

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
В СВЯЗИ  
СО СРЕДНЕ- И КРУПНО-  
МАСШТАБНЫМ  
ГЕОКАРТИРОВАНИЕМ



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
В СВЯЗИ  
СО СРЕДНЕ- И КРУПНО-  
МАСШТАБНЫМ  
ГЕОКАРТИРОВАНИЕМ

Ответственный редактор  
академик Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ



МОСКВА  
"НАУКА"  
1989

**Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием. — М.: Наука, 1989. — 206 с. — ISBN 5-02-001981-X**

Сборник посвящен вопросам изучения структур в связи с начинающимся в СССР геологическим картированием масштаба 1:50 000. Содержатся материалы по методам изучения покровов и шарьяжей, офиолитов, использования палеомагнитных и других данных для палинспатических реконструкций. Большое внимание уделено геофизическим данным и их применению для детального картирования, а также методам структурного исследования метаморфических комплексов. Приведены примеры детальных тектонических карт разных районов СССР и зарубежных стран. Специальный раздел посвящен поискам полезных ископаемых при детальном картировании.

Рецензенты: *С.М. Тильман, Н.А. Штрейц*

Редактор *Е.В. Андреева*

The suggested collection is devoted to structural studies related with geological mapping presently initiated in the USSR (scaled 1:50000). The volume discusses methods for studies of nappes, charriages, ophiolites; presents paleomagnetic and other data applied for palinspatic reconstructions. Special emphasis is laid on geophysical data application for detailed mapping as well as on the techniques for structural studies of metamorphic complexes. The collection provides examples of detailed tectonic maps covering a variety of regions both in the USSR and abroad. A special section deals with mineral exploration combined with detailed mapping.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В геологии, как и в других естественных науках, есть фундаментальная сторона и прикладная, поэтому речь идет о том, как усилить взаимодействие между ними, их взаимопроникновение.

Прикладная геология заинтересована в хорошем прогнозе поисков полезных ископаемых, максимально точном отображении геологической ситуации на крупномасштабных картах. В этом смысле многое может дать фундаментальная, теоретическая геология, которая в последнее время стала мобилистской. Можно сказать, что такой поворот в науке открывает исключительно широкие горизонты для практики. Тектонические покровы и крупные надвиги — это не экзотика, а структурный каркас в горных сооружениях. Отсюда — совершенно новые подходы к выяснению пространственного распространения полезных ископаемых. Пожалуй, на основе современных данных можно сказать, что тектоническая расслоенность на субгоризонтальные пластины — это чрезвычайно широко распространенное явление в земной коре и верхней мантии.

Положение тектоники литосферных плит ныне таково, что, вероятно, недалеко время, когда ее устои будут пересмотрены. Теоретики в этой области уже сейчас вынуждены искать для земной коры одни закономерности, а для более глубоких частей литосферы — другие. Появилась уже двухъярусная геодинамическая модель. Поэтому рвение в отношении ортодоксальной тектоники литосферных плит, проявляемое, в частности, некоторыми местными руководителями геологических служб, несомненно следует умерить. Большое беспокойство вызывает стремление подмены геологических карт геодинамическими. Безусловно, однако, что теперешний уровень знаний геологии Земли требует составления значительно более сложных и информативных геологических карт, чем это было совсем недавно. И фундаментальная наука должна серьезно помочь в этом вопросе прежде всего составлением методических пособий. В Геологическом институте АН СССР такая работа выполнена. Хотелось бы надеяться на позитивную реакцию в отношении этого начинания.

Целая серия актуальных вопросов, лежащих на стыке фундаментальной и практической геологии, была поднята на XXI Всесоюзном тектоническом совещании в феврале 1988 г. Тема совещания: "Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием". Актуальность темы подчеркивается началом реализации Министерством геологии СССР программы "Гос-

геолкарта-50". Картировать можно по-разному: примитивно, если знания геолога слабы и кругозор невелик; посредственно, если общая геологическая подготовка сколько-нибудь удовлетворительная, и хорошо, в случае, когда геолог владеет обширными современными научными знаниями, в поле зрения находится большой спектр геологических явлений, которые должны найти отражение на крупномасштабных картах.

Автору этих строк пришлось стать свидетелем того, как один дальневосточный геолог, не будучи подготовленным к восприятию горизонтальных перемещений масс горных пород, отказывался воспринимать надвиг, явственно видимый в хорошем обнажении на р. Камчатке (надвиг Гречишкина).

Не так далеко то время, когда геологи не знали такого явления, как меланж, возникающий вследствие горизонтальных перемещений внутрилитосферных тектонических пластин. Более того, не картировались офиолитовые комплексы, так как геологи-съемщики, да и не только они, не понимали, что это такое. Когда же все это и многое другое стало отражаться на геологических картах, последние стали несравненно более сложными, а для подвижных зон даже принципиально иными, поскольку стали читаться не только автохтоны, но и аллохтоны и чешуйчатые ансамбли и т.д.

В то же время надо отметить, что геологические карты отнюдь не заменяют тектонических. И совершенно правильно поступают те геологи-съемщики, которые стремятся увидеть свой район на регионально-тектоническом фоне. Такой фон и создает тектоническая карта.

Существует много типов тектонических карт. Для целей крупномасштабного геокартирования нужны тектонические карты масштаба 1:500 000 с отклонением до 1:1 000 000 или 1:200 000. Их рассмотрение заняло значительную часть проведенного совещания. Ставилась задача сопоставить тектонические карты упомянутых масштабов и в конце концов дать рекомендации рациональных принципов и методов их составления. Все это было выполнено и соответствующие рекомендации опубликованы в журнале "Геотектоника", N 4, 1988 г.

Докладам о конкретных тектонических картах на совещании были предпосланы доклады на темы общего характера, однако, тесно связанные с подробным геокартированием. Они также нашли отражение в предлагаемой книге.

Существенно подчеркнуть, что на совещании были представлены практически все отечественные тектонические школы и направления. Школ у нас достаточно много, а не только фиксистская и мобилистская. Среди мобилистов, например, есть апологеты тектоники литосферных плит; школа Геологического института АН СССР, развивающая теорию тектонической расслоенности литосферы; направление П.Н. Кропоткина, рассматривающее горизонтальные движения во взаимосвязи с пульсационными явлениями, и др. Фиксизм тоже включает ряд школ и направлений. На упомянутом совещании

происходил обмен идеями и осуществлялось ознакомление с конкретными работами разной ориентации. Хотелось бы отметить следующее.

С полной определенностью совещание показало, что за примерами покровно-складчатых сооружений нам больше нет необходимости обращаться к зарубежной литературе. Они широко распространены на территории всей страны — от Карпат до Корякского нагорья и Камчатки.

Главную свою цель — оказать методическую помощь геологам-практикам в выполнении программы "Госгеолкарта-50" — совещание достигло, рекомендации по проведению тектонических исследований, способствующие выполнению этой программы, даны.

В то же время совещание позволило острее ощутить недостаточный уровень общетектонических построений, в связи с чем теоретическая тектоника нуждается в дальнейшем интенсивном развитии. Ряд принципиально важных новых данных, касающихся крупных неоднородностей в строении глубинных геосфер и ядра Земли, а также "корней" кратонов, уходящих в глубину на сотни километров, еще недостаточно охвачены тектоническими концепциями и моделями. То же относится к новым данным по сравнительной планетологии, таким, как данные о спрединге и крупных поперечных разломах на Венере при отсутствии литосферных плит и желобов. По-видимому, здесь действует механизм релаксации тектонических движений и напряжений. Но почему бы не допустить существование такого же механизма и на Земле?

Чрезвычайно важные факты для теоретической тектоники дают измерения скоростей и векторов горизонтальных движений точек земной поверхности с помощью лазерной и астрофизической техники. Однако таких измерений еще ничтожно мало по сравнению с тем, сколько их нужно для ускоренного прогресса в тектонической теории.

Из сказанного ясно, что геотектоника находится на пути к новым обобщениям, которые необходимы как для практики так и для развития научного знания.

*Ю. М. Пуцаровский*

*Л. М. Натапов, Н. В. Межеловский, А. В. Артемов, И. Л. Белкина,  
Н. Н. Белозерова, Г. П. Быстрова, М. А. Крауш,  
Д. А. Кукушкин, В. И. Смоленков*

## **ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КАРТА СССР**

Развитие теории тектоники литосферных плит потребовало внедрения в практику региональных геологических исследований геодинамического анализа крупных территорий. Идея изображения вещественных комплексов и структур в зависимости от геодинамических обстановок, в которых они сформировались, впервые была реализована в ПГО "Аэрогеология" при создании "Геодинамической карты СССР" масштаба 1:2500000. Была разработана и легенда для мелкомасштабных карт геодинамического содержания, основа которой была предложена Л. М. Натаповым и Л. П. Зоненшайном; в окончательной разработке легенды участвовали Н. В. Межеловский, А. В. Артемов, И. Л. Белкина, Г. П. Быстрова и М. А. Крауш. В составлении карты приняли участие А. В. Артемов, И. Л. Белкина, Н. Н. Белозерова, Г. П. Быстрова, И. Ю. Иванов, М. А. Крауш, Д. А. Кукушкин, Л. М. Натапов и В. И. Смоленков. Научное руководство осуществлялось Л. П. Зоненшайном и Л. М. Натаповым. Макеты на отдельные регионы СССР были представлены сотрудниками ряда производственных геологических объединений Мингео СССР, отраслевых НИИ и некоторых институтов Академии наук СССР. До настоящего времени подобные карты не составлялись.

В основу легенды положены принципы теории тектоники литосферных плит. На Геодинамической карте показаны в современной позиции вещественные комплексы и структуры, образовавшиеся в различное время и в различных геодинамических обстановках. Соотношение комплексов, особенно их латеральные ряды, в совокупности с положением и характером основных тектонических структур позволяют судить о событиях, происходивших вблизи древних границ литосферных плит, т. е. в наиболее активных тектонических зонах. Глубины залегания фундамента и характер распространения вещественных комплексов осадочных чехлов отражают особенности геодинамики внутренних частей литосферных плит.

Цветом (наиболее выразительное изобразительное средство) на карте отражены геодинамические обстановки образования вещественных комплексов. Оттенки цвета показывают возраст комплексов: наиболее древние из них имеют наиболее темный оттенок. Крапом изображен состав вещественных комплексов, для интрузивных пород использован красный крап.

Особое внимание было уделено отображению на карте вещественных комплексов, сформировавшихся вблизи границ литосферных плит: дивергентных и конвергентных.

**Границы раздвижения (дивергентные).** Как известно, на дивергентных границах литосферных плит постоянно происходит новообразование океанической коры. С этими границами генетически и пространственно связаны рифты, входящие в единую мировую рифтовую систему. Главнейшими вещественными комплексами—индикаторами современных океанических рифтовых зон — являются толетовые базальты, ниже располагаются габбро и пироксениты и, наконец, серпентинизированные перидотиты. Общеизвестно, что в связи с периодическими изменениями полярности магнитного поля Земли эта кора приобретает симметричную полосовую намагниченность. По мере продвижения от оси спрединга происходит удревнение океанической коры и увеличение ее мощности, с поверхности кора перекрывается все более мощным слоем осадков. Эти особенности было возможно показать на карте в таком океаническом бассейне, как Евразийский. Кроме того, океаническая кора геологического прошлого в пределах СССР сохранилась также в северном Прикаспии, восточной Сибири, во впадинах Баренцева моря и известна в Черноморской и Южно-Каспийской впадинах. Здесь легендой предусмотрено изображение коры с определенным возрастом или отсутствие гранитно-метаморфического слоя.

В строении складчатых сооружений океаническая кора сохранилась в составе офиолитовых аллохтонов. Для их показа в легенде предусмотрены условные обозначения для отложений I слоя океанической коры (диатомиты, радиоляриты, глины, пепловые туфы), для толетовых базальтов II слоя (подушечные лавы и комплекс параллельных даек) и для габбро и гипербазитов III слоя.

Вещественные комплексы континентальных рифтовых зон разнообразнее океанических и отличаются менее строгой пространственной локализацией. Легенда карты позволяет показать такие характерные особенности магматических пород континентальных рифтов, как повышенная щелочность, и свойственную им зональность вулканических пород, когда к осевым частям рифтов тяготеют породы нормальной щелочности (вплоть до толетов), а к бортам щелочность вулканитов заметно увеличивается и получают развитие щелочные базальты, бимодальные вулканиты, щелочно-ультраосновные породы и т.п.

Интрузивные породы могут ассоциировать с вулканитами или проявляться независимо от них. На карте выделены карбонатиты, щелочно-ультраосновные, щелочно-габброидные комплексы, агпаитовые граниты и щелочные породы. Среди осадочных комплексов рифтогенных зон, накапливающихся преимущественно в пределах грабенов, на карте выделены эвапориты, пресноводные толщи, молассоидные образования, объединенные под названием "осадки грабеновых фаций". Наиболее отчетливо отражены на карте самые молодые кайнозойские континентальные рифтовые системы — Момская и Байкальская.

