемисинеклизы и Предверхоянского краевого прогиба мегакомплекс развит более широко; его стратиграфический диапазон—от среднего-позднего триаса до позднего мела включительно. Мощности отложений достигают 5,0-5,5 км, составляя в среднем 2-3 км. Они подразделяются на три структурных подэтажа (см. рис.1).

Нижний (верхнетриасовый—нижне-среднеюрский) подэтаж образован терригенными формациями: олигомиктовый песчано-алевролитовой (более грубой в нижней половине и относительно тонкой—в верхней) и полимиктовой ритмичного строения песчано-глинистого состава. Между ними обычно отмечаются следы размывов и перерывов в осадконакоплении. Мощности их достигают 1-1,8 км.

Средний (верхнеюрский—нижнемеловой) структурный подэтаж представлен циклично построенной терригенно-угленосной формацией: песчано-алевролитовые породы с прослоями глин и углей, относительно слабо уплотненных в краевых частях Вилуйской гемисинеклизы и платформенного крыла Предверхоанского прогиба и более метаморфизованных в центральных и прискладчатых зонах прогиба. Мощности формаций составляют 1,8-2,0 км, а в зонах погружения достигают 3 км и более. Главным итогом тектонических движений этапа явилось заложение и развитие Предверхоанского краевого прогиба.

Несмотря на единство формационного состава, характер тектонических движений в позднеюрскую и раннемеловую эпохи был несколько различен. В позднеюрскую эпоху проявились хотя и более интенсивные, но сходные с предыдущими этапами геологического развития общие погружения (в пределах седиментационного бассейна) и поднятия (в областях сноса) участков земной коры относительно больших размеров. В период раннемелового осадконакопления, наряду с продолжающимися еще более интенсивными общими погружениями в районах Вилуйской гемисинеклизы и Предверхоанского прогиба, имели место активные процессы структурообразования. В этот период происходил прирост амплитуд подавляющего большинства структур I-III порядков восточной зоны Вилуйской гемисинеклизы на 70-90%.

Верхний (верхнемеловой-неогеновый) структурный подэтаж представлен красноцветной терригенной формацией олигомиктового и кварцевого состава мощностью до 600-700 м. Практически повсеместно эти отложения залегают на подстилающих с размывами и угловыми несогласиями.

По сравнению с нижележащими, верхнемеловая формация характеризуется относительно меньшим площадным развитием. Это связано как с последующими размывами, так и с дифференциацией тектонических движений во время ее формирования. Наряду с унаследованными в этот период происходило развитие и новообразованных структур. В конце позднемеловой эпохи произошло замыкание Предверхоанского прогиба. В целом следует отметить заметно большую степень деформированности подстилающих комплексов, что связано преимущественно со значительными структурообразующими движениями в раннемеловую эпоху.

Более молодые отложения в пределах рассматриваемой территории практически отсутствуют. Отложения (мощностью 150-350 м) палеогенового возраста предполагаются в небольших

грабенообразных впадинах на севере Хараулахских гор. Они представлены чередованием глин, алевролитов и песчаников с прослоями бурых углей.

В пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба нижняя граница мезозойского мегакомплекса устанавливается в подошве юрских отложений. Терригенные осадочные и осадочно-вулканогенные образования верхнего триаса, согласно дислоцированные с подстилающими отложениями, включены в верхний герцинский мегакомплекс.

По типам формаций и их соотношению в составе мезозойской части мезозойско-кайнозойского комплекса рассматриваемой территории можно выделить два структурных подэтажа. Каждый из них представляет крупный осадочный цикл, сложенный более грубозернистыми отложениями в нижней половине и относительно мелкозернистыми (и соответственно более глубоководными) — в верхней. От подстилающих и перекрывающих образований они, как правило, отделены несогласиями, особенно значительными в подошве и кровле мегакомплекса.

Нижний структурный подэтаж, примерно соответствующий нижнему этажу Вилюйской гемисинеклизы и Предверхожанского прогиба сложен терригенной полимиктовой и терригенно-глауконитовой формациями (Боголепов, 1967). Входящие в их состав породы представлены глинисто-аргиллитовыми (до 80%) и песчано-алевритовыми разностями. Они залегают на размытой поверхности с угловыми несогласиями на подстилающих породах. Их мощности изменяются в пределах от 1-2 км до 3,5-4 км; в прибортовых и восточных районах Енисей-Хатангского прогиба они уменьшаются, главным образом, за счет последующих (предваланжинских) размывов.

Во время формирования отложений нижнего структурного подэтажа происходили весьма интенсивные структурообразующие движения. Прирост амплитуд структур I-II порядков за этот период составил 50-80% при среднем значении 60-65%. Наряду с пликвативными в этот период активно проявлялись и разрывные деформации.

Верхний структурный подэтаж, примерно сопоставляемый со средним и верхним структурными этажами более восточных районов, сложен терригенно-угленосной и терригенно-глауконитовой формациями (Боголепов, 1967). В составе горных пород преобладают песчаники, ритмично чередующиеся с алевролитами, глинами и углями. От вышележащих рассматриваемые образования отделяются крупными размывами, на что указывает выпадение из разреза отложений от верхнего олигоцена

до верхнего плиоцена. Мощности верхнего структурного этажа колеблются от 1,5 до 2,5 км.

Темп структурообразующих движений в период накопления отложений верхнего структурного подэтажа заметно снизился. Приросты амплитуд структур I-II порядков в это время составляли 15-30%.

В период формирования **неоген-четвертичного мегакомплекса** на большей части Сибирской платформы и прилегающих регионов происходили общие поднятия и размывы отложений. Осадконакопление в это время имело место преимущественно на территории краевых депрессий.

Неогеновые отложения наиболее значительно проявляются в Лено-Алданском междуречье, где они выполняют ряд наложенных (Нижнеалданская, Келинская и др.) впадин. Мощности их здесь превышают 800-1000 м. В других районах они проявляются спорадически и мощности их не более 40-50 м. Неогеновые отложения залегают практически горизонтально с размывами и угловыми несогласиями на более древних образованиях.

Четвертичные отложения сложены галечниками, песками, глинами, местами с прослоями торфа. Наибольшее (по площади и мощности) проявление их отмечается в пределах Енисей-Хатангского регионального прогиба и в юго-восточных районах Сибирской платформы (Вилуйская гемисинеклиза, Алданская ветвь Предверхожанского прогиба и прилегающие к нему участки платформы). Во всех известных выходах четвертичные отложения залегают несогласно на подстилающих породах. Мощности их в наиболее полных разрезах достигают 150 м.

Проведенный анализ неоспоримо свидетельствует о сложном строении чехла Сибирской платформы и о правомерности выделения в его структуре шести комплексов (см. рис.1), отвечающих основным тектоническим эпохам. В принятой нами трактовке каждому из них, исключая байкальский, отвечает один структурный этаж. Однако, как видно из описания, некоторые структурные подэтажи (венд-среднекембрийский, верхнепалеозойский, триасовый, верхнетриасово-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и верхний мел-палеогеновый) характеризуются столь специфическими особенностями формационного состава, изменения мощностей и дислоцированности, что могут при дальнейших исследованиях быть переведены в ранг самостоятельных структурных этажей. В первую очередь это касается венд-среднекембрийского подэтажа, время формирования которого соответствует салаирскому циклу тектогенеза в складчатом обрамлении платформы.

Особенности пространственных сочетаний (см. рис.2 и 3) плитных комплексов в вулканогенно-осадочном чехле Сибирской платформы позволяют принципиально по-новому провести его районирование. Всего намечается двенадцать типов различных сочетаний байкальского, каледонского, нижнего и верхнего герцинских и мезозойско-палеогенового мегакомплексов. По намеченным типам их соотношения на территории платформы можно предварительно выделить 19 областей (см. рис.2). Предлагаемое районирование безусловно нуждается в дальнейшем обосновании и уточнении, однако уже сейчас, анализируя материалы, приведенные в тексте и на рис.2 и 3, можно сделать некоторые довольно существенные в теоретическом и практическом отношении выводы.

Прежде всего, четко проявляется зависимость между количеством комплексов, слагающих платформенный чехол, его общей мощностью и морфологией крупнейших тектонических элементов. Все области, в которых зафиксировано 4-5 комплексов, характеризуются мощностью чехла более 5-6 км

и приурочены (см. рис.2 и 3) к отрицательным крупнейшим структурам (Енисей-Хатангский региональный и Предверхоянский краевой прогибы, Курейская, Вилуйская и Присаяно-Енисейская синеклизы). Для таких положительных структур как Анабарская, Алданская, Непско-Ботуобинская (центральная и юго-восточная части) и Байкитская (южная часть) антеклизы и Ангаро-Ленская ступень (кроме крайних юго-западных районов), наряду с уменьшением общей мощности (до 2-4 км) чехла, сокращается (до 1-2) и количество слагающих его комплексов. Такая особенность строения платформенного чехла убедительно свидетельствует о длительности и относительной устойчивости формирования его основных тектонических элементов.

Обращает на себя внимание также и другая особенность строения платформенного чехла, которая выражается (см. рис.2 и 3) в преобладании в нем (по мощности) независимо от знака крупных структурных форм двух (в редких случаях одного) мегакомплексов. Чаще они являются смежными, но иногда разделены мегакомплексами небольшой мощности (см. рис.3). Следовательно, несмотря на многообразие сочетаний выделенных комплексов, определяющими в формировании платформенного чехла являлись лишь некоторые из них. При этом в пределах разных надпорядковых тектонических элементов такие мегакомплексы имеют неодинаковый возраст, что наглядно

подтверждает асинхронность прогибаний различных участков древних платформ. Лишь один каледонский мегакомплекс и, прежде всего, венд-среднекембрийский структурный подэтаж по значению в формировании чехла Сибирской платформы является как бы «сквозным». Практически на всей территории его мощность превышает 2,0 км. Отсюда ясна особая роль каледонского этапа (в основном, раннекаледонского) в формировании осадочного чехла Сибирской платформы.

В заключение нельзя не отметить различную степень совпадения границ выделенных областей (см. рис.2) с контурами крупнейших тектонических элементов. Наиболее полное совпадение характерно для Анабарской антеклизы, Курейской синеклизы и Ангаро-Ленской ступени. Несколько сложнее рассматриваемое соотношение на территории Енисей-Хатангского регионального и Предверхоанского краевого прогибов, Алданской и Непско-Ботуобинской антеклиз. Максимально сложное сочетание границ областей с различным типом строения плитных комплексов фиксируется в Присаяно-Енисейской, Вилюйской и южной части Тунгусской синеклиз.

Таким образом, при тектоническом районировании и систематизации на уровне надпорядковых структурных элементов платформенного чехла, нельзя не учитывать различия в наборе слагающих его мегакомплексов. Можно ожидать, что привлечение для этих целей формационного состава и мощностей разновозрастных мегакомплексов создаст основу не только для рационального тектонического районирования, но и для более достоверного прогноза различных полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967, 328 с.
- Верба М.Л., Бро Е.Г., Фердман Л.И. История геологического развития.— В кн.: Геология и прогноз нефтегазоносности северо-западной окраины Сибирской платформы. Л., «Недра», с.49-87.
- Дашкевич Н.Н., Мусатов Д.И., Фейгин Е.Б. и др. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и связь с ним траппового магматизма.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М., «Наука», 1968, с.113-116. (МГК, XXIII сессия. Докл.сов.геол.проблема 5).
- Зайцев Н.С. Сибирская платформа.— В кн.: Тектоника нефтеносных областей. Т. II, М. Госгеолтехиздат, 1958, с.233-298.
- Замараев С.М. Тектоническое строение и история геологического развития юго-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Геофизические исследования и проблема нефтегазоносности юга Сибирской платформы. Вып.2, М., Гостоптехиздат, 1962, с.128-193.

Замараев С.М. Основные этапы развития и основные элементы структуры южной части Сибирской платформы.—«Геол. и геофиз.», 1965, № 2, с.73-83.

Корчагин В.П., Нахабцев Ю.С. Тектоника и история геологического развития восточной части Тунгусской синеклизы.—В кн.: Геолого-геофизические исследования в Тунгусской синеклизе и смежных регионах. М., «Недра», 1971, с.28-44.

Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилойского среднепалеозойского авлакогена. М., «Недра», 1975, 183 с.

Меннер В.В. Девон Сибирской платформы.—В кн.: Стратиграфия палеозоя Средней Сибири. Новосибирск. «Наука», 1967, с.121-125.

Мокшанцев К.Б. Структурные комплексы и ярусы.—В кн.: Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964, с.30-96.

Мокшанцев К.Б., Еловских В.В. Основные черты тектоники мезозойских и кайнозойских отложений Якутии.—В кн.: Тектоника Сибири, т.1, Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962, с.169-180.

Савицкий В.Е. К вопросу о фациальных факторах оценки перспектив нефтегазоносности кембрия востока Сибирской платформы.—В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы. Новосибирск, 1973, с.82-85. (Труды СНИИГГиМС, вып.167).

Спижарский Т.Н. Краткий очерк тектоники Сибирской платформы.—В кн.: Доклады на ежегодных чтениях памяти В.А.Обручева. т.1-5, 1956-1960, М.-Л., 1961, с.90-120. Изд-во АН СССР.

Старосельцев В.С. О выделении структурных ярусов.—В кн.: Материалы по тектонике платформенных областей Сибири. Новосибирск, 1972, с.4-8. (Труды СНИИГГиМС, вып.141).

Сулимов И.Н., Старосельцев В.С., Мельников Н.В. Тектоника и основные этапы послерифейского развития западной части Сибирской платформы.—В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Восточной Сибири. Новосибирск, 1967, с.18-27. (Труды СНИИГГиМС, вып.63).

Сурков В.С., Жеро О.Г. Роль рифтогенеза в развитии литосферы северной части Монголо-Охотского подвижного пояса.— «Геол. и геофиз.», 1978, № 9, с.31-38.

Тектоника Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, 198 с.—Авт.: К.Б.Мокшанцев, Д.К.Горнштейн, Г.С.Гусев и др.

Фрадкин Г.С. Опыт сопоставления формационных комплексов среднего палеозоя Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области.—В кн.: Орогенез и история развития земной коры. Новосибирск, 1976, с.101-120.

ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ДОЮРСКОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Интенсивно ведущиеся в последнее десятилетие геофизические и буровые работы на территории Западно-Сибирской плиты создали благоприятные условия для всестороннего регионального изучения геологического строения не только мезозойско-кайнозойских отложений, образующих плитный комплекс, но и подстилающих их доюрских образований, тектонически представляющих фундамент Западно-Сибирской плиты.

Разработанные в СНИИГГиМСе принципы комплексного анализа геолого-геофизических материалов позволили провести структурно-формационное районирование доюрского фундамента плиты, обосновывающее возраст складчатости геосинклинальных комплексов и тип развития как геосинклинальных, так и пост-геосинклинальных структурно-формационных зон, образующих данные комплексы.

Доюрский фундамент Западно-Сибирской плиты представляет собой гетерогенное сооружение, в формировании которого участвуют тектонические комплексы байкалид, салаирид, каледонид, ранних- и поздних герцинид. В ряде мест в основании срединных и устойчивых массивов верхняя часть консолидированной земной коры образована добайкальскими комплексами. Многие комплексы перекрывают друг друга, и современное их структурное положение характеризуется сложным многоярусным тектоническим сочетанием. Особенно сложны сочетания геосинклинальных тектонических комплексов при их перекрытии, когда нижележащий комплекс подвергается коренной структурной и метаморфической переработке.

Установлено (Геология нефти ..., 1975; Геологическое строение ..., 1971), что на западе и северо-западе плиты фундамент образуют в широкой полосе (почти до г.Тюмени) погруженные под чехол плиты структурно-формационные зоны Уральской позднергерцинской складчатой системы, которые представлены сложно построенными мегантиклинориями и магасинклинориями унаследованного типа развития, частично обнаженными в пределах Урала (рис.1). На юге плиты, почти до широты Тобольска, ее фундамент образуют также погруженные под чехол структурные зоны каледонид Центрально-Казахстанской складчатой системы. Основными структурно-формационными зонами здесь

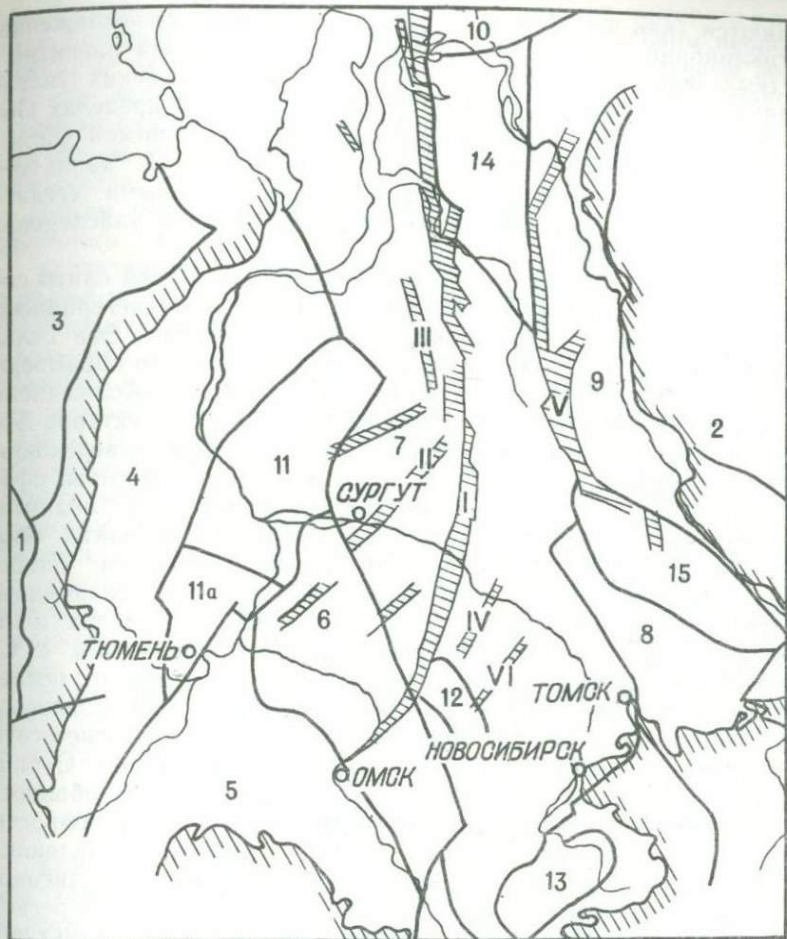


Рис.1. Схема тектонического районирования доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты.

Древние платформы: 1—Восточно-Европейская, 2—Сибирская. *Складчатые системы:* 3—Тимано-Печорская (байкальская), 4—Уральская (позднегерцинская), 5—Центрально-Казахстанская (каледонская), 6—Салымская (раннегерцинская), 7—Центрально-Западносибирская (позднегерцинская), 8—Салаирско-Кузнецкоалатауская (салаирская), 9—Енисейская (байкальская), 10—Таймырская (позднегерцинская). *Срединные массивы:* 11—Уват-Хантымансийский, 11а—Уватский блок Уват-Хантымансийского массива, 12—Межовский, 13—Барнаульский (байкальские, переработанные герцинским тектогенезом). *Устойчивые массивы:* 14—Няндояхский, 15—Касский (добайкальские, переработанные байкальским тектогенезом). *Триасовые грабен-рифты:* I—Колтогорско-Уренгойский, II—Аганский, III—Худуттейский, IV—Усть-Тымский, V—Худосейский, VI—Чузиский.

являются (как и в Центральном Казахстане) слабовыраженные антиклинории и синклинории унаследованного типа развития и система перекрывающих их средне-верхнепалеозойских унаследованно-наложенных впадин. Фундамент плиты в пределах Обь-Иртышского междуречья представлен раннегерцинской Салымской (Чингиз-Тарбагайской) складчатой системой, характеризующейся четко выраженными сложно-построенными мегантиклинориями и разделяющим их мегасинклинием унаследованного типа развития.

Фундамент центральной и северо-западной частей плиты сложен структурно-формационными зонами позднегерцинской Центрально-Западносибирской складчатой системы. Эта складчатая система частично выходит в пределах южного обрамления плиты, где представлена Калба-Нарымской и Томь-Кольванской складчатыми зонами. Системообразующими структурно-формационными зонами здесь являются сланцевые инверсионные мегантиклинории и разделяющие их межгорные прогибы, сформировавшиеся на месте интрагеоантиклинальных поднятий.

Фундамент восточной и юго-восточной частей плиты сформирован наиболее древними складчатыми системами: Енисейской (байкалиды) и Кузнецко-Алатауской (салаириды). Енисейская система практически полностью в пределах плиты перекрыта палеозойским чехлом, распространяющимся с Сибирской платформы, но отличающимся по строению от последней резкими изменениями мощности, особенно нижнепалеозойских отложений и четкой ориентировкой структур, соответствующей ориентировке байкальских геосинклинальных зон. Отрицательные структуры платформенного типа здесь разобщаются горстовыми выступами, с которых был смыт чехол полностью или частично. Кузнецко-Алатауская система, представляющая собой погруженные под чехлом структурные зоны Кузнецкого Алатау, имеет строение, мало чем отличное от открытого региона юго-восточного обрамления плиты. Здесь также структурно-формационная зональность геосинклинального комплекса в значительной мере затушевана блоковыми движениями последующих эпох. На больших территориях эта складчатая система перекрыта унаследованно-наложенными среднепалеозойскими впадинами. Структурная гетерогенность фундамента помимо разновозрастности и разнотипности складчатых систем обусловлена также присутствием ряда срединных массивов карельского и байкальского возрастов. Касский и Нядояхский карельские массивы расположены среди байкальских и салаирских систем. Уват-Хантымансийский, Межовский и Барнаулский расположены среди герцинских складчатых систем.

Своеобразным структурным и вещественным комплексом земной коры является рифтовый, формирование которого в пределах Западно-Сибирской плиты произошло в триасовом периоде. Глубинные разломы растяжения, образовавшие рифтовые зоны, рассекали палеозойскую геосинклинально-складчатую область, составляющую фундамент мезозойско-кайнозойской плиты, становление которой, вероятно, неразрывно связано с процессом рифтогенеза.

Таким образом, фундамент крупнейшего континентального осадочного бассейна, каким является Западно-Сибирская плита, характеризуется большой структурной гетерогенностью и широким возрастным диапазоном формирования отдельных его структурных регионов. В связи с разнообразием элементов фундамента и их разновозрастностью становится закономерным принципиальное отличие разновозрастных тектонических комплексов разных структурных областей фундамента плиты. Однако и среди тектонических комплексов одного класса и возраста нередко имеются существенные различия в типе развития и, соответственно, в формационном составе тектонических зон. Примером тому является геосинклинальный комплекс поздних герцинид Уральской и Центрально-Западносибирской складчатых систем, соответственно сформировавший существенно фемического типа эвгеосинклинальную систему, в первом случае, и салического типа миогеосинклинальную систему, во втором случае.

Рассмотрим основные черты строения тектонических комплексов по регионам. Схема корреляции комплексов приведена на рисунке 2.

Карельский и докарельский тектонический комплекс

Комплекс представлен исключительно геосинклинально-складчатыми образованиями, находящимися в большинстве случаев на амфиболитовой стадии метаморфизма.

В составе фундамента плиты выделяется три блока, сложенные карельским и докарельским комплексом метаморфических и интрузивных образований: Касский и Няояхский на востоке плиты и Уватский блок, представляющий южную часть Уват-Хантымансийского существенно байкальского срединного массива, расположенный на западе (рис.1).

Расположение блоков и их геофизическая характеристика позволяет полагать, что они представляли единое целое с разновозрастными комплексами соответственно Сибирской и

Тектонические регионы фундамента Западно-Сибирской плиты		Уральская окадчатая система	Центрально- Казхастанская окадчатая система	Саянская окадчатая система	Центрально-За- падно-Сибир- ская окадчатая система	Кузнецко- Алтайская окадчатая система	Енисейская окадчатая система	Узет-Ханты-Ман- сийский, Межов- ский, Барнаул- ский срединные массивы	Касский и Нидонжский устойчивые массивы
доюрский фундамент	Подногер- цинский $C_2 - T_I$								
	Увненгер- цинский $D - C_I$								
	Каледонский $V - S$								
	Байкальский PR_3								
	Карельский и докарельский $AR - PR_2$								

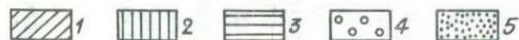


Рис.2. Схема корреляции главных тектонических комплексов доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты.
 1—геосинклиальный комплекс; 2—протоорогенный комплекс; 3—дейтероорогенный комплекс; 4—плитный комплекс; 5—комплекс срединных массивов.

Восточно-Европейской древними платформами. Характеристика потенциальных полей как по своим параметрам напряженности, так и по морфологии (с учетом большего погружения под чехол, особенно Няояхского блока) аналогична характеристике Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа и Канского блока Восточного Саяна, а также Гараташского горста на Среднем Урале. Предполагается, что отторжение блоков от древних кратонов произошло в результате раскола литосферной плиты и заложения раннерифейской рифтовой системы (Сурков и Жеро, 1978). Рифтогенез определил оформление байкальской геосинклинальной системы и переработку последней карельского комплекса. Байкальский комплекс, в свою очередь, на ряде участков был переработан герцинским геосинклинальным циклом. О существовании гранитно-метаморфического слоя (предположительно карелид) косвенно свидетельствует существенно миогеосинклинальный характер байкалид, протягивающихся по территории всей Западной Сибири из района Тимано-Печерской области. Следящийся во многих местах нижний сейсмический преломляющий горизонт с V_T — 6,2-6,4 км/сек и более в районах развития байкалид может быть отождествлен с карельским основанием байкальской геосинклинали. Непосредственных геологических данных о строении метаморфических образований карельских блоков фундамента плиты пока не имеется, и суждение о их возможном составе основано только на интерпретации геофизических материалов и общегеологических закономерностях.

Байкальский тектонический комплекс

Этот комплекс широко развит в фундаменте Западно-Сибирской плиты. В современной структуре земной коры он образует как самостоятельные структурные единицы: срединные массивы, складчатые системы, так и служит основанием герцинских геосинклиналей.

Большая продолжительность байкальского тектогенеза (около 1 млрд. л.) с несомненностью указывает на возможную значительную разновозрастность отдельных конкретных складчатых систем этого этапа развития земной коры.

Байкальский геосинклинальный комплекс слагает ядра герцинских антиклинорных зон как в пределах открытой части Урала, так и в таких же структурных условиях, но уже в погребенных под платформенным чехлом плиты антиклинориях. Особенно широко этот комплекс развит в Березовском

районе. Здесь группой Чуэльских, Шаховских и Березовских скважин вскрыты кварцево-роговообманковые и слюдяные сланцы, гнейсы и гранито-гнейсы. По особенностям строения аномальное поле силы тяжести, представляет собой своеобразную «решетку», образованную аномалиями от пересекающихся байкальских и герцинских структур. В Зауральской части Западно-Сибирской плиты выделяется еще ряд мест, где предполагается выход байкальского геосинклинального комплекса в ядрах герцинских антиклинориев (Гортский, Полуйский, Сартынский антиклинорий). Во многих случаях рифейские сланцы и гранитогнейсы в таких выступах вскрыты скважинами.

Значительным по площади участком, в пределах которого широко развиты на поверхности доюрского фундамента плиты образования байкальского геосинклинального комплекса, является Уват-Хантыманийский срединный массив. Геосинклинальный байкальский комплекс здесь слагает Красноленинский, Ляминский, Ныдовский и др. выступы, представляющие собой наиболее гранитизированные присводовые части антиклинорных зон байкальской складчатой системы, слабо переработанные в условиях срединного массива. Скважинами на Красноленинском выступе вскрыты кремнисто-слюдястые и хлоритовые сланцы, кварцево-графитовые сланцы, амфиболиты. Аналогичный выступ присутствует и на Межовском срединном массиве, однако, здесь скважинами вскрываются только гранито-гнейсы и граниты с возрастом около 1 млрд. лет, среди которых широко развиты граниты с возрастом 285 млн. лет.

К байкальскому геосинклинальному комплексу относятся также кварцито-слюдястые сланцы и кварцевые диориты, вскрываемые скважинами на Нарым-Парабельской площади северо-западнее Колпашево. Абсолютный возраст диоритов по калий-аргоновому методу составляет 735 млн. лет. Тектонически Нарым-Парабельский выступ представляет собой приподнятый блок основания крупной Колпашевско-Нарымской внутренней впадины. В связи с тем, что Центрально-Западносибирская позднегерцинская складчатая система в большей своей части характеризуется инверсионным типом развития, специфическим для сланцевых геосинклиналей, можно предполагать широкое развитие байкальского геосинклинального комплекса в составе оснований межгорных прогибов и внутренних впадин. В ряде случаев предположительно рифейско-вендские метаморфические породы слагают присводовые части герцинских антиклинориев Салымской и Центрально-Западносибирской складчатых систем. Такими ядрами антиклинориев являются хлоритовые сланцы

Новопортовской площади; гранито-гнейсы и гнейсы Назино-Охтеурьевской зоны и др. Гипербазитовые образования предположительно байкальского геосинклинального комплекса встречаются на Усть-Балыкской, Самотлорской, Ипатовской и Ново-Васильевской площадях. Большой объем сейсмических работ методом преломленных волн, проведенных в последние годы на юге Западно-Сибирской плиты, показывает на широкое распространение преломляющей границы с граничной скоростью 6,2-6,4 км/с и более, залегающей глубже поверхности геосинклинально-складчатого комплекса герценид на 3-6 км. Эта граница совпадает с поверхностью складчатого фундамента в районах сводов наиболее ярко выраженных антиклинорных зон, где в некоторых случаях можно допустить присутствие выходов байкальского комплекса. Таким образом, в зонах герцинских синклиналиев фундамента центральной части плиты, где глубже поверхности складчатого фундамента прослеживается горизонт с граничной скоростью 6,2-6,4 км/с, последняя может быть отождествлена с поверхностью байкальского геосинклинального комплекса.

Наиболее молодые байкальские геосинклинальные образования развиты в выступах вдоль Приенисейской зоны плиты. Здесь на Большелайдинской, Ермаковской, Шучинской, Костровской и Косминской площадях вскрыты скважинами хлоритобитовые, слюдисто-кварцевые, кварцево-серицитовые сланцы, известняки и доломиты, однотипные породам свит позднего докембрия Енисейского кряжа.

Салаирский тектонический комплекс

Этот комплекс близок байкалидам по времени развития. Он развит на северном погружении Кузнецкого Алатау. Геосинклинальный этап здесь начался в рифее и завершился в раннем-среднем кембрии.

Геосинклинальный комплекс сложен зеленокаменно-измененными вулканитами основного состава, доломитами, известняками, слюдистыми сланцами, метапесчаниками. В составе комплекса присутствуют многочисленные основные и ультраосновные интрузивные образования и гранитоидные тела пестрого состава. Протоорогенный этап Кузнецко-Алатауской складчатой системы, продолжавшийся с позднего кембрия, до силура включительно, характеризовался, по-видимому, интенсивным поднятием всей системы, в связи с чем протоорогенные осадочные

бассейны в пределах системы практически отсутствуют. Фрагменты таких бассейнов сейчас представлены небольшими грабенами типа Тайдонского, где сохранились от полной денудации терригенные отложения, датируемые как ордовикские. В пределах плиты такую отрицательную структуру вскрыла скважина Няргинская 1, где песчано-алевритовые известковые отложения, чередующиеся с туфогенными образованиями, содержат раковины ордовикских фораминифер.