**Границы сближения (конвергентные).** На карте удалось отразить различные типы этих границ: такие, когда происходит (или происходила) субдукция одной океанической плиты под другую и формируются островные дуги; такие, когда океаническая плита погру-

жается под континентальную и образуются активные континентальные окраины, и, наконец, такие, когда при сближении двух континентальных блоков происходит их столкновение, сопровождаемое формированием горно-складчатых сооружений. Легенда предусматривает возможность подробного изображения на карте наиболее характерной особенности конвергентных границ, а именно интенсивного магматизма, и дает возможность подчеркнуть его зональность, сущность которой состоит в закономерном увеличении щелочности пород (и в первую очередь количества калия) от фронтальных к тыловым частям вулканических поясов.

Среди островодужных вулканических комплексов на карте выделен ряд петрохимических серий. Для фронтальных частей дуг — это породы толеитовой серии ( $K_2O$  0,1—0,5%, в кислых разностях 1,5%  $Na_2O/K_2O=5-15$ ). Для их центральных частей — это известково-щелочная натровая серия ( $K$  от 1% в базальтах до 2—2,5% в более кислых разностях  $Na_2O/K_2O=2-3$ ,  $Al_2O_3$  16—18%,  $SiO_2$  50—66%,  $(FeO+0,9 Fe_2O_3)/MgO=2$ ). В тылу древних островных дуг обычно развиты шошонитовые породы ( $(Na_2O + K_2O)$  5%,  $Na_2O = K_2O$ ). Здесь и ниже петрохимические характеристики серий взяты по данным М.И. Кузьмина.

Среди интрузивных комплексов в островодужных обстановках показаны габбро-плагногранитные и тоналит-гранодиоритовые.

Среди магматических комплексов активных континентальных окраин на карте показаны вулканоплутонические серии, включающие наземные вулканические толщи известково-щелочного и субщелочного составов, а также интрузии комагматических им гранодиоритов, гранитов и субщелочных пород. Известково-щелочная натрово-калиевая серия ( $K_2O/Na_2O=0,6-1,1$ ,  $(FeO+0,9 Fe_2O_3)/MgO=2$ ) представляет собой дифференцированный ряд пород: базальты, андезиты, дациты, риолиты с резким преобладанием средних и кислых разностей. На карте можно видеть, что известково-щелочной вулканизм маркирует внутреннюю зону активных континентальных окраин. Внешняя зона сложена вулканитами латитовой серии (средние эффузивные породы повышенной щелочности). В основу разделения на комплексы показанных на карте гранитоидов положены соотношения щелочей, концентрации рубидия и стронция, магнезиальность, агпаитность. Для активных континентальных окраин выделяются гранит-гранодиоритовые, диорит-монзонитовые и щелочные комплексы. В группу щелочных комплексов входят породы разнообразного состава с коэффициентом агпаитности  $> 1$ . Гранит-гранодиоритовые комплексы слагают массивы, тяготеющие к проявлениям известково-щелочного вулканизма, диорит-монзонитовые и щелочные комплексы развиты в периферических частях активных континентальных окраин.

Все эти комплексы подчеркивают строение крупных и протяженных активных континентальных окраин геологического прошлого, маркируемых Казахстанскими, Алтайским, Сихотэ-Алиньским, Охотско-Чукотским и другими вулканоплутоническими поясами.

Зоны столкновения наследуют зоны субдукции, вдоль которых

происходило закрытие древних океанов. Легенда карты позволяет показать, что в результате столкновений континентальных блоков и островных дуг образуются покровно-складчатые сооружения, сопровождающиеся утолщением коры и формированием гранитных палингенных батолитов и гранитогнейсовых куполов, являющихся хорошими индикаторами процессов столкновения. Коллизионные гранитоиды слагают крупные и сложнопостроенные массивы с широким спектром пород (габбро-диориты, диориты, гранодиориты, граниты, граносиениты и сиениты). Коллизионные гранитоидные комплексы широко показаны в пределах коллизионных складчатых поясов СССР (Урал, Казахстан, Тянь-Шань, Алтай-Саянская область, Северо-Восток СССР и др.). Для некоторых коллизионных зон характерны гранитогнейсовые купола, возникшие в условиях высоких температур и умеренных давлений и имеющие в ядре мобилизованный древний сиалический субстрат, а в оболочке куполов зеленые сланцы. Такие купола показаны на Урале, Шилко-Аргунском междуречье и в ряде других складчатых областей.

Метаморфические и осадочные комплексы и структуры границ сближения плит обычно лишь в совокупности с магматическими комплексами могут конкретизировать ту или иную обстановку. Метаморфические комплексы традиционно характеризуют термодинамические условия преобразования пород или в условиях высоких давлений и низких температур (глаукофановые сланцы) или относительно высоких температур и более низких давлений (зеленые сланцы). И те и другие показаны вдоль древних границ сближения.

Среди осадочных комплексов границ сближения на карте удалось широко показать вулканогенно-обломочные и флишоидные отложения (туфогенные, терригенно-кремнистые, граувакковые) задуговых и преддуговых бассейнов, флиш и турбидиты, образующиеся на континентальном склоне или на приостровном склоне желобов в окраинных морях, а также молассы, образование которых связано с подъемом и разрушением горных сооружений при коллизии.

Для идентификации границ сближения очень важное значение имело отражение структурных элементов различного ранга и значимости (сутуры, фронт надвигов, зоны тектонических покровов, отдельные крупные надвиги, взбросы, сдвиги); специальным знаком показаны складчатые структуры.

Сутуры являются швами или шовными зонами столкновения. Они представляют собой зоны тектонически сближенных комплексов, включающих олистостромы, меланж, хаотические толщи, офиолиты, а также глаукофановые и зеленые сланцы. На карте они подчеркнуты особым ярким знаком и показывают границы столкнувшихся блоков.

Надвиги, взбросы и сдвиги подчеркивают проявления горизонтальных движений. Крупные тектонические покровы показывают, что практически все складчатые пояса имеют покровно-складчатое строение.

Складчатые структуры наиболее широко развиты в пределах входящих в состав коллизионных складчатых поясов пассивных

континентальных окраин (Тянь-Шань, Памир, Верхоянский хребет). Вулканогенно-осадочные комплексы островных дуг и активных континентальных окраин дислоцированы в большинстве случаев гораздо меньше.

Как важные структурные элементы границ сближения на карту нанесены оси современных глубоководных желобов и направление падения зон субдукции, а также реконструированное положение этих зон. Другими важнейшими элементами границ сближения являются субдукционные комплексы. Они представлены разнообразными образованиями, состоящими из экзотических чужеродных блоков (террейнов), заключенных в матрикс образований пододвигаемой плиты, образующих аккреционные призмы. В тех случаях, когда в составе субдукционных комплексов находятся террейны, величина которых позволяла нанести их на карту и отразить геодинамическую природу, они оконтуривались особым знаком.

На карте широко показаны такие характерные образования зон столкновения, как меланж и олистостромы. Мощные и протяженные пояса серпентинитового меланжа, образованного в результате обдукции, в котором в основном заключены породы океанических комплексов, отмечаются на Урале, в Тянь-Шане, Западном Саяне, Горном Алтае, в Корякии и других складчатых поясах.

**Границы скольжения.** Границы скольжения представлены трансформными разломами срединно-океанических хребтов и крупными сдвигами внутри континентов. На Геодинамической карте СССР трансформные разломы показаны в пределах срединно-океанического хребта Гаккеля, древние трансформы закартированы по геофизическим данным в пределах Обского палеоокеана. Крупные внутриконтинентальные сдвиги, например, Талассо-Ферганский, Жалаир-Найманский, Чингизский, Центральноказахстанский и др., рассматриваются в качестве границ скольжения блоков в пределах континентов.

**Внутренние части литосферных плит.** Большая часть существующей в настоящее время континентальной коры была создана в дорифейское время, но в каких геодинамических условиях происходило ее формирование, до сих пор не решено однозначно. Поэтому на Геодинамической карте СССР показаны лишь основные элементы строения внутренних частей плит, отражающие этапы формирования континентальной коры: дорифейское основание континентов (местами — довендское для микроконтинентов), осадочные чехлы на дорифейском и гетерогенном, существенно послерифейском, фундаментах; пассивные континентальные окраины; осадочные чехлы, формирующиеся над отмершими конвергентными границами плит, а также магматические комплексы и структуры.

Главную роль в строении дорифейского фундамента играют глыбы или блоки, сложенные раннеархейскими породами. Древнейшие образования коры всех континентов имеют практически однотипное строение разрезов. Для них устанавливается преобладание пород, образовавшихся в результате сложных метаморфических преобразований базитов, гипербазитов и отчасти осадочных пород. Блоки, сложен-

ные древнейшими архейскими образованиями, разделены линейными поясами позднеархейских—раннепротерозойских пород. Они выделяются в виде серии субпараллельных зон длиной в десятки и сотни километров и шириной от нескольких до десятков километров. В структурном отношении — это сложные, сильно сжатые структуры или оборванные, крутопадающие моноклинальные чешуи. Вещественные комплексы представлены мощными (свыше 1000 м) толщами вулканитов и осадков, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой, реже амфиболитовой, фации.

На карте выделены два типа древних линейных поясов — позднеархейские зеленокаменные и раннепротерозойские коллизионные. Позднеархейские зеленокаменные пояса сложены метаэффузивами основного и ультраосновного (коматиты) состава, щелочными основными метавулканитами, метавулканитами известково-щелочной ассоциации, кремнистыми и карбонатными сланцами, телами гипербазитов и габброидов. Они обладают наибольшими чертами сходства с задуговыми океаническими и островодужными комплексами фанерозоя. В большинстве случаев эти пояса обладают синформным строением и находятся в аллохтонном залегании по отношению к раннеархейским глыбам. В состав раннепротерозойских поясов входят метавулканиты известково-щелочной и бимодальной ассоциаций, метавулканиты основного и реже ультраосновного состава, метаосадки (граувакки, флиш, полосчатые железистые кварциты). Раннепротерозойские зоны с определенной долей условности рассматриваются как коллизионные, маркирующие столкновения архейских микроконтинентов. Линейные пояса обоих типов известны в фундаменте Восточно-Европейской платформы, в пределах Балтийского и Украинского щитов, а также Воронежского кристаллического массива. В пределах Алданского щита показаны в основном лишь позднеархейские зеленокаменные пояса.

В пределах щитов в составе дорифейского фундамента выделены массивы анортозитов, вытягивающиеся в пояса, и рапакиви. Породы таких поясов представлены интрузиями габбро-анортозитов, анортозитов, габбро-норитов. Наиболее характерные анортозитовые пояса протягиваются на юге Алданского щита (Становой пояс) и на Балтийском щите. Анортозитовые массивы выделяются на Украинском щите и на Анабарском массиве. Плутоны рапакиви (субщелочной двуполевошпатовый гранит) известны на Балтийском и Украинском щитах.

Как важный элемент развития древних континентов (в пределах Балтийского и Алданского щитов) выделен протоплатформенный чехол, сложенный вулканогенно-осадочными комплексами.

Структурные элементы в пределах дорифейского фундамента выражены главнейшими дорифейскими швами столкновений и метаморфической полосчатостью. Главнейшие дорифейские швы столкновений разделяют крупные блоки внутри древнего основания континентов, часто хорошо выражены в аномальных физических полях и разделяют участки с резко отличным по геофизическим данным строением. На Геодинамической карте СССР они показаны условной

линией. Древние сутуры предположительно сопоставляются с сутурами фанерозоя. Метаморфическая полосчатость отвечает направлению основных структурных элементов и позволяет выделить гранитогнейсовые купола, группирующиеся на отдельных участках. Благодаря метаморфической полосчатости удалось показать, что для внутреннего строения гранитогнейсовых полей характерно сочетание купольных структур или крупных гнейсовых складчатых очагов и чащеобразных синклиналей с более или менее выдержанными системами складок. Отраженные на карте особенности тектонического строения фундамента позволяют предположить, что докембрийская история характеризовалась сближением и столкновением большого числа относительно небольших блоков континентальной коры, образовавшихся на ранних стадиях развития нашей планеты.

Внутренние части литосферных плит заняты обширными осадочными бассейнами. Мощности выполняющих их толщ (осадочные чехлы молодых и древних платформ), как правило, возрастают над рифтовыми зонами, где раскола континентальной коры с раздвижением не произошло, но возникли глубокие осадочные ванны. Эти рифты входили ранее в сложные системы с тройными сочленениями, а ныне являются отмершими ветвями этих систем (хорошо известные авлакогены). Мощности чехла отображаются путем показа изолиний глубин фундамента. Для чехлов древних континентов и чехлов, перекрывающих гетерогенное основание, выбраны разные цвета. Показаны также погребенные вулканогенные образования древних рифтовых комплексов и структурные осложнения чехла (в основном разломы, в том числе и погребенные).

Большое место занимают на карте отложения пассивных континентальных окраин. Выделенные вещественные комплексы этих окраин формируются в приконтинентальной части — на шельфе — и в приокеанической — на континентальном склоне и его подножии. Каждому из этих типов присущи свои геодинамические характеристики, определяющие условия и характер осадконакопления. Общими для всех пассивных континентальных окраин является длительность развития и большая мощность осадков. Для пассивных окраин характерен стандартный набор всех осадочных пород внутренних морских бассейнов: карбонатные толщи, флишеподобные отложения и турбидиты, а также кремнистые глубоководные осадки. На территории СССР современными пассивными окраинами являются акватории морей Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского. Шельфы и континентальные склоны прошлых эпох известны на Урале, Памире, Тянь-Шане, Казахстане, Верхоянском хребте и в других местах. На карте показаны особенности строения пассивных окраин благодаря выделению дистальных турбидитов, рифов и т.п. Все древние пассивные окраины на территории СССР были в ходе своей истории деформированы в результате последующих столкновений.

Осадочные чехлы выделяются также во внутренних частях коллизионных складчатых поясов. Здесь наряду с комплексами—индикаторами активных геодинамических процессов встречаются тер-

ригенные и карбонатные осадочные отложения, сформированные в периоды временного ослабления активности тектонических движений. Осадочные породы обычно залегают на всех других образованиях с угловым несогласием, несут в своем составе следы перемывания нижележащих пород, имеют сравнительно небольшие мощности и находятся в резком диссонансе со всеми другими комплексами пород конвергентных границ плит. Такие осадочные комплексы выделены на Урале, Казахстане, Тянь-Шане, на Алтае.

Кроме мощных магматических поясов, связанных с границами литосферных плит, вулканизм и интрузивная деятельность проявляются внутри плит — на континентах и в океанах. Целый ряд геохимических особенностей пород (обогащенность литофильными элементами, преобладание легких лантаноидов над тяжелыми) и их геофизические характеристики (зоны повышенных скоростей до границы ядро—мантия и положительные гравитационные аномалии) позволяют предположить мантийный источник этого внутриплитного магматизма. Подток глубинного мантийного вещества объясняется "гипотезой горячих точек и мантийных струй", предложенной Д. Уилсоном и В. Морганом и развитой Л.П. Зоненшайном и М.И. Кузьминым. Они предположили существование крупных выступов, отходящих от границы раздела нижней и верхней мантии и образующих "горячие поля" в мантии. Именно "горячие поля" порождают систему "горячих точек" и внутриплитный магматизм. Отнесение на карте тех или иных геологических тел к внутриплитному магматизму основано на комплексном анализе тектонических, геологических и геохимических параметров и исходя из палинспастических реконструкций на данный отрезок времени.

Вулканические комплексы включают в себя ряд петрохимических серий: толеитовую, щелочно-базальтовую, бимодальную и нерасчлененные вулканические комплексы. Толеитовая серия траппов представлена базальтами нормальной щелочности ( $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 2—4,5\%$ ) с умеренным содержанием глинозема (0,75—1%). Самая обширная область проявления внутриплитного вулканизма — Тунгусская синеклиза.

Щелочно-базальтовая серия отличается повышенным содержанием щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  до 9,5%). Щелочные базальтоиды чаще всего тяготеют к зонам крупных разломов и внутриплитным грабенам (север Тунгусской синеклизы, Забайкалье). Вулканыты бимодальной серии развиты в областях внутриплитного рифтогенеза (Орхон-Селенгинский пояс Забайкалья, Минусинская и Тувинская котловины). Нерасчлененные вулканические внутриплитные комплексы включают в себя дифференцированный непрерывный ряд пород повышенной щелочности — от щелочных базальтов и трахиандезитов до риолитов.

Интрузивные комплексы внутриплитного магматизма показаны весьма широко и отличаются разнообразным составом: щелочно-ультраосновные и щелочно-габброидные массивы, агпайтовые граниты и щелочные породы, долериты и кимберлиты.

Среди структур внутренних частей литосферных плит выделены

грабены, сбросы, сдвиги, сбросо-сдвиги и взбросы. Они несут такую же смысловую нагрузку, как и на всех прочих тектонических картах.

Среди прочих условных обозначений на Геодинамической карте СССР выделены: области отсутствия гранитно-метаморфического слоя или его утонения, современная граница океан—континент, изохроны возраста океанической коры, палеомагнитные векторы, вулканотектонические структуры, действующие вулканы.

**Возрастная шкала вещественных комплексов геодинамических обстановок.** Возраст геологических комплексов геодинамических обстановок показан на Геодинамической карте СССР оттенком цвета. Оттенок цвета на карте соответствует времени завершения развития конкретной обстановки. Возрастной индекс отражает либо интервал полного существования данной обстановки, либо (в основном для интрузивных комплексов) возраст конкретных геологических тел.

Анализ Геодинамической карты СССР позволяет прийти к следующим выводам, касающимся некоторых закономерностей тектонической истории развития территории СССР.

Эта территория является крупным составным континентом, возникшим в результате соединения в первую очередь двух главных континентов (Восточно-Европейского и Сибирского) и большого числа микроконтинентов и островных дуг.

Древние континенты с докембрийским фундаментом также образовались в результате столкновения более мелких блоков с континентальной корой, о чем говорят раннепротерозойские шовные зоны, для которых доказано чешуйчато-надвиговое строение и присутствие поясов известково-щелочного вулканизма.

Первоначальные размеры континентальных масс превышали современные или они входили в состав единого суперконтинента, о чем свидетельствуют следы раскола и растяжения по краям этих континентов. Начиная с рифея, можно уверенно говорить, что континенты были окружены океаническими бассейнами, в сторону которых были обращены широкие пассивные континентальные окраины.

Континенты (Восточно-Европейский и Сибирский) до своего окончательного спаивания переместились из Южного полушария в Северное, что видно из анализа палеомагнитных векторов и значений палеоширот.

В ходе геологической истории имело место объединение ряда континентальных блоков и дуг с образованием субконтинентов типа Казахстана или Амурии.

Процессы раздвижения или раскалывания блоков с докембрийской или более молодой гетерогенной корой в процессе рифтогенеза вызвали последующее образование над отмершими лучами рифтовых систем крупных осадочных бассейнов.

Складчатые пояса возникли на месте былых океанов, исчезнувших при сближении и столкновении главным образом континентальных масс. Большинство складчатых поясов являются коллизийными, в их строении участвуют деформированные пассивные континентальные окраины, участки океанической коры (офиолиты).

островодужные сооружения. Аккреционные складчатые пояса возникли при последовательном приближении к нависающему краю литосферной плиты с континентальной корой островных дуг, микроконтинентов, океанических островов. Они образуют молодое складчатое обрамление Востока СССР (Корякско-Камчатский пояс, Сихотэ-Алинь, Сахалин).

Процессы столкновения и формирования складчатых поясов прослеживаются с позднего рифея (Тиман, Таймыр, Енисейский кряж, Приколымье) и продолжаются до сегодняшнего дня (Корякия).

В процессе развития складчатые пояса претерпели многократную деформацию, изменявшую их первоначальные очертания (Казахстан, Верхояно-Колымский складчатый пояс).

Складчатые пояса по своему строению и развитию достаточно индивидуальны, что определялось типом сближения плит, скоростями сближения, временем столкновения и характером сталкивающихся масс.

Продемонстрированный подход к выяснению истории геологического строения территории СССР может широко использоваться при картировании отдельных регионов. Стратиграфические исследования должны учитывать сближение ранее разрозненных блоков. Одной из их важнейших задач становится выяснение возраста субдукционных комплексов, лишенных нормальной стратификации отложений. Палеогеографические построения должны учитыватьхождение континентальных масс через разные климатические зоны. История магматизма и зонального метаморфизма должна быть увязана с латеральными перемещениями блоков коры и их столкновением. Металлогенический анализ должен учитывать и связь процессов рудогенеза с границами литосферных плит, и имеющую место металлогеническую специализацию различных геодинамических элементов, и сам факт раскалывания и столкновения блоков коры, во многом определяющий образование месторождений и закономерности их размещения.

УДК 551.24

*А.Л. Книппер*

## **МЕТОДЫ КАРТИРОВАНИЯ И ИЗОБРАЖЕНИЯ ОФИОЛИТОВ НА СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТАХ**

Под названием "офиолиты" в настоящее время следует выделять постоянно повторяющуюся во многих внутриконтинентальных и окраинно-континентальных складчатых зонах ассоциацию пород, включающую в себя в различной степени серпентинизированные ультраосновные породы (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты) с текстурами тектонитов, габбро, комплекс параллельных даек и вулканический комплекс преимущественно основного состава. Иногда в состав офиолитового

комплекса входят своеобразные брекчии, отделяющие его вулканическую часть от габбро и ультраосновных пород, а также глубоководные осадки — радиоляриты и микритовые известняки, прослаивающие вулканиды. Разные члены офиолитовой ассоциации могут сочетаться между собой в разных соотношениях, часть их может находиться в редуцированном виде или вообще отсутствовать в конкретном обнажении, районе или тектонической зоне.

Необходимо подчеркнуть, что термин "офиолит" не следует употреблять для изолированных перидотитовых массивов, таких, как Лерц в Пиренеях, одиночных массивов габбро норильского типа или даже их цепочек (Уральский платиноносный комплекс), а также базальтовых серий, располагающихся внутри разреза осадочных пород.

При составлении тектонических карт любого масштаба в зависимости от их задачи в их легенду всегда вкладываются два аспекта — структурный и генетический. При структурном подходе на карте должно быть отражено современное структурное положение того или иного вещественного комплекса в современной структуре складчатого сооружения. При генетическом подходе на основании изучения этого же комплекса делается вывод о той палеогеодинамической обстановке, в которой он был сформирован (например, рифогенный известняк, известково-щелочная островодужная серия, флишоидная серия подножия континентального склона и др.).

При составлении структурной тектонической карты области с распространением офиолитового комплекса следует иметь в виду следующие обстоятельства.

Породы офиолитовой серии всегда имеют тектонические контакты с окружающими их породами (здесь, конечно, не имеются в виду отложения, трансгрессивно перекрывающие офиолитовые массивы после их становления в структуре какой-либо из складчатых зон). В целом для офиолитов характерны три формы их залегания, приведенные ниже.

А. В шовных зонах (сутурах), где их массивы образуют вертикальные или крутонаклоненные тела, разделяющие области с различной геологической историей. Примером таких зон могут быть офиолитовые сутуры Западного Саяна, Вардарская зона Югославии и Греции и др.

Б. В гигантских аллохтонах, надвинутых на краевые части континентальных масс, минимальные перемещения которых достигают порой величины 150—200 км. Примером таких покровов могут служить офиолитовые массивы Урала, Малого Кавказа, Чукотки, Камчатки, Альпийской зоны Европы и Азии и т.д.

В. В виде протрузий — холодных интрузий, отделенных от шарьированных офиолитовых массивов после их перекрытия неавтохтоном. Внедрение протрузий происходит в результате более молодых сжатий. Классическим примером такого рода тел на территории СССР является Шоржинский массив Армении и многие протрузии Вардарской зоны и Ирана.

Наиболее распространенной формой залегания офиолитовых се-

рий в складчатых зонах являются покровы, останцы которых в настоящее время сохраняются в многочисленных синформах. Следует учитывать, что все эти покровы смяты и примитивное понимание их как горизонтальных пластин не имеет ничего общего с реальной действительностью. Картирование подобного рода покровов методически ничем не отличается от изучения любых других покровов и неоднократно освещалось в литературе.

Таким образом, задачей первого порядка для структурной карты является расчленение офиолитовых массивов по форме их залегания. При переходе к картам более крупного масштаба, построенных по этой же (структурной) легенде, следует переходить к внутреннему структурному расчленению офиолитового комплекса. В принципе здесь также могут быть выделены три группы офиолитовых массивов, внутреннее строение которых отличается друг от друга по степени тектонической нарушенности.

К первой группе относятся ненарушенные офиолитовые аллохтоны, в которых сохранились все первичные взаимоотношения между различными группами пород, входящими в офиолитовую ассоциацию. Это довольно редкий случай, но именно в этих массивах удастся установить, что офиолитовый разрез обладает своей внутренней стратиграфией и в наиболее полных разрезах в его основании располагаются дунит-гарцбургиты, сменяющиеся вверх габбро, затем комплексом диабазовых даек и, наконец, основными вулканитами.