Каледонский тектонический комплекс

Основным районом развития геосинклинального комплекса каледонского тектогенеза в составе фундамента Западно-Сибирской плиты является погруженная часть Центрально-Казахстанской складчатой системы.

Каледонский геосинклинальный комплекс Центрального Казахстана в современной структуре характеризуется отсутствием четко выраженной линейности и формационной дифференциации структурно-формационных зон. Это наблюдается и под чехлом плиты. По всей вероятности, данная специфика строения геосинклинального комплекса каледонид Казахстана привела к своеобразию и постгеосинклинальных структурно-формационных зон, особенно подчеркнутому А.Л.Яншиным (Тектоника Евразии, 1966).

Каледонский геосинклинальный комплекс Уральской складчатой системы, погребенный под чехлом плиты, представлен ордовикскими и силурийскими образованиями. Состав пород и мощность резко изменяются вкрест простирания зон и относительно выдержаны вдоль простирания зон. Ордовикские отложения представлены существенно кремнисто-глинистыми и глинисто-карбонатными сланцами. Силурийские образования представлены спилито-кварц-кератофировой, андезито-базальтовой и андезито-дацитовой вулканогенными формациями. Комплекс представляет собой начальный этап развития герцинской геосинклинали. Структурная зональность здесь очень ярко отражается в потенциальных полях, так как породы, слагающие зоны, обладают резко различной плотностью и магнитной характеристиками. Породы, относимые по возрасту к каледонскому тектогенезу, в пределах погруженных структур Уральской складчатой системы вскрыты очень многими скважинами.

Возрастному интервалу каледонского тектогенеза соответствует плитный комплекс, перекрывающий Енисейскую систему. Судя по единичным скважинам в Приенисейской части Западно-Сибирской плиты и анализу строения Игарско-Туруханского района Сибирской платформы, плитный комплекс нижнего палеозоя простирался с Сибирской платформы на запад и, возможно, перекрывал не только байкальскую складчатую систему, но и Няояхский и Касский карельские срединные массивы. Формационный состав комплекса в целом, вероятно, близок одновозрастным образованиям плитного комплекса западных районов Сибирской платформы, но градиенты изменения мощности значительно больше, что, вероятно, связано с продолжавшимися еще тогда унаследованными движениями структурных зон, подстилающих комплекс байкальской складчатой системы.

Тектонический комплекс ранних герцинид

Геосинклинальный комплекс ранних герцинид образует фундамент плиты в широкой полосе Обь-Иртышского междуречья. Складчатая система этого возраста здесь именуется Салымской, а в пределах Восточного Казахстана обнаженная часть ее именуется Чингиз-Тарбагатайской. Вопрос о возрасте складчатости этой геосинклинали не является пока полностью выясненным. Основной причиной трудности датировки является растянутый по времени этап инверсии и протоорогенеза, охвативший девонский, каменноугольный и пермский периоды (Геология СССР, 1966).

В региональном плане Салымская складчатая система представлена двумя мегантиклинориями (Старосолдатско-Михайловский и Верхне-Демьянский) и разделяющим их Тарско-Муромцевским мегасинклинорием. На границе между Салымской складчатой системой и Центрально-Казахстанской развита структура типа краевого прогиба, именуемого Иртышским, сложенного, вероятно, каменноугольными и пермскими отложениями, перекрытыми вулканогенной толщей триаса. Структурно-формационные зоны складчатой системы развивались унаследованно, начиная с байкальского тектонического цикла.

Как и в открытой части (Чингиз-Тарбагатайская система), в строении структурно-формационных зон Салымской складчатой системы чрезвычайно широко распространены вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования основного и среднего состава. Эта характерная особенность строения ярко подчеркивается анализом состава пород, вскрытых глубокими сква-

жинами на территории Омской и западной части Новосибирской областей. В сводовых частях мегантиклинорных зон скважинами вскрываются тела гранитоидов. Наиболее часто достигнутые скважинами породы на крыльях мегантиклинориев и в Тарско-Муромцевском мегасинклинии относятся к андезит-базальтовой, вулканогенно-молассовой, терригенной флишоидной формациям.

В открытой части Казахстана структуры Салымской и Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы «срезают» или имеют торцевое сочленение со структурами каледонид Центрального Казахстана. Эти наблюдения, а также высокая степень унаследованности движений в постгеосинклинальный этап в Салымской системе свидетельствуют о том, что она несомненно моложе Центрально-Казахстанской системы, но, по-видимому, древнее, чем позднегерцинская Центрально-Западносибирская. От последней Салымская система отличается и по стилю развития и по формациям. Полициклическое унаследованное развитие Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы привело к формированию значительного числа структурных ярусов, разделенных между собой угловыми несогласиями и формационным составом. Четкость структурно-формационной зональности Салымской складчатой системы, в отличие от Чингиз-Тарбагатайской, позволяет предполагать, что данный отрезок этой раннегерцинской системы не подвергался постгеосинклинальным сдвиго-надвиговым дислокациям, в связи с чем структурные ярусы здесь должны быть выражены более четко. По имеющимся в настоящее время материалам структурные ярусы и территории их развития могут быть выделены только в региональном плане, схематично.

Тектонические комплексы поздних герцинид

Они имеют очень широкое развитие в современной структуре фундамента Западно-Сибирской плиты. Геосинклинальный комплекс Уральской складчатой системы начал формироваться в ордовике, а нижняя моласса относится к среднему-позднему карбону. В пределах открытой системы (на Урале), в составе герцинского геосинклинального комплекса выделяется три структурных яруса: первый ярус охватывает образования от ордовика до нижнего девона включительно, второй ярус—средний девон-нижний карбон и третий ярус—средний карбон-триас. Первые два яруса соответствуют стадии прогибания, а третий—стадии инверсии. Каждый из ярусов в свою очередь подразде-

ляется на подъярусы. Строение закрытой мезозойско-кайнозойским чехлом части Уральской складчатой системы полностью соответствует открытому Уралу. Многие из структурно-формационных зон, слагающих систему в пределах южного и среднего Урала, далее перекрываются чехлом и являются уже составляющими фундамент молодой плиты. Таким образом, несмотря на недостаточную и выборочную изученность зон бурением в пределах плиты, можно уверенно полагать, что здесь геосинклинальный комплекс образуют идентичные структурные ярусы. Характерной особенностью формационного состава синклинорных зон является очень широкое развитие основных и средних вулканитов, инъецированных соответствующего состава интрузивными телами. В пределах антиклинорных зон вулканогенные образования резко сокращаются в объеме и замещаются на нормально осадочные и вулканогенно-осадочные толщи. Интенсивная и многофазная гранитизация антиклинорных зон создала широкие зоны контактово-метасоматических изменений осадочных и вулканогенных образований. Структурно-формационная зональность четко устанавливается по характеру гравитационного и магнитного аномальных полей и подтверждается многочисленными буровыми данными.

Протоорогенный комплекс развит исключительно в центральных частях синклинориев, как правило, осложненных грабенами, в которых и залегают чаще всего молассовые образования: известняковые конгломераты среднего-верхнего карбона, терригенные и угленосные отложения триаса.

Вся центральная и северо-западная части плиты в фундаменте имеет позднегерцинскую складчатую систему, именуемую нами Центрально-Западно-Сибирской. На юге плиты она обнажается в пределах Томь-Колыванской и Калба-Нарымской складчатых зон. Складчатая система относится к миогеосинклинальному глинисто-сланцевому типу. Ее образуют структурно-формационные зоны инверсионных антиклинориев, разделенных структурами межгорных прогибов, сформированных на стадии инверсии на участках интрагеосинклинальных поднятий. Эти поднятия на начальной стадии развития системы разделяли геосинклинальные трюги, где происходило накопление глинисто-сланцевых толщ большой мощности (порядка 5-8 км). Последующая гранитизация песчано-глинистых отложений трюгов привела к инверсии и образованию складчатых антиклинорных зон.

В пределах интрагеосинклинальных поднятий и срединных массивов на стадии прогибания формировался характерный для срединных массивов чехольный комплекс, сложенный по данным бурения карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями.

Геосинклинальный комплекс Центрально-Западно-Сибирской складчатой системы формировался в основном в девоне и раннем и среднем карбоне, но в ряде мест, возможно, осадконакопление началось в силуре. Наиболее интенсивное прогибание и накопление мощных глинисто-терригенных отложений происходило в позднем девоне—раннем- и, возможно, среднем карбоне. Поздний карбон и пермь являются этапом инверсии, завершающей складчатость.

Вулканогенные образования в составе геосинклинального комплекса имеют относительно небольшое распространение. Они сосредоточены в основном в зонах межгорных прогибов орогенного этапа. Многочисленные скважины, вскрывающие фундамент в пределах Томской и Новосибирской областей, подтверждают намеченные по геофизическим данным структурно-формационные зоны геосинклинального комплекса и комплекса чехлов срединных массивов. Следует особо отметить, что несмотря на довольно равномерное распространение по площади скважин, широкого развития протоорогенного комплекса установить не удастся. Это обстоятельство наводит на мысль об интенсивной денудации всей территории и разрушении значительной по мощности толщи земной коры, сформированной позднегерцинским циклом тектогенеза. И наоборот, в северной части Западно-Сибирской плиты конец позднегерцинского цикла тектогенеза характеризовался началом регионального прогибания и формированием квазиplatformенного чехла, стратиграфически охватывающего верхнюю пермь и триас.

Возрастному интервалу герцинских тектогенезов в пределах юго-восточной складчатой части Западно-Сибирской плиты соответствует дейтероорогенный комплекс впадин и прогибов. В пределах Алтае-Саянской складчатой области данный комплекс слагает Назаровскую, Северо-Минусинскую, Сыдо-Ербинскую и Южно-Минусинскую впадины. Как и в открытой части Кузнецко-Алатаусской складчатой системы, в фундаменте плиты комплекс сложен вулканогенно-осадочными образованиями большой мощности нижнего-среднего девона, преимущественно терригенными красноцветными отложениями среднего-верхнего девона, а в наиболее погруженных частях впадин терригенными и терригенно-карбонатными породами карбона. Наибольшим площадным развитием пользуются вулканогенно-осадочные

образования нижнего-среднего девона. Они вскрыты многими скважинами на Белярской, Ярославской, Западной, Борисоглебской, Мариинской площадях. Средне-верхнедевонские красноцветные терригенные отложения вскрыты на Ванжильской и Ажарминской площадях, а каменноугольные песчано-глинистые отложения—в Чулымской опорной скважине. Мощности осадочных отложений среднего-верхнего девона и карбона по данным интерпретации геофизических материалов не превышают 1,5-2 км, что согласуется с закономерным уменьшением мощности этой части разреза в северном направлении во впадинах Минусинской группы.

Рифтовый комплекс

Начало мезозойской эры на территории Западно-Сибирской плиты ознаменовалось проявлением интенсивных процессов рифтогенеза.

В наблюдаемом и, особенно, трансформированном гравитационном и магнитном аномальных полях рифтовые зоны отражаются линейными интенсивно положительными аномалиями. В рельефе поверхности геосинклинально-складчатых образований фундамента соответствуют глубокие грабены, над которыми в платформенном чехле развиты желоба. В районе грабен-рифтов отмечается увеличение интенсивности теплового потока. В строении верхней части земной коры грабен-рифтов участвуют два комплекса: рифтовый, сложенный существенно интрузивными и вулканогенными образованиями основного состава, и грабеновый, сложенный преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями среднего-верхнего триаса и нижней юры.

Особенностью строения грабен-рифтов является их сужение в местах пересечения ими антиклинорных зон фундамента и резкое расширение на участках пересечения синклиналий и межгорных прогибов. Отмечается также смещение крупных грабен-рифтов по поперечным разломам-сдвигам.

Крупнейшим и наиболее изученным геофизическими методами и бурением грабен-рифтом является Колтогорско-Уренгойский. Он пересекает Западно-Сибирскую плиту с юга на север на расстоянии 1800 км. На его продолжении в Карском море расположен желоб Святой Анны.

Расчет плотностных моделей показывает, что этот рифт, как и другие, представляет собой расщелину в земной коре, заполненную базитами. Скважинами в южной части грабен-

рифта вскрываются базальты, чередующиеся с туфами и туффи-тами, долериты, диабазовые порфириды, габброиды. Геофизические данные и керн глубоких скважин показывают, что грабен-рифты представляют собой типичные континентальные рифты, образованные в результате раскола и раздвига литосферных плит в начале триаса.

Такова краткая характеристика главных тектонических комплексов фундамента Западно-Сибирской плиты. Установленные структурные взаимоотношения и тектоническая позиция комплексов представляют большой практический интерес с точки зрения перспективной оценки на поиск новых металлогенических зон и провинций, для оценки перспектив на нефть и газ дочехольных комплексов плиты.

ЛИТЕРАТУРА

Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты (по геологическим и геофизическим данным). Л., «Недра», 1971, 208 с. (Тр. СНИИГГиМС, вып.76).

Геология нефти и газа Западной Сибири. М., «Недра», 1975, 680 с.— Авт.: А.Э.Конторович, И.И.Нестеров, Ф.К.Салманов и др.

Геология СССР. т. XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Кн. 2. М., «Недра», 1972, 308 с.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Роль рифтогенеза в развитии литосферы северной части Монголо-Охотского подвижного пояса.—«Геол. и геофиз.», 1978, № 9, с.31-38.

Тектоника Евразии. Гл.ред. акад. А.Л.Яншин. М., «Наука», 1966, 478 с.

ДОЮРСКИЕ ФОРМАЦИИ И СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Региональные геофизические исследования (ГСЗ, КМПВ, МОГТ) и глубокое бурение доставили информацию, позволяющую обосновать широкое распространение доюрских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ в центральных и северных районах плиты и более древний, чем герцинский, а именно — байкальский и карельский возраст фундамента этих районов. Сделанный нами вывод принципиально расходится с представлениями В.С.Бочкарева (1977), В.С.Бочкарева, Б.С.Погорелова (1973), В.С.Суркова (1968, 1972). На обширной территории Обь-Иртышского междуречья и Томского Приобья между складчатым фундаментом и мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом выделяются осадочные, преимущественно карбонатные толщи среднего палеозоя мощностью до 3-4 км и вулканогенно-терригенный комплекс верхнего палеозоя-нижнего триаса мощностью до 1,5-2 км. Эти образования относятся к, так называемому, «промежуточному структурному этажу» (ПСЭ); они имеют прерывистое развитие, выполняя отдельные впадины, ограниченные на бортах разломами (Запывалов, 1974; Крылов и др., 1974; Кондрашов, 1977).

Для северных и субарктических районов характерно более широкое, почти сплошное распространение доюрских образований, сопоставимых с ПСЭ южных районов. Мощность этих отложений в отдельных депрессиях достигает 6-8 км. Подошва «промежуточного комплекса» на Севере картируется преломляющей границей со значениями скорости распространения волн в 6-6,5 км/сек. Эта граница отождествляется с поверхностью складчато-метаморфического фундамента и обозначается как поверхность III. Внутри ПСЭ и вблизи его кровли прослеживаются еще две региональные поверхности: II — со значениями граничной скорости (V_r) в пределах 5,5-6 км/сек и I — с величинами V_r в интервале 4,8-5,2 км/сек.

Граница II отвечает разделу между существенно-карбонатной толщей палеозоя и терригенным комплексом пермо-триаса. Важно отметить, что границы I и II на Севере субпараллельны и изогнуты конформно с отражающими горизонтами в юрских и меловых отложениях (Вайполин, 1977). Это обстоятельство может служить указанием на переход верхнепалеозойско-триа-

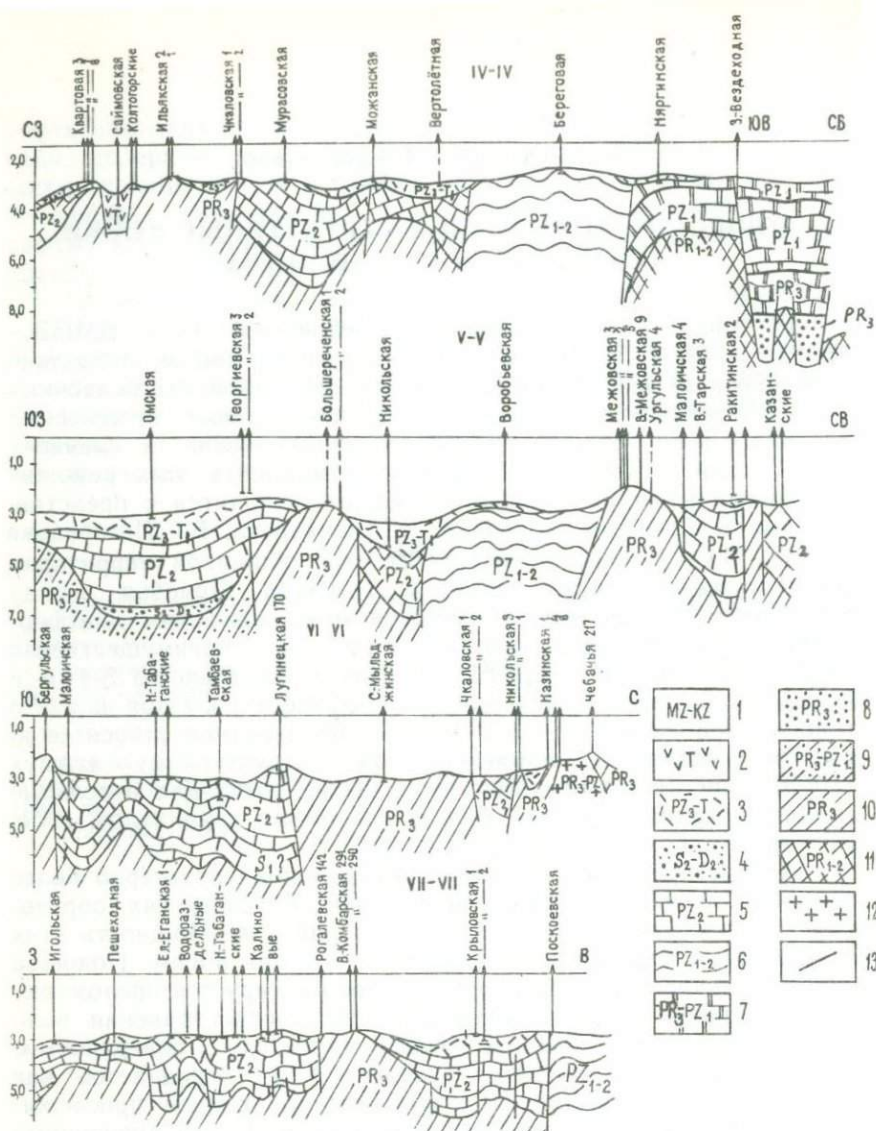


Рис.2. Геологические профили по линиям IV-IV, V-V, VI-VI, VII-VII.

1—терригенные породы мезозойско-кайнозойского платформенного чехла; 2—вулканогенные (базальты) и вулканогенно-осадочные (туфоалевролиты, аргиллиты) породы тафrogenного структурного подэтажа платформенного чехла (триас); 3—вулканогенно-осадочные и эффузивные породы орогенного структурного этажа (верхний палеозой-нижний триас); 4—породы вулканогенно-осадочного орогенного структурного этажа каледонид (средний силур-средний девон); 5—существенно карбонатные породы квазиплатформенного структурного этажа (средний палеозой: силур-нижний карбон); 6—существенно глинисто-сланцевая толща герцинского складчатого фундамента (нижний-средний палеозой); 7—известняки и доломиты верхнего рифея-нижнего палеозоя—квазиплатформенный и платформенный чехол карельских массивов; 8—предполагаемый орогенный структурный этаж карелид (верхний протерозой); 9—метаморфические сланцы позднепротерозойско-нижнепалеозойского (каледонского) складчатого фундамента; 10—метаморфические сланцы позднепротерозойского (байкальского) складчатого фундамента; 11—гнейсы и метаморфические сланцы ранне-среднепротерозойского (карельского) фундамента; 12—гранитоиды; 13—глубинные разломы.

сового орогенного комплекса южных районов плиты в платформенный в северных и арктических сегментах последней (рис.1,2).

1. Доюрские структурно-формационные комплексы

Юрские отложения, составляющие основание ортоплатформенного чехла плиты, перекрывают различные по вещественному составу и возрасту комплексы. Эти комплексы доминируют в пределах определенных структурно-формационных зон, имеющих четкие границы и характеризующиеся закономерными взаимоотношениями и распространением (рис. 3).

Докембрийские геосинклинальные формации

Самыми древними породами фундамента являются диориты, вскрытые скважинами Парабельской и Нарымской площадей (калий-аргоновый возраст $924,5 \pm 86,5$ млн.лет) и граниты из скв.1Нагорненской площади (Куликов, 1968,1971). В большом числе случаев докембрийский возраст пород фундамента устанавливается по петрографическому составу, метаморфизму и соотношению с перекрывающими осадочными толщами, содержащими фауну.

О.А.Шнип (1977) отмечает весьма широкое развитие докембрийских пород в фундаменте плиты и выделяет в их составе два метаморфических комплекса: ниже-среднепротерозойский и верхнепротерозойский. Породы первого комплекса встречаются в виде ксенолитов в более молодых палеозойских магматогенных образованиях. Это ксенолиты биотит-амфиболовых гнейсов в гранитах верхнего палеозоя на Веселовской, Межовской, Калгачской, Сергеевской, Кулундинской площадях в Томском Приобье. Вероятно «коренные» ниже-среднепротерозойские образования встречены на Северной Лукашкин-Ярской и Назинской площадях в пределах Александровского свода, где скважины вскрыли милонитизированные гнейсы. Описанные О.А.Шнипом породы по петрографическим особенностям и степени метаморфизма сопоставляются с нижепротерозойской гнейсо-амфиболитовой толщей Горного Алтая.

Метаморфические породы рифейского возраста имеют очень широкое распространение и вскрыты десятками скважин. Они выходят на поверхность фундамента под юрскими отложениями в пределах всех мезозойских сводовых поднятий—Пудинского, Среднеvasюганского, Александровского, Нижневартовского, Каймысовского, Сургутского.

По составу это— сланцы кремнисто-серицитовые, кремнисто-хлоритовые, эпидот-хлорит-кремнистые, альбит-хлоритовые; филлиты, кварциты, рассланцованные песчаники. Плоскости сланцеватости волнистые (плойчатая складчатость) с наклонами под углом 80-90°. Степень метаморфизма соответствует мусковитовой субфации зеленых сланцев. Описанный комплекс О.А.Шнип (1977), Т.Ф.Балабанова (1976) сопоставляют с позднепротерозойской теректинской свитой Телецкого горст-антиклинария Алтая.

Рифейские (?) и нижнепалеозойские платформенные формации

Рифей-вендские и кембро-ордовикские отложения образуют платформенный чехол Тунгусской синеклизы. Судя по сейсмическим профилям, они развиты также в Приенисейской полосе Западно-Сибирской плиты (см. рис.2). В районе Вездеходной площади на профилях обособляется 2 структурно-вещественных комплекса: 1) осадочных пород мощностью 2-3 км, лежащих субгоризонтально и плащеобразно; 2) осадочных и эффузивных пород, мощностью до 4-5 км, выполняющих грабены. Отложения первого комплекса вскрыты по мощности до 1 км скважинами (Вездеходная, Мартовская, Северо-Лымбельской площади в северной части Чулымской синеклизы; см. рис.3,4).

По составу это неравномернозернистые, кавернозные доломиты. Возраст пород определен как вендский по палеонтологическим остаткам. Осадочный комплекс грабенов, вероятно, имеет более древний—ранне-среднерифейский возраст.

Нижнепалеозойские (кембрийские и ордовикские) известняки и доломиты широко развиты во всей Приенисейской полосе плиты (Булынникова и др., 1968). Отложения, датированные по ископаемым водорослям как верхний кембрий-нижний ордовик, вскрыты на Няргинской площади (Чулымская синеклиза). Это—оолитовые доломитизированные известняки с прослоями основных эффузивов и их туфов.

Нижне-среднерифейские (?) отложения, выполняющие грабены, характеризуются субгоризонтальными преломляющими границами. Возможно, что их нижняя часть составляет орогенный этаж карелид, которые продолжаются со стороны Сибирской платформы в Приенисейскую зону Западно-Сибирской плиты (Яншин, 1965; Тектоника Евразии, 1966). При такой трактовке тектоники Приенисейской полосы Енисейский кряж и Туруханское поднятие следует рассматривать как испытавший инверсию ри-

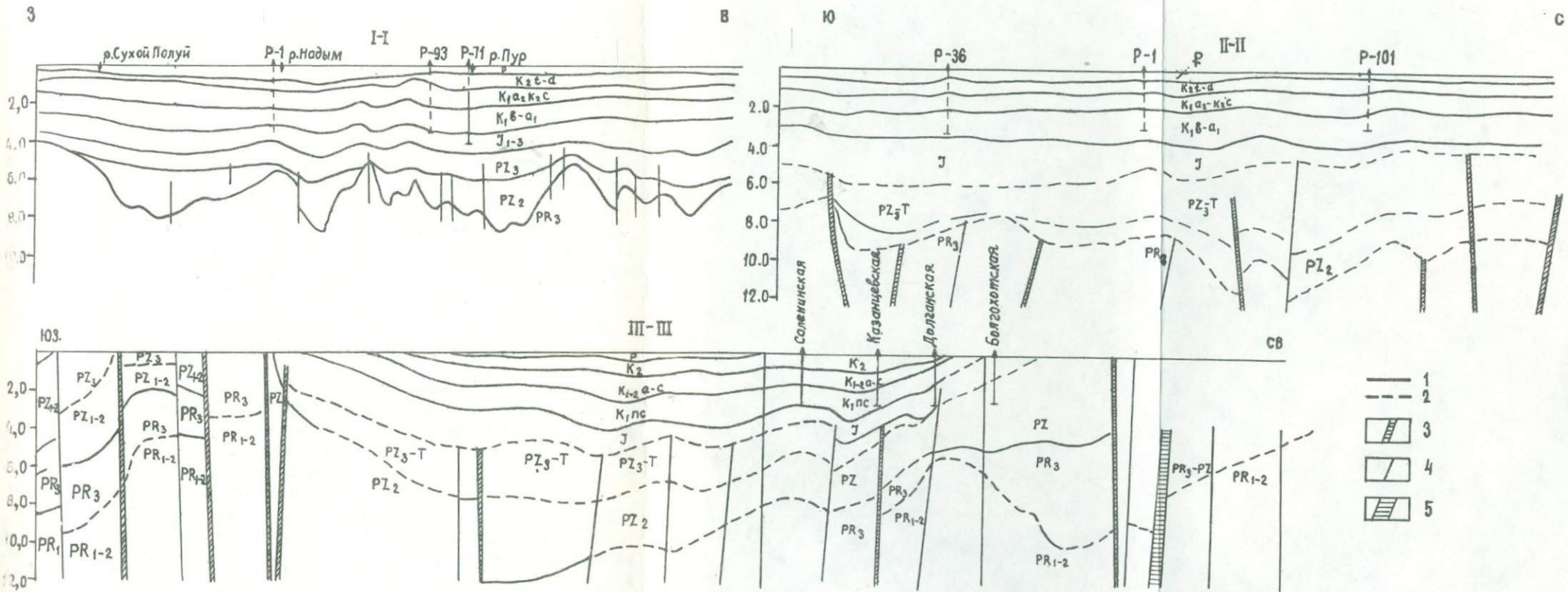


Рис.1. Геологические профили по линиям I-I, II-II, III-III.
 1—основные границы раздела по данным МОВ, ГСЗ, КМПВ и бурения; 2—предполагаемое положение основных границ; 3—разломы в земной коре и верхней мантии; 4—разломы в верхней части земной коры; 5—зоны разломов.

фейский авлакоген, получивший развитие вблизи западного края Сибирской платформы.

Нижне-среднепалеозойские геосинклинальные формации

Геосинклинальные формации и складчатые структуры нижнего-среднего палеозоя являются главными компонентами каледонских и герцинских систем, перекрытых мезозойско-кайнозойским чехлом. Они подробно описаны в литературе, касающейся погребенного восточного склона Урала (Бочкарев, Погорелов, 1973; Куликов, 1968, 1971 и др.). Менее известны и изучены герциниды Салымско-Демьянской и Колпашевской зон, входящих внутрь плиты со стороны южного горноскладчатого обрамления. В этих зонах скважины вскрывают алеврито-глинистые сланцы с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, спонголитов, известняков. В сланцах встречаются остатки фораминифер, радиолярий позднедевонско-раннекаменноугольного возраста. Черные аргиллиты Колпашевской складчатой зоны сопоставляются с инской серией Колывань-Томской гряды (верхний девон).

Среднепалеозойские орогенные формации

Среднепалеозойские молассоидные образования изучены по опорным Мариинской, Белогорской, Каской скважинам (южная часть Чулымской синеклизы). Это—эффузивно-осадочная красноцветная толща девона. В осадочном комплексе присутствуют конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями мергелей и известняков.

Вулканогенные породы представлены диабазовыми и плагиоклазовыми порфиритами и туфами. Эффузивно-осадочный комплекс девона выполняет межгорные впадины ранних каледонид (салаирид) Алтае-Саянской области (включая цоколь южной части Чулымской синеклизы) и наложенные мульды Центрального Казахстана. В пределах Обь-Иртышского междуречья и среднего Приобья описанные образования нигде не встречены скважинами. Это дает основание считать, что каледониды не распространяются к северу от широты Тобольска, а метаморфические сланцы Среднего Приобья имеют более древний—байкальский возраст.

Среднепалеозойские квазиplateформенные формации

Осадочные толщи среднего палеозоя вскрыты более чем 200 скважинами в центральной части плиты. Они присутствуют в цоколе всех мезозойских впадин и выклиниваются к вершинам сводов, т.е. к погребенным выступам докембрийского фундамента (рис.3).

Малоичская скважина 4 прошла по палеозойским осадочным породам около 3 км; Лугинецкая 170—свыше 1,5 км (Запивалов, Соколов, 1977).

В составе среднепалеозойских пород резко преобладают органогено-обломочные известняки и доломиты. Отмечаются маломощные прослои базальтовых порфиритов.

Фаунистические остатки позволили выделить в разрезе карбонатные толщи отложения верхнего силура, нижнего, среднего и верхнего девона, турнейский, визейский и намюрский ярусы нижнего карбона. В ряде скважин встречены биогермные известняки, состоящие из слабо разрушенных фрагментов водорослей, находящихся в почти прижизненном положении. В обломочных известняках присутствуют спикулы губок, ядра раковин моллюсков, остатки кораллов, мшанок, тентакулитов, остракод, криноидей.

Структурные и текстурные особенности пород, фаунистические остатки указывают на то, что эти известняки отлагались в мелководном (до 100 м глубиной) морском бассейне. Породы умеренно дислоцированы (обычные углы падения по керну 5-20°, вблизи разломов—50-60°). Катагенез органического вещества известняков характеризует зоны от газовой до жирной, реже—коксовой (Трофимук, Вышемирский, 1975; Трофимук и др., 1977). Очевидно, карбонатная толща образовалась на материковой коре, на цоколе древней платформы или срединных и краевых массивов палеозойских геосинклинальных областей. Существование срединных массивов допускают также В.С.Сурков и О.Г.Жеро (1977). Однако они ограничились выделением небольшого Межовского срединного массива внутри так называемой Центрально-Западно-Сибирской позднегерцинской складчатой системы. На опущенных блоках этого массива от размыта сохранились карбонатные толщи среднего палеозоя. Но девонские и нижнекаменноугольные известняки встречены бурением на огромной площади к северу, западу и востоку от «Межовского массива». По-видимому, всю Центрально-Западно-Сибирскую «систему» следует рассматривать как совокупность поднятых и опущенных блоков единого массива докембрийской (байкальской) консолидации.