Ко второй группе принадлежат тектонически расчлененные офиолиты, которые образуют так называемый разрозненный (*dismembered*) офиолитовый комплекс, в котором присутствуют все части офиолитового разреза, но их первичное взаимоотношение нарушено многочисленными поверхностями пологих тектонических нарушений. Обычно для определенного района или офиолитового массива расслаивание происходит по некоторым определенным уровням, в результате чего возникает возможность выделения стандартного набора чешуй и их картирования. Примером может служить строение Басситского офиолитового массива, где картирование по этому принципу позволило выявить очень сложную его структуру [4].

При еще более сильной тектонической переработке офиолитового комплекса формируется серпентинитовый меланж. Эта тектоническая формация состоит из отдельных блоков, заключенных в рассланцованный и раздавленный серпентинитовый цемент. Крупномасштабное картирование серпентинитового меланжа требует оконтуривания каждого из блоков, поскольку в наиболее крупных из них могут содержаться рудные тела. Среди серпентинитового меланжа могут быть выделены два типа: мономиктовый, когда блоки, погруженные в серпентинитовый цемент, состоят только из пород офиолитовой ассоциации, и полимиктовый — когда в состав блоков входят породы, чуждые офиолитовому комплексу [5].

Таковы некоторые общие соображения по структурной легенде не только тектонических, но и обычных геологических карт. Однако составление разномасштабных тектонических карт не ограничивается только структурными примерами. В них должны быть использо-

ваны и генетические аспекты. Привнесение этих генетических мотивов требует выяснения палеогеодинамических обстановок, в которых был сформирован тот или иной офиолитовый массив. В настоящее время вряд ли существуют сомнения в том, что офиолиты внутриконтинентальных и окраинно-континентальных складчатых зон представляют собой фрагменты коры океанического типа. Нет сомнений также и в том, что эта кора могла быть сформирована в разных палеогеодинамических обстановках, таких, как срединно-океанический хребет, задуговой бассейн, островная дуга или внутриконтинентальный рифт. Поэтому задача сводится к отнесению той или иной группы офиолитовых массивов к одной из вышеперечисленных геодинамических обстановок. Задача весьма сложная и вплоть до настоящего времени до конца не выясненная. Сложность эта в первую очередь заключается в том, что, во-первых, строение дна бассейнов с океанической корой нам еще недостаточно известно и, во-вторых, в том, что в природе очень редко существуют чистые случаи и большинство офиолитовых массивов складчатых областей прошли двухстадийное или даже трехстадийное формирование; подобно тому как в современных океанах океаническая кора, сформировавшаяся в срединно-океаническом хребте, затем, на своем пути к зоне поглощения надстраивается и видоизменяется над горячими точками в зонах подъема мантийных струй и над областями внутриокеанических деформаций, где формируются мощные магматические серии энсиматических островных дуг и вулканических поднятий.

В качестве примера рассмотрим строение двух офиолитовых серий и попытаемся восстановить палеогеодинамическую обстановку, в которой они были сформированы. Однако вначале кратко охарактеризуем самый нижний, обязательный компонент офиолитовой ассоциации, присутствующий во всех ее разрезах.

Речь идет о дунит-перидотитовом комплексе, слагающем базальную часть офиолитовой ассоциации. Эти породы считались и сейчас продолжают считаться типично магматическими интрузивными образованиями. Изучение этих пород, проведенное за последние 20 лет, показало, что они представляют собой метаморфические породы, возникшие в условиях верхней мантии при высоких температурах (1100—900°C) и умеренных давлениях [6, 14]. В них широко распространены деформационные и деформационно-метаморфические структуры, такие, как будинаж, складки и зоны вязкого скалывания, возникшие при течении пород в вязкопластичном состоянии. Поэтому к этим породам могут быть применены методы структурного картирования, геометрического и микроструктурного анализа, которые успешно применяются для восстановления истории деформаций в метаморфических комплексах. В дунит-перидотитах или ультраосновных тектонитах проявлены полосчатость (*So*), минеральная уплощенность (*F*) и линейность (*L*). Картирование этих элементов имеет прямое отношение к поискам хромитовых тел.

Пластическое течение ультраосновных пород в условиях верхней мантии сопровождалось и способствовало выплавлению из ман-

тийного вещества (лерцолита) базальтовой составляющей, которая мигрировала в верхние части коры, кристаллизовалась и формировала остальную часть офиолитового разреза. Можно говорить, что дунит является максимально деплетированной породой, а лерцолит — минимально. Гарцбургиты в этом ряду занимают промежуточное положение, и весь дунит-гарцбургитовый комплекс представляет собой остаток от выплавления базальта и не является магматическим образованием.

Перейдем теперь к описанию двух конкретных офиолитовых разрезов и на их примере попытаемся получить методический подход к выяснению палеогеодинамической обстановки их формирования.

Разрез Омана [12, 13]. Офиолиты этого района слагают гигантскую по протяженности и огромную по мощности (около 15 км) тектоническую пластину (покров Семайл), надвинутую на окраину Аравийской платформы в позднем мелу (перед маастрихтом). В его основании располагаются тектонизированные дунит-гарцбургиты (9 км), которые вверх по разрезу сменяются расслоенной кумулятивной магматической серией, возникшей при дифференциации толеитовой магмы [15]. Нижняя часть этой серии (около 4 км мощности) сложена многократным чередованием дунитов, верлитов, пироксенитов, троктолитов и габбро-норитов, а верхняя (мощность 1 км) так называемым изотропным габбро (оливиновое или диопсидовое габбро, габбро-нориты, нормальное габбро, роговообманковое, нередко пегматоидное габбро, а также довольно редко — феррогаббро), для которого характерны типично магматические структуры и отсутствие расслоенности. Нередко к наиболее удаленной от ультраосновных пород части габбрового разреза бывают приурочены и небольшие массивы плагиогранитов. Венчается разрез офиолитов Омана серией параллельных даек диабазового состава (мощность 1,5 км) и лавовой толщей, в которой выделяются два комплекса, нижний из которых тесно связан с дайками, а верхний — генетически оторван от подстилающих образований и отделен от них перерывом.

Попробуем проанализировать, в каких палеогеодинамических условиях сформировалась большая часть этого офиолитового разреза (без верхней лавовой серии).

Как уже говорилось, в породах дунит-гарцбургитового комплекса ясно устанавливается этап высокотемпературного пластического течения, происходившего при умеренных давлениях в условиях верхней мантии. Однако в этих же породах четко фиксируются и более поздние этапы метаморфизма, связанные с выведением мантийных тектонитов в коровые условия. Один из этих этапов связан с массовой, петельчатой серпентинизацией (без выделения магнетита), происходившей при подъеме мантийного диапира в океаническую кору ( $T = 600-450^\circ$ ,  $P = 2-2,5$  кбар). Изотропная структура петельчатой сетки прожилков лизардита и хризотила, которая равномерно пронизывает оливиновую массу, интенсивная серпентинизация крупных объемов породы позволяют говорить, что

этот этап серпентинизации проходил в условиях равномерного растяжения. Этот процесс (растяжение) приводил к возникновению все новых и новых трещин, которые способствовали проникновению в гипербазиты и циркуляции серпентинизирующих растворов взамен закрывающихся трещин, которые закупориваются минеральными агрегатами серпентина, образование которого идет с увеличением объема.

В условиях растяжения происходит и формирование габбровой серии покрова Семайл. Об этом можно судить по составу оливинов в расслоенном комплексе, в котором отношение Fe/Mg остается постоянным по всему разрезу. Хорошо известно, что в закрытых системах внутри магматической камеры это отношение в оливинах вверх по разрезу постепенно возрастает, что связано с магматической дифференциацией (Стилуотер, Скаэргард и др.).

Поскольку этого явления в расслоенной серии Омана не происходит, то это обстоятельство следует связывать с периодическим поступлением в камеру все новых и новых порций базальтового расплава, что невозможно себе представить без непрерывного (или пульсационного) растяжения.

Вряд ли можно сомневаться и в том, что дайковый комплекс покрова Семайл (комплекс параллельных даек) и тесно связанные с ним подушечные базальты ("нижние пиллоу-лавы" или формация Геотаймс) также возникли в условиях растяжения.

Все это говорит о том, что большая часть офиолитового разреза Омана — от начала стадии петельчатой серпентинизации дунит-гарцбургитового комплекса до нижних пиллоу-лав включительно — была сформирована в обстановке непрерывного (или импульсного) растяжения. Это, в свою очередь, позволяет предполагать наличие зоны спрединга. Однако палеогеодинамическая обстановка образований этой осевой части разреза офиолитового комплекса покрова Семайл остается до конца невыясненной: была ли она сформирована в срединно-океаническом хребте или возникла в условиях задугового спрединга. На этот счет в литературе имеются противоречивые точки зрения, основанные главным образом на геохимических данных [15, 17]. Разбор этих взглядов далеко выходит за рамки настоящей работы.

Однако в разрезе покрова Семайл имеется еще один вулканический комплекс, внутри которого выделяются формации Олли и Ласайл и который кроет формацию Геотаймс [9]. Состав так называемых верхних пиллоу-лав варьирует от пикритовых базальтов и андезитов до риолитов и обсидановых стекол. Эти вулканические серии сеноманского возраста, скорее всего, возникли в условиях энсиматических подводных гор и разделяющих их грабенов в обстановке внутриокеанического сжатия [9]. Излияние этих лав происходит вслед за этапом внутриокеанических деформаций, сопровождаемых метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации, которые достаточно подробно описаны и обоснованы в ряде работ [2].

Таким образом, офиолитовый разрез покрова Семайл Омана был сформирован в двух палеогеодинамических обстановках, инфор-

мацию о которых дает нам строение и состав пород офиолитового комплекса. В целом разрез этот очень полон и непрерывен.

Перейдем теперь к характеристике разреза лигурийского типа, подробно описанного итальянскими геологами. В северной части Апеннинского полуострова эти офиолиты залегают в основании огромного покрова, шарьированного из внутренних Лигурид на пассивную окраину Африканской плиты (Апулию) в раннем и среднем миоцене. Разрез этого покрова обычно выделяется в литературе под названием надгруппы Долины Вара [7].

В основании этого разреза, так же как и в Омане, располагаются серпентинизированные перидотиты, представленные, однако, не серпентинизированными гарцбургитами, как это имело место в покрове Семайл, а шпинелевыми и плагиоклазовыми лерцолитами, т.е. относительно слабо истощенным мантийным материалом [3]. Мощные и полные разрезы габбро, которые могли бы быть сопоставлены с оманскими габброидами в Лигурии, отсутствуют. Среди небольших и немногочисленных массивов габбро выделяются две группы [16]. Первая сложена маломощной серией ультраосновных кумулятов — преимущественно плагиоклазосодержащими дунитами, реже верлитами и серией магниальных габброидов—троктолитов, оливиновых габбро и габбро-норитов. Вторая группа пород представлена феррогаббро и ферродиоритами и плагиогранитами — в основном кварцевыми диоритами и трондьемитами. Возраст этих пород или верхнетриасовый [11], или среднеюрский [10]. Все описанные выше породы пересекаются редкими роями даек или одиночными диабазовыми дайками толентового состава. Дайки секут уже тектонически совмещенные и метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации габбро и серпентинизированные лерцолиты, что говорит об этапе деформаций, предшествовавших их внедрению [8].

Вся эта нижняя часть офиолитового комплекса через горизонт офиолитокластовых брекчий (в том числе и офикальцитов) перекрывается или базальтами, или радиоляритами и микритовыми известняками титона—берриаса. Базальты представлены толентами, имеющими состав базальтов срединно-океанических хребтов. Как базальты, так и радиоляриты содержат в основании своего разреза и внутри него линзу офиолитокластовых брекчий, мощностью до 200 м.

Таким образом, для офиолитового разреза Лигурид характерны следующие черты: мантийная часть разреза офиолитового комплекса представлена лерцолитами; габбровая часть разреза редуцирована и сильно отличается от габбрового разреза Омана; между габбро и базальтами нет постепенного перехода (комплекс параллельных даек отсутствует, мощность базальтов невелика и они присутствуют не повсеместно); период метаморфизма и деформаций охватывает габбро и серпентиниты до излияния базальтов и внедрения даек; внутри вулканогенно-осадочной части разреза присутствуют горизонты офиолитокластовых брекчий, что говорит о непрекращающихся тектонических движениях в момент их образования.

Даже простое сопоставление офиолитовых разрезов Омана и Лигурии говорит о резком их различии, что в принципе должно говорить и о существенной разнице палеогеодинамических обстановок, в которой они были сформированы. Выше мы уже высказали предположение об условиях, в которых был сформирован офиолитовый разрез Омана. Обратимся теперь к Лигурийскому разрезу. Его история формирования не столь очевидна, и по этому поводу были высказаны разные точки зрения.

Итальянские геологи считают, что офиолиты Лигурии были сформированы "в узком океане, открывшемся в результате широко направленных сдвиговых движений между Африкой и Европой, характеризовавшихся присутствием трансформных разломов с серпентинитовыми диапировыми протрузиями, разделявшими сегменты хребта" [8, стр. 5]. Дискуссия по поводу этой точки зрения достаточно подробно была обсуждена и в советской литературе [1]. Отметим только, что подобного типа разрезы могут быть сформированы в результате "сдирания" континентальной коры с кровли поднимающегося диапира, сложенного подконтинентальной лерцолитовой мантией [7]. Интересная модель такого тектонического отслаивания в процессе внутриконтинентального рифтогенеза недавно была предложена Вернике [18].

Подводя итоги вышесказанному, отметим, что офиолиты являются палеогеодинамическим индикатором истории формирования океанической коры. Их изучение должно проводиться комплексно разными геологическими методами. Выше мы в основном пользовались полевыми данными.

Однако не следует сбрасывать со счета петрологические и геохимические исследования, которые сыграли большую роль в решении проблемы классификации офиолитов, их происхождения и геотектонической эволюции. Во многом благодаря именно этим представлениям сейчас уже не возникают сомнения в том, что существуют офиолиты разных типов, возникшие в разных геотектонических зонах океанов и, как следствие, при неодинаковых физико-химических условиях дифференциации мантии вещества. Наиболее контрастны по всем категориям признаков офиолитовые ассоциации, относимые к срединно-океаническому и островодужному типам. Массивы, где устанавливаются "чистые" линии признаков, характерных для каждого из этих типов, встречаются сравнительно редко. Более обычны случаи, когда комбинации индикаторных характеристик достаточно сложны. Это может быть связано со сложностью самих этапов формирования офиолитовой ассоциации, но может и возникнуть в результате тектонического совмещения комплексов, изначально находившихся в разной обстановке. Отсюда следует, что, несмотря на все возможности геохимических методов, их необходимо тесно сочетать со всеми другими методами геологии.

Из сказанного выше следует, что определение геодинамических обстановок, в которых был сформирован тот или иной офиолитовый комплекс, — дело не простое и требует привлечения широкого круга данных, включающих в себя полевое картирование, петро-

логические и геохимические исследования, анализ геофизических данных, палеомагнитные методы и др. Типизация офиолитовых разрезом по геодинамическим обстановкам их образования еще ждет своего окончательного решения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Книппер А.Л.* Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса // *Геотектоника*. 1978. N 2. С. 50—66.
2. *Книппер А.Л.* Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины // Там же. 1985. N 2. С. 3—15.
3. *Книппер А.Л., Савельева Г.Н.* Латеральная неоднородность верхней мантии Тетиса в связи с историей его развития // *Тр. совещ. Неоднородность верхней мантии*. М.: Наука, 1987. С. 168—181.
4. *Книппер А.Л., Савельев А.А., Рукие М.* Офиолитовая ассоциация северо-западной Сибири // *Геотектоника*. 1988. N 1. С. 92—104.
5. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С.* и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // *Проблемы теоретической и региональной тектоники*. М.: Наука, 1971. С. 9—24.
6. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 245 с.
7. *Abbate E., Bortolotti V., Principi G.* Apennine ophiolite: a peculiar oceanic crust // *Ophioliti*. 1980. N 1. P. 59—96.
8. *Abbate E., Bortolotti V., Principi G.* Oceanic metamorphism and tectonics in western "Tethys" // *Ophioliti*. 1984. Vol. 9, N 3. P. 245—278.
9. *Alabaster T., Pearce J.A., Malpas J.* The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1982. Vol. 81. P. 168—183.
10. *Bigazzi G., Bonadonna F.P., Ferrara G., Innocenti F.* Fission track age of zircons and apatites from Northern Apennines ophiolites // *Fortschr. Miner.* 1973. Bd. 50. S. 51—53.
11. *Carpene J., Caby R.* Fission track evidence for Late Triassic oceanic crust in the French occidental Alps // *Geology*. 1984. Vol. 12. P. 201—204.
12. *Coleman R.* Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman // *J. Geophys. Res.* B. 1981. Vol. 86, N 4. P. 2497—2508.
13. *Hopson C.A., Coleman R.G., Gregory R.T.* et al. Geologic section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect, Southeastern Oman mountains // *Ibid.* P. 2527—2544.
14. *Nicolas A., Bouchez J.L., Bondier F., Mercier J.C.* Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European Iherzolites // *Tectonophysics*. 1971. Vol. 12. P. 55—86.
15. *Pallisterr J.S., Hopson C.A.* Samail ophiolite plutonic suite: field relations phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber // *J. Geophys. Res.* B. 1981. Vol. 86, N 4. P. 2593—2644.
16. *Serri G.* Chemistry and petrology of gabbroic complex from the northern of gabbroic complex from the Northern Apennine ophiolites // *Ophiolites: Proc. Intern. ophiolite symp. Cyprus, Nicosia 1979*. P. 296—313.
17. *Smewing J.* Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axes: evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of North Oman // *J. Geophys. Res.* B. 1981. Vol. 86, N 4. P. 2645—2659.
18. *Wernicke B.* Low-angle normal faults in the Basin and Range province: Nappe tectonics in an extending orogen // *Nature*. 1981. Vol. 291. P. 645—648.

## **СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ** (методика и принципы составления)

Универсальных общепринятых методик и принципов средне- и крупномасштабного тектонического районирования платформенных областей не существует. Одни методические приемы остаются общими для тектонических карт независимо от их типов и масштабов, другие — существенно дополняются или меняются.

Как для обзорных, так и для средне-крупномасштабных тектонических карт наиболее широко распространен и общепризнан принцип показа возраста платформы (древняя, молодая) или отдельных ее областей (эпибайкальская, эпикаледонская и др.) и изображения структуры платформенного чехла путем раскраски разными тонами цветов площадей между стратоизогипсами поверхности фундамента и рисовки также в виде стратоизогипс каких-нибудь более высоко расположенных опорных горизонтов [16, 17, 26, 28 и др.]. Информативность карты дополняется традиционным показом контуров распространения структурных подразделений, разломов разных типов, локальных структур (в том числе соляных), наиболее типичных формаций и т.д. Внутреннее строение фундамента платформ обычно изображается в виде отдельных наиболее важных его фрагментов на общей тектонической карте или на самостоятельной карте фундамента, а чаще — на врезке более мелкого масштаба. Составление двух отдельных тектонических карт (фундамента и чехла) при достаточном фактическом материале по фундаменту должно стать общим методическим подходом для тектонического районирования платформенных областей. К картам фундамента применима методика составления, разработанная для складчатых областей, поэтому на них мы далее останавливаться не будем.

Рассмотренный принцип составления тектонических карт платформенных областей позволяет хорошо изобразить современное строение чехла, но дает очень слабое представление об истории тектонического и геодинамического развития территории. Тем не менее для показа современной структуры чехла лучшим остается испытанный способ стратоизогипс, а для восстановления тектонического развития — метод изопахит (в особенности в сочетании с анализом формационных, фациальных, литолого-палеогеографических, палеогеодинамических и других карт) с учетом некомпенсированного или перекомпенсированного осадконакоплением прогибания, а также изменение мощностей при уплотнении, течении вещества, размыва и т.д. Естественно, наиболее полное представление о строении и истории тектонического развития той или иной территории платформенной области можно получить путем создания серии структурных карт и карт мощностей для каждого стратиграфического или структурного подразделения чехла в отдельности. В особенности эти мето-

ды палеотектонического анализа получили широкие возможности применения, высокую точность и эффективность при современном развитии сейсморазведки МОВ—ОГТ, которая позволяет повсеместно и непрерывно проследить большинство стратиграфических и структурных границ внутри разреза платформенного чехла. Поэтому сейсмостратиграфический (а точнее, сейсмогеологический) метод является наряду с бурением основным при изучении платформенных областей и получении исходных материалов для составления тектонических карт.

Создание серии структурных карт и карт мощностей, характеризующих каждую секцию геологического разреза, несомненно, следует поддержать, но это требует составления многих карт. Нередко же возникает необходимость вырисовать картину строения и развития региона на нескольких, а то и на одной карте, т.е. составить в современном понимании полноценную тектоническую карту. Это можно сделать традиционным методом, о котором уже было нами сказано. Для средне- и крупномасштабного районирования рассматриваемого типа можно использовать модернизированную методику составления поэтажных тектонических карт, в основу которых положен показ пространственного размещения структурно-вещественных признаков минеральных масс [31]. Этот принцип был использован при разработке Атласа тектонических карт Сибири. При картографировании среднего и крупного масштаба относительно небольших территорий целесообразно его адаптировать применительно к частям крупных возрастных подразделений — структурным этажам и подэтажам.

Для платформенных областей важно показать не только строение, но и структурную и геодинамическую эволюцию чехла, поэтому перспективным представляется принцип изображения основных тектонических подразделений чехла в изопакхитах и их соотношение между собой. Таковую методику составления тектонических карт разрабатывали П.Е. Оффман [19], Д.А. Туголесов [29], М.В. Муратов и др. [18], Т.Н. Спижарский [23] и др. К этому же принципу составления тектонических карт принадлежит предложенный нами [2, 7, 8] метод районирования по времени основного этапа формирования платформенных структур, который достаточно хорошо может быть использован для целей средне- и крупномасштабного тектонического и палеотектонического синтеза. Этот метод отвечает требованиям сквозного (последовательного) районирования и использования при создании среднемасштабных тектонических карт Белоруссии [25] и Прибалтики [27], палеотектонических карт запада Русской плиты [20], Атласа геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины [5], Тектонической карты нефтегазоносных областей юго-запада Восточно-Европейской платформы (1987 г.) и с некоторыми изменениями — мелкомасштабной тектонической карты нефтеносных областей СССР [24].

Ведущая основа районирования по времени основного этапа формирования платформенных структур заключается в показе пространственного соотношения структурных подразделений (комплексов, этажей, подэтажей) с выделением из них доминирующего по мощности.

Вначале необходимо провести расчленение платформенного чехла того или иного региона на структурные комплексы, этажи, подэтажи, наметить контуры их распространения и выделить участки с различным типом сочетания структурных подразделений. Контуры распространения структурных комплексов и этажей показывают условными линиями, вдоль которых индексами обозначают изменение их стратиграфического объема. Главные цвета на тектонических и палеотектонических картах, как известно, должны быть использованы в зависимости от того принципа районирования, который положен в основу составления данной карты. Поэтому в каждом типе сочетания определенным цветом показаны площади распространения доминирующего по местности структурного подразделения, что, по существу, отражает главный этап развития платформенной структуры. Оттенками основного цвета изображены поля между изопахитами доминирующего структурного подразделения и тем самым более отчетливо вырисовывается морфология этой структуры.

Методически пространственное обособление доминирующих по мощности структурных комплексов (этажей, подэтажей) производится следующим образом. Последовательно анализируют карты изопахит выделенных структурных подразделений. Точки пересечения одноименных изопахит двух различных комплексов (этажей, подэтажей) соединяют линией, представляющей собой границу распространения этих доминирующих по мощности структурных подразделений. По обе стороны от указанной границы преобладает по мощности тот или иной комплекс (этаж). Результативную карту, полученную путем сравнения двух первых карт изопахит, сопоставляют таким же образом с картой изопахит третьего структурного подразделения и т.д. Практически для каждого района приходится анализировать, как правило, не более двух-трех изопахических карт максимальных по мощности комплексов (этажей). Если на значительной территории сохраняется равенство мощностей двух структурных подразделений (а это бывает редко), то этот район может быть изображен сочетанием обоих цветов, отражающих эти структурные подразделения.

Информативность тектонической карты увеличивается традиционным показом различных структурных и формационных признаков: изогипс поверхности фундамента и других горизонтов, разного типа разломов, локальных складок, участков развития характерных формаций, данных космических съемок (линеаменты и кольцевые структуры) и т.д.

Близок описанному метод построения тектонических карт с показом мощностей различных структурных подразделений и раскраской наиболее позднего из них [9]. Обе методики могут быть использованы и при поэтажном составлении тектонических карт.

Тектоническое районирование по времени основного этапа формирования платформенных структур можно использовать при разработке средне- и крупномасштабных палеотектонических карт [4, 20].

Метод районирования по времени основного этапа формирования платформенных структур использован при создании Тектонической карты нефтегазоносных областей СССР [14]. В отличие от рас-

смотренных ранее вариантов доминирующие по мощности комплексы или этажи обособлялись на этой карте в ортоплатформенной части чехла, т.е., исходя из целевой направленности, вполне оправданно составление также и отдельных тектонических карт для доплитной и плитной частей разреза платформенного чехла.