Верхнепалеозойско-нижнетриасовые орогенные формации

Складчатые зоны каледонид и герцинид, квазиplateформенные комплексы среднего палеозоя, а также выступы докембрийского фундамента перекрыты прерывистыми вулканогенно-осадочными толщами верхнего палеозоя-нижнего триаса. Это — герцинская моласса, выполняющая наложенные орогенные впадины. По данным сейсморазведки мощность молассы колеблется от первых сотен метров до 2-2,5 км.

Среди вулканогенных пород описываемого орогенного комплекса наиболее часто встречаются эффузивы кислого и среднего состава: андезитовые порфиры, диоритовые порфириты, трахиандезиты, трахиты, липариты и др. В осадочной части разреза присутствуют конгломераты с гальками из подстилающих известняков и сланцев, полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты. Возраст пород определен в большом числе пунктов по спорово-пыльцевым спектрам. Наряду с эффузивно-осадочными толщами, нередко прорывая их, к орогенным формациям относятся гранитоидные интрузии. Наиболее часто последние встречаются в границах докембрийских массивов, лишенных отложений ПСЭ. Возраст интрузий, датированный калий-аргоновым методом, преимущественно пермский.

Верхнепалеозойско-триасовые квазиplateформенные и plateформенные формации

В субарктической и арктической частях плиты юрские отложения подстилаются мощной терригенной толщей пермтриаса, дислоцированной конформно с вышележащими мезозойскими отложениями. Тонкослоистые плотные аргиллиты и алевролиты достигнуты скважинами только в Усть-Енисейском районе, где они пройдены на мощность около 1 км. Возраст пород по спорово-пыльцевым спектрам — средне-позднетриасовый. Эти породы отличаются от ортоplateформенных формаций юрской системы лишь большей плотностью. По данным сейсморазведки КМПВ верхнепалеозойско-триасовый терригенный комплекс имеет плащеобразное распространение на всем пространстве Надым-Тазовского междуречья; его мощность колеблется от первых сотен метров на вершинах поднятий до 2-3 км в днищах впадин (Бочкарев, Рудкевич, 1975).

Нижнемезозойские тафрогенные формации

К тафрогенному структурному подэтажу платформенного комплекса относятся грабены, выполненные миндалекаменными базальтами и туфами триасового возраста. Они вскрыты скважинами на погребенном восточном склоне Урала, в пределах Сургутского свода, Яромовского и Колтогорского прогибов в Среднем Приобье. Мощность этих толщ составляет 1-2 км. На площади Приказахстанского склона и Тургайского прогиба в состав тафрогенного подэтажа входят также грабены, заполненные ниже-среднеюрскими угленосными толщами мощностью до 1 км (убаганская серия).

Пространственные соотношения описанных комплексов, выходящих на доюрскую поверхность, показаны на рис. 3. На схему также нанесены суммарные изопакиты доюрских осадочных и вулканогенно-осадочных пород, что позволяет рассматривать рис.3 одновременно как палеотектоническую карту поверхности гетерогенного складчатого фундамента к началу юрского периода и как геологическую схему со снятым ортоплатформенным мезозойско-кайнозойским чехлом.

Наиболее широким развитием по площади пользуются нижнепалеозойские платформенные карбонатные формации Приенисейской полосы и верхнепалеозойско-триасовые квази-платформенные и платформенные терригенные толщи субарктической части плиты.

В центральных районах—в днищах Нюрольской, Усть-Тымской, Юганской, Ханты-Мансийской мезозойских впадин и на склонах сводовых поднятий Среднего Приобья юрские отложения с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывают среднепалеозойские известняки квази-платформенного структурного этажа или докембрийские сланцы.

В границах Омской синеклизы и Тарского желоба наибольшим распространением пользуются мощные (до 2-2,5 м) осадочно-вулканогенные серии верхнего палеозоя-нижнего триаса.

Верхнедевонские и нижнекаменноугольные известняки, песчаники и аргиллиты, образующие квази-платформенный чехол каледонид, выходят на доюрскую поверхность только в прибортовых частях Омской синеклизы.

Из рис.3 можно сделать вывод о том, что крупнейшие тектонические элементы плиты (синеклизы, желобы, антеклизы и др.) имеют длительную домезозойскую историю; они заложены и получили развитие в разные эпохи и века палеозойской эры. Мезозойские ортоплатформенные структуры наследуют

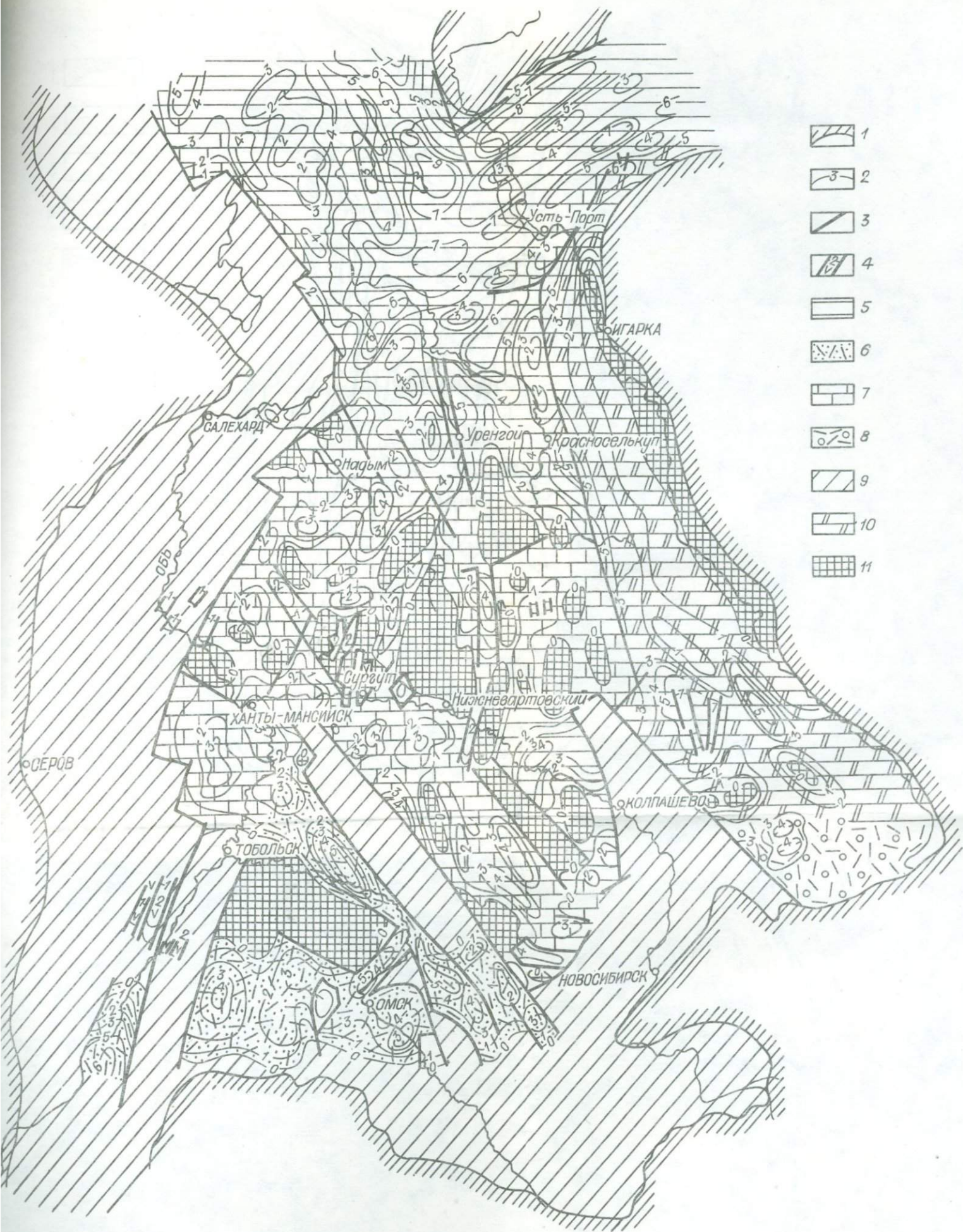


Рис.3. Карта формаций, выходящих на доюрскую поверхность и изолиний суммарной мощности отложений «промежуточного тектонического этажа»

1—границы распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла; 2—мощности ПСЭ; 3—разрывные нарушения; 4—нижнемезозойские тафrogenные формации (триасовые базальты и их туфы, выполняющие грабены); 5—верхнепалеозойско-триасовые квазиплатформенные и платформенные формации (существенно терригенные толщи субарктических районов плиты); 6—верхнепалеозойско-нижне-триасовые орогенные формации (моласса герцинид); 7—среднепалеозойские квазиплатформенные формации (пологоскладчатые покровы срединных и краевых массивов с байкальским фундаментом); 8—среднепалеозойские орогенные формации (моласса каледонид и салаирид); 9—нижне-среднепалеозойские геосинклинальные формации (зоны каледонской и герцинской складчатости); 10—нижнепалеозойские платформенные формации; 11—докембрийские геосинклинальные формации (зоны карельской и байкальской складчатости).

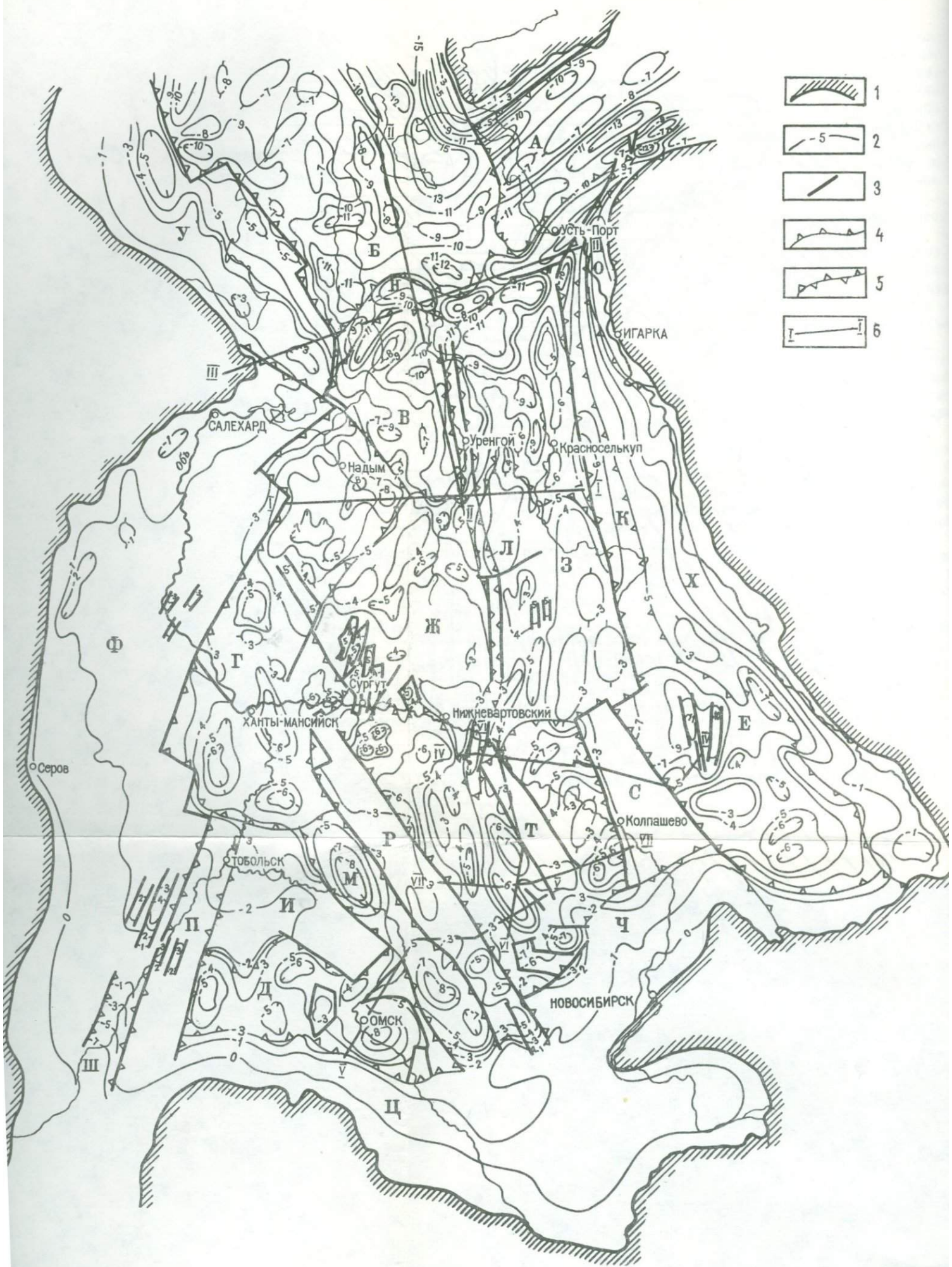


Рис.4. Структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты по поверхности гетерогенного складчатого фундамента.

1—граница распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла; 2—изолинии глубин до поверхности гетерогенного складчато-метаморфического фундамента; 3—разрывные нарушения; 4—границы между крупнейшими тектоническими структурами разного знака; 5—границы между крупнейшими тектоническими структурами одного знака; 6—линии профилей. *Наименование крупнейших структур.* Синеклизы: А—Усть-Енисейская, Б—Ямало-Карская, В—Надым Тазовская, Г—Мансийская, Д—Омская, Е—Чулымская; антеклизы: Ж—Хантейская, З—Вахская, И—Вагай-Ишимская; желобы: К—Худосейский, Л—Пурский, М—Тарский; гряды: Н—Мессояхская, О—Турухано-Игарская, П—Тобольская, Р—Салымско-Демьянская, С—Колпашевская, Т—Васюган-Тымская межгрядовая область линейных и изометричных поднятий и депрессий (синеклиза); склоны: У—Припайхойский, Ф—Приуральский, Х—Приенисейский, Ц—Приказахский, Ч—Прикольванский, Ш—Тургайский краевой прогиб

крупнейшие и крупные поднятия и депрессии палеозойских ортогенных, квазиплатформенных и платформенных тектонических этажей, весьма условно объединяемых в один «промежуточный структурный этаж».

2. Структурно-тектоническая карта по поверхности гетерогенного складчатого фундамента и структурные этажи Западно-Сибирской плиты

Традиционное выделение трех структурных этажей—складчатого фундамента, «промежуточного» или переходного этажа и ортоплатформенного чехла в настоящее время нельзя считать вполне приемлемым. Прежде всего, и фундамент, и ПСЭ имеют разные: возраст, внутреннюю структуру и вещественный состав в смежных тектонических зонах. Различны соотношения структурных этажей: в одних случаях между ними отмечается наличие резкого тектоно-денудационного перерыва, в других—фиксируются плавные переходы от нижних комплексов к верхним.

В свете изложенного представляется более обоснованным выделять структурные этажи и подэтажи в контуре каждого крупного сегмента плиты, отличающегося от смежных региональных структур возрастом и строением складчатого фундамента. Иными словами, выделение и описание структурных этажей должно осуществляться одновременно и в увязке с структурно-тектоническим районированием. В основу такого районирования плиты положена структурная карта по поверхности гетерогенного складчатого фундамента, построенная нами по данным КМПВ, ГСЗ, бурения с учетом характера грави-магнитных полей (рис.4).

В северной части плиты отчетливо обособляются глубокие синеклизы—Усть-Енисейская, Ямало-Карская, Надым-Тазовская и желобы—Худосейский и Пурский. В их днищах фундамент опущен на глубину до 12-15 км, а на отдельных поднятиях—эта глубина сокращается до 5-7 км.

Следующая категория крупнейших структур — относительно мелкие синеклизы (Хантейская, Омская, Васюган-Тымская, Чулымская). Здесь глубины до поверхности фундамента колеблются в пределах 3-8 км.

Между глубокими и «мелкими» синеклизами находится огромная область центрального поднятия—Хантейская и Вахская антеклизы, разобщенные Пурским желобом, южная часть которого выполнена триасовыми базальтами (Кондрашов, 1977). Оба эти крупнейшие поднятия характеризуются широким

развитием пород докембрийского складчатого фундамента, выходящих на доюрскую поверхность, и глубинами залегания поверхности фундамента в пределах 3-5 км. На антеклизах также распространены триасовые грабены, выполненные базальтами и туфами. Прибортовой пояс плиты представлен склонами или гомоклиналями, образуемыми продолжением под мечами и туфами. Прибортовой пояс плиты представлен под мезозойским чехлом герцинских и каледонских складчатых структур Урала, Колывань-Томской дуги и Центрального Казахстана. Проникновение герцинид во внутреннюю тектоническую область ограничивается двумя слепо заканчивающимися (упирающимися в жесткие массивы) грядами: Салымско-Демьянской и Колпашевской.

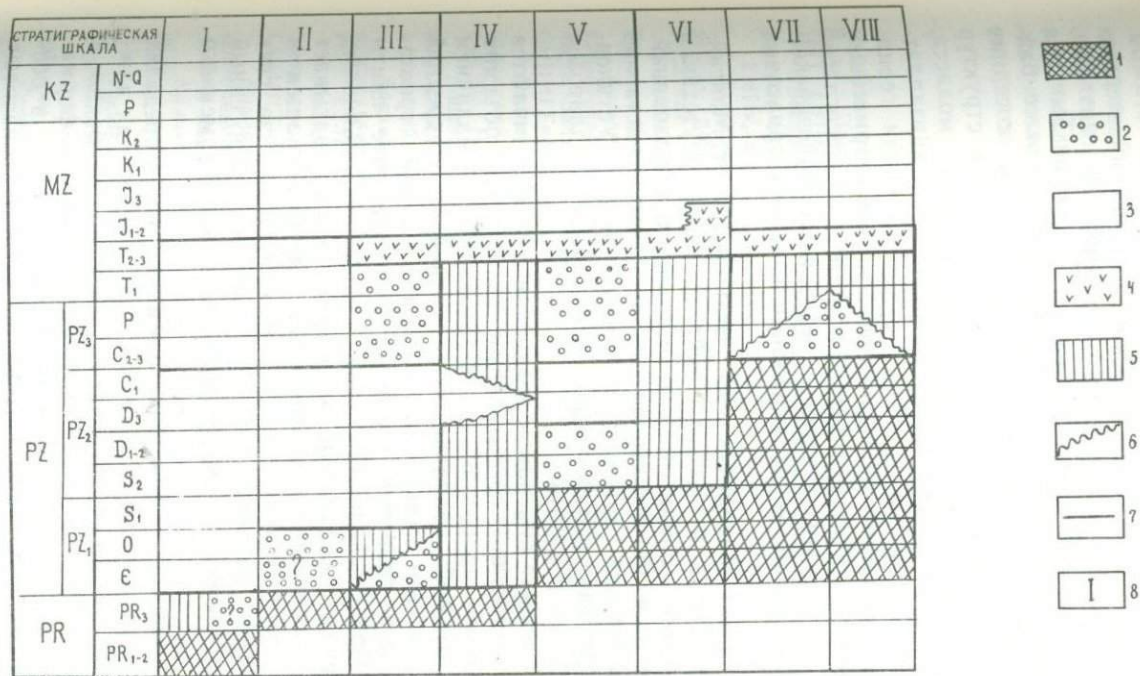
В Западной и Южной прибортовых зонах и в контурах названных гряд глубины до поверхности фундамента не превышают 2-3 км (Рудкевич, 1974; Рудкевич, Смирнов, 1977).

Все крупнейшие сегменты плиты отделены друг от друга разломами, большей частью глубинными, уходящими в мантию что можно видеть по профилям ГСЗ (Крылов и др., 1974). О блоковом строении верхней части коры говорит также довольно хорошее соответствие тектоники ПСЭ и ортоплатформенного чехла, прослеживание разломов, разграничивающих крупнейшие структуры, в низы коры и мантию и резкие скачки мощности коры по обе стороны от таких разломов.

Независимо от возраста и внутреннего строения того или иного блока, в нем всегда обособляются 3 структурных этажа: складчатый, орогенный и платформенный (Боголепов, 1971). В основании мезозойско-кайнозойского ортоплатформенного чехла (единого для всей плиты) в отдельных зонах выделяется тафрогенный подэтаж, представленный триасовыми грабенами. Соотношение всех трех типов структурных этажей в разных тектонических зонах иллюстрируется рис.5.

Самыми древними сегментами земной коры являются: Приенисейский склон, северная часть Чулымской синеклизы. Усть-Енисейская синеклиза и Худосейский желоб. Здесь в фундаменте доминируют карелиды, а все отложения от кембрия до антропогена составляют фанерозойский платформенный чехол с подэтажами: нижне-среднепалеозойским, верхнепалеозойско-триасовым и мезозойско-кайнозойским. В днищах глубоких впадин от размыва могли сохраниться отложения протерозойской молассы.

В границах Надым-Тазовской, Ямало-Карской синеклиз, Пурского желоба и Мессояхской гряды предполагается байкальский возраст складчатого основания. Выше можно пока-



ис.5. Принципиальная схема корреляции разрезов верхней части земной коры в пределах крупнейших структур Западно-Сибирской плиты

Типы структурных этажей: 1 - геосинклинальный складчатый; 2 - орогенный; 3 - платформенный и квазиплатформенный; 4 - тафогенный подэтаж платформенного этажа; 5 - интервалы тектоно-денудационных перерывов; 6 - поверхности тектоно-денудационных перерывов; 7 - границы между платформенными этапами и подэтажами; 8 - зоны крупнейших структур, различающихся по строению верхней части земной коры: I - северная часть Чудымской синеклизы, Усть-Енисейская синеклиза, Худосейский желоб, Приенисейский склон; II - Надым-Тазовская, Ямало-Карская синеклизы, Пурский желоб, Мессояхская гряда; III - Мансийская синеклиза, Васюган-Тымская межгрядовая область (синеклиза); IV - Хантей-Саянская и Вахская антеклизы; V - Омская синеклиза, южная часть Чудымской синеклизы, Тарский желоб; VI - Вагай-Ишимская антеклиза, Приказалтанский склон; VII - Приуральский, Приколыванский склоны; VIII - Салымско-Демьянская и Колпашевская гряды

зять (предположительно) нижнепалеозойскую молассу, перекрытую платформенным среднепалеозойско-кайнозойским этажом. В составе последнего выделяются среднепалеозойский, верхнепалеозойско-триасовый и мезозойско-кайнозойский этажи.

«Мелкие» синеклизы—Мансийская и Васюган-Тымская имеют более сложное строение. Здесь фундамент также байкальский, но «переработанный» под воздействием соседних палеозойских геосинклиналей. В границах названных структур предположительно выделяется нижнепалеозойская моласса, выше которой картируется среднепалеозойский квазиплатформенный этаж. Далее, на границах с погребенными герцинидами получил развитие верхнепалеозойско-нижнетриасовый орогенный этаж. Все структурно-формационные зоны несогласно перекрываются ортоплатформенным мезозойско-кайнозойским чехлом; на бортах впадин в его основании известны триасовые грабены.

Хантейская и Вахская антеклизы отличаются от Мансийской и Васюган-Тымской синеклиз почти полным отсутствием палеозойских квазиплатформенных и орогенных образований. Здесь на докембрийский фундамент ложится непосредственно мезозойско-кайнозойский ортоплатформенный чехол. Установлено лишь присутствие выклинивающихся горизонтов палеозоя на склонах сводовых поднятий.

Омская, Иртышская синеклизы и Тарский желоб отличаются от Мансийской синеклизы сокращенным возрастным объемом квазиплатформенных палеозойских образований и наличием двух орогенных этажей: каледонского (верхний силур-средний девон) и герцинского (верхний палеозой-нижний триас). Наконец, в области развития герцинид в фундаменте плиты (Приуральский, Приколыванский склоны, Салымско-Демьянская, Колпашевская гряды) складчатый структурный этаж охватывает нижний-средний палеозой. Орогенный этаж здесь сокращен и по мощности, и по площади, т.к. он формировался за счет размыва герцинских кряжей. Широко развит тафрогенный структурный подэтаж мезозойско-кайнозойского платформенного чехла.

Корреляция разрезов верхней части земной коры в пределах крупнейших структур Западно-Сибирской плиты имеет как важное теоретическое, так и практическое значение, особенно в связи с поисками нефти и газа в доюрских осадочных формациях. Зоны широкого развития квазиплатформенных и, в особенности, платформенных палеозойских и отчасти триасовых отложений в зависимости от глубины их залегания, дислоцированности, степени метаморфизма **рассеянного органического**

вещества, типов резервуаров и ловушек и т.п. могут служить объектами нефтегазопроисследовательских работ. Для научного обоснования последних необходимо продолжить исследования по геологическому строению и истории развития каждого из выделенных сегментов земной коры и свойственных им структурных этажей.

ЛИТЕРАТУРА

- Боголепов К.В.* О понятиях «орогенная структура» и «орогенез». — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, с.61-85.
- Бочкарев В.С.* Строение фундамента Западно-Сибирской плиты и некоторые общие вопросы тектоники платформенных областей. — «Тр. ЗапСибНИГНИ», вып.125, Тюмень, 1977, с.5-11.
- Бочкарев В.С., Погорелов Б.С.* Возраст складчатого фундамента внутренних районов Западно-Сибирской плиты. — «Сов. геология», 1973, № 7, с.122-129.
- Бочкарев В.С., Рудкевич М.Я.* Раннеплатформенный этап развития Западно-Сибирской плиты. — «Геотектоника», 1975, № 3, с.76-87.
- Будыникова А.А., Резапов А.П., Пучкина В.В., Стороженко Н.Н.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1968, 216 с. (Труды СНИИГГиМС, вып.41).
- Вайполин Ю.В.* Соотношение структурных форм юрских и доюрских отложений в северной части Западно-Сибирской плиты. — «Тр. СНИИГГиМС», вып.225, Новосибирск, 1977, с.118-121.
- Запивалов Н.П.* Особенности глубинного геологического строения юга Западно-Сибирской плиты и нефтегазоносность юрских и палеозойских отложений. — «Труды СНИИГГиМС», вып.194, Новосибирск, 1974, с.69-78.
- Запивалов Н.П., Соколов Б.С.* Стратиграфическое расчленение нефтеперспективного палеозойского разреза Западной Сибири. — «Докл. АН СССР», 1977, т.237, № 1, с.174-176.
- Кондрашов В.А.* Результаты сейсморазведочных работ по изучению доюрских образований на юго-востоке Западно-Сибирской плиты. — «Труды СНИИГГиМС», вып.225, Новосибирск, 1977, с.110-117.
- Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д.* Строение верхней части консолидированной коры на территории Западной Сибири. — В кн.: Строение земной коры в Западной Сибири. Новосибирск, 1974, с.16-24.
- Куликов П.К.* Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру. Тюмень, 1968, 155 с. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 4).
- Куликов П.К.* Происхождение Западно-Сибирской плиты. — «Труды ЗапСибНИГНИ», вып.46, Тюмень, 1971, с.5-148.
- Рудкевич М.Я.* Палеотектонические критерии нефтегазоносности. М., «Недра», 1974, 184 с.
- Рудкевич М.Я., Смирнов В.Г.* Структурно-тектоническое районирование Западно-Сибирской плиты и общие закономерности в размещении зон регионального нефтегазоаккумуляции в ее пределах. — «Труды ЗапСибНИГНИ», вып.125, Тюмень, 1977, с.29-40.
- Сурков В.С.* Геотектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты. — «Сов. геология», 1968, № 8, с.34-46.

Сурков В.С. К вопросу обоснования внутреннего строения и возраста фундамента Западно-Сибирской плиты.—В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972, с.47-60.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Палеозойские осадочные бассейны Западной Сибири и перспективы их нефтегазоносности.—«Труды СНИИГГиМС», вып.225, Новосибирск, 1977, с.5-15.

Тектоника Евразии. Гл. ред. академик *А.Л.Яншин*. М., «Наука», 1966, 490 с.

Трофимук А.А., Вышемирский В.С. Проблемы нефтегазоносности палеозой Западно-Сибирской низменности.—«Геол.нефти и газа», 1975, № 2, с.1-7.

Трофимук А.А., Вышемирский В.С., Сердюк З.Я., Шугуров В.Ф. Оценка перспектив нефтегазоносности палеозойских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. «Труды СНИИГГиМС», вып.225, Новосибирск, 1977, с.16-21.

Шнип О.А. О докембрийских породах фундамента южной части Западно-Сибирской плиты.—«Докл. АН СССР», 1977, т.234, № 1, с.156-159.

Яншин А.Л. Геотектоническое строение Евразии.—«Геотектоника», 1965, № 5, с.3-27.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Более десяти лет Алтае-Саянская область (АСО) является одним из основных объектов проводящихся в СНИИГГиМСе исследований по объемному тектоническому районированию современной структуры земной коры на основе комплексного анализа геолого-геофизических данных (Сурков, 1968; Иванкин, Щеглов, 1971; «Тектоника и глубинное строение ...», 1973; Сурков и др., 1977 и др.).

Объемное тектоническое районирование подразумевает расчленение земной коры на такие адекватные элементы, которые могут быть выделены и типизированы по дискретно проявляющемуся устойчивому набору структурно-вещественных признаков, непрерывных в латеральных и вертикальных сечениях конкретных геологических тел. Признаки структурных элементов разных рангов, типов и этапов развития достаточно строго индивидуализируются на основе их геологических и физических характеристик (Сурков и др., 1977). Результирующими эти исследования графическими материалами являются тектонические карты Алтае-Саянской области и ее частей в масштабах 1:1 000 000 и 1:500 000. В совокупности с многочисленными геолого-геофизическими разрезами, таблицами синхронизированных формационных рядов и набором карт глубинного строения тектонические карты АСО представляют собой такие модели структуры современной земной коры этого региона, которые дают достаточно детальное представление о приповерхностных объектах и отражают основные черты инфраструктуры в трехмерном пространстве.

Теоретической основой этих построений являются:

- 1) учение о геосинклиналях, платформах и орогенах, модифицированное с учетом новых открытий в области морской геологии и геофизики, но опирающееся, в отличие от «новой глобальной тектоники», на представления об определяющей роли вертикальной составляющей тектонических движений;
- 2) гипотеза изостазии. В методологическом плане используются: 1) элементы системного анализа; 2) палеотектоническая интерпретация структурных элементов путем выявления возможных структурно-вещественных аналогов и гомологов при сравнении древних складчатых систем с более молодыми, в том числе—

с современными областями перехода «океан-континент». Методика исследования в конечном счете сводится к модельным построениям, основанным на анализе соотнесенных друг с другом геологических и геофизических данных. Эта методика содержит некоторые принципиально новые приемы, подавляющая часть которых была в разное время апробирована («Геологическое строение ...», Сурков, Морсин, 1971; «Тектоника и глубинное строение ...», 1973; «Методика и результаты изучения ...», 1974 и др.). Введение в сферу анализа петрофизических данных, использование аномальных гравитационного и магнитного полей и результатов сейсмических исследований позволяет ощутимо сократить количество возможных вариантов интерпретации глубинного строения земной коры и в ряде случаев путем решения прямых и обратных задач выявить основные черты морфологии и состава погруженных слоистых и вкрапленных геологических тел. В данной статье учтены результаты расчетов плотностных моделей земной коры АСО по 89 профилям общей протяженностью около 20 000 км.

В основу тектонического районирования АСО положены принципы расчленения и характеристики земной коры этой территории: 1) по времени смены тектонических режимов; 2) по типам тектонического развития структурных элементов; 3) по типам современной структуры земной коры.