Метод тектонического районирования разработан Т.Н. Спизарским [21, 23], который на ряде тектонических карт изобразил строение структурных подразделений чехла со снятым малодислоцированным покровом. Показ изопахит возрастных структурных подразделений, как выходящих на избранную поверхность, так и залегающих глубже, позволяет судить об их строении, хотя при этом сильно осложняется чтение карт.

Информативность названных карт увеличивается показом различных структурных, геодинамических и формационных признаков. В этом отношении привлекают внимание некоторые приемы, использованные при разработке геодинамических и палеогеодинамических карт. Это относится прежде всего к отображению формационных (литодинамических) комплексов — индикаторов геодинамических обстановок. Применительно к чехлам платформенных областей крупных регионов литодинамические комплексы (доминирующие по мощности или выходящие на избранную поверхность) отражают в вероятностном смысле территорию пассивных континентальных окраин (шельф, континентальный склон, подножие), внутренних частей континентов, структур растяжения (палеорифты и др.) и т.д.

Важнейшим средством реконструирования геодинамических обстановок прошлого и позднейших наложенных процессов является региональная линейная характеристика платформенных регионов. Как показал опыт составления среднemasштабных тектонических карт Среднеевропейской и Русской плит, анализ сети палеорифтовых структур позволяет с достаточной степенью вероятности обосновать существование сдвиговых дислокаций, ориентированных под определенными углами к осям растяжения и последующего сжатия зон рифтогенеза [32].

Изучение разломов, их типов, соотношения между собой, общего рисунка сети их расположения дает очень много для геодинамики платформенных областей. Поэтому на тектонических картах особое внимание следует обратить на показ разломов, их типизацию и наиболее полную геометрическую, кинематическую и историко-геологическую характеристики.

Не менее важным для восстановления геодинамических условий представляется детальное изучение особых линейных структур — систем ровообразных (шелевидных) грабенов растяжения и валлообразных горстов сжатия, названных нами тектоническими шрамами напряжений растрескивания и сморщивания, которые наиболее широко распространены и достаточно полно исследованы Ф.И. Хатьяновым [30] на востоке Русской плиты, но в последнее время уже обнаружены в ряде других районов древних и молодых платформ.

Важно выявление и показ зон барьерных рифов как показателей бортовых участков возможных некомпенсированных прогибов и впадин.

Для средне- и крупномасштабного тектонического районирования определен интерес представляет метод, в котором сделана попытка интегрировать приемы составления карт с выделением доминирующих комплексов и так называемых карт выклинивания [22]. На таких картах, как известно, отражено строение базальных горизонтов чехла. Обзорную карту Русской плиты этого типа разработали и опубликовали Н.С. Иголкина с соавт. [13], а среднемасштабную карту запада Русской плиты — авторы настоящей статьи [1]. В предложенном В.Н. Семовым и др. [22] методе так называемого объемного картирования разрезы платформенного чехла типизированы по их полноте с выделением доминирующих и недоминирующих возрастных подразделений; их мощности ранжированы по соответствующим классам и обозначены символами и цветом. Можно рекомендовать обособлять на картах этого типа вместо стратиграфических подразделений — структурные комплексы, этажи и подэтажи.

Непосредственно вопросам методики среднемасштабного тектонического районирования платформенных территорий посвящены работы сотрудников ВСЕГЕИ, в частности С.Э. Зубарева [15]. Он разработал построенную по матричному типу легенду к тектонической карте территории, расположенной на стыке Мезенской синеклизы, Волго-Камской антеклизы и Тимана. На карте изображены картируемые с поверхности формационные комплексы, образованные в результате прогибания территории. Морфология формационных подразделений передана ступенчатой закраской между изогипсами подошвы картируемого подразделения. В легенде к этой карте, которую, видимо, точнее называть тектоноформационной, приведены некоторые структурные и петрофизические параметры формационных подразделений чехла и блоков фундамента.

В начале статьи упоминалось о практике раздельного составления тектонических карт фундамента и чехла, но это отнюдь не отрицает необходимости самого тщательного анализа связи строения и развития чехла и фундамента. Более того, при этом следует учитывать данные не только о внутренней структуре фундамента, но и всей литосфере и даже неоднородностях в астеносфере. Здесь ведущее значение приобретают материалы, полученные геофизическими методами. На примере внутриплатформенного Припятского палеорифта можно видеть, как новые материалы о строении литосферы, в частности обнаружение листрических разломов мантийного и корового заложения, оказали существенное влияние на тектоническое (а вслед за ним и на нефтегеологическое) районирование чехла Припятского прогиба масштабом 1:200 000 и даже крупнее. Вместо традиционного выделения здесь трех равноценных тектонических зон сейчас четко можно обособить два главных тектонических элемента: северной зоны ступеней и южной — внутреннего грабена, резко отличающихся друг от друга по характеру строения, связи с глубинной тектоникой, историей тектонического развития, а отсюда и перспективами нефтегазоносности [3, 11, 12].

Таким образом, ведущим принципом тектонического синтеза платформенных структур регионального и зонального уровня является по-

каз их современного строения изогипсами маркирующих поверхностей, а структурная эволюция отражена изопакитами доминирующих по мощности или залегающих на избранной поверхности тектоноформационных подразделений чехла. Формационные (литодинамические) подразделения, изображаемые соответствующими знаками, являются индикаторами вероятных геодинамических обстановок их образования. Последние дополняются кинематической характеристикой разновозрастных разломов и некоторыми геофизическими параметрами. Главные цвета на тектонических картах платформ должны быть использованы в зависимости от того принципа районирования, который положен в основу составления данной карты. В дальнейшем на тектонических картах платформенных областей необходимо шире показывать не только качественные, но и количественные показатели (градиенты изменения мощностей, углов наклонов, процентного, в том числе и объемного, соотношения структурных подразделений и т.д.) [6, 10].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г.* Карты выклинивания — один из эффективных методов познания тектонического строения // Докл. АН СССР. 1973. Т. 212, N 6. С. 1407—1408.
2. *Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г.* К вопросу о принципах составления региональных тектонических карт // Там же. Т. 213, N 1. С. 162—165.
3. *Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Клаушин С.В.* и др. Тектоническое районирование поверхности фундамента Припятского палеорифта // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32, N 2. С. 152—155.
4. *Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Сувейздис П.И.* Палеотектонические карты платформенных областей: (Метод. аспекты) // Геотектоника. 1982. N 5. С. 17—23.
5. Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Мингео УССР, 1984. 190 с.
6. *Боголепов К.В.* О количественных основах тектонического районирования // Геология и геофизика. 1976. N 3. С. 12—22.
7. *Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е.* К методике составления региональных тектонических карт (на примере территории Белоруссии) // Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР. Киев: Наук. думка, 1973. Ч. 1. С. 103—104.
8. *Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е.* Опыт тектонического районирования территории Белоруссии и сопредельных областей // Сов. геология. 1975. N 5. С. 55—68.
9. *Гарэцкі Р.Г., Жынгель М.М.* Тэктанічная карта Беларусі // Энцыклапедыя прыроды Беларусі. Мінск, 1986. Т. 5. С. 224.
10. *Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Кравченко Н.Е.* О тектоническом районировании платформенных областей (на примере Туранской плиты) // Тр. Среднеаз. НИИ геологии и минерал. сырья. 1977. N 28. С. 149—153.
11. *Гарецкий Р.Г., Клаушин С.В.* Глубинное строение Припятского палеорифта // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, N 6. С. 1438—1442.
12. *Гарецкий Р.Г., Клаушин С.В.* Глубинное строение и нефтегеологическое районирование Припятского прогиба // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32, N 1. С. 49—52.
13. Геологическая карта нижней поверхности осадочного чехла Русской платформы. 1:2500000. М.: Изд-во Мингео СССР, 1973.
14. *Дикенштейн Г.Х., Швембергер Ю.Н., Алиев И.М.* Основные принципы составления тектонических карт нефтегазоносных территорий // Геология нефти и газа. 1978. N 1. С. 49—53.
15. *Зубарев С.Э.* Некоторые методические вопросы среднemasштабного тектонического районирования платформенных областей // Принципы и методы тектонического анализа. Л.: Наука, 1982. С. 107—110. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 304).
16. Международная тектоническая карта Европы. М.: ГУГК, 1964.

17. Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. М.: ГУГК, 1975.
18. Муратов М.В., Микунов М.Ф., Чернова Е.С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1962. № 11. С. 3—35.
19. Обфман П.Е. Тектоническая карта Волго-Донского междуречья: (К вопросу о разработке принципов построения тектонических карт) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 8. С. 3—15.
20. Палеотектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1983. 182 с.
21. Палеотектонические карты СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. Т. 1; 1979. Т. 2.
22. Семов В.Н., Барыкин С.К., Ермаков Б.В. Принципы тектонического районирования чехла платформ // Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1984. С. 36—45.
23. Спичарский Т.Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л.: Недра, 1973. 240 с.
24. Тектоника нефтегазоносных территорий СССР: Объясн. зап. к тектон. карте нефтегазонос. территорий СССР. М.: Недра, 1984. 120 с.
25. Тектоническая карта Белоруссии. М.: ГУГК, 1974.
26. Тектоническая карта Евразии. 1:5000000. М.: ГУГК, 1966.
27. Тектоническая карта Прибалтики. М.: ГУГК, 1980.
28. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. 1:5000000. М.: ГУГК, 1956.
29. Туголесов Д.А. О методике составления тектонических карт (на примере Устюрта) // Проблемы региональной тектоники Евразии. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 290—321.
30. Хатьянов Ф.И. Сейсмоформационное районирование. М.: ВНИИОЭНГ, 1985. 45 с.
31. Яншин А.Л., Боголепов К.В., Лавров Н.И. и др. Строение и эволюция земной коры Сибири на основе поэтапного тектонического районирования. М.: Наука, 1984. С. 465—466. (XXVII МГК: Докл. сов. геологов. Т. 3).
32. Schwab G., Söllig A., Teschke H.-J. Zur Entwicklung der Spannungsverteilung im Tafeldeckgebirge der Mitteleuropäischen Senke // Ztschr. geol. Wiss. 1979. Bd. 7. S. 315—332.

УДК 551.24

*С.В. Руженцев, С.Д. Соколов*

## **ТЕКТОНИКА ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И ГЕОКАРТИРОВАНИЕ**

Тектонические покровы распространены в большинстве фанерозойских складчатых сооружений. Они определяют структуру таких внутриконтинентальных линейных поясов, как Альпийско-Гималайский и Аппалачско-Каледонский. Покровное строение имеют варисциды Западной Европы, Урала, Тянь-Шаня, Северного Памира и Южной Монголии, а также индосиниды Евразии. Процессы шарьирования играли важную роль при формировании структуры многих регионов Тихоокеанского кольца и Карибского региона. Покровы уже давно установлены в Северо-Американских Кордильерах (Скалистые горы, горы Кламат и Каскадные, прибрежные хребты Калифорнии, Северной Мексики и Британской Колумбии), Японии, Восточной Австралии. Исследования 1970—1980-х гг. показали, что покровное строение имеет большинство складчатых сооружений Тихоокеанского побережья СССР (Корякия, Камчатка, Сахалин, Приморье). Сложнее обстоит дело с мозаичными областями Центральной Азии. Роль шарьяжей в региональной их структуре не вполне ясна. Однако и здесь в последние годы установлены крупные покровные перекрытия (Центральный Казахстан, Саяны, Озерная зона Монголии и др.). Очевидно, что без

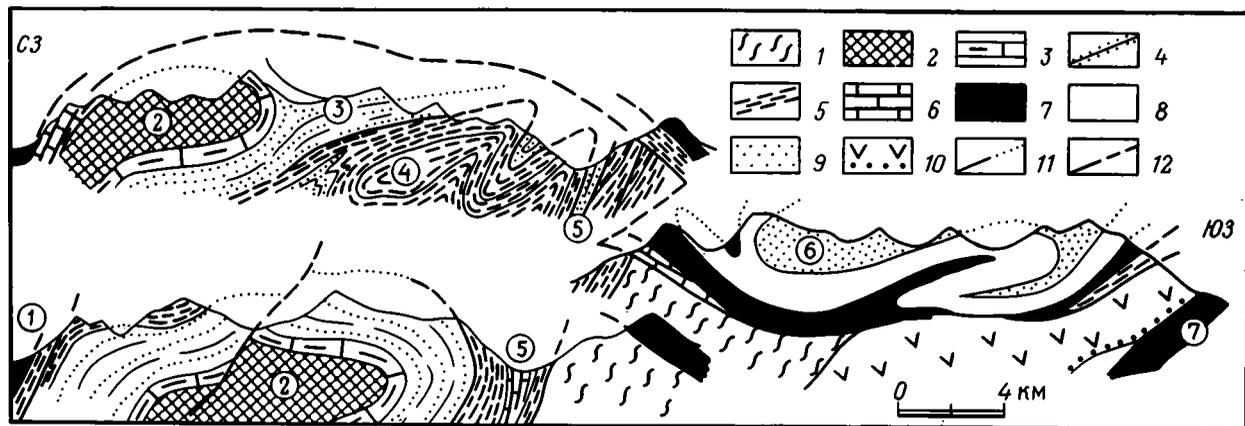


Рис. 1. Геологические профили через Центральный Памир

1 — язгулемский комплекс (РС); 2—4 — ванчский комплекс (РЭ<sub>3</sub>—РУ<sub>1</sub>): 2 — барнаваджская свита, 3 — язгулемская свита, 4 — джамакская свита; 5 — зорабатская и козындийская свита (Є<sub>3</sub>—О<sub>3</sub>); 6 — известняки (S—D); 7 — песчаники и аргиллиты (Т<sub>3</sub>—J<sub>2</sub>); 8 — известняки, мергели (J<sub>2-3</sub>); 9 — песчаники, конгломераты (К—Р); 10 — андезиты, песчаники, конгломераты (Р); 11 — стратиграфические контакты; 12 — разрывы.