Первый принцип применяется в разработанном Н.П.Херасковым и А.Л.Яншиным формационном варианте, который предусматривает определение возраста складчатых систем по возрасту их моласс. Понятно, что с помощью этого метода производится не только традиционное выделение районов, где более или менее одновременно произошло «замыкание геосинклиналей» и наступил орогенный режим. По существу лишь на этом методе основано выделение тектонических комплексов: геосинклинальных, эпигеосинклинальных, плитных — и рассмотрение их пространственно-временных соотношений в составе различных организованных систем.

Второй принцип тектонического районирования позволяет в свою очередь расчленить выделенные комплексы на структурные элементы типа структурно-формационных зон. Этот метод многое заимствует из предложенных ранее принципов классификации структур (Кобег, 1928; Белоусов, 1963 и др.; Хаин, 1964, 1973 и др.) и основан на известных представлениях о сосуществовании и взаимосвязи двух главнейших типов структур: унаследованных и инверсионных. Определение диапазона физических параметров структурных элементов и внесение ряда

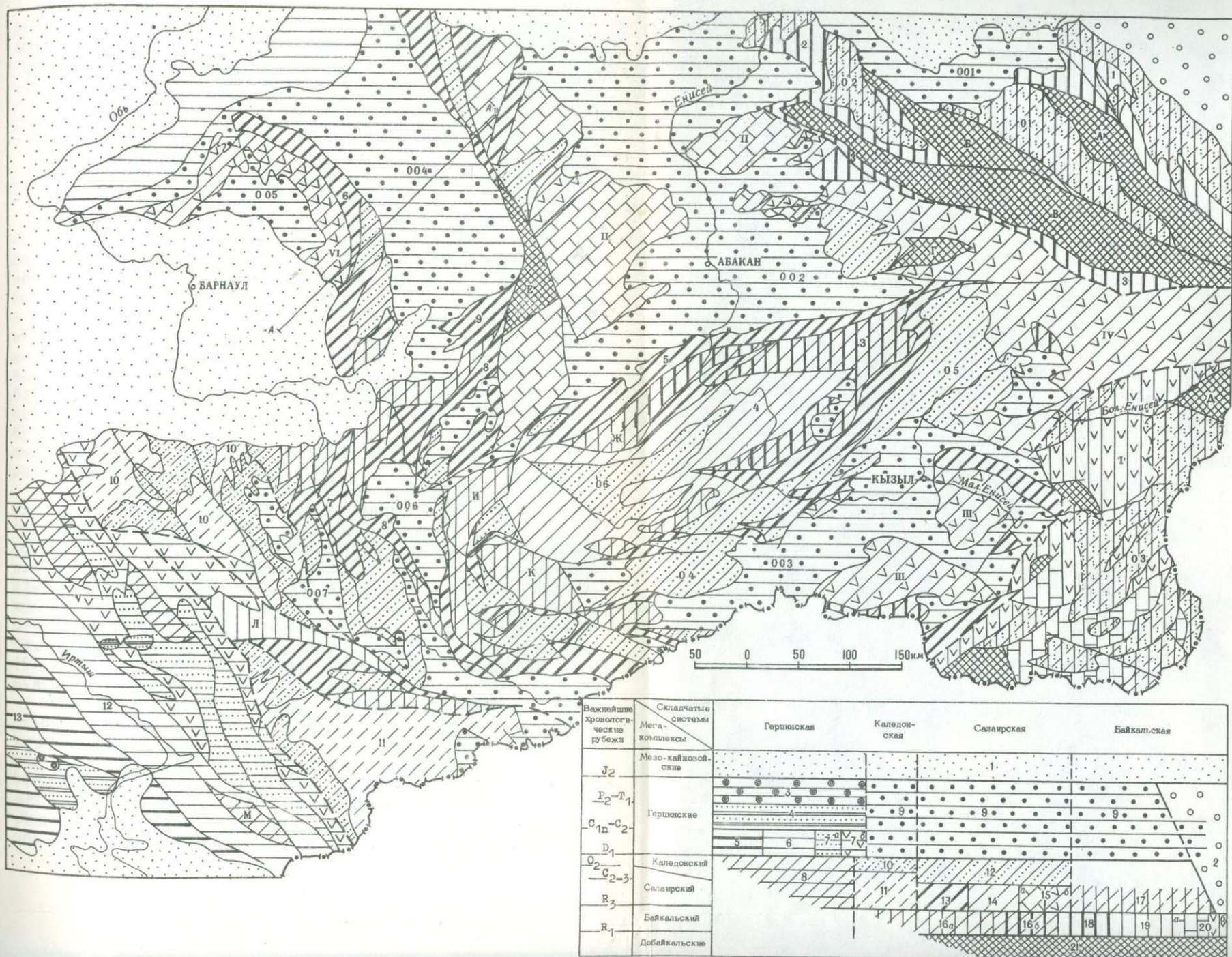


Рис.1. Схема распространения и соотношения тектонических комплексов Алтае-Саянской области.

а. Цифры на врезке. 1-2 — плитные комплексы: 1—Западно-Сибирской платформы; 2—Сибирской платформы. 3-8 — тектонические комплексы герцинской складчатой системы: 3—дейтероорогенный, 4—протоорогенный; 5-7 — геосинклинальный; (5—в эвгеосинклинальных зонах, 6—в миогеосинклинальных зонах; 7—в чехлах устойчивых массивов: а—терригенные формации, б—вулканогенные формации), 8—комплекс основания. 9-11 — тектонические комплексы «каледонской» складчатой системы: 9—дейтероорогенный, 10—протоорогенный, 11—геосинклинальный. 9, 12-16, 21 — тектонические комплексы салаирской складчатой системы: 9—дейтероорогенный, 12—протоорогенный, 13-15 — геосинклинальный (13—в эвгеосинклинальных зонах, 14—в миогеосинклинальных зонах, 15—в чехлах устойчивых массивов: а—карбонатные формации, б—терригенно-вулканогенные формации); 16, 21 — комплексы основания (16а—метапелитовый, 16б—метапелит-метабазитовый, 21—метакарбонатно-метабазитовый). 9, 17-21 — тектонические комплексы байкальской складчатой системы: 9—дейтероорогенный, 17—протоорогенный, 18-20 — геосинклинальный (18—в эвгеосинклинальных зонах, 19—в миогеосинклинальных зонах, 20—в чехлах устойчивых массивов: а—терригенно-карбонатные формации, б—вулканогенно-терригенные формации), 21—комплекс основания.

б. Цифры и буквы на схеме. 001-007 — дейтероорогенный комплекс прогибов и впадин: 001—Рыбинской, 002—Минусинских, 003—Тувинского, 004—Кузнецкого, 005—Хмелевского, 006—Уйменского, 007—Куратино-Семинского. 01-08 — протоорогенные комплексы прогибов: 01—Агульского, 02—Манского, 03—Восточнотувинского, 04—Хемчикского, 05—Систигхемского, 06—Ататахского, 07—Катунского, 08—Южносалаирского. 1-13 — геосинклинальные комплексы в эв- и миогеосинклинальных зонах: 1—Ийско-Урикской, 2—Кувайской, 3—Сисимо-Казырской, 4—Центрально-Западносаянской, 5—Северосаянской, 6—Восточносалаирской, 7—Катунской, 8—Уйменско-Лебедской, 9—Тельбесской, 10—Ануйско-Чуйской, 11—Южнохолзунской, 12—Калбинской, 13—Чарской. I-IV — геосинклинальные комплексы чехлов устойчивых массивов: I—Тувино-Монгольского, II—Хакасского, III—Центрально-Тувинского, IV—Хамсаринского, V—Рудно-Алтайского, VI—Барнаульского. А-М — выступы комплексов основания: А—Бирюсинский, Б—Канский, В—Дербинский, Г—Базыбайский, Д—Шутхулайский, Е—Томский, Ж—Джебашский, З—Амыльский, И—Телецкий, К—Чулышманский, Л—Терехтинский, М—Курчумский, А-А — местоположение геолого-геофизического разреза (рис.2)

дополнений в их геологическую характеристику позволило предложить сравнительно простую классификацию главных типов структурно-формационных зон по удовлетворительно опознаваемым первичным структурно-вещественным признакам, на которых базируется конечная генетическая интерпретация, отраженная в номенклатуре выделяемых подразделений (Сурков, и др., 1977). Эта схема в ее первых вариантах оказалась незаменимым инструментом при изучении закрытых территорий, в первую очередь—фундамента Западно-Сибирской плиты («Геология нефти и газа Западной Сибири» 1975).

Расчленение земной коры по типам ее современной структуры предполагает возможность выделения таких глубинных составляющих, которые могли бы быть типизированы по основным чертам вещественного состава, морфологии и взаимосвязи с поверхностными структурами. К настоящему времени в этом направлении сделаны лишь первые шаги. Составленные в СНИИГГиМСе тектонические карты АСО содержат информацию о мощностях гранитно-метаморфического и «базальтового» слоев, о расположении изостатически уравновешенных блоков коры и характере рельефа поверхности М, о плотностной неоднородности нижней части земной коры. Со временем безусловно откроются возможности для выявления не только эмпирических, но и причинных связей этих, а также и подкорковых элементов между собой.

Алтае-Саянская область выступает в виде горной страны на юге Средней Сибири и обладает лишь одной естественной границей—северо-восточной, являющейся одновременно частью границы Урало-Монгольского складчатого пояса и Сибирской платформы. Остальные границы области имеют орографический, административный и условный характер. Поэтому термин «складчатая область» применительно к алтае-саянскому фрагменту Урало-Монгольского пояса, несмотря на геологическую форму, имеет скорее географическое содержание (Сенников, 1977), а его применение **следует рассматривать лишь как вынужденную инвентаризационную операцию.**

Складчатые системы АСО—байкальская, салаирская, «каледонская» и герцинская—в крупных своих чертах конформны юго-западному краю Сибирской платформы. Давно подмеченное последовательное омоложение складчатых систем АСО с северо-востока на юго-запад обуславливает поперечную асимметрию АСО, свойственную и всему Урало-Монгольскому поясу. Поперечную асимметрию в виде структурной и вещественной зональности обнаруживают также и частные складчатые системы

области. Слоисто-блоковая структура современной земной коры региона является суммарным эффектом ее длительной эволюции и представляется в виде тектонических комплексов, далеко не везде в классической последовательности наложенных друг на друга по вертикали и находящихся в сложно-сопряженных или пространственно разобщенных отношениях в латеральном направлении. Представления авторов о вертикальных и латеральных соотношениях тектонических комплексов АСО (геосинклинальных, прото- и дейтероорогенных, плитных), их стратиграфических объемах, вещественном содержании и некоторых внутренних параметрах показаны на рис. 1,2 и табл.1.

Добайкальские тектонические комплексы уверенно могут быть выделены лишь в пределах байкальской складчатой системы Протеросаяна, где они образуют группу выступов комплекса основания байкалитид. Крупнейшими из них являются Шарыжалгайский, Бирюсинский, Канский и Дербинский (рис.1).

В Канском выступе развит метабазит-метапелитовый комплекс отложений видимой мощностью 4,0-6,5 км («Докембрий...», 1964). Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации (Лепезин, 1978). Каких-либо существенных плотностных неоднородностей внутри 18-20-километрового гранитно-метаморфического слоя по гравиметрии под Канским выступом обнаружить не удастся. Мощность «базальтового» слоя оценивается приблизительно в 30 км. В Бирюсинском выступе А.И.Сезько (1975) выделяет две формации: нижнюю метатерригенно-метавулканогенную (3,5-4 км) и верхнюю метакарбонатно-метатерригенную (3-4 км). Минеральные парагенезисы пород укладываются в двупироксеновую, амфиболитовую и эпидот-амфиболитовую фации (Лепезин, 1978). Главные параметры земной коры ориентировочно сопоставимы с канскими. Формирование складчатых структур Канского и Бирюсинского выступов на основании историко-геологического анализа и радиогенных датировок пород произошло в архее (Шулешко, Никитина, 1967; Мусатов, 1967), что позволяет рассматривать эти блоки как фрагменты докарельского мегакомплекса.

В Дербинском выступе на поверхность выходит метакарбонатная формация с минеральными ассоциациями пород, свойственными двупироксеновой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма (Лепезин, 1978). Видимая мощность формации определяется от 6-8 до 23-24 км. Судя по расчетам геолого-плотностных моделей Дербинского выступа, последние значения резко завышены. Дербинский выступ в центральной и юго-восточной частях имеет морфологию сложного

Таблица № 1

Структурно-вещественная характеристика складчатых систем Алтае-Саянской области
А. Байкальская система

Геосинклинальная зона	Тектонические комплексы	Тип структурно-формационных зон	Структурно-формационные зоны		Осадочно-вулканогенные формации				Интрузивные формации ¹			Элементы глубинной структуры			
			Номер на схеме (рис. I)	Ряды формаций (сверху)	Складчатые формы	Фаши метаморфизма	Мощности в км		Состав	Формател	Глубины нижних кромок по геофиз. данным	Глубина до подошвы геосинклинального комплекса	Мощности в км		
							Стратиграфическая	Вертикальная					Гранитно-метаморфического	"Базальтового"	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Действующий	Палеозойская впадина	Внутренние прогибы	Рыбинская	001	Сероцветная угленосная Пестроцветная моласса	Пологие, брахиформные	-	3.5-4.0	0-3.5	-	-	-	-	18	21-24
			Агудьский	01	Базальт-грахиандезит-грахипшаритовый	Брахиформные	-	3.0-3.5	0-4	Гранит-граносиенитовая	Ларколиты, пластовые залежи	1-3	-	18-20	30
			Манюнский	02	Пестроцветная карбонатная Сероцветная терригенная моласса	Брахиформные	Пренит-пумпеллитовая	4.0-6.0	0-5.0	-	-	-	-	18-20	27-30
Пробужденный	Восточный	Восточный	03	Сероцветная терригенная моласса Пестроцветная и сероцветная карбонатно-терригенная моласса	Сочетание линейных и брахиформных складок, густая сеть разломов	Пренит-пумпеллитовая + зеленосланцевая	до 10	Останцы на кровле грахипшаритов	Синхронная альфафильная габбро-пироксенит-дуни-тоновая + гиперазитовая	Расслоенные изометричные тела дифференцированных габброидов, пластин гипербазитов	2.5-6.0	-	20-21	30	
			Ийско-Урикский	1	Сероцветная песчано-сланцевая флишовидная	Линейная	Зеленосланцевая	до 10	8-12	-	-	-	Останцы на кровле гранитов	18-20	27-30
			Кувейский	2	Карбонатно-терригенно-вулканогенная базальтовая	Линейная густая сеть разломов	Зеленосланцевая, местами эпидот-амфиболитовая	до 10	10-15	Габбро-диабазовая	Мелкие субвулканические тела (шток, субпластовые залежи)	?	до 15	18-20	30
Геосинклинальная зона	Зеленосланцевая	Умиславские синклинали	3	Карбонатно-терригенно-вулканогенная базальтовая	Преимущественно крутопадающие моноклинали	Зеленосланцевая, на востоке эпидот-амфиболитовая	до 9	?	Габбро-пироксенит-серпентинитовая, габбро-диабазовая	?	?	?	20	30	

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Геосинклинальный Д ₁ -E ₂	Устойчивые массивы	Тувино-Монгольский	I	Карбонатная Вулканогенно-терригенная базальт-риолитовая	Сложное сочетание линейных и брахиформных складок, разломов	Пестрый полифакальный метаморфизм в диапазоне фации; зеленая сеть; амфиболитовая	3,0-6,0	?	?	Гипербазитовая (?); мигматит-анатектитовая	?	?	Преимущественно метаморфозованные останцы на кровле гранитов	20-21	30
	Б. Салаирская система														
Дейтероорогенный Д ₁ -T ₁	Впадины	Мануская группа	002	Сероцветная угленосная Пелловая дацит-липаритовая Красноцветная терригенная Трахибазальт-базальтовая Трахиандезит-трахибазальтовая	Консидиментационные, штамповые, дисгармоничные, бокового сжатия и течения	-	до 8,0	0-9,0	-	-	-	-	15-18	21-27	
			003	Сероцветная угленосная Пелловая дацит-липаритовая Красноцветная терригенная Базальт-андезит-дацитовая	Консидиментационные, штамповые, дисгармоничные, бокового сжатия и течения	-	до 12,0	0-8,0	-	-	-	-	18-21	24-30	
	Прогибы	Кузнецкий	004	Сероцветная угленосная Красноцветная вулканогенно-терригенная базальт-андезит-липаритовая (восток-юго-восток)	Линейные на западе, консидиментационные и штамповые в центральной части и на востоке	-	до 15,0	0-II	Траповая	Мелкие субвулканические тела, силлы	?	-	15-18	От 9 в центре до 21 на периферии	
			005	Черносланцевая Сероцветная карбонатно-терригенная	Линейные на западе, мелкие складки сжатия и течения	Пренит-пумпеллитовая (?)	до 4,0	0-5,0	-	-	-	-	18	27	
			006	Вулканогенно-терригенная андезит-липаритовая	Сочетание линейных и брахиформных складок	Пренит-пумпеллитовая	до 10	0-7,0	-	-	-	-	15-21	33-36	

Продолжение таблицы I

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Геосинклинальный E ₂ -E ₂	Внутренние прогибы	Хемчикский	04	Пестроцветная терригенная Карбонатно-терригенная	Сочетание линейных (преимущественно антиклиналь) и брахиформных складок	Пренит-пумпеллитовая	до 4,6	0-5	-	-	-	-	21-24	27	
			05	Пестроцветная вулканогенно-терригенная Липарит-дацитовая	Сочетание линейных (преимущественно антиклиналь) и брахиформных складок	Пренит-пумпеллитовая	до 10	0-10,0	-	-	-	-	21-27	24-27	
			06	Пестроцветная карбонатно-терригенная	Брахиформные (верхнесирийский этап), линейные	Пренит-пумпеллитовая	до 10,0	0-5,0	-	-	-	-	21-27	24-33	
			07	Пестроцветная карбонатно-терригенная	Линейные	Пренит-пумпеллитовая	до 6,0	0-8,0	-	-	-	-	18-21	33-39	
	Унаследованные синклинали	Северо-Саянский	Центрально-Западно-Саянский	4	Граувакковая	Напряженные линейные	Зеленосланцевая	до 6,0	-	Пренит-гранодиоритовая, гранитовая	Батолиты	до 20	Останцы на кровле граувакк	21-27	21-27
				5	Карбонатно-туфогенно-граувакковая Спилит-кератофириновая	Коробчатые в ядерной части, линейные на крыльях	Пренит-пумпеллитовая + зеленосланцевая нерасчлененные	8,5	5-12	Плато-платно-гранитная	Субприматическая	до 10	От 5 на юге до 15 на севере	15-21	24-33
				6	Андезит-базальтовая Липарит-кератофириновая Спилит-диабазовая	Преимущественно линейные, густая сеть разломов	Пренит-пумпеллитовая + зеленосланцевая нерасчлененные	до 5,0	2-10	Платно-гранит-порфиритовый	Субвулканические тела	?	6-8 на севере, до 15 на юге	18	12 (восток) 27 (запад)

Г. Герцинская система

Продолжение таблицы I

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Дейтероорогенный D ₁ -C ₁	Угленосные песчаные известняки, известняки, известняки, мраморы, муссониты			Трахитобазальт-трахиандаритовая	Плоские симметричные или слабо удлиненные метасиликатные	-	до 1.5	0-2	Гранитная	Батолиты	10-12	-	-	-
Протоорогенный C ₁ , D ₁ (C ₂)-E ₁	Внутренние протозонные и складчатые			Молассовая угленосная Молассовые красноцветная и пестроцветная Андезит-трахитовая Нижняя угленосная Андезит-дацитовая	Преимущественно брахисинклинали, осложненные складками более высоких порядков	-	до 3.5	0-5	Гранитоидный пестрого состава (1), гранитная (2)	Батолиты	10-12	-	-	-
Геосинклинальный D ₂ -C ₁	Инверсионный метангидратный пояс	Калбянский	12	Флишодная Аспидная	Линейные напряженные до изоклинальных	Пренит-пумпеллитовая + зеленосланцевая	до 6.0	8-15	Гранитная	Батолиты, лагколиты	10-18	8-15	2I	24-27
	Офиолитовый пояс	Чарский	13	Граувакново-кремнисто-диабазовая	Моноклинали, линейные складки, вальжи	Пренит-пумпеллитовая + зеленосланцевая	до 6.5	?	Гипербазитовая (дуитгардуритовая)	Пласты, протрузии	?	?	2I	24
	Устойчивый массив	Руно-Алтайский	у	Известняково-сланцевая Флишодная Андезит-дацитовая Кварц-кератофировая	Сочетание линейных и брахисинклинали	Пренит-пумпеллитовая	до 7.0	0-4	Габбро-диабазогранитная, гранитоидный пестрого состава (1), гранитная (2)	Пространственно совмещенные тела сложной конфигурации	8	Остатки на кровле гранитоидов	18-2I	24-30

* Вкрапленные в геосинклинальные комплексы интрузивные формации прото- и дейтероорогенных комплексов в соответствующих графах помечены знаками "1" (протоорогенные) и "2" (дейтероорогенные). Ориентировочные глубины нижних кромок интрузивных тел приводятся по расчетам Д.Ф.Уманцева, П.И.Моркина, А.В.Абрамова, Р.Т.Богачевой, О.Г.Жеро, В.П.Коробейникова, Л.В.Смирнова, А.П.Шегдова.

** В состав гранитно-метаморфического слоя включены тектонические комплексы: основания, геосинклинальные, протоорогенные. Мощности гранитно-метаморфического и "базальтового" слоев приводятся по расчетам П.И.Моркина и В.С.Суркова.

синклинория мощностью карбонатных накоплений до 12 км. Мощность гранитно-мегаморфического слоя в целом около 20 км, «базальтового» порядка 30 км. Ряд косвенных признаков дает возможность предполагать принадлежность метакорбонатной формации Дербинского выступа карельскому мегакомплексу (Абрамов, 1970, 1974; Сезько, 1975).

Отнесение к добайкальским мегакомплексам некоторых выступов в Восточной Туве и центральной части АСО произведено в значительной степени условно, без достаточного количества прямых данных о их возрасте.

В байкальской складчатой системе в качестве структурно обособленных элементов выступают Протеросаян и Восточная Тува. Фрагменты байкальского мегакомплекса известны в пределах салаирской складчатой системы (Джебашский, Амыльский, Телецкий, Чулышманский и другие выступы комплекса основания).

Начало формирования байкальского мегакомплекса точно не устанавливается. Судя по имеющимся радиологическим определениям возраста слоистых и интрузивных пород основания байкалид (Кляровский, 1972) и составу органики в породах геосинклинального комплекса («Разрезы докембрия...», 1969; Абрамов, Демьянова, 1970; Кепежинская и др., 1975 и др.), нижняя граница байкальского мегакомплекса не древнее среднего протерозоя и скорее всего соответствует подошве рифея.

Верхняя граница байкальского мегакомплекса фиксируется позднерифейским возрастом базальных толщ протоорогенного комплекса (Шеглов, 1969; Клитин и др., 1970; Абрамов и др., 1972; Александров и др., 1974; Постельников, 1973; «Геологическое строение Манского прогиба...», 1978 и др.), синхронного в целом геосинклинальному комплексу салаирид. Представления о допозднерифейском верхнем возрастном пределе байкальского мегакомплекса в принципе соответствуют первоначальным взглядам Н.С.Шатского (1932), если учесть изменения представлений о возрасте молассового комплекса в тектонотипе (Клитин и др., 1970).

В составе байкальского мегакомплекса намечаются несколько типов вертикальных формационных рядов:

1—эвгеосинклинальный карбонатно-терригенно-вулканогенный базальтовый (кувайская серия Восточного Саяна, джебашская серия Амыльского выступа). Входящие в его состав вулканиты сопоставляются по химизму в Сисимо-Казырской зоне

с океаническими базальтами и в Кувайской с «континентальными толитами» («Вулканические ассоциации...», 1976);

2—миогеосинклинальный терригенный флишоидный (сублукская серия Ийско-Урикской зоны);

3—смешанный базит-пелитовый (не более 10% базальтов) в центральной и западной частях АСО;

4—кремнисто-карбонатный в пределах устойчивых массивов северной группы;

5—смешанный терригенно-вулканогенный базальт-риолитовый (харальская серия) и терригенно-карбонатный (чартысская свита) в пределах Тувино-Монгольского устойчивого массива.

Кроме того, для байкальского мегакомплекса характерно слабое развитие интрузивных формаций как начальной, так и зрелой стадий геосинклинального этапа развития; резкое преобладание в составе мегакомплекса пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации (Лепезин, 1978); синхронность его протоорогенного комплекса геосинклинальному комплексу салаирид. В связи с последним обстоятельством формации в таких структурах, как Манский и Восточно-тувинский прогибы, несут отпечаток двойственности и пересечения диагностических признаков. Поэтому в байкальской складчатой системе они играют роль эпигеосинклинального протоорогенного комплекса, в системе «каледонского мегакомплекса» эти же зоны можно рассматривать как миогеосинклинальные члены геосинклинального комплекса.

Выделение каледонского мегакомплекса в предлагаемом «Решением совещания...» (1978) стратиграфическом диапазоне «подошва венда—подошва нижнего девона» требует особого обсуждения. Очевидно, в «Решении» отражена широко распространенная точка зрения о достаточно удовлетворительном соответствии сибирских раннепалеозойских складчатых систем британскому тектонотипу каледонид. Как известно, существует иное мнение относительно позднедокембрийско-раннепалеозойской истории геологического развития Сибири. М.А.Усовым (1936), на основании в первую очередь исследований А.М.Кузьмина (1928) в Салаирском крае, был выделен докаледонский цикл тектогенеза, названный им Салаирским. Поздние представления о роли салаирской складчатости неоднократно менялись, и она считалась или завершающей фазой байкальского цикла тектогенеза (Шатский, 1963; Богданов, 1969 и др.), или началом каледонского цикла (Кузнецов, 1954; Херасков, 1967; Сенников, 1977 и др.). С нашей точки зрения, чрезвычайно точно подметить специфику сибирских «каледонид» удалось Ю.М.Шейн-

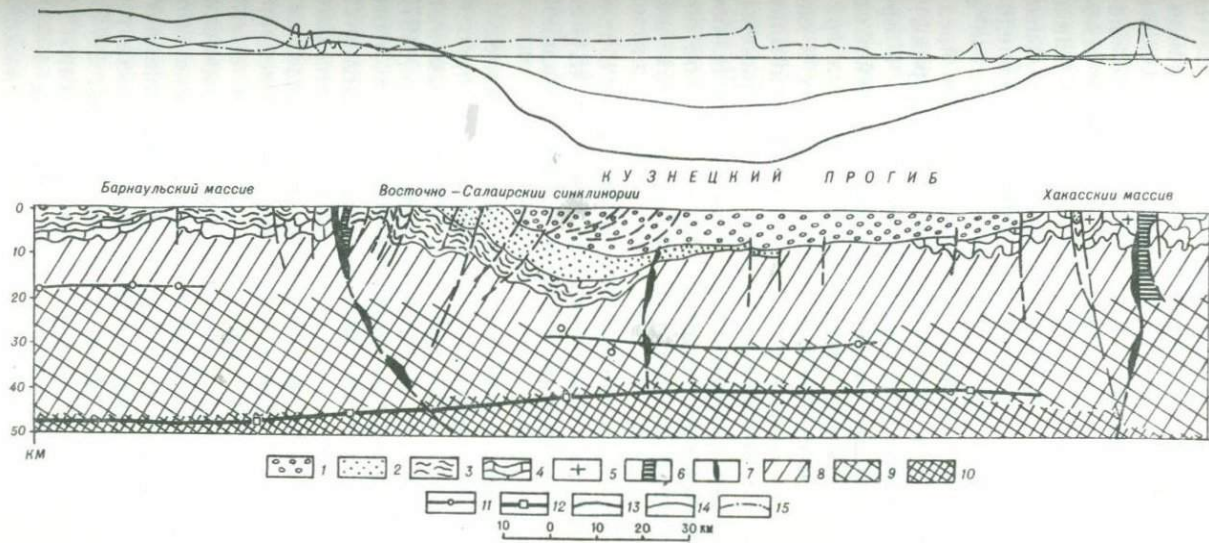


Рис.2. Геолого-геофизический профиль через северо-западную часть Алтае-Саянской области. 1—вулканогенно-осадочный слой (дейтероорогенный комплекс); 2-8 — гранитно-метаморфический слой: 2—протоорогенный комплекс, 3-7 — геосинклинальный комплекс (3—эвгеосинклинальные формации, 4—кремнисто-карбонатные формации чехлов устойчивых массивов, 5—гранитоиды пестрого состава, 6—габбро, 7—гипербазиты); 8—нерасчлененная часть гранитно-метаморфического слоя (в том числе, комплексы основания); 9—«базальтовый слой»; 10—верхняя мантия; 11-12 — глубинные границы по данным сейсмических исследований: 11—Конрада, 12—Мохоровичича; 13—кривая гравитационного поля с исключенным региональным фоном (исключено влияние рельефа поверхности М и плотностной неоднородности верхней мантии); 14—расчетная кривая гравитационного влияния плотностной неоднородности верхней части земной коры (до глубины 8 км от уровня моря); 15—кривая ΔT_a .

манну (1960). Он считал, что «от Алтая до Восточного Саяна протягивается область, которую с гораздо большим правом, чем североευропейскую, следует называть типично каледонской» (там же, стр.19). Ю.М.Шейнманн считал, что развитие каледонид в большей части АСО кончается в течение позднего кембрия или даже перед ним и лишь на Алтае-и в Западном Саяне существовали более длительно развивавшиеся геосинклинальные прогибы. Ю.М.Шейнманн полагал, что европейские каледониды формировались очень поздно и поэтому для Евразии в целом являются скорее исключением, чем правилом. Он предлагал различать три типа каледонид: ранние (салаириды); «нормальные», или такониды, с главной складчатостью в ордовике или первой половине готландия; и поздние, европейского типа, с главной складчатостью в конце готландия или на границе его с девонем. При этом специфику казахстанских и сибирских каледонид (т.е. салаирид и таконид) Ю.М.Шейнманн усматривал не столько в том, что они широко распространены, сколько в их конструктивной роли, так как они «определяют костяк страны на огромных пространствах Алтае-Саянской области и примерно на половине площади Монголии» (там же, стр.23).

Таким образом, вопрос о том, как соотносятся друг с другом сибирские «каледониды» и европейский стандарт, должен ставиться не в формально-номенклатурной, а в принципиальной плоскости. Обратимся к фактам.

Установлено, что наиболее древние отложения «каледонского мегакомплекса» АСО содержат микрофоссилии и проблематику верхнего рифея-венда (Щеглов и др., 1967; Гудымович, Шипицын, 1970; Абрамов и др., 1972; Александров и др., 1973 и др.). Время завершения геосинклинального развития этого мегакомплекса благодаря успехам стратиграфии определяется теперь достаточно точно. В юго-западной части Восточного Саяна протоорогенная моласса (моисеевская серия) содержит трилобиты амгинского яруса (Богнибова, 1966). В Хамсаринской зоне Тувы протоорогенная аласугская серия в самых низах содержит трилобиты низов амгинского яруса (Богнибова, 1966; Чучко и др., 1969). В Восточном Танну-Ола нижняя моласса протоорогенного комплекса содержит в низах окаменелости обручевского, а в верхах—мундыбашского горизонтов амгинского яруса (Покровская, 1959; Богнибова, Щеглов, 1970). В Хемчикской зоне молассовая карабулунская свита охарактеризована наиболее ранними парадоксидами (Кузнецов, 1953). На северном склоне Западного Саяна пестроцветная нижняя

моласса (арбатская свита) в основании содержит известняки с трилобитами низов амгинского яруса (Любалинская, 1967; Богнибова, Щеглов, 1971). На восточном склоне Кузнецкого Алатау и в Батеневском кряже раннеорогенная моласса (карасукская серия) начинается с обручевского горизонта (Лермонтова, 1940; Богнибова, 1966 и др.). В восточной части Горного Алтая нижняя моласса (еландинская свита) имеет более молодой майский возраст, а на западном склоне Кузнецкого Алатау моласса позднекембрийская («Биостратиграфия...», 1960).

В считавшейся классическими каледонидами Центрально-Западноаянской зоне (Кузнецов, 1954 и др.; Зоненшайн, 1963; Зайцев, 1965; «Тектоника и глубинное строение...», 1973 и др.) верхнесилурийская моласса (шиштыкская свита) представляет собой, по-видимому, лишь верхний структурный этаж достаточно мощного протоорогенного комплекса, начало формирования которого можно уверенно связывать со средним ордовиком (а возможно и со средним—поздним кембрием). Сотрудником СНИИГГиМСа А.И.Науменко установлены резко несогласные соотношения фаунистически охарактеризованных отложений среднего ордовика явно молассовой формационной принадлежности с подстилающим геосинклинальным сланцево-граувакковым комплексом (устное сообщение). В последнем в породах иньсукской свиты, ранее считавшейся верхнекембрийско-ордовикской, Ю.М.Коллегановым обнаружены остатки окаменелостей, определенных А.Г.Поспеловым как *Vesicularites* sp. и *Spongiostroma* sp. (письменное сообщение А.Г.Поспелова) Эти формы наиболее часто совместно встречаются в рифейско-вендских отложениях. Ранее с помощью детального картирования было показано, что верхняя часть устуишкинской серии в этой зоне по-видимому одновозрастна с вулканогенными верхнерифейско-вендскими толщами Западного Саяна и Тувы («Кембрийская тектоника...», 1970).

Наконец, возникновение орогенного режима и начало формирования протоорогенного комплекса в центральной и западной частях Горного Алтая, в его «каледонской» зоне, следует связывать с аренигским веком, когда около 80% территории западной части АСО испытали резкие изменения своей палеогеографии (Гинцингер, 1967; Сенников, 1977).

Таким образом, геосинклинальный комплекс «каледонского мегакомплекса» начал свое формирование в позднем рифее и завершил его в интервале «начала среднего кембрия—арениг». Продолжительность его развития может быть грубо оценена в 300-400 млн. лет

На сколько справедливо исторически сложившееся мнение о том, что этот цикл при его сравнении с европейскими стандартами может быть сопоставлен с каледонским, хотя бы и с оговорками о его значительно более раннем времени осуществления?

Напомним, что в Уэльсе, в юго-восточной Ирландии и на острове Англси среди осадочных пород палеозоя имеются выходы эвгеосинклинального комплекса Мона, образование которого связывается британскими геологами с так называемым кельтским циклом тектогенеза (Беннисон, Райт, 1972; Андерсон, 1968)*. В разрезе комплекса Мона выделяется пять крупных стратиграфических подразделений в ранге групп, из которых четыре нижних сложены турбидитами, спилитами, кремнистыми сланцами и кварцитами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой, глаукофансланцевой и амфиболитовой фаций и включающими тела гипербазитов. Верхняя группа Фидлин представлена натровыми игнимбритами и прорывается гранитами Коэдана с абсолютным возрастом 600 млн.лет. К югу, в Карнарвонширской геосинклинали, натриевые игнимбриты серии Арвон согласно перекрываются фаунистически охарактеризованным кембрием (Беннисон, Райт, 1972). Изотопный возраст синорогенных магматов здесь 684, 595, 547 млн.лет (Meneisy and Miller, 1963). В северо-западной Шотландии в разрезе дальредской серии венда, сложенной преимущественно турбидитами и граувакками, содержатся зеленокаменные вулканы Арчайло и Пертшира, а также подушечные лавы Тейваллих. Их химические анализы (Андерсон, 1968) на диаграмме Н.Л.Добрецова (1975) после соответствующих пересчетов попадают в поле «континентальных толеитов».

Известно также, что следующая, собственно и считающаяся каледонской, эпоха вулканизма на Британских островах фиксируется в интервале арениг-карадок. Вулканизм имеет смешанный характер и определяется сонахождением базальтов андезитов, риолитов, дацитов и игнимбритов, часть которых имеет субаэральное и наземное происхождение (Беннисон, Райт, 1972 и др.).

Таким образом, перенеся центр внимания с истории складчатых деформаций на вещественную и возрастную характеристики британских складчатых зон, можно отметить, что в интервале 1150-600 млн.лет, согласно стратиграфической схеме, предложенной в сводке В.В.Хоментовского (1976), Британские острова находились на ортогеосинклинальном этапе геологичес-

* Кельтский цикл обычно отождествляется с байкальским.

кой истории, сопоставимом по времени проявления инициального магматизма с салаирским циклом или, во всяком случае, занимающем по времени промежуточное положение между байкальским и салаирским циклами тектогенеза Сибири.

Геосинклинальный комплекс позднерифейско-раннеордовикского возраста в АСО имеет ряд специфических черт, отличающих его от геосинклинального комплекса байкалид.

Прежде всего, он имеет резко выраженную структурно-вещественную зональность и эвгеосинклинальный уклон формационных рядов. Структурно-формационные зоны этого комплекса могут быть сгруппированы в следующие главнейшие типы.

1. Узкие протяженные повсеместно ограниченные разломами призмы, выполненные слоистыми и вкрапленными формациями офиолитовой ассоциации францисканского типа (Исаков, 1974). В наибольшей степени сохранившими свою структурную целостность зонами этого типа являются офиолитовые пояса Западного Саяна и Тувы.

2. Сопряженные с первыми линейные зоны дифференцированного базальтоидного магматизма (Уймено-Лебедской, Северо-Саянский и другие унаследованные синклиории).

3. Субизометричные и угловатые блоки типа устойчивых срединных и краевых массивов, в пределах которых геосинклинальный комплекс представлен либо карбонатной группой формаций (Хакасский массив), либо вулканогенной дацит-андезитовой (Центрально-Тувинский массив). Для этого типа характерны довольно резко сокращенные структурные мощности геосинклинальных формаций.

4. Практически лишенные продуктов вулканизма зоны сосредоточения мощных граувакковых, флишоидных и кремнисто-глинистых накоплений с большими объемами синорогенных гранитоидов (Центрально-Западносаянский и Южно-Холзунский инверсионные антиклиории, Ануйско-Чуйский унаследованный синклиорий). Ареал распространения этой группы формаций имеет в общих чертах форму сектора, расширяющегося с востока на запад из Западного Саяна в западную часть Горного Алтая и грубо конформного сторонам угла, образованного восточносаянской и восточнотувинской ветвями байкалид.

Следующей характерной чертой этого комплекса является его обильная насыщенность различными по составу и возрасту магматическими формациями, ареал которых полностью захватывает и байкальскую складчатую систему.

Наконец, важной особенностью верхнерифейско-нижнеордовикского геосинклинального комплекса нам представляется характерная дифференциация аномального гравитационного

поля территории его развития. В пределах «каледонид» Западного Саяна и Горного Алтая сосредоточены относительные минимумы поля силы тяжести, сохраняющиеся и после исключения гравитационного влияния верхнего 8-километрового слоя. Путем геолого-плотностного моделирования это достаточно уверенно интерпретируется нами как полное отсутствие здесь высокоплотных вулканогенных формаций («Методы ...», 1974). Такой вариант интерпретации хорошо согласуется с представлениями о сквозном развитии этих зон в течение позднего рифея—раннего кембрия (Волков, 1966; «Кембрийская тектоника...», 1970) и позволяет считать, что «каледониды» АСО являются миогеосинклинальными членами единой системы складчатых структур, лишь на один-два века позднее вступившими в эпигеосинклинальный этап развития, по сравнению с кембрийскими зонами.

Поддерживая представления о том, что к началу среднего ордовика практически вся территория АСО была вовлечена в протоорогенный этап развития (Сенников, 1977), продолжавшийся до начала девона, мы приходим к следующим выводам.

1. Выделение единого для Сибири каледонского мегакомплекса в предлагаемых «Решением» ... границах «подошва венда—подошва нижнего девона» нивелирует историческую картину конца позднего докембрия—первой половины палеозоя, поскольку в таком варианте границ, из которых нижняя объективными методами в АСО вообще не фиксируется, «каледонский мегакомплекс» вбирает в себя:

а) ряд эв- и миогеосинклинальных формаций с возрастом от позднего рифея до раннего ордовика при стандартной тенденции к омоложению верхней границы ряда по мере удаления от края древней платформы;

б) синхронный с ним ряд протоорогенных формаций байкалид;

в) более молодой ряд протоорогенных формаций салаирид и «каледонид».

2. В принципиальном соответствии со взглядами Ю.М.Шейнманна (1960) и авторов «Тектоники Евразии» (1966), скользящий от подошвы среднего кембрия до подошвы среднего ордовика рубеж является важной историко-геологической границей первого ранга.

В связи с этим для предстоящего построения карт мегакомплексов АСО предлагается выделить:

1) салаирский мегакомплекс в границах «подошва верхнего рифея—подошва среднего кембрия (восток)—среднего ордовика (запад);

2) каледонский мегакомплекс, заключенный между верхней границей салаирского и нижней границей раннегерцинского мегакомплексов, что в плане его временного сопоставления с европейским стандартом и будет соответствовать действительности, но подчеркнет различие геологической истории северо-западного обрамления Русской и юго-западного Сибирской платформ.

Объемы и градация герцинских мегакомплексов и более или менее подробная их характеристика приведена в таблице 1.

Генеральные особенности вещественного выполнения, истории развития и структурного плана герцинских мегакомплексов близки таковым салаирского. Вертикальные ряды геосинклинальных формаций герцинид и салаирид принципиально не отличаются друг от друга. Близка и их структурно-формационная, магматическая и метаморфическая зональность. В отличие от салаирид, время формирования геосинклинального ряда формаций много короче; эти формации занимают значительно меньшие площади, чем синхронные орогенные формации и существенно уступают им по объему пород. Соответственно в составе герцинских мегакомплексов значительную роль играют гранитные и щелочно-гранитные формации областей орогенеза. Подчеркнем, что в центральной и восточной частях АСО дейтероорогенный этап развития, в полном соответствии со взглядами К.В.Боголепова (1976 и др.), явился мощным конструктивным процессом, окончательно сформировавшим главнейшие структурно-вещественные особенности современной земной коры региона и тем самым предопределившим ряд существенных черт современного аномального гравитационного поля этой территории (Сурков и др., 1977).

В заключение подчеркнем те вопросы тектоники АСО, которые с нашей точки зрения могут оказаться наиболее сложными при работе над «Атласом тектонических карт и опорных профилей Сибири».

1. Авторы рассматривали и рассчитывали альтернативные геолого-плотностные модели офиолитовых поясов. Наиболее удовлетворительное соответствие аномальным магнитному и гравитационному полям обнаруживают модели, в которых пояс представлен в виде призмы, наклоненной под ближайший кратон или устойчивый массив. При этом нижняя кромка этих призм, как показывают расчеты, удовлетворительно совпадает с подошвой дислоцированных слоистых образований офиолитовой ассоциации. В качестве генетической модели офиолитовых поясов нами приняты линейные анизотропные отрицательные

морфоструктуры, заложенные на, в той или иной мере, сиализированной коре и гомологичные современным глубоководным желобам в их придуговой и осевой зонах. Как альтернативы рассматривались модель наращивания земной коры за счет значительных надвигов перемещений крупных пластин и модель поддвигания земной коры по краям и выжимания скученных масс в центре складчатой зоны.

2. Трактовка геологической структуры и времени ее формирования в центральной части Западного Саяна и на юго-востоке Горного Алтая может быть различной. В работе авторов, непосредственно руководивших и занимавшихся полевыми исследованиями этих территорий, дана трактовка, основанная на новых, еще не опубликованных данных.

3. Важным недостатком современного состояния изученности АСО является отсутствие общепринятых схем магматизма этой территории, что не может не привести к резко противоположным решениям ряда узловых вопросов ее геологии.

Авторы выражают благодарность Д.Ф.Уманцеву, П.И.Морсину, Р.Т.Богнибовой, Н.В.Рогову, А.В.Абрамову, деловые советы и благожелательная критика которых оказали большую помощь в нашей работе.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов А.В. О соотношении рифейских и среднепротерозойских образований в северо-западной части Восточного Саяна.—«Труды СНИИГГиМС», Новосибирск, 1970, вып.110, с.95-97.

Абрамов А.В. Западная часть Восточного Саяна в докембрии. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд.геол.-минер.наук, Томск, 1974.

Абрамов А.В., Демьянова Г.Н. Строение и возраст кувайской серии в верховьях рек Казыра и Кижин-Хема (Восточный Саян).—«Труды СНИИГГиМС» вып.110, Новосибирск, 1970, с.97-104.

Абрамов А.В., Исаков В.М., Коробейников В.П. Позднерифейско-кембрийский орогенный прогиб Восточной Тувы.—«Труды СНИИГГиМС», вып.146, Новосибирск, 1972, с.29-37.

Александров Г.П., Журавлева З.А., Степанова М.В. Новые данные о позднепротерозойских и раннекембрийских отложениях Сангилена.—В кн.: Материалы по геологии Тувинской ССР. Вып.111, Кызыл, 1974, с.3-23.

Андерсон Дж.Г.К. Докембрий Британских островов.—В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., «Мир», 1968, с.31-106.

Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М., «Недра», 1963, 608 с.
Беннисон Дж., Райт А. Геологическая история Британских островов. М., «Мир», 1972, с.7-71.

Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Т.1, Нижний палеозой. Новосибирск, 1960, 498 с. (Труды СНИИГГиМС, вып.19).

Богданов А.А. Тектонические эпохи.—«Бюлл. МОИП. Отд.геол.», 1969, № 5, с.5-17.

Богнибова Р.Т. Средний кембрий Батеневского кряжа и прилегающих районов юга Красноярского края (стратиграфия и палеонтология). Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд.геол.-минер.наук, Томск, 1966.

Богнибова Р.Т., Щеглов А.П. Новый район распространения среднекембрийских отложений в Туве.—«Геол.и геофиз.», 1970, № 5, с.32-36.

Богнибова Р.Т., Щеглов А.П. Амгинский ярус Западного Саяна.—В кн.: Амгинский ярус Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1971, с.49-52 (Труды СНИИГГиМС, вып.111).

Боголепов К.В. Дейтероорогенез и его роль в формировании структуры земной коры.—В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., «Наука», 1976, с.122-126.

Волков В.В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1966, с.122-156.

Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции. Новосибирск, «Наука», 1976, с.68-70.—Авт.: А.Ф.Белоусов, Н.Л.Добрецов, Т.А.Додонова и др.

Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Алтае-Саянских байкалидах. Новосибирск, «Наука», 1978, 223 с. — Авт.: В.В.Хоментовский, В.Ю.Шенфиль, А.С.Гибшер и др.

Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. Л., «Недра», 1971, 208 с. (Труды СНИИГГиМС, вып.76).

Геология нефти и газа Западной Сибири. М., «Недра», 1975, 678 с.—Авт.: А.Э.Конторович, И.И.Нестеров, Ф.К.Салманов и др.

Гинцингер А.Б. История геологического развития и палеогеография западной части Саяно-Алтайской области в ордовике. Новосибирск, 1967, с.93-116. (Труды СНИИГГиМС, вып.57).

Гудымович С.С., Шипицын В.А. К биостратиграфии позднего докембрия и раннего кембрия Манского прогиба (северо-западная часть Восточного Саяна).—«Геол. и геофиз.», 1970, № 10, с.118-121.

Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов.—«Геол. и геофиз.», 1975, № 2, с.11-25.

Докембрий Восточного Саяна. М.-Л., «Наука», 1964, с.10-31.

Зайцев Н.С. О глыбовой структуре Алтае-Саянской области.—В кн.: Идеи академика В.А.Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии. М., Изд-во АН СССР, 1963, с.127-143.

Зоненцойн Л.П. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963, 111 с.

Иванкин П.Ф., Щеглов А.П. Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты ее тектоно-магматического развития в палеозое. Новосибирск, 1971, с.4-24 (Труды СНИИГГиМС, вып.128).

Исаков В.М. Западный Саян в позднем рифее—раннем кембрии. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд.геол.-минер.наук, Томск, 1974.

Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы, М., «Наука», 1970, с.7-59.

Кепежинская К.Б., Лепезин Г.Г., Тимофеев Б.В., Хильтова В.Я., Хлестов В.В. Новые данные о времени осадконакопления метаморфических комплексов Горного Алтая и Западного Саяна.—«Геол.и геофиз.», 1975, № 11, с.143-146.

Клитин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С. Байкалиды юго-востока Сибири. М., «Наука», 1970, с.36-76.

Кляровский В.М. Геохронология горных областей юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1972, 258 с.

Кузнецов В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской области.—В кн.: Вопросы геологии Азии. т.1, М., Изд-во АН СССР, 1954, с.202-228.

Кузьмин А.М. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузбасса. — «Изв. Сиб. отд-ния. Геол.ком.», 1928, т.7, № 2, с.48.

Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1978, с.24-97.

Лермонтова Е.В. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т.1. Кембрий. М.-Л., Госгеолтехиздат, 1940, 194 с.

Любалинская З.П. Геологическое строение Бабаковского участка (Западный Саян).—В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с.189-199.

Методика и результаты изучения основных черт глубинного строения верхней части земной коры в западной половине Алтае-Саянской складчатой области по комплексу геологических и геофизических данных.—В кн.: Методы комплексного геолого-геофизического изучения тектонического строения складчатых областей палеозойского возраста. Новосибирск, 1974, с.10-13.— Авт.: *В.П.Коробейников, П.И.Морсин, В.С.Сурков и др.*

Мусатов Д.И. Некоторые проблемы докембрия Саяно-Енисейской складчатой области.—В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия средней Сибири. Красноярск, 1967, с.292-317.

Покровская Н.В. Трилобитовая фауна и стратиграфия кембрийских отложений Тувы. М., Изд-во АН СССР, 1959, 200 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 27).

Постельников Е.С. Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа). М., «Наука», 1973, 124 с.

Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск, Кн.изд-во, 1969, 215 с.—Авт.: *А.Б.Гинцингер, М.К.Винкман, В.А.Асташкин и др.*

Решение совещания редколлегии «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири» (10-12мая 1978 года, Новосибирск).

Сезько А.И. Структура докембрийских складчатых зон центральной части Восточного Саяна. Автореф.дисс. на соискание учен.степени канд. геол.-минер. наук, Иркутск, 1975.

Сенников В.М. История развития структур южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике. Барнаул, 1977, 134 с. (Труды СНИИГГиМС, вып.201).

Сурков В.С. Геотектоническое районирование фундамента Западно-Сибирской плиты.—«Сов.геол.», 1968, № 8, с.34-46.

Сурков В.С., Морсин П.И. Определение мощности земной коры на основе гипотезы изостазии.—«Геол.и геофиз.», 1971, № 10, с.63-71.

Сурков В.С., Коробейников В.П., Шеглов А.П., Жеро О.Г., Морсин П.И. Объемное тектоническое районирование складчатых поясов (основные принципы нового направления комплексного анализа геолого-геофизических данных).Новосибирск, 1977, с.5-20. (Труды СНИИГГиМС, вып.250).

Тектоника Евразии. Гл. ред. академик *А.Л.Яншин*, М., «Наука», 1966, 487 с.

Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М., «Недра», 1973, 142 с.—Авт.: В.С.Сурков, О.Г.Жеро, Д.Ф.Уманцев и др. (Труды СНИИГГиМС, вып.152).

Усов М.А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936, 202 с.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964, 479 с.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973, 511 с.

Херасков Н.П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967, 300 с.

Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск, «Наука», 1976, 271 с.

Чучко В.Н., Сарбаа Я.В., Шульга В.К. Стратиграфия кембрийских образований междуречья Сытыг-Хем-Чапшы.—В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР, вып.1, Кызыл, 1969, с.10-23.

Шатский Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.—«Бюлл. МОИП. Отд.геол.», 1932, № 3-4, с.476-509.

Шатский Н.С. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости.—Избранные труды, т.1, М., Изд-во АН СССР, 1963, с.581-588.

Шейнманн Ю.М. Некоторые черты каледонид Евразии.—В кн.: Каледонская орогенія. М., Изд-во АН СССР, 1960, с.16-28.

Шулешко И.К., Никитина Л.П. О положении мангатгольской толщи в нижнем докембрии Восточного Саяна.—В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с.365-371.

Щеглов А.П. Основные черты разрезов кембрийских отложений Тувы и их тектоническая позиция. Новосибирск, 1969, с.30-38. (Труды СНИИГГиМС, вып.84).

Щеглов А.П., Степанова М.В., Богнибова Р.Т., Исаков В.М. Возраст чингинской свиты северного склона Западного Саяна. Новосибирск, 1967, с.150-153. (Труды СНИИГГиМС, вып.57).

Kober L. Der Bau der Erde. Sec. ed Borntraeger. Berlin, 1928, 324 s.

Meneisy M.J., Miller J.A. A Geochronological Study of the Crystalline of Charnwood Forest. England.—«Geol. Mag», 1963, v.100, N 6, p.507-523.

МЕЛАНЖЕВО-ОЛИСТОСТРОМОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ХЕМЧИКСКО-СИСТИГХЕМСКОЙ ЗОНЫ ТУВЫ

Олистостромы до недавнего времени описывались главным образом в сравнительно молодых складчатых сооружениях и, в первую очередь, в областях так называемого линейного типа (Альпийско-Гималайский пояс, герциниды Урала, Восточного Казахстана и Южного Тянь-Шаня, складчатые сооружения Корякии, Сахалина и др.). В последнее время появляется все больше данных, позволяющих судить о широком развитии аналогичных образований в областях «мозаичного типа». Не являются в этом отношении исключением и каледониды Алтае-Саянской области.

Автору в течение ряда лет (1973, 1976, 1978 гг.) в связи с изучением зон развития серпентинитового меланжа довелось наблюдать олистостромы в различных участках Тувы (районы пос.Баян-Кол и города Шагонар, бассейны рек Хемчик и Барлык, зона Агардагского разлома). В Центральной и Западной Туве олистостромы входят в состав алтынбулакской, акдур-ургской и баянкольской свит, относимых, как правило, к нижнему кембрию. Алтынбулакская свита некоторыми исследователями сопоставляется с чингинской свитой Западного Саяна, которая, по крайней мере, частично относится уже к докембрию. Акдур-ургская свита по мнению одних исследователей залегает согласно на алтынбулакской (В.А.Благонравов, Г.М.Владимирский и др.), другие считают, что эти свиты (или их аналоги) разделены поверхностью несогласия (Зайцев, 1960; Зайков, Зайкова, 1969). Баянкольская свита Центральной Тувы обычно рассматривается в качестве стратиграфического аналога акдур-ургской свиты более западных районов.

Алтынбулакская свита по данным Г.П.Александрова, В.А.Благонравова, Г.М.Владимирского и других геологов сложена существенно вулканогенными зеленокаменными образованиями, среди которых преобладают породы основного состава: диабазы, диабазовые порфириды, спилиты, вариолиты, редко андезитовые порфириды и, как исключение, — кислые эффузивы. Эффузивы основного состава часто обладают признаками подводных излияний. В состав свиты включаются также туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, глинистые сланцы, кварциты, микрокварциты, мраморизованные известняки, мраморы и др. Подчеркивается обычно линзообраз-

ное залегание карбонатных пород, кварцитов и микрокварцитов. Кварцитовые породы рассматриваются многими исследователями как образования, возникшие при метасоматическом замещении вулканогенных и осадочных пород, в том числе и карбонатных. Отмечается быстрая фациальная изменчивость разрезов алтынбулакской свиты.

В акдуругской свите, также чрезвычайно изменчивой по литологическому составу, существенную роль играют конгломераты и туфоконгломераты, состоящие из галек эффузивов, кварцитов и известняков. Известняки присутствуют также в виде прослоев, линз или почти изометричных тел (Агентов и др., 1966). Они нередко содержат остатки археоциат, трилобитов и водорослей. В составе свиты заметное место принадлежит гравелитам и песчаникам. Здесь же описываются микрокварциты, кремнистые сланцы, покровы и прослои эффузивов и туфов, сходных с алтынбулакскими. Примерно такими же характеристиками обладает и баянкольская свита.

Таким образом, на основании предыдущих исследований среди геологов сложилось представление, что алтынбулакская, акдуругская и баянкольская свиты представляют собой сильно фациально изменчивые стратиграфические подразделения, состоящие из самых разнообразных пород вулканогенного, терригенного и хемогенного происхождения.

Особенности строения грубообломочных толщ

Наши наблюдения на западе Хемчикско-Систигхемской зоны показали, что алтынбулакская свита не является в генетическом смысле «существенно вулканогенной», а лишь содержит, по сравнению с акдуругской свитой, значительно большее количество разновеликих глыб, блоков-отторженцев и тектонических клиньев и пластин вулканогенных пород, принимавшихся ранее за сингенетичные линзы, прослои и покровы.

Кроме вулканогенных образований в алтынбулакской свите в качестве чужеродных тел присутствуют кремнистые, хлорит-серицит-кремнистые, углисто-кремнистые и филлитовидные сланцы, кварциты, микрокварциты, габбро-диабазы, габбро, различные известняки. Большинство этих пород по составу отвечают чингинской свите Западного Саяна.

Многие тела карбонатных пород, и, в первую очередь, содержащие остатки археоциат и трилобитов (в этом случае они и вмещающая их грубообломочная толща картируется как акдуругская свита), литологически и по комплексам

фауны сходны с некоторыми разновидностями пород Восточно-Таннуольской зоны. Кроме того, в поле развития алтынбулакской свиты обособляются тела пестроцветных, коричневых или лиловых лавобрекчий, туфо- и лавоконгломератов, которые также могут оказаться тектоническими отторженцами более древних отложений.

На левобережье р.Хемчик комплекс пород, картировавшийся ранее как алтынбулакская свита, крайне неравномерно насыщен экзотическими блоками. Концентрация их резко меняется как по простиранию толщ, так и в стратиграфическом разрезе. Местами относительно большие объемы комплекса представлены рассланцованными гравелитами и конгломератами, в которых отсутствуют или встречаются только единичные глыбы; в других участках и горизонтах наблюдается хаотическое нагромождение блоков с ничтожно малой ролью цементирующей массы. Местами блоки разного или сходного состава вплотную прилегают друг к другу. Иногда на продолжении крупных блоков или пластин залегают более мелкие отторженцы того же состава. При приближении к блокам кремнистых и карбонатных пород в конгломератах местами увеличивается количество галек этих пород. Применительно к карбонатным породам, особенно если они содержат археоциаты, такие факты истолковывались ранее как результат разрушения сингенетических рифовых построек. Однако, далеко не все карбонатные породы, содержащие органические остатки, по своей литологии, текстурным особенностям и общей морфологии тел могут быть отнесены к рифогенным. Чаще всего они вообще не содержат рифообразующих органических остатков. К тому же следует иметь в виду, что разрушаются таким же способом не только карбонатные тела, но и разнообразные кремнистые, вулканогенные и другие породы, о рифогенной природе которых, конечно, не может быть и речи.

Количественное содержание включений различного состава непостоянно. В одних участках или горизонтах преобладают тела кремнистых и кварцито-кремнистых пород, в других— вулканогенных, в третьих— карбонатных и т.д.

Размер экзотических включений колеблется в очень широких пределах: от валунов, глыб и видимых в обнажениях фрагментов до более крупных объектов, размер и форма которых может быть установлена только с помощью геологического картирования. Форма тел разнообразна: изометричная, неправильная, линзовидная, чечевицепоподобная, плитообразная, матрацевидная и др. Ограничения резкие угловатые или сглаженные,

что зависит в общем-то от компетентности пород. Сглаженные края нередко имеют блоки вулканогенных пород, испытывающие рассланцовку вместе с вмещающими их обломочными породами. Особенно ярко это выражено у сравнительно небольших тел карбонатных пород, способных в условиях сжатия и рассланцовки к повышенной текучести. В итоге они местами образуют резко вытянутые «языки» и линзы, ориентированные вдоль сланцеватости. Если в линзовидных и плитообразных блоках имеется слоистость или полосчатость, она ориентируется как согласно с простираем блоков, так и срезается на их краях.

Валуны, глыбы и экзотические блоки в Ак-Довуракском районе встречаются главным образом в конгломератах, конглобрекциях, реже—гравелитах и песчано-сланцевых породах, окрашенных в серо-зеленые, иногда в коричневатые и лиловатые тона. Они характеризуются плохой сортировкой и неравномерной, но в целом слабой окатанностью обломочного материала и неясно выраженной слоистостью.

Конгломераты и конглобрекции, как и комплекс в целом, по составу разнообразны. Одни из них состоят почти исключительно из галек вулканогенных пород. В других, кроме того, появляются обломки известняков, кремнистых сланцев и кварцитов. Встречаются разности с небольшим содержанием вулканических обломков. Промежутки между гальками заполнены песчано-гравелитовым материалом, сцементированным карбонатом.

Примерно в 40 километрах южнее Ак-Довуракского района, в бассейне р.Барлык, образования, сходные с описанными, некоторыми геологами включаются в состав чингинской свиты (Безруков, 1970), хотя вулканогенные породы в ней играют подчиненную роль. Выше устья р.Шуй, южнее поля ордовикских и силурийских отложений, комплекс представлен серо-зелеными рассланцованными песчаниками, гравелитами, реже конгломератами с неравномерно рассеянными телами основных вулканитов, кремнистых пород, иногда известняков. Эффузивы обычно окрашены одинаково с вмещающей толщей, но отличаются, как правило, своей массивностью, однородностью, а иногда характерными формами отдельности. Набор блоков здесь, по сравнению с описанным выше районом, менее разнообразен, а цементирующая масса более мелкообломочная.

В Центральных частях Хемчикско-Систигхемской зоны грубообломочные образования изучались нами в районе города Шагонар и пос.Баян-Кол.

В грубообломочном комплексе Шагонарского района, на правом берегу р. Енисей, намечаются две толщи: нижняя—крупно-глыбовая и верхняя—существенно конгломератовая с неравномерно рассеянными блоками различных пород. Нижняя толща серо-зеленой и зеленовато-серой окраски образована блоками вулканогенных пород, которые, в отличие от Ак-Довуракского района, нередко представлены вулканитами среднего состава. Встречаются также блоки кремнистых пород, известняков, сланцев, диабазов и др. Цементируют их рассланцованные серо-зеленые конгломераты, гравелиты и песчаники.

Верхняя толща представлена в основном зеленовато-серыми и пестроцветными конгломератами, образованными сплюсненными, реже изометричными гальками эффузивов, кремнистых и карбонатных пород, а также габброидов и зеленых сланцев. Конгломераты преимущественно средне- и крупногалечные. Гальки кремнистых пород, особенно с поверхности, окрашены в зеленые, красные, лиловые тона. Иногда они пятнистые.