Структуры: 1 — Ванчская корневая зона, 2 — Ванчская антиклиналь, 3 — Ванчская антиклиналь (хвостовая часть), 4 — Гудживасайская синклиналь, 5 — Язгулемская корневая зона, 6 — Язгулемский аллохтон, 7 — Бартангский автохтон

учета подобного рода структур и сопутствующих им комплексов невозможно составить грамотную геологическую карту в пределах многих складчатых сооружений.

Первые тектонические покровы были установлены в конце прошлого столетия в Альпах, каледонидах Скандинавии и Шотландии, Гималаях. Тогда же, главным образом на альпийских материналах, была разработана морфологическая классификация этих нарушений. Уже в начале этого столетия работами ряда исследователей (М. Люжон, А. Гейм, Э. Арган и др.) было показано, что шарьирование в основном связано с горизонтально ориентированным сжатием. В то же время отличалась большая роль наложенных гравитационных процессов, в частности оползневых, при покровообразовании.

Существует большое морфологическое разнообразие покровов. В самом общем виде различаются покровные (лежачие или ныряющие) складки, пластины, смятые в покровные складки. Конкретная их структура зависит от многих обстоятельств: генезиса, состава и строения деформируемых толщ, глубины заложения и т.д. Чем разнообразнее набор вовлеченных в шарьирование пород, тем более сложный комплекс дислокаций формируется. Среди покровных складок выделяются структуры продольного изгиба и течения. Это хорошо известные покровы гельветского и пеннинского типа. Первые обычно образуются в результате гравитационного оползания сорванного осадочного чехла. Бывают складки со срезанным лежачим крылом и складки, формирующиеся в результате перекатывания толщ через замок (лоб). В этом случае лежачее крыло сохраняется лучше. Покровы пеннинского типа образуются в результате ремобилизации пород фундамента и их выдавливания в осадочный чехол. Некоторые из подобного рода структур достигают огромных размеров, слагая целые каскады (например, покровы Монте-Леоне, Большой Сен-Бернар и Монте-Роза в Альпах).

Покровы гельветского типа широко распространены во внешних (шельфовых) зонах складчатых поясов, пеннинского — во внутренних, там, где проявились процессы анатексиса и гранитизации. Естественно, что отмеченные примеры являются крайними случаями и между ними существуют переходные структуры. Более того, иногда складки изгиба формируются в результате срыва осадочного чехла, а сам такой срыв провоцируется течением на глубинном уровне. Возникает как бы двухъярусная дисгармоничная структура. На рис. 1 показан геологический профиль через западную часть Центрального Памира, имеющую такое двухъярусное строение. Складки пеннинского типа развиты здесь в пределах Ванчского относительного автохтона и сложены в основном породами докембрия—ордовика, складки гельветского типа — в пределах Язгулемского аллохтона, образованного мезозойскими отложениями.

Тектонические пластины образуют либо системы чешуй, для каждой из которых амплитуда смещения относительно невелика (рис. 2), либо более или менее монолитные массы амплитудой до 100 км и более. Примером последних могут служить офиолитовые аллохтоны Урала, Ньюфаундленда и Омана. Мощные пакеты гигантских аллохтон-

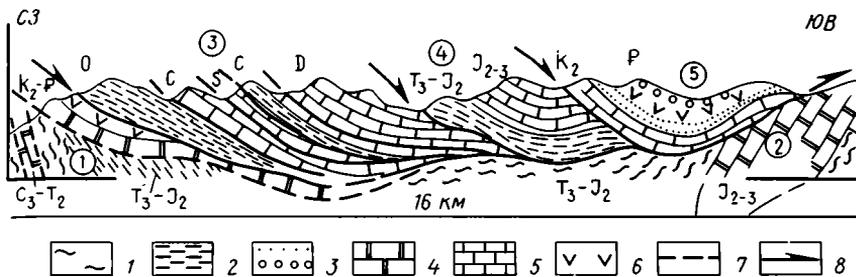


Рис. 2. Геологический профиль через Центральный Памир (бассейн р. Зорташкол)

1 — слюдяные сланцы; 2 — филлиты, глинистые сланцы, песчаники; 3 — конгломераты, песчаники; 4 — мраморы; 5 — известняки; 6 — андезиты, базальты; 7 — срывы; 8 — надвиги

Структуры: 1,2 — автохтон Музкольской зоны: 1 — Зорташкольский, 2 — Музкольский антиклинорий; 3 — Акбайтальский; 4,5 — Язгулемский покров: триасово-юрская (4) и мел-палеогеновая (5) пластины

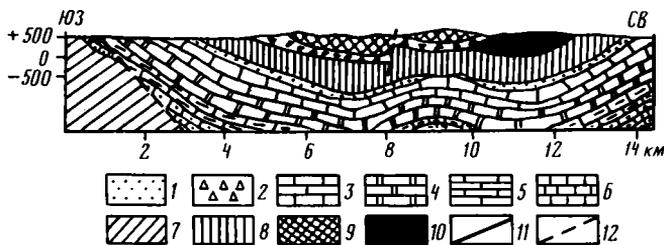


Рис. 3. Геологический профиль через Северный Тымдытау (по В.С. Буртману)

1 — флишевая формация ( $C_2$ ); 2 — олистостромовая формация; 3—6 — карбонатная формация: 3 — ( $C_2$ ), 4 — ( $D_1$ ), 5 — ( $D_{2-3}$ ), 6 — ( $D_{1-2}$ ); 7 — геосинклинальные образования ( $PС_1$ ); 8 — аспидная и туфопесчаниковая формации ( $S$ ); 9 — метаморфические сланцы ( $R$  ?); 10 — океаническая кора (ультрабазиты, габброиды); 11 — поверхности шарьирования; 12 — более поздние разломы

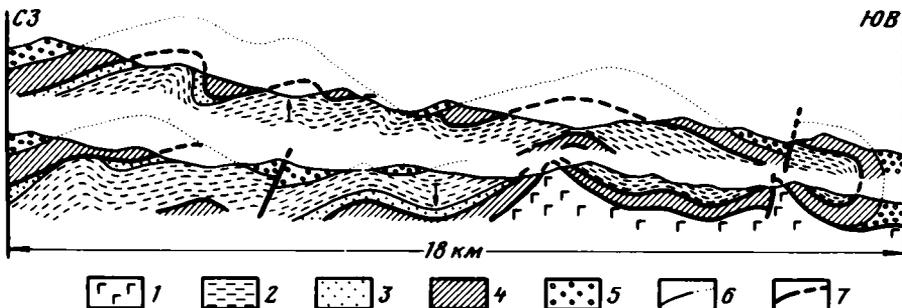


Рис. 4. Геологический профиль через Пнакскую антиформу (Корякский хребет)

1 — базальты, яшмы, песчаники ( $J_3-K_2$  km); 2 — песчаники, алевропелиты, известняки ( $J_3v-K_1v$ ); 3 — песчаники, туфы, известняки ( $K_1g$ ); 4 — базальты, кремни ( $P-T$ ), 5 — конгломераты, песчаники ( $K_2m$ ); 6 — стратиграфические контакты; 7 — разрывы

ных пластин сейчас установлены в Корякии и на Камчатке (Майницкий и Ватынский). Сложные пакеты таких пластин, включающие как палеоокеанические, так и континентальные элементы, известны на Тянь-Шане (рис. 3), в Южных Аппалачах и Скандинавских каледонидах. Суммарная их амплитуда может достигать нескольких сотен километров. По уровню базального срыва здесь различаются покровы чехла и основания, хотя в морфологическом отношении те и другие часто однотипны.

Тектонические пластины или их пакет, смятые в лежачие складки, — наиболее морфологически сложный для диагностики тип дислокаций. Они отличаются крайне сложным и на первый взгляд неупорядоченным размещением в разрезе и на площади разновозрастных и разнофациальных толщ. Размеры и амплитуда аллохтонных тел не позволяют видеть всю структуру непосредственно в обнажениях. Они восстанавливаются лишь при тщательном площадном картировании, т.е. являются реконструируемыми. Примеры таких деформаций известны во многих покровно-складчатых сооружениях. На рис. 4 представлен профиль через Пнакский покров в Корякском хребте. Относительным автохтоном здесь являются базальты, кремни, песчаники верхней юры—верхнего мела. Выше расположена лежачая складка, ядро которой сложено терригенной толщей верхней юры—готерива. Оболочки складки сложены офиолитами, включая вулканогенно-кремнистую толщу перми и триаса. Вся структура трансгрессивно перекрыта конгломератами и песчаниками верхнего маастрихта (неоавтохтон). Обратим внимание, что в висячем крыле установлен нормальный разрез юрских—меловых отложений, в лежачем — перевернутый. Следовательно, перед формированием складки произошло надвигание офиолитовой пластины на терригенную толщу юры—мела. Затем и та и другая были смяты в лежачую антиклиналь, которая была "запечатана" маастрихтским неоавтохтоном. Лишь после этого весь комплекс был шарьирован на вулканогенно-кремнистый юрско-меловой автохтон.

Очень важно понятие о "корнях" покровов. Структурно это могут быть узкие зоны (рубцовая зона, альпийская линия, сутура) более или менее крутых клиньев, сложенных породами, в фациальном отношении сходными с теми, которые образуют аллохтон. Пространственно они могут быть разобщены, но могут и смыкаться. Используется также термин "корневая область". Он имеет более широкий смысл и употребляется для обозначения места, когда-то занятого аллохтоном. Необходимо отметить, однако, что встречаются и бескорневые покровы. Так, в аккреционных системах Тихоокеанского кольца бескорневые аллохтоны формируются в результате пододвигания океанических литопластин под комплексы континентальных окраин.

Не существует каких-то специальных методик картирования покровных нарушений. Их полевое изучение включает установление самого факта совмещения в разрезе ранее разобщенных комплексов, выяснение характера контакта и его прослеживание по площади. Специально отметим повышенные требования к статиграфическому обес-

печению съомок. В первую очередь это касается вулканогенно-осадочных толщ.

Важным элементом полевых исследований является установление качественной определенности структурно совмещенных элементов. Это понятие включает литолого-петрографическую и мощностную характеристику толщ, особенности дислокаций, наличие перерывов и поверхностей несогласия, метаморфизм, иначе — весь комплекс признаков, позволяющих не только различать разрез того или иного элемента, но и проследить его по площади. Подчеркнем, что в областях покровного строения не следует ограничиваться составлением единого сводного разреза, как это принято при геолого-съомочных работах. Более информативным оказываются серии из нескольких конкретных разрезов, которые не только полнее отражают реальную картину структуры, но и облегчают решение палеогеографических и палеотектонических задач. Выяснение вещественной определенности покровов с использованием актуалистических моделей позволяет восстановить геодинамические режимы и служить основой для палинспастических реконструкций.

Кратко остановимся на меланжах и олиостромах — хаотических образованиях тектонического, осадочного и смешанного генезиса. Сами по себе они не доказывают существования шарьяжей. Однако, являясь индикатором крайне нестабильной тектонической обстановки, такие образования часто возникают в условиях горизонтального перемещения масс горных пород. Умение различать меланжи и олиостромы в поле является важным элементом изучения покровных нарушений. В частности, выяснение особенностей состава и возраста олиостромом во многом определяет возможности выяснения истории движения шарьяруемых масс.