В конгломератах встречаются единичные удлиненные блоки светло-серых андезитовых порфиритов и кремнистых пород; местами наблюдается скопление блоков преимущественно кварцито-кремнистого состава. «Посторонними» здесь, вероятно, являются также песчано-сланцевые отложения, содержащие местами остатки трилобитов среднего кембрия (Щеглов, Богникова, 1970). Они тесно связаны с гравелитами и конгломератами, включающими прослойки светло-серых известняков и пестроцветных осадочно-вулканогенных пород. В зонах наибольшей концентрации чужеродных блоков отмечаются, кроме того, габброиды, пироксениты, серпентиниты, диабазы, андезит-дацитовые порфириты и др. породы.

В районе пос. Баян-Кол, на левобережье Енисея конгломераты практически не рассланцованы. Они входят в состав нижней подсвиты баянкольской свиты (Щеглов, Волков, 1970). Обломочный материал этих конгломератов существенно карбонатно-кремнисто-вулканогенный. Среди карбонатных галек и валунов нередко встречаются онколитовые и археоциатовые разновидности. Известняки, а также кремнистые породы присутствуют и в виде более крупных—глыбовых обособлений. Конгломератовая толща в целом полого (20-30°) погружается к северу. Она подстилается горизонтом, насыщенным блоками и глыбами кремнистых пород, диабазов, габбро-диабазов, известняков, мраморов, кварцитов, амфиболитов, серпентинитов и др. Блоки мраморов кварцитов и амфиболитов А.П. Щегловым (Щеглов, Волков, 1970) рассматриваются здесь в качестве

самостоятельного стратиграфического подразделения (оттукташской толщи), залегающего ниже баянкольской свиты.

Судя по материалам Н.С.Зайцева (1960), А.П.Щеглова (Щеглов, Волков, 1970), Г.М.Владимирского, Н.М.Задорожный и др., аналогичные образования распространены и на правом берегу Енисея, в бассейне р.Баян-Кол. Здесь широко развиты грубообломочные породы, содержащие местами большое количество галек, валунов, «рифовых» тел, «пластов» и «линз» археоциатовых или содержащих трилобиты известняков, а также включения кремнисто-сланцевых и вулканогенных пород.

К сходным образованиям, вполне вероятно, относятся грубообломочные накопления, развитые на северо-востоке Хемчикско-Систигхемской зоны, на левобережье рек Систигхем и Чапши. Они сосредоточены в нижней части выделявшейся здесь ранее терригенной аласугской свиты, залегающей по мнению В.А.Благонравова с глубоким размывом на вулканогенной хамсаринской свите. В поле развития низок аласугской свиты отмечаются линзовидные тела карбонатных и вулканогенных пород, которые трактовались как выходы более древних образований, залегающих в ядрах небольших антиклиналей и эрозионных окнах.

В.Н.Чучко и др. (Чучко, Сарбаа, Шульга, 1969; Чучко, Сарбаа, 1970) показали, что породы этих выходов не подстилают аласугскую свиту, а залегают внутри нее. Нижнюю часть аласугской свиты они выделили в самостоятельную иргитхемскую свиту. В линзах известняков этой свиты содержатся многочисленные остатки нижнекембрийских археоциат, аналогичных археоциатам хамсаринской свиты, а также отпечатки трилобитов низов амгинского яруса среднего кембрия. Эти данные привели некоторых геологов к выводу о нижнекембрийском возрасте низов аласугской свиты и о латеральном фаціальном замещении в данном районе вулканогенных накоплений терригенными (Щеглов, Волков, 1970). Между тем, давно уже известно (В.А.Благонраов, 1956), что в нижней части аласугской свиты, наряду с фаунистически охарактеризованными линзами, в большом количестве встречаются известняковые валуны и гальки с остатками археоциат и трилобитов того же возраста. Если учесть, что аналогичная фауна встречается и в хамсаринской свите, резонно заключить, что археоциатовые гальки, валуны и линзы, а вместе с ними и линзы вулканогенных пород имеют одну и ту же обломочную породу. Они, по-видимому, являются ни чем иным, как отторженцами хамсарин-

ской свиты, захороненными внутри отложений иргитхемской свиты. Не исключено, что и в отложениях, описанных как верхняя подтолща хамсаринской толщи (Чучко, Сарбаа, Шульга, 1969) содержатся экзотические блоки вулканогенных, карбонатных и кремнистых пород.

Природа грубообломочных образований и соотношение их с меланжем

Описанные грубообломочные накопления по своей морфологии весьма сходны с олистограмми, что было ранее под-

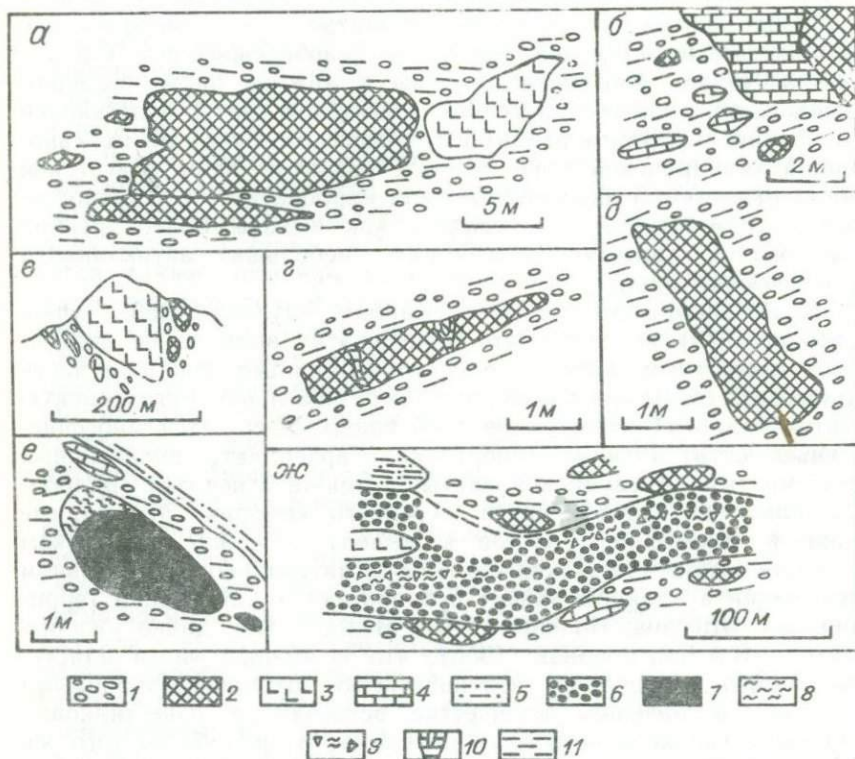


Рис.1. Детали строения олистостромового комплекса.

1—конгломераты; 2—кремнистые сланцы, микрокварциты и кварциты; 3—диабазы, спилиты; 4—известняки; 5—алевролиты, песчаники, гравелиты; 6—серпентинитовые конгломераты; 7—хромиты; 8—листвениты, лиственитизированные хромиты; 9—лиственитизированные серпентинитовые брекчии и конглобрекчии; 10—кварцевые жилы; 11—раправление сланцеватости.

мечено в Ак-Довуракском районе Г.Г.Семеновым. Содержащиеся в них многочисленные блоки разного состава и размера являются типичными олистолитами (рис.1). Эти олистостромы представляют собой сравнительно редко встречающуюся или, скорее всего, еще слабо изученную разновидность, в которой в качестве цементирующей массы выступают не тонко-обломочные песчано-глинистые или известково-терригенные породы, а грубообломочные отложения. Образования, сходные в структурном отношении с описанными, известны в герцинидах Южного Тянь-Шаня (Куренков, 1978), в альпийских складчатых сооружениях (Леонов, 1976) и ряде других мест.

Олистостромовый комплекс Центральной и Западной Тувы почти повсеместно, хотя и неравномерно, рассланцован, только в районе Баян-Кола встречены конгломераты массивного сложения без сколько-нибудь выраженного раздавливания. Обычно же гальки и обломки в конгломератах и конгло-брекчиях расплющены и переориентированы, что придает породам псевдослоистость. Направление рассланцевания не всегда совпадает со слоистостью. Это видно местами на границах плито- и линзообразных олистолитов, залегающих согласно со слоистостью. Были отмечены также единичные сравнительно небольшие (до $2,5 \times 8$ м) олистолиты кремнистых пород, захороненные, очевидно, в наклонном или даже почти вертикальном положении.

Наряду с рассланцеванием, проявившемся, скорее всего, в эпоху складкообразования, грубообломочный комплекс подвергнут неравномерной тектонической переработке, связанной с перемещениями по отдельным поверхностям во время образования олистостром или вскоре после их накопления. Интенсивность переработки обычно коррелируется с насыщенностью комплекса чужеродными блоками и связывается, таким образом, с определенными стратиграфическими уровнями. Чем больше концентрация блоков, тем интенсивнее переработан вмещающий их горизонт. В результате, среди описываемых образований, встречаются все переходные разновидности: от обычных конгломератов через рассланцованные олистостромы до сильно меланжированных горизонтов и даже зон полимиктового серпентинитового меланжа. Последний целесообразно выделять в самостоятельный меланжевый комплекс, тесно связанный с олистостромами. Этот комплекс может залегать, по-видимому, не только в подошве покровов, но и внутри олистостромового разреза.

Цементирующей массой меланжевого комплекса являются перетертые, сильно развальцованные (до листоватых), относи-

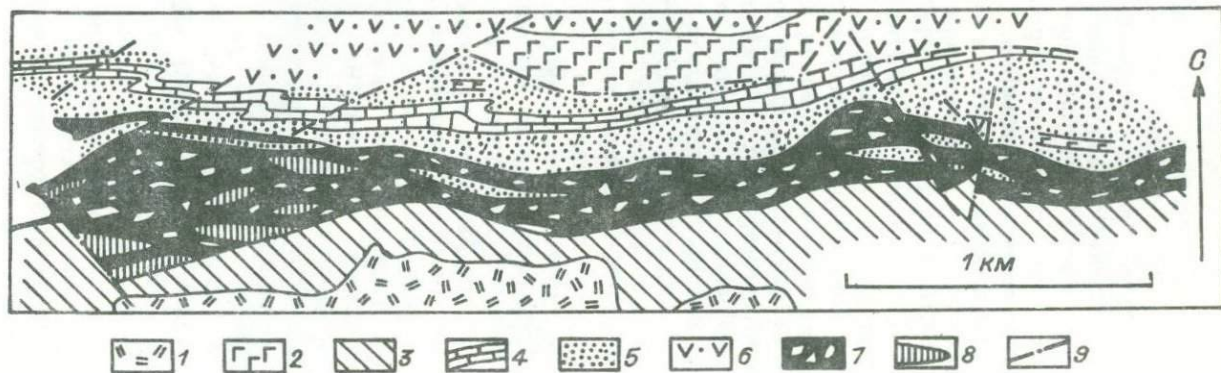


Рис.2. Схема геологического строения широкого отрезка зоны полимиктового серпентинитового меланжа на правом берегу р.Енисей в районе Шагонар.

1—современные отложения; 2 нижнедевонские (?) диабазы, диабазовые порфириты; 3—ордовикские песчаники, алевролиты, конгломераты; 4-6 — кембрийские образования: 4—серые и светлосерые известняки; 5—кремнисто-глинистые, кремнисто-алевритистые и филлитовидные сланцы с прослоями песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов; 6—эффузивы основного и среднего состава, их туфы, туфо- и лавобрекчии; 7—полимиктовый серпентинитовый меланж; 8—блоки кварцитов, кремнистых сланцев, эффузивов, туфов, рассланцованных конгломератов, заключенные в серпентинитовом меланже (положение более мелких незаштрихованных блоков и глыб показано условно); 9—разрывные смещения за пределами меланжевой зоны.

тельно рыхлые и поэтому легко разрушающиеся песчано-конгломератовые породы, а иногда и образования олистолитов. В настоящее время они часто превращены в «ультрасланцы», первичная природа которых макроскопически далеко не всегда реставрируется. В «цементе» полимиктового серпентинитового меланжа появляются серпентинитовые сланцы, а в блоках, наряду с другими породами, различные ультрабазиты и габброиды.

Один из наиболее ярко выраженных горизонтов серпентинитового меланжа развит на правом берегу Енисея, в районе г. Шагонара (рис.2). Здесь он слагает резко вытянутую (более 12 км) «расщепляющуюся» на западе зону, протягивающуюся вдоль границы кембрийских толщ с песчано-сланцевыми отложениями ордовика. Насыщенность зоны серпентинитами по простиранию заметно варьирует. Сходное строение имеет меланжевый комплекс в районе Баян-Кола, где он в современной структуре подстилает массивные конгломераты олистостромового комплекса. В районе Ак-Довурака развит в основном безгипербазитовый меланжевый комплекс, занимающий, вероятно, разные стратиграфические уровни. Отдельные участки меланжевых зон здесь также содержат гипербазиты.

Мощность меланжевых горизонтов обычно не превышает 200-300 м; нередко она существенно меньше.

Приведенные данные позволяют говорить о том, что олистостромовый и меланжевый комплексы являются хронологически и генетически взаимосвязанными образованиями. На этом основании они могут быть объединены в меланжево-олистостромовую ассоциацию. Уровни, наиболее насыщенные чужеродными обломками и олистолитами и наиболее тектонизированные, отражают, по-видимому, время и место интенсивных тектонических движений, происходивших одновременно с накоплением грубообломочных толщ. Поскольку меланжевые горизонты занимают определенное стратиграфическое положение, то движения, предопределившие их формирование, следует отнести к категории покровных или шарьяжных. Это в полной мере соответствует представлению о том, что олистостромы и тектонический меланж отвечают этапам крупных горизонтальных перемещений земной коры и тектонического скупивания горных масс (Леонов, 1978).

Место гипербазитов в меланжево-олигостромовой ассоциации

В вопросе о тектонической позиции и возрасте гипербазитов Центральной и Западной Тувы существуют различные точки зрения.

В современной структуре гипербазиты и вмещающие их кембрийские образования выходят в ядра антиклиналей, на крыльях которых несогласно залегают ордовикско-силурийские толщи. Ядра складок и крылья нередко осложнены разломами типа взбросов или крутых надвигов, вблизи которых слои ордовика и силура круто наклонены, а местами и опрокинуты. Антиклинали обычно имеют гребневидную форму и резко вытянуты. Если доордовикские толщи включают гипербазитовые тела, то последние на современном эрозионном срезе оказываются локализованными в сравнительно узких «поясах». Пространственное сочетание таких «поясов» с широко развитыми телами основных вулканитов и четко проявленными продольными разрывными смещениями (несмотря даже на их явно послеордовикский возраст) привело ряд исследователей к выводу о наличии здесь глубинных разломов, контролировавших внедрение гипербазитов. Эти разломы рассматривались как элементы, оперяющие Саяно-Тувинский (Хемчикско-Куртушбинский) разлом (Пинус и др., 1958; Еремеев, Сибилев, 1974), как составляющие его части (Зайков и др., 1972) или как самостоятельные гипербазитовые пояса (Кен, 1960).

Многолетними геологическими исследованиями было выяснено, что в Центральной и Западной Туве гипербазиты встречаются как в алтынбулакской, так и в акдуругской свитах и их литологических аналогах. В ядрах гребневидных антиклиналей они местами контактируют с ордовикскими и даже силурийскими отложениями. А.Н.Кен и Г.Н.Шапошников (1959) на основании этих фактов и исходя из интрузивной природы гипербазитов пришли к выводу о наличии в Туве разновозрастных гипербазитов, в том числе и послеордовикских. Позднее выяснилось, что гипербазиты в виде обломков присутствуют в конгломератах акдуругской свиты, содержащей известняки с остатками фауны санаштыкгольского возраста (Зайков, Зайкова, 1969). В соответствии с этими данными возраст гипербазитов стал рассматриваться досанаштыкгольским, а тела, залегающие на более высоких стратиграфических уровнях (вплоть до ордовика и силура) — как диаширы, проникшие из досанаштыкгольских толщ в вышележащие горизонты. Гребневидные складки, облекаемые ордовикскими и силурийскими отложениями,

были отнесены в соответствии с этим к складкам диапирового типа (Никитчин, Рогов, 1972).

Дальнейшие исследования показали, что обломки хромшпинелидов содержатся в алтынбулакской свите. Это явилось одним из аргументов в пользу представления о докембрийском возрасте гипербазитов Тувы (Велинский, Вартанова, 1978). К аналогичному заключению еще раньше пришел Н.Л.Добрецов (Добрецов, Пономарева, 1976), установивший в Куртушибинской зоне Западного Саяна непрерывный разрез офиолитовой ассоциации, верхним членом которой являются осадочно-вулканогенные образования чингинской свиты, относимой к позднему докембрию—раннему кембрию.

Оригинальную точку зрения о возрасте гипербазитов высказали А.В.Ильин и Г.А.Кудрявцев (1973). Учитывая, что гипербазитовые тела встречаются в отложениях алданского и ленского ярусов нижнего кембрия и в то же время они содержатся в обломочном материале этих толщ, А.В.Ильин и Г.А.Кудрявцев пришли к выводу о формировании гипербазитов на протяжении большого интервала времени и о наличии не менее четырех импульсов их проявлений.

Таким образом, можно считать установленным, что гипербазитовые тела в центральных и западных районах Тувы залегают как в алтынбулакской, так и в акдуругской свитах и их аналогах. В них же содержатся продукты размыва гипербазитов. Эти казалось бы противоречивые факты находят разное структурное, генетическое и хронологическое толкование.

Как было показано выше, образования, вмещающие гипербазиты, представляют собой меланжево-олистостромовую ассоциацию, неравномерно насыщенную бескорневыми блоками (олистолитами) различных пород. Гипербазиты залегают в ней в форме серпентинитового меланжа, а также в виде обособленных тел, неравномерно разбросанных по площади и соизмеримых с олистолитами других пород. Это обстоятельство наводит на мысль об олистолитовой форме захоронения по крайней мере части гипербазитовых тел.

Повышенная пластичность и текучесть гипербазитов затрудняют выявление их первичных взаимоотношений с вмещающими породами, тем не менее в пользу высказанного предположения говорит следующее. Среди грубообломочных образований, в том числе и в алтынбулакской олистостроме, широко распространены продукты разрушения и переотложения гипербазитов. В алтынбулакской свите они встречаются как в виде зерен хромшпинелидов (Велинский, Вартанова, 1978) или

наблюдавшихся нами в тонких шлифах зерен и обломков серпентинитов, так и в форме более крупных включений. Например, западнее Ак-Довуракского месторождения, на южном склоне горы Перт-Кожигар, в конгломератах встречен валун размером около 2,5 м хромитовых руд (хромитов) с «припаянными» к ним лиственитами (см. рис.1е). Несколько южнее залегает значительно более крупное (десятки метров в поперечнике) тело, появление которого в данном месте нельзя объяснить протрудированием и диапиризмом. Хотя в обнажении контакт его с вмещающими породами наблюдается не на всем протяжении, тем не менее видно, что оно залегает внутри конгломератовой пачки, в которой содержатся олистолиты кремнистых, карбонатных и других пород. Это сложное по составу тело. Основная его часть представлена серпентинитами, северо-восточное окончание сложено габброидами, а на контакте между ультрабазитами и габброидами развита зона пироксенитов. В алтынбулакской олистостроме довольно широко распространены также тела лиственитов, по форме и размерам сходные с другими олистолитами.

Среди алтынбулакских образований встречен, кроме того, горизонт, сложенный исключительно гипербазитовыми конгломератами и конглобрекциями. Он прослежен нами юго-западнее асбестового месторождения Ак-Довурак на протяжении около 250 м и при ширине до 50-70 м (см. рис.1ж). Этот горизонт залегает внутри зеленовато-серых рассланцованных конгломератов с олистолитами кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, кварцитов, эффузивов, карбонатных и других пород. Обломочный материал конгломератов представлен различными серпентинитами и единичными гальками хромитов. Он слабо сортирован, плохо окатан, но иногда встречаются хорошо окатанные фрагменты. Размер галек и валунов варьирует от долей сантиметра до 50-80, редко более десятков сантиметров. Преобладают обломки величиной 5-15 см. По форме они округлые, угловатые, изометричные и уплощенные. Крупные гальки и обломки цементируются более мелкой серпентинитовой «дресвой», скрепленной карбонатным цементом типа выполнения пор. Грубообломочным породам резко подчинены линзовидные прослойки серпентинитовых песчаников и гравелитов с редкими гальками серпентинитов.

Внутри горизонта конгломератов и конглобрекций, а местами в его краевой части обособляются линзовидные тела своеобразных массивных лиственитизированных серпентинитовых брекчий. Они состоят из обломков темных серпентинитов,

заклученных в более светлой серпентинитовой, неравномерно окварцованной и карбонатизированной массе. Карбонаты образуют различные по форме и размеру гнезда и включения, которые при выщелачивании образуют пористую поверхность. По-видимому, именно эти породы принимались П.А. Никитчиным (1972) за миндалекаменные серпентиниты и брекчиевые лавы ультраосновного состава.

Гипербазитовые грубообломочные породы описанного горизонта на границе с вмещающей олистостромовой толщей обычно рассланцованы и превращены в серпентинитовые сланцы с заключенными в них сглаженными гальками различных серпентинитов. К внутренним частям горизонта они сменяются массивными породами. Не исключено, что описанные образования залегают внутри алтынбулакской олистостромы в виде олистолита или тонкой тектонической пластины—отторженца. Время образования таких конгломератов может быть в данном случае и более древним по сравнению с вмещающей их олистостромой. Об этом свидетельствуют резкие ограничения горизонта от вмещающих грубообломочных образований, неравномерная его лиственитизация и рассланцовка в краевых частях.

Рассланцованные серпентинитовые конгломераты в алтынбулакской олистостроме развиты, по-видимому, значительно шире, чем это кажется на первый взгляд. К ним, вероятно, может быть отнесена часть конгломератовидных серпентинитовых сланцев, заключающих обломки и глыбы не однообразных гипербазитов, а весьма различных по структурным и текстурным особенностям массивных серпентинитов. Такие «серпентинитовые конгломераты», в частности, встречены нами на правом берегу р. Барлык ниже устья р. Ак-Хем и в ряде мест в районе Шагонара.

Грубообломочные серпентинитовые породы известны и в соседних складчатых областях. Например, в Джидинском гипербазитовом поясе они описаны как серпентинитовый меланж (Грудинин, Секерин, 1977). В складчатых областях альпийского возраста сходные образования включены в группу разнообразных офикальцитов (Книппер, 1978).

В меланжево-олистостромовой ассоциации обломки гипербазитов в большом количестве встречаются и в полимиктовых конгломератах, залегающих непосредственно на гипербазитовых телах или вблизи них. Такие конгломераты описаны в районе горы Утуг-Хая (Зайков, Зайкова, 1969). Но они, по-видимому, фиксируют не какой-то региональный перерыв и размыв внутри

кембрия, как это считают упомянутые авторы, а приурочены к разрушающимся крупным олистолитам внутри олистостромового комплекса. Если это так, то подобные конгломераты могут быть встречены на разных стратиграфических уровнях и в связи с олистолитами разного состава. По-видимому, генетически тождественные конгломераты распространены на правобережье Енисея в районе Шагонара. Они залегают в меланжированной зоне непосредственно на гипербазит-габбровом блоке и состоят из многочисленных галек подстилающих габброидов, реже кремнистых пород, эффузивов, различных сланцев, известняков, иногда серпентинитов.

На левобережье р.Хемчик, западнее Ак-Довуракского месторождения встречаются кремнистые и карбонатные конгломераты, ассоциирующие с блоками (олистолитами) аналогичного состава.

Все это свидетельствует в пользу обломочной, «олистолитовой» природы многих гипербазитовых тел Центральной и Западной Тувы. Вместе с блоками габброидов, диабазов, спилитов и кремнистых сланцев они являются фрагментами офиолитовой ассоциации, которые оказались оторванными от своих корней, рассеянными на обширной площади и захороненными внутри меланжево-олистостромовых образований.

Приведенные данные необходимо учитывать при определении возраста гипербазитов, при выделении насыщенных ими «глубинных разломов» или швов, а также при генетической трактовке складок, содержащих в ядрах гипербазитовые тела.

При решении вопроса о возрасте гипербазитов следует иметь в виду два обстоятельства. С одной стороны, можно определять возраст гипербазитов как пород. В этом плане он неразрывно связан с возрастом других членов офиолитовой ассоциации и, в частности, спилито-диабазовых толщ чингинской свиты, формирование которых началось в позднем докембрии. Что же касается времени транспортировки гипербазитов в область денудации, то этот вопрос связан с выяснением возраста наиболее древних образований, содержащих обломки гипербазитов и других пород офиолитовой ассоциации. Такие обломки, как было показано выше, встречаются в олистостромовом комплексе, возраст которого в свете изложенного материала должен быть пересмотрен и уточнен.

В настоящее время трудно точно определить хронологические рамки формирования меланжево-олистостромовой ассоциации. Можно лишь констатировать, что эта ассоциация содержит обломки и глыбы с остатками фауны верхов нижнего, а местами,

вероятно, и среднего кембрия и несогласно перекрывается фаунистически охарактеризованными слоями среднего ордовика. В бассейне р.Систиг-Хем в едином разрезе с олистостромовыми образованиями находятся, вероятно, и верхнекембрийские отложения. Время формирования олистостром в целом совпадает с эпохой становления огромных масс гранитоидов таннуольского комплекса и его аналогов в восточной части Алтае-Саянской складчатой области.

Глубинные разломы и гипербазитовые швы в прежнем их понимании, в связи с новой трактовкой морфологии и природы алтынбулакской и акдургской свит не могут быть выделены в пределах Хемчикско-Систигхемской зоны. Здесь развиты только полосы тектонического меланжа, залегающие согласно с вмещающими толщами и сформированные в условиях пологих горизонтальных движений при образовании олистостром. Многие гипербазитовые тела, якобы «сопровождающие разломы», выходят на поверхность из-под ордовикских отложений таким же образом, как и другие обломки и глыбы олистостромового комплекса. Они залегают в ядрах антиклиналей постольку, поскольку здесь же на поверхность выходят вмещающие их олистостромы. В связи с этим несостоятельной является и точка зрения о диапировом механизме образования гребневидных складок. Этому противоречит и тот факт, что в ядрах антиклиналей гипербазитовые тела размещены крайне неравномерно, а в некоторых из них вообще отсутствуют. Вместе с тем мы не отрицаем возможности протрузивного перемещения гипербазитовых тел, их разлинзования и растекания в условиях сжатия. Этими же качествами в какой-то степени обладают и тела карбонатных пород. Такие явления усложняют картину, но принципиальных изменений в морфологию олистостромового комплекса не вносят.

Распространение и общие закономерности строения ассоциации

Толщи олистостромового типа имеют в Туве довольно отчетливую структурную приуроченность. Они прослеживаются вдоль Хемчикско-Куртушибинского (Саяно-Тувинского) офиолитового пояса более чем на 400 км от бассейна верхнего течения р.Хемчик на западе до района р.Систиг-Хем на востоке (рис. 3).

Ширина зоны развития олистостром на западе составляет не менее 40 км; в центральной части (район Баян-Кола) и на востоке (междуречье Систиг-Хема и Чапши) они встречаются

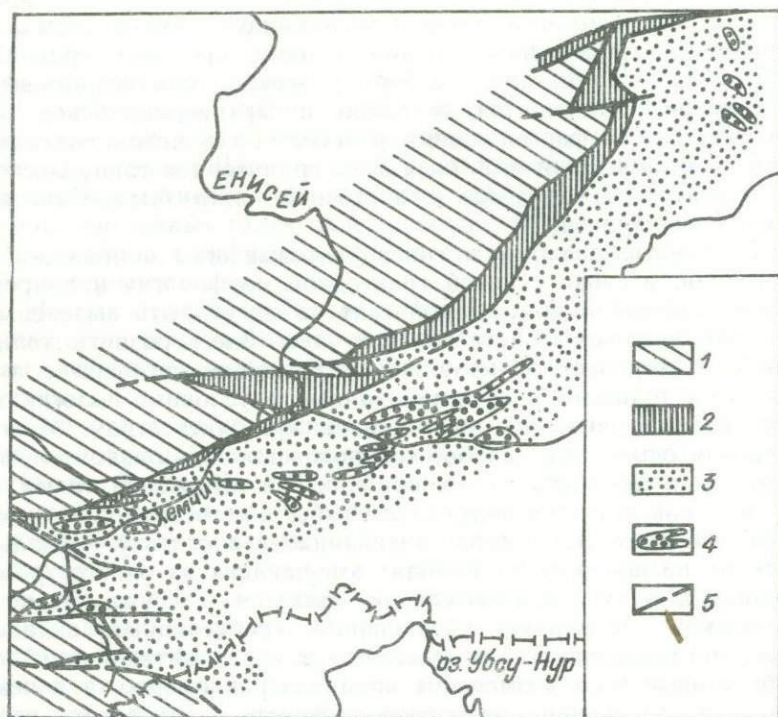


Рис.3. Схема распространения меланжево-олистостромовой ассоциации в Хемчикско-Систигхемской зоне Тувы.

1—структуры Западного Саяна и Горного Алтая; 2—Хемчикско-Куртушибинский аллохтон; 3—Хемчикско-Систигхемская зона покровно-чешуйчатого строения; 4—районы выходов меланжево-олистостромовой ассоциации в пределах Хемчикско-Систигхемской зоны; 5—основные разломы.

на удалении до 60-70 км от офиолитового пояса. Однако это не означает, что олистостромовые толщи Хемчикско-Систигхемской зоны имеют сплошное распространение. На современном эрозионном срезе они вместе с меланжевыми зонами чередуются с крупными целиками, представляющими собой, по-видимому, части аллохтонных пластин.

В Хемчикско-Куртушибинском поясе сосредоточены наиболее крупные ненарушенные части разрезов офиолитовой ассоциации, но находящиеся в аллохтонном залегании (Добрецов, Пономарева, 1976, 1977; Херасков, 1976). Однако и здесь,

наряду с серпентинитовым меланжем, присутствуют толщи олистостромового типа. Они имеются, вероятно, в терешкинской свите, в низах аласугской свиты, а также среди полей с широким развитием мелких гипербазитовых тел и других компонентов офиолитовой ассоциации.

По мере движения к югу фрагменты офиолитовых разрезов становятся все более мелкими и разобщенными. Увеличивается роль олистостром, содержащих многочисленные рассеянные по площади отторженцы гипербазитов, габброидов, метабазальтов и других членов офиолитовой ассоциации. Среди олистостром появляются обломки, а местами и крупные тектонические блоки, линзы и пластины вулканогенных, вулканогенно-обломочных и карбонатных пород, характерных уже для более южных разрезов кембрия и, в частности, для Восточно-Таннуольской и Хамсаринской тектонических зон.

Таким образом, структура зоны развития меланжево-олистостромовой ассоциации в поперечном сечении представляется в следующем виде. В Хемчикско-Куртушибинском офиолитовом поясе, где олистостромы играют резко подчиненную роль, имеет место нагромождение тектонических пластин, отделенных местами друг от друга гипербазитами или серпентинитовым меланжем. Южнее между тектоническими пластинами, наряду с меланжем, появляются грубообломочные олистостромы, залегающие первоначально, по-видимому, в основании аллохтонов. Горизонты меланжа встречаются здесь и внутри олистостромовых толщ. Они, вероятно, фиксируют уровни, по которым происходило перемещение аллохтонных пластин, разрушенных последующими процессами. По простиранию такие горизонты, возможно, соединялись с меланжевыми зонами, разделявшими тектонические пластины.

Стратиграфическое положение меланжево-олистостромовой ассоциации в Центральной и Западной части Хемчикско-Систигхемской зоны определяется наличием в ней галек, валунов и олистолитов с остатками фауны верхов нижнего, и вероятно, среднего кемория и несогласным налеганием на ней отложений среднего ордовика. На востоке Хемчикско-Систигхемской зоны в толще, залегающей непосредственно выше олистостромового комплекса и тесно с ней связанной, В.Н.Чучко и Я.В.Сарбаа (1970) отмечают присутствие отпечатков трилобитов верхнего кембрия. Если эти фаунистические остатки залегают не в олистолитах, то наиболее вероятен верхне- (может быть, частично и средне-) кембрийский возраст меланжево-олистостромовой ассоциации.

Анализ имеющихся материалов показывает, что в олистостромовом комплексе могут быть выделены две толщи: нижняя — конгломератово-глыбовая с неравномерным и хаотическим нагромождением разновеликих глыб, сложенных геосинклинальными образованиями позднекембрийско-кембрийского возраста; и верхняя — существенно конгломератовая, значительно менее насыщенная экзотическими блоками. В отличие от нижней, в ней местами содержатся обломки гранитоидов, в том числе и таннуольского типа. Верхняя толща в разрезе местами тесно связана с молассоидными пестроцветными терригенными отложениями аласугской свиты.

Взаимоотношения между толщами не вполне ясны. Нижняя из них, по-видимому, соответствует этапу наиболее интенсивных горизонтальных движений, происходивших вслед за накоплением геосинклинальных отложений. Верхняя толща формировалась, вероятно, в завершающий этап шарьирования — начальный период роста складчатых горных сооружений.

Таким образом, меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны в разрезе занимает место между геосинклинальными и орогенными образованиями. В глубь Алтае-Саянской области она, возможно, сменялась толщами флишоидного типа.

Возможные аналоги олистостром в других частях Алтае-Саянской складчатой области

Олистостромы Хемчикско-Систигхемской зоны тесно связаны с офиолитовым «швом», разделяющим по разному построенные тектонические районы Тувы и Западного Саяна. Сходную структурную позицию занимают офиолиты, прослеживающиеся вдоль северного фаса Западного Саяна и по периферии Уймено-Лебедского прогиба Алтая (Чуйско-Кандатская зона). Геологическое строение этой зоны и примыкающих к ним участков сходно с Хемчикско-Куртушибинской зоной, поэтому и в ее пределах, вероятно, распространены олистостромы: О наличии их в ряде пунктов северного склона Западного Саяна упоминалось недавно Н.Н.Херасковым (1976). К сожалению, в силу слабой площадной обнаженности, олистостромы за пределами Центральной и Западной Тувы менее доступны для детального изучения.

В Северо-Саянском отрезке Чуйско-Кандатской зоны олистостромовый облик имеет верхнемонокская свита. По материалам Н.С.Зайцева и А.А.Моссаковского (1961); Л.П.Зонен-

шайна (1963); И.Н.Казакова и К.Н.Конюшкова (1967); А.А.Моссаковского (1963); Г.Г.Семенова (1961); А.Г.Сивова (1953); Н.Н.Хераскова (1974), А.П.Щеглова (1960а,б) и др. геологов верхнемонокская свита отличается большой пестротой состава и сильной фациальной изменчивостью. Отдельные части свиты весьма напоминают акдуругскую олистострому Тувы, а пестрота и изменчивость ее могут быть частично обусловлены беспорядочным расположением блоков и олистолитов разного состава, принимаемых в условиях недостаточной обнаженности за линзы, прослои, горизонты, рифоподобные тела и др. В гальках, валунах, «линзах» и «биогермах» известняков встречается тот же санаштыкгольский комплекс археоциат, что и в акдуругской свите Тувы. Известняки в качестве чужеродных тел рассматривались раньше С.А.Салуню (1957).

Особенности размещения гипербазитов позволяют предположить, что олистостромы в ассоциации с серпентинитовым меланжем могут быть встречены также в областях распространения чингинской и нижнемонокской свит.

На северо-востоке Алтая, в западном обрамлении Уймено-Лебедского прогиба, как следует из материалов Б.Г.Краевского (Разрезы докембрия ..., 1969), А.Ф.Белоусова и В.М.Сенникова (1960) и др. к олистостроме можно отнести некоторые образования тырганской свиты. Она залегает на существенно вулканогенной сарысазской свите, сопоставимой в целом с нижнемонокской свитой Западного Саяна. В грубообломочной части тырганской свиты, как и в акдуругской и верхнемонокской свитах, содержатся гальки, валуны, и линзовидные тела (олистолиты?) с остатками санаштыкгольской фауны. Олистострома здесь, по-видимому, тектонически перекрыта сланцево-карбонатной толщей, также содержащей археоциаты и трилобиты санаштыкгольского возраста.

На северо-западе Уймено-Лебедского прогиба в зоне, отличающейся сложной чешуйчатой структурой, близкие к олистостромам образования обособляются среди отложений, объединяемых Б.Г.Краевским и М.К.Винкман (Разрезы докембрия..., 1969) в ашпанакскую и убинскую свиты. В убинской свите олистострому напоминает средняя грубообломочная часть, включающая олистолиты (по Б.Г.Краевскому—глыбы и линзы) известняков с остатками санаштыкгольской фауны, а также, вероятно, алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев. Ашпанакская олистострома, кроме того, содержит олистолиты и тектонические пластины вулканогенных пород. Наличие галек и валунов гранитоидов сближает ее с баянкольской олистостро-

мовой толщей тувы и с верхнемонокской олистостромой северного склона Западного Саяна.

Горно-Алтайские и Северо-Саянские олистостромы, по-видимому, в целом одновозрастны с Тувинскими. Они образуют единый почти непрерывный пояс, обрамляющий структуры Западного Саяна и сходные с ними образования Горного Алтая (рис. 4).

Олистостромы несколько иного типа и другого структурного положения распространены в дугообразном Каахемско-Агардагском поясе. Гипербазиты, габброиды, диабазы, тела кремнистых, карбонатных и вулканогенных пород, а также зоны тектонического (в том числе и серпентинитового) меланжа размещены в его пределах, в отличие от описанного выше пояса, среди преимущественно песчано-глинисто-алевритистых, в меньшей степени грубообломочных пород кускунугской и тап-

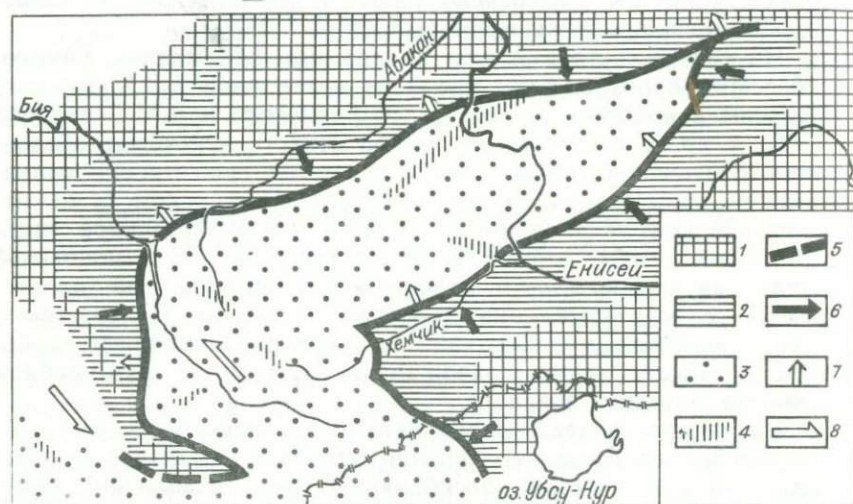


Рис.4. Схема распространения меланжево-олистостромовой ассоциации в современной структуре Горного Алтая, Западного Саяна и Тувы.

1-2 — периферический блок: 1—области отсутствия или слабого проявления меланжево-олистостромовой ассоциации; 2—зоны развития офиолитовых покровов, олистостром и серпентинитового меланжа; 3—внутренний блок; 4—фрагменты офиолитовых покровов (?) во внутреннем блоке; 5—граница между периферическим и внутренним блоками Алтае-Саянской области; 6—предполагаемое направление относительного перемещения в доордовикское время; 7—преобладающее относительное направление перемещения горных масс в послеордовикское время; 8—предполагаемое относительное горизонтальное перемещение крупных блоков в послеордовикское время.

синской свит. На этой олистостроме (?) залегает толща шурмаканских конгломератов. Она распространена местами в Агардагской зоне и помещается обычно в основание кембрийского разреза (Алтухов, Лучицкая, 1962; Велинский, Вартанова, 1978; Ильин, Меткин, Моралев, Немцович и др.). По строению шурмакские конгломераты напоминают верхнюю толщу олистостромового комплекса Хемчикско-Систигхемской зоны, но почти не содержащую четко выраженных олистолитов. В районе гор Куйлуг-Шат олистолитами являются, по нашему мнению, редкие обособленные тела диабазов и кремнистых пород, залегающие среди рассланцованных конгломератов и песчаников. Восточнее, в бассейне р.Шурмак, к ним могут быть отнесены «линзы» известняков, спилитов и сланцев.

Изложенный материал показывает, что Алтае-Саянская складчатая область, являющаяся примером областей мозаичного типа, имеет много общего со складчатыми сооружениями линейного типа. В их строении принимают участие офиолитовая и меланжево-олистостромовая ассоциации. Они представляют собой своеобразный парагенез, отражающий крупные доскладчатые горизонтальные перемещения, охватившие не только верхние, но и подкоровые горизонты Земли.

Наиболее четкий меланжево-олистостромовый пояс в Алтае-Саянской складчатой области примыкает к офиолитовому поясу и располагается между двумя по разному устроенными блоками земной коры, которые мы условно называем периферическим (салаирским) и внутренним (каледонским). Современная конфигурация пояса отличается резко выраженной криволинейностью, угловатостью и прерывистостью. Есть основания предполагать, что прежние его очертания были значительно более простыми и плавными. Деформация пояса, равно как и «мозаичность» всей Алтае-Саянской области, обусловлена последующими интенсивными складчатыми деформациями с участием сдвигов, послешарьяжных надвигов, крутых сбросов и взбросов.

Меланжево-олистостромовый пояс характеризуется сложной покровно-складчатой структурой, нагромождением друг на друга аллохтонных (в том числе и офиолитовых) пластин, что вызвано значительным тектоническим сближением периферического и внутреннего блоков Алтае-Саянской геосинклинальной области. Такое сближение сопровождалось шарьированием

эвгеосинклинальных образований на вулканогенно-песчано-сланцевые серии внутреннего блока, что для отдельных отрезков пояса было показано Н.Н.Херасковым (1975, 1976) и Н.Л.Добрецовым (Добрецов, Пономарева, 1976, 1977).

Рассматриваемый пояс по масштабу своего проявления напоминает краевые офиолитовые аллохтоны, выделенные С.В.Руженцевым (1976). Однако эвгеосинклинальные толщи шарьированы здесь не в сторону «континента», а в направлении внутренних частей геосинклинальной области.

Если образование меланжа и олистостром связывать с процессом шарьирования, то время его проявления определяется зрелой стадией развития геосинклинальной области, непосредственно предшествовавшей складчатым движениям и образованию моласс. Характерно, что формирование в Алтае-Саянской области огромных объемов гранитоидов (Таннуольского комплекса и его аналогов) началось в периферическом блоке уже в эпоху шарьирования. Массовой гранитизации способствовало пододвигание внутреннего блока под периферический, сопровождавшееся нагромождением горных масс и утолщением сиалической коры в последнем.

Проблема корреляции разрезов двух блоков в настоящее время еще далека от однозначного решения. Причиной этого является отсутствие фаунистических остатков в мощных толщах метаморфических сланцев джебашской, устушкинской, горноалтайской и других серий, развитых во внутреннем блоке.

Неразрешенными остаются также многие вопросы, касающиеся стратиграфии нижнепалеозойских отложений самой зоны, разделяющей упомянутые блоки. Большие затруднения возникают здесь при корреляции даже близко расположенных разрезов. Имеют место подчас и «неожиданные» ситуации, при которых более древние фаунистические остатки залегают выше относительно более молодых, или разновозрастные комплексы — на одном стратиграфическом уровне. Эти явления в значительной степени вызваны спецификой структуры рассматриваемой зоны и особенностью строения некоторых толщ. Органические остатки могут содержаться как в олистолитах, так и в тектонических пластинах, перетасованных друг с другом и происходящих подчас из разных структурно-фациальных зон.

Покровно-чешуйчатый характер структуры и олистостромовая природа некоторых образований должны, конечно, иметься в виду при палеогеографических, палеотектонических, палеовулканологических и других реконструкциях. Недоучет этого может привести в некоторых конкретных случаях к принципи-

- ально неверным выводам, например:
- о чрезвычайно быстрой первичной изменчивости толщ (при неравномерной концентрации на площади олистолитов и блоков разного состава);
- о наличии «контрастных» вулканогенных серий (в случае совмещения в каком-то горизонте чужеродных включений основного и кислого состава);
- о разновозрастности одних и тех же стратиграфических уровней и наоборот (в зависимости от «возраста» содержащихся в них фаунистически охарактеризованных галек, валунов и олистолитов);
- о приуроченности к зонам разломов групп вулканов центрального типа (при линейном расположении обособленных тел вулканогенных пород);
- о наличии глубинных швов (при цепочкообразном размещении гипербазитовых олистолитов в каком-либо олистостромовом горизонте) и т.д.

ЛИТЕРАТУРА

- Агентов В.Б., Владимирский Г.М., Кудрявцев Г.А.* Кембрийская система.—В кн.: Геология СССР, т. XXIX, ч. I, М., «Недра», 1966, с.64-119.
- Алтухов Е.Н., Луцицкая А.И.* Кембрийские конгломераты верховьев рек Шурмак и Нарын (нагорье Сангилен, Юго-Восточная Тува).—«Докл. АН СССР», 1962, т.146, № 2, с.422-425.
- Безруков О.А.* Стратиграфия доордовикских отложений бассейна р.Барлык в Юго-Западной Туве.—В кн.: Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М., «Наука», 1970, с.46-51.
- Белоусов А.Ф., Сенников В.М.* Кембрий Северо-Восточного Алтая.—В кн.: Материалы по региональной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1960, с.123-135. (Тр. СНИИГГиМС, вып.13).
- Велинский В.В., Варганова Н.С.* Новые данные о возрасте гипербазитов Тувы.—«Геол. и геофиз.», 1978, № 8 с.133-136.
- Грудинин М.И., Секерин А.П.* Тектонический меланж в Джидинском гипербазитовом поясе (юго-западное Забайкалье).—В кн.: Механизм формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с.99-104.
- Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.* Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушбинского хребта (Западный Саян).—«Геол. и геофиз.», 1976, № 2, с.40-53.
- Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.* Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушубинского пояса.—В кн.: Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1977, с.128-156.
- Еремеев В.П., Сибилев А.К.* Саяно-Тувинский гипербазитовый пояс и связанная с ним металлогения.—В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., «Наука», 1974, с.340-343.

Зайков В.В., Зайкова Е.В. О возрасте актовракского комплекса и перерыве в нижнем кембрии Тувы. — «Геол. и геофиз.», 1969, № 7, с.121-125.

Зайков В.В., Лапин Б.Н., Шеглов А.П. Раннекембрийские вулканические комплексы Тувы.—В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с.78-81.

Зайцев Н.С. Кембрий Тувы.—«Геол. и геофиз.», 1960, № 7, с.12-22.

Зайцев Н.С., Моссаковский А.А. Кембрийская система. Западный Саян.— В кн.: Геология СССР. т.15, ч.1, М., Госгеолтехиздат, 1961, с.170-183.

Зоненшайн Л.П. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963, 112 с.

Ильин А.В., Кудрявцев Г.А. Возраст, характер размещения и вероятная тектоническая интерпретация гипербазитов юга Сибири—севера Монголии.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1973, т.48, № 5, с.83-96.

Казаков И.Н., Коношков К.Н. Нижний и средний кембрий Западного Саяна.—«Геол. и геофиз.», 1967, № 2, с.66-75.

Кен А.Н. Гипербазитовые пояса Тувы.—«Информационный сборник ВСЕГЕИ», 1960, № 28, с.37-53.

Кен А.Н., Шапошников Г.Н. О послесилурийских ультраосновных интрузиях Тувы.—«Информационный сборник ВСЕГЕИ», 1959, № 8, с.29-38.

Клиппер А.Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса.—«Геотектоника», 1978, № 2, с.50-66.

Куренко С.А. Серпентинитовый меланж и олистостромовые комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань).—«Геотектоника», 1978, № 5, с.84-93.

Леонов М.Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов.— «Геотектоника», 1976, № 3, с.26-39.

Леонов М.Г. Олистостромы и их генезис. — «Геотектоника», 1978, № 3, с.18-33.

Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963, 216 с.

Никитчин П.А. О находке ультраосновных вулканитов в Западной Туве.— В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с.82-85.

Никитчин П.А., Рогов Н.В. К вопросу о «разновозрастности» гипербазитовых интрузий Тувы.—В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с.80-84.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958, 295 с.

Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области. Красноярск. Книжное изд-во, 1969, 217 с.

Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М., «Наука», 1976, 171 с.

Салун С.А. О возрасте и стратиграфической принадлежности санаштыкгольских известняков Западного Саяна.—«Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1957, т.62, № 3, с.81-92.

Семенов Г.Г. Новые данные по стратиграфии западной части северного фаса Западного Саяна.—В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. I, Красноярск, Книжное изд-во, 1961, с.3-14.

Сивов А.Г. Нижний кембрий Западного Саяна.—«Изв. Томского политех. ин-та», 1953, т.74, вып.2.

Херасков Н.Н. Кембрий северного склона Западного Саяна. «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1974, т.49, № 4, с.43-56.

Херасков Н.Н. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна.—«Геотектоника», 1975, № 1, с.35-53.

Херасков Н.Н. Шарьяжи Куртушибинской зоны Западного Саяна.—«Докл. АН СССР», 1976, т.227, № 1, с.180-183.

Чучко В.Н., Сарбаа Я.В. Новые данные по стратиграфии средне-верхнекембрийских отложений междуречья Систиг-Хема и Чапши в Северо-Восточной Туве.—В кн.: Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М., «Наука», 1970, с.51-55.

Чучко В.Н., Сарбаа Я.В., Шульга В.К. К стратиграфии кембрийских образований междуречья Систиг-Хем-Чашпы.—В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР, вып.1, Кызыл, 1969, с.10-22.

Щеглов А.П. Кембрий северного склона Западного Саяна.—В кн.: Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1960а, с.34-49. (Тр. СНИИГГиМС, вып.8).

Щеглов А.П. Условия залегания известняков с санаштыггольской фауной археоциат в кембрии Западного Саяна.—В кн.: Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1960б, с.27-33. (тр. СНИИГГиМС, вып.8).

Щеглов А.П., Богнибова Р.Т. О возрасте ультраосновных интрузий Западного Саяна и Тувы.—«Геол. и геофиз.», 1970, № 2, с.127-132.

Щеглов А.П., Волков В.В. Очерк стратиграфии кембрийских отложений Тувы.—В кн.: Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М., «Наука», 1970, с.7-35.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ МЕЗОЗОИД ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ ОБЛАСТИ

Верхояно-Чукотская область является тектонотипом мезозойских складчатых сооружений, впервые выделенных А.Д.Архангельским и Н.С.Шатским в 1933 году. Однако детальное изучение этой территории показало, что она характеризуется многими специфическими чертами развития. Так формирование в ее пределах континентальной коры относится не к мезозою, а к докембрию (Пейве и др., 1976). М.В.Муратов (1977) рассматривает большую часть Верхояно-Чукотской области как древнюю деформированную в мезозое платформу*. Однако имеется основание выделять здесь два самостоятельных этапа формирования континентальной коры—нижне-среднедокембрийский и верхнемезозойский (Мокшанцев и др., 1977). Сущность первого этапа заключается в образовании первичной континентальной коры, блоки которой практически в неизменном виде сохранились на срединных массивах (Охотском, Колымском, Чукотском и других). На остальных огромных пространствах, в Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской складчатых системах, докембрийская кора в результате последующих процессов рифтогенеза и крупномасштабных раздвигов была утонена, преобразована или уничтожена. Только в позднем мезозое в условиях тектонического сжатия, складкообразования, внедрения поясов гранитоидных интрузий ранее деструктурированная докембрийская кора и мощные миогеосинклинальные осадочные линзы были преобразованы в новую мезозойскую континентальную кору.

Позднемезозойская регенерация континентальной коры сопровождалась формированием горных хребтов и межгорных впадин, континентальных вулканических поясов, то есть типично орогенных структурно-вещественных комплексов. На Северо-Востоке СССР отсутствуют признаки, свидетельствующие о постепенной смене геосинклинальных комплексов орогенными. Наблюдается резкая смена морских терригенных пород континентальными грубообломочными и вулканогенными образованиями, залегающими на подстилающих толщах с резким струк-

* Ю.А.Косыгиним и др. Верхояно-Чукотская область рассматривалась как тектонотип выделяемых ими эпикратонных геосинклиналей. См. кн.: Геологическое строение земной коры Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1965. (Ред.).

турным несогласием. Это позволяет утверждать, что орогенные комплексы Северо-Востока СССР хотя и сменяют по времени геосинклинальные, но являются наложенными, самостоятельными, не имеющими генетической связи с предшествующими этапами.

В мезозоидах Верхояно-Чукотской области по особенностям тектонического развития выделяется ряд тектонических комплексов. В первую очередь обособляются ряд докембрийские комплексы составляющих фундаменты срединных массивов. Другую самостоятельную группу составляют верхнедокембрийский и палеозойский комплексы, характеризующиеся специфическими чертами развития, близкими и к геосинклинальным, и к платформенным. Поэтому К.Б.Мокшанцев (Мокшанцев и др., 1968; Тектоника Якутии, 1975) относит их к парагеосинклинальным образованиям, а Ю.М.Пущаровский (1960)—к образованиям подвижной платформы. Резко отличается от них верхнепалеозойский-нижнемезозойский комплекс, который составляет главный геосинклинальный комплекс мезозойд.

Осадочные и вулканогенные образования верхнего мезозоя-кайнозоя разделяются на верхнемезозойский-среднепалеогеновый протоорогенный и верхнепалеогеновый-четвертичный дейтероорогенный комплексы.

Докембрийские комплексы

На Северо-Востоке СССР различаются докарельские и карельские метаморфические комплексы. Первые слагают фундаменты Охотского и Омолонского массивов. Их докембрийский возраст доказывается не только несогласным наложением на них рифейских карбонатных неметаморфизованных толщ, но и весьма древними датировками радиометрического возраста (Докембрий континентов, 1978).

Более молодой, среднедокембрийский или карельский возраст имеют метаморфические толщи фундамента Колымского массива. Эти образования слагают зональные метаморфические комплексы, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой (субфации дистен-силлиманитовая и гранат-глаукофановая) и зеленосланцевой фациях (Гринберг и др., 1977). Их возраст определяется тем, что контактирующие с ними по разломам верхнедокембрийские и более молодые образования неметаморфизованы. Обломки этих пород известны в верхнерифейских и нижнепалеозойских конгломератах. Однако радиометрические датировки дают в основном цифры среднего палеозоя (380-350 млн. лет. и моложе) и верхнего протерозоя (550-830 млн.лет).

Вместе с тем особенности геологических разрезов низов среднего докембрия Колымского массива не оставляют сомнений в том, что эти метаморфические толщи представляют собой геосинклинальные образования, формирование которых можно связывать с раннекарельским тектогенезом. Более молодые слабо метаморфизованные толщи Приколымья и внутренней части Колымского массива с некоторой долей условности могут быть отнесены к протоорогенным позднекарельским образованиям. Примерно этот же карельский возраст имеют осадочно-вулканогенные толщи Билякчанского блока в Южном Верхоянье, которые, по-видимому, включают в себя как протоорогенные, так и дейтероорогенные образования археид Охотского массива (таблица 1).

Т а б л и ц а 1
Структурные комплексы нижнего-среднего докембрия
Верхояно-Чукотской области

Структурные комплексы	Осадочные формации	Магматические образования	Фаши метаморфизма	Тектонический режим
Среднепротерозойский (верхнекарельский)	Терригенные молассовые	Гранитоиды, кислые и основные эффузивы	Зеленосланцевая	Дейтероорогенный в Билякчанском блоке, протоорогенный на Колымском массиве
Нижнепротерозойский (нижнекарельский)	Терригенно-карбонатные	Офиолитовая ассоциация, плагิโอграниты	Амфиболитовая	Протоорогенный в Билякчанском блоке, геосинклинальный на Колымском массиве
Архейские комплексы Охотского и Омолонского массивов	Вулканогенно-осадочные образования метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фашиях			

Верхнедокембрийский—нижне-среднепалеозойские комплексы

Верхнедокембрийские и нижне-среднепалеозойские образования Сетте-Дабана, Хараулаха и нижне-среднепалеозойские образования краевых частей Колымского массива характеризуются весьма значительными мощностями (до 10-12 км), карбонатно-терригенным составом, развитием щелочных базальтовых серий и щелочно-ультраосновных интрузий. Сейчас появляется все больше данных о том, что в их формировании определенную роль играли малоамплитудные раздвиговые процессы с элементами рифтогенеза. Но от рифтов фанерозоя эти трюги отличаются тем, что они выполнены исключительно морскими мелководными и относительно глубоководными карбонатными и терригенными толщами, мало чем отличающимися от карбонатных аспидных и флишевых формаций типичных геосинклиналей. Вот почему эти прогибы по одним признакам признаются за платформенные (Пушаровский, 1960), по другим—за миогеосинклинальные или парагеосинклинальные (Богданов, 1963; Тектоника Якутии, 1975), а по третьим—за типично рифтовые (Левашов, 1977). Мы полагаем, что признаки, присущие миогеосинклинальным образованиям, превалируют и на этом основании относим прогибы такого типа к рифтоподобным миогеосинклиналям.

В мезозоидах Верхояно-Чукотской области ранее выделялось только два парагеосинклинальных комплекса—верхнепротерозойско-нижнепалеозойский и нижне-среднепалеозойский (Тектоника Якутии, 1975). Сейчас более правильным представляется выделение четырех комплексов: верхнепротерозойского, венд-среднекембрийского, верхнекембрийско-верхнесилурийского и нижнедевонско-нижнекаменноугольного, которые по временным интервалам совпадают с эпохами формирования главных геосинклинальных комплексов байкалид, салариид, каледонид и герцинид. Каждый из них состоит из двух или трех структурных ярусов (таблица 2).

Верхнепротерозойский, нижнепалеозойский и верхнепалеозойский комплексы, несомненно, относятся к образованиям миогеосинклинального типа. Этого нельзя сказать про венд-среднекембрийский комплекс платформенного типа, который имеет на огромных территориях Северо-Востока СССР выдержанные мощности и состав, близкий к одновозрастным образованиям Сибирской платформы.

Т а б л и ц а 2

Структурные комплексы складчатых систем
и краевых поднятий срединных массивов мезозойд
Верхояно-Чукотской области

Структурные комплексы	Структурные ярусы	Осадочные формации	Магматические формации	Тектонические режимы
Верхнепалеозойский-нижнемезозойский (мезозойский или верхоянский)	нижне-среднеюрский	терригенные: моласоидная, флишодная и аспидноидная	толеитовых базальтов	Главный геосинклинальный (раздвиговомигеосинклинальный)
	триасовый пермский каменноугольный		толеитовых базальтов толеитовых базальтов	
Среднепалеозойский (герцинский)	среднедевонский-нижнекаменноугольный	карбонатная и эвапоритовая	щелочных базальтов и щелочно-ультраосновная	Рифтоподобно-мигеосинклинальный
	нижнедевонский			
Нижнепалеозойский (каледонский)	верхнесилурийский	карбонатная, красочувствительная и эвапоритовая	трахибазальтовая	Рифтоподобно-мигеосинклинальный
	нижнесилурийский	карбонатная и терригенно-карбонатная		
	верхнеордовикский	карбонатная с красочувствительными	трахибазальтовая	
	верхнекембрийско-среднеордовикский	карбонатная, терригенно-карбонатная и терригенная		
Венд-нижнепалеозойский (саларский)	нижне-среднекембрийский	карбонатная		Платформенный
	нижнекембрийский	терригенно-карбонатная		
	вендский	карбонатная		
	верхнерифейский	терригенные	базальтовая, щелочно-ультраосновная	
Верхнедокембрийский	среднерифейский	карбонатные, терригенно-карбонатные, терригенные		Рифтоподобно-мигеосинклинальный
	нижнерифейский	терригенно-карбонатные		

Верхнепалеозойский-нижнемезозойский комплекс

Образования этого возраста всеми исследователями Северо-Востока СССР относятся к миогеосинклинальным. Сложены они почти исключительно терригенными толщами. Залегающие внутри них мощные глинистые пачки по всем признакам близки к аспидным сланцам. Наблюдаются также мощные толщи ритмичного чередования глинистых, алевролитовых и песчаных слоев. В отложениях такого состава иногда наблюдаются следы оползания осадков и другие образования, сходные с механоглифами типичных флишевых толщ, однако, по другим признакам они отличаются от типично флишевых и поэтому рассматриваются в качестве флишеоидных образований. В верхней перми и среднем триасе известны мощные пачки песчаников, часто грубозернистых, в них заключены мощные пласты глинистых сланцев и алевролитов, ритмичность слабо выражена. Такие толщи предлагается выделять в качестве молассоидных формаций.

В составе верхнепалеозойского-нижнемезозойского структурного комплекса возможно выделение каменноугольного, пермского, триасового и ниже-среднеюрского структурного ярусов. Они обособляются по смене молассоидных формаций аспидноидными, реже по проявлениям толентового магматизма и по перерывам в осадконакоплении (см. табл. 2).

Палеотектонические реконструкции показывают, что в Верхояно-Колымской системе мезозоид наблюдается постепенное отступление оси максимального прогибания от Сибирской платформы в сторону Колымского массива. Это явление объясняется постепенным растяжением ложа или раздвижением Верхояно-Колымской геосинклинали и заполнением образующегося трога огромными массами терригенного материала, непрерывно поступающего с Сибирской платформы (Мокшанцев и др., 1977). Образование крупного раздвигового прогиба эпизодически сопровождалось незначительными излияниями толентовых базальтовых масс. По этим признакам Верхояно-Колымский прогиб весьма отличается от рифтоподобных миогеосинклиналей позднего протерозоя и раннего-среднего палеозоя. Однако их объединяет то, что они непосредственно не сопряжены с эвгеосинклинальными зонами и геосинклинальный процесс в них сопровождается не новообразованием континентальной коры, а деструкцией древней коры, на которой они были заложены.

Многолетние исследования Верхояно-Чукотской области показывают, что формирование верхнекембрийско-нижнемезозойских комплексов не сопровождалось сколь-либо заметными процессами складкообразования, хотя отдельные локальные угловые несогласия известны в основании среднего рифея и венда на Сетте-Дабане и в Приколымье, в основании нижнего ордовика и нижнего девона, верхнего триаса в Омудевских горах. Однако такие несогласия распространены на ограниченных площадях и, как правило, по латерали они быстро сменяются стратиграфическими. Исключение в этом отношении представляет предбатское несогласие, которое имеет более или менее широкое площадное распространение на Тасхаяхтае. Первое же резкое угловое несогласие приурочено к основанию оксфорда. К этому же времени относится резкая смена терригенных формаций верхоянского комплекса орогенными осадочно-вулканогенными образованиями верхнего мезозоя.

Верхнемезозойский протоорогенный комплекс

Отложения верхнемезозойского протоорогенного комплекса развиты в основном на юго-восточной окраине Колымского массива (Момо-Зырянская впадина) и в Предверхоянском краевом прогибе. От подстилающих образований он отделен угловыми и стратиграфическими несогласиями, которые обычны и внутри комплекса. По смене формаций, угловым и стратиграфическим несогласиям комплекс разделяется на следующие структурные ярусы: верхнеюрский-неокомовый, нижнемеловой (баррем-альбский), верхнемеловой (сеноман-сенонский), верхнемеловой-палеогеновый (дат-эоценовый). Складчатые процессы наиболее ярко проявились в раннем оксфорде, в готериве и в начале сеномана. Формирование же батолитовых поясов гранитоидов в основном происходило в середине раннего и в конце позднего мела (таблица 3).

Верхнеюрские образования Момо-Зырянской впадины сложены вулканогенными основными и кислыми толщами (оксфорд-киммеридж), которые вверх по разрезу постепенно сменяются терригенными образованиями (волжский и валанжинский ярусы). Нижнемеловые толщи повсеместно сложены угленосными континентальными толщами и совместно с верхнеюрскими образованиями слагают одни и те же структуры, обычно северо-западного простирания. В противоположность этому верхнемеловые образования, представленные, в основном, эффузивными образованиями (трахибазальты и трахилипариты) обычно образуют самостоятельные впадины субмеридионального

Т а б л и ц а 3
Орогенные комплексы мезозойд Верхояно-Чукотской
складчатой области

Структурные комплексы	Структурные ярусы	Осадочные формации	Магматические формации	Тектонический режим
Кайнозойский	плиоцен-четвертичный	терригенная моласса	базальтовая	Дейтероорогенный
	олигоцен-миоценовый	терригенная и угленосная моласса		
Верхнемезозойский	дат-эоценовый	угленосная моласса		Протоорогенный
	верхнемеловой		трахилипаритовая и трахибазальтовая гранитоидная	
	нижнемеловой	угленосная моласса	гранитоидная	
	верхнеюрский нижнемеловой	терригенная моласса	контрастная базальт-липаритовая	

или субширотного направления. Дат-палеогеновые толщи (пески, глины, лигниты) слагают отдельные узкие грабены, резко несогласно секущие все подстилающие структуры.

Кайнозойский дейтероорогенный комплекс

Самостоятельность кайнозойского комплекса подчеркивается тем, что горные хребты Северо-Востока СССР имеют в основном четвертичный возраст. Их образование сопровождалось как формированием отдельных узких межгорных и предгорных прогибов, так и обширных приморских впадин.

Магматическая деятельность в кайнозое на рассматриваемой территории имела весьма неширокое распространение. Здесь известны только четвертичные вулканы (Момский рифт и Олойский прогиб). В составе комплекса можно выделить два структурных яруса: олигоцен-миоценовый и плиоцен-четвертичный.

Структурные комплексы чехлов срединных массивов

Отложения верхнего докембрия, нижнего и среднего палеозоя на срединных массивах характеризуются практически горизонтальным залеганием, небольшими мощностями, выдержанностью разрезов и во многом мало чем отличаются от одновозрастных отложений Сибирской платформы. Это, в первую очередь, касается рифейских и кембрийских отложений. Однако ордовикские и особенно девонские, верхнепалеозойско-мезозойские образования не сопоставимы с платформенными толщами, они ближе стоят к орогенным, а в некоторых случаях к геосинклинальным образованиям. Вот почему нам представляется более правильным сингеосинклинальные и синорогенные чехлы внутренних частей срединных массивов выделять в самостоятельную категорию. На краевых частях этих структур могут развиваться как типично геосинклинальные, так типично орогенные комплексы.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР.—«Бюлл. МОИП. Отд.геол.», 1933, т.2, № 4, с.323-348.
- Богданов Н.А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и восточной Арктики. М., Изд-во АН СССР, 1963, 178 с.
- Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Милановский Е.Е., Мокшанцев К.Б., Славин В.И., Хаин В.Е. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных.—«Геотектоника», 1977, № 4, с.32-45.
- Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Отв.ред. К.В.Боголепов и О.А.Вотах. Новосибирск, «Наука», 1978, 320 с.
- Левашов К.К. Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы.—«Сов. геология», 1977, № 10, с.59-75.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гудков А.А., Гусев Г.С., Деньгин Э.В., Штех Г.И. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., «Наука», 1968, 172 с.
- Мокшанцев К.Б., Гринберг Г.А., Гусев Г.С. Тектоника, формирование континентальной земной коры и полезные ископаемые Верхояно-Чукотской области.—В кн.: Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых. М., 1977, с.27-28.
- Муратов М.В. Основные тектонические подразделения территории Советского Союза.—«Геотектоника», 1977, № 5, с.20-41.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).—«Геотектоника», 1976, № 5, с.6-23.
- Пуцаровский Ю.М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. М., Изд-во АН СССР, 1960, 236 с.
- Тектоника Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, 200 с.—Авт.: К.Б.Мокшанцев, Д.К.Горнштейн, Г.С.Гусев и др.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ПОЗДНЕГЕРЦИНСКОГО МЕГАКОМПЛЕКСА СИБИРИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЕГО КАРТОГРАФИЧЕСКОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ

Позднегерцинский мегакомплекс на территории Сибири распространен очень неравномерно. Наиболее широко он развит в пределах Верхоянья, западной части Сибирской платформы и ее северного обрамления, а также на севере Западно-Сибирской равнины. Изолированные, но значительные по площади «пятна» отложений позднегерцинского этапа установлены на юге Западно-Сибирской равнины и прилежащих районов Казахстана и Алтае-Саянской области; локально такие образования распространены в Зауралье и Забайкалье. Большая часть складчатых сооружений юга Сибири, а также отдельные внутренние районы Западно-Сибирской равнины и области поднятий фундамента Сибирской платформы (Анабарский и Алданский щиты, Иркутский амфитеатр) лишены отложений позднегерцинского этапа.

Целесообразность выделения этого мегакомплекса в качестве самостоятельного объекта исследования определилась на 2-м расширенном совещании редколлегии «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири» (См. Решение ..., 1978). Основанием послужило то, что на рубеже среднего и позднего палеозоя практически повсеместно проявились тектонические движения, характеризующие смену режима и условий осадконакопления; подобная, хотя и менее выраженная смена тектонических условий определяет и верхний возрастной рубеж. В целом к мегакомплексу относятся отложения и плутонические массы, сформировавшиеся в течение позднего палеозоя и раннего (раннего-среднего) триаса, но естественные возрастные рубежи его не везде определяются изохронно. Наиболее полно мегакомплекс представлен в чехле Сибирской платформы, а также в структуре Верхояно-Колымской складчатой области и наложенных впадин типа Кузнецкой (Тектоника Якутии, 1975; Матвеевская, 1969 и др.); по-видимому, этому возрастному интервалу полно соответствует комплекс отложений в «фундаменте» северной части Западно-Сибирской плиты.* В пределах Алтае-Саянской области и Забайкалья этот мега-

* См. статью М.Я.Рудкевича и З.А.Латыповой в настоящем сборнике.

комплекс представлен разобщенными телами часто ограниченного возрастного диапазона, а на территории большей части юга Сибири и Западной Якутии, как уже отмечалось, отсутствует полностью. Некоторое представление о возрасте мегакомплекса и его возрастных рубежах в различных районах Сибири дает таблица 1, составленная на основе корреляционных схем и региональных данных (Боголепов, 1967; Богуш и др. 1975; Мокшанцев и др., 1975; Матвеевская, 1969; Сурков и др., 1973).

Характер соотношений позднегерцинского мегакомплекса с подстилающими и перекрывающими образованиями неодинаков. В одних случаях граница определяется угловым несогласием и перерывом осадконакопления (Восточное Забайкалье), в других—только стратиграфическим перерывом (Витим, Северная Земля), в третьих наблюдаются постепенные переходы или смена литологии разрезов без существенного изменения условий залегания (Верхоянье, перикратонные прогибы Сибирской платформы, крупные орогенные впадины на юге Западной Сибири).

В целом рассматриваемый мегакомплекс можно представить в виде неравномерно распространенной по площади системы разнообразных по составу покровно-линзовидных тел, перекрывающих фундамент также неоднородного состава и строения. Форма и размеры входящих в эту систему тел определяются прежде всего исходными условиями осадконакопления и вулканизма, а также последующими процессами уплотнения, эрозии, складчатости, шарьяжного отрыва и перемещения. Основными тектоническими формами обособления мегакомплекса на территории Сибири являются: 1) сплошные, обычно слабо нарушенные чехлы, представленные формациями платформенного типа (Сибирская платформа, север Западно-Сибирской плиты); 2) наложенные впадины, иногда значительные по площади, выполненные терригенной и терригенно-вулканогенной молассой (юг Западно-Сибирской плиты и прилегающие регионы); 3) локальные орогенные впадины грабенового типа с угленосной и вулканогенной молассой (Зауралье, Забайкалье); 4) зоны распространения мощного складчатого комплекса формаций миогеосинклинального типа (Верхоянье, Восточное Забайкалье). Особо следует выделить плутонические комплексы позднегерцинского этапа; они особенно широко распространены в складчатых сооружениях юга Сибири и представлены интрузиями преимущественно кислого состава.

В составе позднегерцинского мегакомплекса резко преобладают терригенные формации, площадному распределению которых свойственны следующие особенности: 1) формации мио-

Т а б л и ц а I

Основные наборы литологических формаций позднегерцинского мегакомплекса Сибири

Регионы	Алтае-Саянская и Обь-Зайсанская области	Юг Западной Сибири	Север Западной Сибири	Запад Сибирской платформы	Восток Сибирской платформы	Верхояно-Колымская область
Формации и формационные ряды	Ряд осадочно-вулканогенных формаций: моласса (угленосная и пестроцветная), андезитодацитовая, андезитотрахитовая, трахибазальттрахилипари-товая	Осадочно-вулканогенная моласса с эффузивами кислого состава	Терригенная формация (алевролито-аргиллитовая)	Ряд вулканогенных и терригенно-вулканогенных формаций: лавовая (трапповая), туфогенно-лавовая, терригенная угленосная и пестроцветная	Ряд терригенных формаций: песчаниковая, песчанико-аргиллитовая (часто угленосная)	Ряд терригенных формаций: песчанико-алевролитовая (флишоподная), песчаниковая, сланцевая (аспидная)
Стратиграфическая мощность (м)	до 4000-7000	до 2000-2500	300-3000	до 3000-5000	до 2000-6000	до 15000-17000
Возраст отложений	$C_I - T_I(?)$	$P_3 - T_I(?)$	$P_3 - T_I(?)$	$C_I - T_I^*$	$C_I - T_I^*$	$C_I - T_{I-2}^*$
Возрастной рубеж	Верхний	$P_I - T_I \quad T_2$	$T_I \setminus T_2$	$T_I \setminus T_2$	$T_I \setminus T_2$	$T_{I-2} - T_3$
	Нижний	$D_3 \setminus C_I$	$C_I \setminus C_2(?)$?	$D_3 \setminus C_I$	$C_I^t \setminus C_I^v$

* Примечание - ряд отложений без существенного перерыва

геосинклинального типа (песчанико-алевролитовые и сланцевые, флишоидные и т.п.) развиты преимущественно в мезозонах Верхоянья (табл. 1); близкие по составу отложения известны в Агинской зоне Забайкалья; 2) формации платформенного типа, среди которых преобладают алевролито-аргиллитовые и песчанико-аргиллитовые (часто угленосные); они слагают чехол Сибирской платформы, а также установлены в основании разреза на севере Западно-Сибирской плиты; 3) терригенные формации молассоидного типа развиты преимущественно на юго-западе Сибири.

Также в направлении с северо-востока на юго-запад намечается тенденция увеличения роли вулканогенных образований. Эффузивы практически отсутствуют в верхнем палеозое и триасе Верхоянья, а также на территории восточной части Сибирской платформы, но в чехле ее западной части лавовая (траппы), туфогенная и терригенно-туфогенная формации пермо-триаса играют большую роль. В разрезах орогенных впадин юга Западно-Сибирской равнины и, частично, Алтае-Саянской области терригенно-вулканогенные образования уже преобладают (табл. 1)

Резко подчиненную роль в составе мегакомплекса играют карбонатные отложения. Они установлены лишь в разрезах верхнего палеозоя Новой Земли, бассейна Индигирки, а также во внутренних районах Западной Сибири.

Таким образом, ряды терригенных и терригенно-вулканогенных формаций определяют генеральные особенности состава позднегерцинского мегакомплекса Сибири, причем, намечается следующая наиболее общая тенденция в их латеральном распределении: формации геосинклинального типа развиты преимущественно на северо-востоке территории (Верхоянье), платформенного типа—во внутренних районах и на севере (Сибирская платформа), а орогенного типа—на юго-западе.

Максимальные стратиграфические мощности характеризуют миогеосинклинальный терригенный комплекс Верхоянья—до 15-17 км (Тектоника Якутии, 1976). В остальных районах Сибири общая мощность позднегерцинского мегакомплекса значительно меньше (табл. 1). Одним из исходных понятий, определяющих своеобразие методики составления «Атласа ...», является представление о вертикальной мощности (величина тела по нормали к дневной поверхности). Только в случае горизонтального залегания слоев она равна стратиграфической, а во всех остальных—наблюдается неравенство. Отдельные линзы сложноскладчатого строения часто имеют малую вертикальную мощность, но по реликтам коррелируемых стратигра-

фических разрезов характеризуются большой стратиграфической мощностью. В то же время в зонах сжатия, особенно при образовании изоклинальных складок, вертикальная мощность линз складчатого строения может быть значительно больше стратиграфической мощности слагающих эти линзы отложений. Основную роль при определении вертикальной мощности мегакомплекса или его частей играют данные бурения и геофизические исследования. К сожалению, этому вопросу не всегда уделяется должное внимание, а систематизированные сведения имеются лишь по отдельным регионам. Например, в пределах Алтае-Саянской области формации позднегерцинского мегакомплекса входят в состав стратифицированных образований, выполняющих наложенные впадины-прогибы: Кузнецкий, Тувинский, Минусинский, Рыбинский и более мелкие. По данным В.П.Коробейникова, В.С.Суркова и А.П.Щеглова (см. статью в сборнике) максимальная мощность осадочно-вулканогенных отложений позднегерцинского этапа здесь достигает 6-7 км, причем, стратиграфическая мощность в крупных впадинах полностью коррелируется с вертикальной. Аналогичные сведения имеются по Сибирской платформе, но полностью отсутствуют для складчатых сооружений.

В соответствии с общими методическими рекомендациями по составлению «Атласа ...» (Система условных обозначений..., 1978) и Решением совещания редколлегии «Атласа ...» (10-12 мая 1978 г.) цвет на картах мегакомплексов отражает генетическую принадлежность формаций: зеленым цветом изображаются комплексы формаций платформенного типа, синим—геосинклинальные, оранжевым—протоорогенные и желтым—дейтероорогенные. Изопахиты показывают вертикальную мощность и глубину погружения мегакомплекса. Вместе со знаками формационного состава эти обозначения дают общее представление о форме, размерах и составе разнообразных тел изображаемого на карте мегакомплекса, т.е. объемное представление, уточняемое системой опорных профилей.

Методика объемного тектонического районирования и картографии отдельных мегакомплексов еще недостаточно разработана, поэтому целесообразно предварительное обсуждение отдельных положений, в частности, способов расчленения и изображения структуры отдельных мегакомплексов, а также «основания» для различных срезов, показа тех случаев, когда установлен непрерывный переход от одного формационного комплекса к другому по вертикали или латерали, особенностей построения сети разломов, изображения плутонических комп-

лексов и пр. Приведенная выше краткая характеристика позднегерцинского мегакомплекса позволяет рассматривать некоторые из них достаточно предметно.

Анализ строения этого мегакомплекса показал, что иногда его формационные наборы продолжают без существенного изменения наборами формаций перекрывающего мезозойско-кайнозойского мегакомплекса, а по латерали—миогеосинклинальные комплексы постепенно сменяются плитными формациями (граница Верхояно-Колымской области и Сибирской платформы). При изображении таких случаев на карте удобно использовать два типа полосчатой (матрацевидной) закрашки. Первый тип характеризует непрерывность формационного ряда по вертикали—чередование полос цвета генетической принадлежности отложений позднегерцинского мегакомплекса (зеленый, синий и пр.) и полос, свободных от окраски, поскольку на рассматриваемой карте перекрывающий комплекс характеризуется лишь суммарной мощностью (изопахиты) и не закрашивается. В случае постепенности латеральных переходов одного генетического комплекса в другой следует чередовать полосы соответствующего цвета, выделив, например, на границе Сибирской платформы и Верхояно-Колымской области зону чередования зеленых («платформенных») и синих («геосинклинальных») полос.

Позднегерцинский мегакомплекс накладывается на разновозрастные, причем, неоднородные по структуре образования—от докарельских до раннегерцинских. Комплексы «основания» входят в состав фундаментов и чехлов платформ, образуют разнотипные складчатые сооружения допозднегерцинского возраста, а также структуры орогенного ряда. Поэтому, в «основании» кроме возраста мегакомплексов, площади распространения которых отображаются соответствующим цветом (Тектоническая карта Евразии, 1966), целесообразно показывать тип структуры. Например, в областях платформенного строения штриховыми знаками выделять общеизвестные положительные (антеклизы, валы, щиты) и отрицательные (синеклизы) элементы, авлакогеноподобные структуры и пр. В складчатом «основании» типовыми элементами являются антиклинории, синклинории, срединные массивы, а также крупные приразломные зоны интенсивного смятия и катаклаза (Чиков, 1978). Среди орогенных структур наиболее выразительны наложенные впадины и грабены, положение и конфигурация которых очерчивают глыбовые и сводовые поднятия. Таким способом можно определить структурное положение или структурную принад-

лежность разнотипных генетических комплексов в различных районах Сибири.

На карте позднегерцинского мегакомплекса изображаются все разрывные нарушения, определяющие особенности его структуры, независимо от их возраста. Это положение вытекает из методики построения модели структуры мегакомплекса, адекватной его современному состоянию. Для правильного понимания этой модели основное значение имеет кинематический тип разломов, их величина и положение. Возраст нарушений играет меньшую роль, но в случае его доказанности разломы целесообразно характеризовать возрастным индексом, что повышает информативность карты и позволяет уточнять историко-геологическую интерпретацию построений.

Характеристика структуры мегакомплекса на карте, кроме формы и размеров тел и вещественного состава отложений, включает также сведения о его метаморфизме (цветной крап), проницаемости интрузиями (тела включения по принятой классификации) и дислоцированности. Частичное представление о последней дает уже сгущение сети разломов и конфигурация тектонических границ. Но этого явно недостаточно. Опыт составления «Карты тектоники докембрия континентов» (1972) показал принципиальную возможность отображения на картах складчатого и нескладчатого состояния отложений только использованием линейной и изометричной модификации знака их формационного состава. Этот принцип следует использовать и при составлении «Атласа ...». На территории Сибири установлены обширные участки, представленные почти недислоцированными формациями миогеосинклинального типа на фоне линейно складчатых зон—срединные массивы Верхояно-Колымской области (Тектоника Якутии, 1976; Чиков, 1978), а также зоны развития дислоцированных отложений платформенного типа—Таймыр, Уринская зона Сибирской платформы и др. (Воробьев и др., 1975). Установлена также интенсивная дислоцированность орогенных формаций в отдельных впадинах типа Челябинского грабена (Боцкарев, 1973). Поэтому, при изображении состава отложений различного генетического типа необходимо показывать и их дислоцированность, хотя бы по трехчленной классификации В.В.Белоусова (1954).

Даже предварительный анализ строения позднегерцинского мегакомплекса Сибири позволяет подметить, что для него характерно преобладание рядов терригенных и вулканогенно-терригенных формаций, относящихся к геосинклинальному, платформенному и орогенному классам (генетические комплексы):

по латерали намечается общая направленность чередования этих комплексов; на северо-востоке территории в позднегерцинское время преобладал геосинклинальный режим, а на юго-западе—орогенный; районы их проявления разделяла обширная область платформенного осадконакопления. На примере позднегерцинского мегакомплекса автором сделана попытка рассмотреть отдельные вопросы картографии, которые имеют значение и при составлении «Атласа ...» в целом.

В процессе систематизации материалов и составления макетов региональных карт характеристика мегакомплексов будет пополняться и уточняться, а способы изображения—совершенствоваться. Несомненным остается то, что построение моделей и анализ современной структуры мегакомплексов позволяют акцентировать внимание исследователей на реальных объемах, составе и положении минеральных масс в современной структуре осадочно-метаморфической оболочки земной коры. В конечном итоге только это определяет реальные основы прогноза и оценки перспектив поисков полезных ископаемых, связанных с конкретными минеральными массами.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954, 606 с.
- Боголепов К.В.* Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967, 328 с.
- Богуш О.И., Бочкарев В.С., Юферев О.В.* Палеозой юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, «Наука», 1975, 44 с.
- Бочкарев В.С.* Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ. М., «Недра», 1973, 127 с.
- Воробьев В.Н., Мельников Н.В., Хоменко А.В.* Пликативные структуры осадочного чехла Сибирской платформы.—«Тр. СНИИГГиМС», 1975, вып.217, с.72-79.
- Матвеевская А.Л.* Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М., «Наука», 1969, 285 с.
- Решение совещания редколлегии «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири» (10-12 мая 1978 года, Новосибирск).
- Система условных обозначений и методических рекомендаций по составлению Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири. Составитель К.В.Боголепов. Новосибирск, 1978, 16 с.
- Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф., Зайцева Г.М., Крамник В.Н., Морсин П.И., Смирнов Л.В., Шарловская Л.А.* Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области.—«Тр. СНИИГГиМС», вып.152, М., «Недра», 1973, 144 с.
- Тектоника Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975, 200 с.—Авт.: Мокшанцев К.В., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др.
- Тектоническая карта Евразии. М-б 1:5 000 000. Гл.ред.акад. А.Л.Яншин, 1966
- Чиков Б.М.* Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск, «Наука», 1978, 299 с.

УДК 551.24

Критерии выделения тектонических комплексов и мегакомплексов при составлении Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири. Боголепов К.В.—В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979.

Рассматривается ранговая система геологических тел, принятая для составления поэтажных тектонических карт и опорных профилей Сибири. Намечаются признаки выделения тектонических комплексов и анализируются различные варианты их пространственных соотношений. Кратко изложены основы методики составления карт.

УДК 551.24(571.6)

Структурно-вещественные комплексы Алданского щита. Кицул В.И., Петров А.Ф., Зедгенизов А.Н.—В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979.

Предлагается новая схема расчленения алданского мегакомплекса, в котором выделяются комплексы основания, ненгрский и желтулинский. Рассмотрены вопросы соотношений этих подразделений с выделявшимися на государственных геологических картах. В состав докарельских образований включается также субганский мегакомплекс, а в качестве аналогов карельского мегакомплекса рассматриваются удоканский и маймаканский комплексы. Высказываются предположения о тектонической природе комплексов, в частности, об орогенной природе карельских толщ.

УДК 551.24(571.6)

Тектонические комплексы и структура чехла Сибирской платформы. Мокшанцев К.Б., Замараев С.М., Микуленко К.И., Старосельцев В.С., Фрадкин Г.С.—В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979.

Обосновывается расчленение вулканогенно-осадочного чехла Сибирской платформы на тектонические комплексы, пространственное сочетание которых позволяет выделить около 20 областей, различающихся строением и особенностями геологического развития. Области с 4–5 комплексами характеризуются мощностью чехла более 5–6 км и приурочены к отрицательным структурам, а с 1–2 комплексами и мощностью чехла до 2–4 км соответствуют антеклизам и крупным поднятиям. Наиболее выдержанным является каледонский мегакомплекс и, прежде всего, вендско-среднекембрийский структурный подэтаж. Использование предложенного критерия обуславливает возможность более обоснованного тектонического районирования и достоверного прогноза полезных ископаемых.

УДК 551.24(571)

Главные тектонические комплексы доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты. Жеро О.Г., Смирнов Л.В., Сурков В.С.—В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979.

Исследование геологического строения фундамента Западно-Сибирской плиты имеет большое значение при разработке теоретических основ строения молодых плит и познании тектонического

развития земной коры.

Комплексный анализ геолого-геофизических материалов позволил провести районирование доюрского фундамента по возрасту складчатости с расчленением геосинклинально-складчатых систем на структурно-формационные зоны, образующие тектонические комплексы.

В строении доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты принимают участие геосинклинальные комплексы, сформированные карельским и докарельским, байкальским, салаирским, каледонским, ранне и позднегерцинским тектогенезами, а также прото-дейтеро-орогенный и палеозойский плитный комплексы. Для разных районов плиты отмечается различная последовательность смены комплексов, что дает возможность рассмотреть эволюцию тектонического развития верхней части земной коры Западно-Сибирской плиты во времени и пространстве.

Этап рифтогенеза, начавшийся в триасе на территории плиты, привел к формированию своеобразного рифтового комплекса, а также к образованию собственно структуры плиты.

УДК 551.263(571.1)

Доюрские формации и структурные этажи Западно-Сибирской плиты.
Рудкевич М.Я., Латыпова З.А.—В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979.

В соответствии с новыми данными КМПВ, ГСЗ, МОГТ, глубокого бурения формируются представления о преобладании в фундаменте Западно-Сибирской плиты блоков байкальской и карельской консолидации. На таких блоках широко развиты платформенные и квазиплатформенные, существенно карбонатные толщи нижнего-среднего палеозоя. Каледониды и герциниды составляют западное и южное горно-складчатое обрамление плиты и входят в состав ее фундамента лишь в сравнительно нешироких прибортовых зонах. Вблизи погребенных палеозойских кражей распространены верхне-палеозойско-нижнетриасовые вулканогенно-терригенные толщи, выполняющие межгорные и предгорные депрессии. В северной части плиты верхнепалеозойско-триасовые отложения составляют один из подэтажей фанерозойского платформенного чехла.

Структурно-тектонические элементы доюрских отложений имеют различные генезис, возраст, вещественный состав в пределах крупных сегментов земной коры и лишь условно, по физическим свойствам и степени дислоцированности пород объединяются в два этажа: фундамент и промежуточный структурный этаж (ПСЭ).

Тектоническая схема плиты по поверхности гетерогенного складчатого основания отображает крупнейшие высокоамплитудные поднятия и депрессии—синеклизы, желоба, антекклизы, склоны. Общий размах рельефа поверхности фундамента достигает 10-15 км. Крупнейшие структуры разделены глубинными разломами.

УДК 551.24(571.15)

Тектонические комплексы Алтае-Саянской области. *Коробейников В.П., Сурков В.С., Шеглов А.П.*—В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979.

Дается краткая характеристика распространенных в Алтае-Саянской области мегакомплексов и подчеркиваются специфические черты каждого из них.

Мегакомплексы подразделяются на главнейшие тектонические комплексы: оснований, геосинклинальные, протоорогенные и дейтероорогенный. Последний имеет диахронную нижнюю границу и является общим для всех складчатых систем области.

Внутри каждого тектонического комплекса в качестве его структурных элементов выделяются структурно-формационные зоны. Для распознавания их по типам развития использован комплекс геологических и геофизических признаков. С применением количественных геофизических методик характеризуются основные элементы инфраструктуры области и ее составляющих. Сопоставление в историческом и вещественном аспектах европейских каледонид и каледонского мегакомплекса Сибири приводит к выводу о целесообразности выделения из состава последнего салаирского мегакомплекса в границах «подошва рифея—арениг». В заключении подчеркиваются наименее ясные вопросы тектоники Алтае-Саянской области.

УДК 551.24(571.52)

Меланжево-олистоострововая ассоциация Хемчикско-Систигхемской зоны Тувы. *Берзин Н.А.*—В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979.

Олистоострововые образования выделяются в составе нижнекембрийских алтынбулакской, акдуругской и баянкольской свит Центральной и Западной Тувы. Устанавливается тесная пространственная и генетическая связь олистоостровом с меланжем. Выявляется приуроченность их к протяженному офиолитовому поясу, отделяющему каледониды Алтая и Западного Саяна от более древних структур восточной части Алтае-Саянской складчатой области. Приводятся данные в пользу аллохтонной природы пояса. Предполагается, что наиболее интенсивное тектоническое сближение и скучивание горных масс, а также образование меланжа и олистоостровом происходило в среднем и позднем кембрии.

УДК 551.24(571.56)

Тектонические комплексы мезозойд Верхояно-Чукотской области. *Гусев Г.С.*—В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979.

В Верхояно-Чукотской области выделяются докарельский, ниже- и верхнекарельский комплексы фундамента мезозойд. На срединных массивах в последующие эпохи этот фундамент не претерпел существенных изменений. В складчатых системах в рифее-нижнем мезозое в условиях растяжения он был утонен или уничтожен совсем. Рифейский, венд-среднекембрийский, ниже- и

среднепалеозойские комплексы предшествовали формированию главного геосинклинального комплекса мезозойд. В верхнем мезозое-кайнозое в условиях тектонического сжатия в складчатых системах была сформирована повторная мезозойская кора. В эту эпоху выделяются верхнеюрско-среднепалеогеновый протоорогенный и верхне-палеогеновый-кайнозойский дейтероорогенный комплексы.

УДК 551.24(571.1/5)

Общие черты строения позднегерцинского мегакомплекса Сибири и некоторые вопросы его картографического изображения. Чиков Б.М. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979.

Для позднегерцинского (поздний палеозой-ранний триас) мегакомплекса характерно преобладание рядов терригенных и вулканогенно-терригенных формаций, относящихся к трем генетическим комплексам: на северо-востоке территории Сибири преобладает геосинклинальный комплекс, а на юго-западе—орогенный; районы их проявления разделяет обширная область платформенного осадконакопления. Обсуждаются способы расчленения и изображения элементов структуры мегакомплекса и его «основания», соотношения генетических комплексов, особенности построения сети разломов и пр.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Боголепов К.В. Критерии выделения тектонических комплексов и мегакомплексов при составлении «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири»	8
Кицул В.И., Петров А.Ф., Зедгенизов А.Н. Структурно-вещественные комплексы Алданского щита.	16
Мокшанцев К.Б., Замаераев С.М., Микуленко К.И., Старосельцев В.С., Фрадкин Г.С. Тектонические комплексы и структура чехла Сибирской платформы.	32
Жеро О.Г., Смирнов Л.В., Сурков В.С. Главные тектонические комплексы доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты.	52
Рудкевич М.Я., Латыпова З.А. Доюрские формации и структурные этажи Западно-Сибирской плиты.	67
Коробейников В.П., Сурков В.С., Щеглов А.П. Тектонические комплексы Алтае-Саянской области.	81
Берзин Н.А. Меланжево-олигостромовая ассоциация Хемчйкско-Систигхемской зоны Тувы.	104
Гусев Г.С. Тектонические комплексы мезозойд Верхояно-Чукотской области.	130
Чиков Б.М. Общие черты строения позднегерцинского мегакомплекса Сибири и некоторые вопросы его картографического изображения.	139
Рефераты.	147

ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ СИБИРИ

(к Атласу тектонических карт
и опорных профилей Сибири)

Сборник научных трудов

Технический редактор *Л.А. Жукова*

Подписано к печати 12.VI.79 г. МН 02251
Бумага 60×84/16. Печ.л. 9,5+4 вкл. Уч.-изд.л.9,2.
Тираж 600. Заказ 234. Цена 1 руб.40 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

Цена 1 руб.40 коп.

3053