Шарьярованные комплексы редко образуют полого залегающие массы. Такие примеры известны. Однако гораздо чаще в складчатых областях покровы, как и любые другие геологические тела, более или менее сложно деформируются, образуя антиформы и синформы, т.е. антиклинали и синклинали с аномальным чередованием разновозрастных и разнофациальных горизонтов. По сути дела, к установлению и картированию подобного рода структур обычно сводится изучение покровно-складчатых нарушений в поле. Ядра антиформ в этом случае могут рассматриваться как тектонические окна, а синформы — как останцы покровов. Проблема решается достаточно легко в случае, если пакет пластин дислоцирован просто; их последовательность в таких структурах устанавливается достаточно уверенно. В морфологически сложных анти- и синформах ситуация бывает более запутанной (см. рис. 4). Необходимо последовательное снятие эффекта наложенных движений для восстановления первичного положения пластины в разрезе. Особое внимание при этом следует уделять пери- и центриклинальным окончаниям структур, где соотношения пластин чаще сохраняются в первоначальном виде.

Важным элементом изучения покровов являются палинспастические реконструкции, цель которых снять эффект вторичного сближения и перетасовки первоначально разобнесенных комплексов и в конеч-

ном счете восстановить дошарьяжную палеогеографическую и палеотектонические обстановки. Известны две группы таких методов. Первая, включающая палеомагнитные, палеогеодинамические, палеобиогеографические реконструкции, позволяет в известных пределах восстановить абсолютное первоначальное положение совмещенных масс. Вторая, включающая структурные реконструкции, позволяет развернуть пакет покровов путем возвращения их с учетом направления и времени шарьирования в корневую зону. С помощью таких реконструкций, во многом базирующихся на изучении вещественной определенности каждого покрова, удастся восстановить относительное первоначальное их расположение. Вторая группа методов, не требующая специальных исследований, должна широко использоваться при геологосъемочных работах.

Остановимся на некоторых вопросах генезиса. Анализ структуры многих покровно-складчатых сооружений показывает, что процессы шарьирования связаны главным образом с горизонтально ориентированным сжатием деформируемых толщ. Такое сжатие по вертикали распределяется неравномерно. Максимально оно проявляется на глубинных уровнях, что приводит к структурному расслоению деформируемого объема по вертикали и появлению многоярусной структурной дисгармонии, тектонических срывов по границе разноплотностных оболочек и в конечном счете дифференцированному смещению обособившихся пластин. Автохтон далеко не всегда является пассивным элементом, он активно пододвигается, что обуславливает выжимание и пассивное наволакивание поверхностных масс, образующих аллохтон. Корневые сутуры, по существу, маркируют зоны пространственной реализации градиентов таких движений. Подобного рода модель обоснована для большинства систем Альпийско-Гималайского пояса, Аппалач, Ньюфаундленда и Великобритании, Урала, некоторых регионов Тихоокеанского кольца. В то же время следует отметить широкое распространение гравитационных покровов, когда происходит абсолютное смещение аллохтона относительно автохтона, а также покровов смешанного типа.

Для таких внутриконтинентальных линейных поясов, как Альпийско-Гималайский, Аппалачско-Каледонский, варисциды Евразии, характерна более или менее выдержанная дивергентная структура, образованная покровами, у которых амплитуда и уровень базального срыва увеличивается по направлению к осевой части пояса. Структура в поперечнике бывает как симметричной, так и асимметричной с преобладанием нарушений определенной вергентности. Местами внутренние (часто офиолитовые) покровы выражены и перекрывают внешние, сохраняясь в виде аллохтонных останцов в пределах обрамляющих автохтонных массивов. Примером могут служить краевые офиолитовые аллохтоны Урала, Ньюфаундленда, Омана. В других местах лучше выражены внешние покровы, сформировавшиеся за счет шельфовых и склоновых отложений (Южный Тянь-Шань, каледониды Скандинавии, Южные Аппалачи, Гималаи). Офиолитовые аллохтоны играют здесь подчиненную роль.

Возникновение внутриконтинентальных покровно-складчатых поя-

сов во многом обусловлено коллизией континент—континент. Относительная роль аккреционных процессов здесь невелика. Сближение внешних сиалических массивов сопровождается погружением океанической литосферы и в конечном счете приводит к раздавливанию палеоокеанических комплексов, возникновению офиолитовых сутур и аллохтонных масс как реликтов палеоокеанической литосферы, залегающих на континентальных массивах. В структурном смысле это обдуктивные соотношения, хотя в основе их формирования лежит субдуктивный процесс (пододвигание континентальной литосферы под палеоокеаническую).

В приокеанических аккреционных зонах Тихоокеанского кольца картина в целом сложней, что обусловлено более запутанными структурными соотношениями океанических, островодужных и континентальных комплексов. Наряду с преобладающим распространением субдуктивных соотношений (пододвигание океанических толщ под островодужные) здесь встречаются крупные аллохтонные массы, обдукцированные на континент. Примером первых могут служить аккреционные системы Францискана и Большой Долины в Калифорнии, а также Корякского хребта (Корякские и Майницкие покровы), вторых — Ватынский покров Корякии, офиолитовые покровы Северного Сахалина, Новой Каледонии, Папуа. Если формирование аккреционных систем может быть связано с субдукцией океанической литосферы, то механизм шарьирования обдуктивных комплексов остается не понятным. Не существует убедительного объяснения надвигания тонких пластин на расстоянии в десятки и сотни километров.

В общем виде геодинамические условия становления покровно-складчатых поясов как глобальных коллизионных и аккреционных сооружений в целом удовлетворительно согласуется с плейт-тектоническими моделями. Однако при анализе конкретной структуры тех или иных покровно-складчатых сооружений оказывается, что дело обстоит сложнее. Второй постулат, на котором базируется плейт-тектоника и провозглашается монолитность литосферных плит, при ближайшем рассмотрении не кажется столь уж очевидным. По крайней мере в складчатых областях литосфера тектонически расчленена на отдельные, автономно смещаемые и деформируемые литопластины. Уровни их базального отслоения различны: наряду с астеносферой важнейшими являются поверхность М, а также внутрикоровые срывы. Сказанное лежит в основе сформулированной в Геологическом институте АН СССР концепции "тектонической расчлененности литосферы". Указанный подход к интерпретации строения и условий формирования складчатых сооружений в 1960-х и первой половине 1970-х гг., в период триумфального шествия плейт-тектоники, не получил широкого распространения. Ситуация стала меняться после проведения в США с конца 1970-х гг. комплексных геофизических исследований по программе СОСОРР. Эти работы показали, что некоторые складчатые сооружения, такие, как Южные Аппалачи, горы Кламат и Каскадные, представляют собой "слоеный пирог", состоящий из чередующихся относительно тонких коровых и мантийных пластин. Так, выяснилось (Кук, 1984 г.), что в Южных

Аппалачах докембрийский кристалликум Внутреннего Пидмонта и Каролинского сланцевого пояса образуют гигантский покров мощностью 10—15 км и амплитудой около 250 км. Указанные пластины предположительно гондванского происхождения полностью перекрыли сутуры Япетуса, а также континентальный склон и частично шельф Лаврентии. Сходная картина получена (Фюис, Цукка, 1987 г.) для гор Клатат, Каскадных и провинции Долин и Хребтов (Северная Калифорния и Северо-Западная Невада). Здесь установлено, что ордовикские офиолиты Тринити образуют гигантскую (мощность 10 км, видимая амплитуда свыше 100 км) аллохтонную массу, шарьированную на верхмезозойские—юрские отложения. Серия внутрикоровых, регионально выдержанных субгоризонтальных блоков расположена ниже офиолитов. Она фиксируется меняющимися положительными и отрицательными градиентами сейсмических скоростей и отражает тонкослоистую модель коры.

Наличие субгоризонтальных срывов установлено сейчас не только для складчатых сооружений, но и в зонах раскрытия (грабен Рио-Гранде, плато Колорадо, область перехода п-ов Лабрадор—Атлантический океан и др.).

С начала 1980-х гг. аналогичные работы проводятся во многих странах Европы. Они подтвердили результаты, полученные в США, а принцип "тектонической расслоенности" стал довольно широко использоваться при интерпретации строения и развития каледонид, варисцид и альпид Европы. В качестве примера можно привести хорошо известные структуры Южных Альп (зона Ивреа—Вербано), каледонские складчатые сооружения Шотландии, варисциды Центральной Франции и особенно варисские структуры Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингской зон ФРГ и Бельгии (Бэр, Хаймрихс, 1987 г.).

В заключение отметим следующие основные положения.

Тектонические покровы определяют структуру многих складчатых поясов. Их необходимо учитывать при проведении геологосъемочных работ.

Формирование покровно-складчатых сооружений как коллизионных, так и аккреционных можно объяснить только на мобилистической основе.

Литосфера не образует жесткие монолитные плиты, в процессе смещения она расслаивается на серию структурно обособленных литопластин как с мантийным, так и коровыми уровнями заложения.

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА В КОМПЛЕКТЕ ГОСГЕОЛКАРТЫ-50**

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:50 000 (Госгеолкарта-50) представляет собой комплект карт геологического содержания с объяснительной запиской. Она обладает рядом особенностей, которые отличают ее от карт того же масштаба, составлявшихся в 1940—1970-х гг. [3].

В качестве обязательных — и при геолого-съёмочных работах масштаба 1:50 000 (ГСР-50) и при издании Госгеолкарты-50 — выступают две карты: геологическая и карта закономерностей размещения полезных ископаемых. При этом возможно составление каждой из этих карт для нескольких уровней или погребенных поверхностей.

Госгеолкарта-50 составляется и издается, как правило, группами листов — по 4—8, иногда по 10—12 листов в каждой группе, т.е. для достаточно обширной территории, достигающей 3—4 тыс. км<sup>2</sup>.

В легенде к Госгеолкарте-50 стратиграфические и нестратиграфические подразделения (свиты, интрузивные, субвулканические, метаморфогенные и другие комплексы) располагаются в едином возрастном ряду, что отражает значительное улучшение знаний о возрасте нестратиграфических подразделений.

Значительно более детально, чем раньше, изображаются вещественный состав и структура свит и комплексов.

Расширился круг объектов тектонического содержания. На геологической карте показываются олистостромовые комплексы, тектонический меланж, зоны приразломных тектонитов. Обычными стали серии мелкомасштабных схем тектонического районирования, составляемые для различных этапов развития тектонической структуры района.

Тем не менее во многих случаях (и прежде всего в сложных тектонических обстановках), какие обычно наблюдаются в складчатых областях, ощущается необходимость в составлении специальной тектонической карты масштаба 1:50 000. Составление такой карты, как и других специальных карт (метаморфизма, вулканофациальной, литолого-фациальной), предусмотрено программой Госгеолкарты-50 (ГСР—50) и вызвано несколькими причинами.

Во-первых, тем обстоятельством, что одна из основных задач ГСР-50 заключается в повышении достоверности оценки прогнозных ресурсов полезных ископаемых, что, в свою очередь, требует изучения тектонических факторов контроля оруденения практически для всех видов полезных ископаемых. При этом нужно считаться с тенденцией к увеличению глубинности исследований в районах одноярусного строения.

Во-вторых, в значительной своей части геологические карты являются картами поверхности и несут на себе изображение покрова пологолежащих дальнеприносных рыхлых отложений, маскирующих структуру дислоцированных образований.

В-третьих, структурная информация, получаемая в процессе геолого-

съемочных работ в сложных структурных обстановках, настолько обильна и разнообразна, что геологическая карта ее не вмещает просто по техническим причинам.

В-четвертых, в отчете по геолого-съемочным работам и в объяснительной записке к Госгеолкарте-50 предусмотрена глава "Тектонические структуры", ужесточающая требования к описанию морфологии и пространственного положения разнообразных структурных форм и их сочетаний. Лучшей иллюстрацией для такого описания может служить крупномасштабная тектоническая карта.

И, наконец, может быть, наиболее существенное — составление крупномасштабной тектонической карты является необходимым промежуточным звеном для точного построения геологической карты, способом наглядного изображения проведенных расчетов и построений, направленных на определение с возможной для данного масштаба точностью формы, пространственного положения и структуры тектонических тел.

В изданных руководствах по тектонической картографии [1, 5, 8] в основном освещена методика составления глобальных, обзорных и региональных тектонических карт. В.Е. Хаин и А.Е. Михайлов [10] даже полагают, что составление более детальных тектонических карт нецелесообразно, достаточно ограничиться структурными картами. Этим вызвана необходимость изложить основные принципы построения крупномасштабных тектонических карт.

Тектоническая карта — это модель тектонической структуры района [4], и, естественно, главными объектами, изображаемыми на тектонической карте, должны стать тектонические тела [8, 9]. Согласно Т.Н. Спижарскому, могут быть выделены первичные (конседиментационные, конмагматические, конметаморфические) и вторичные (постседиментационные, постмагматические, постметаморфические) тектонические тела. В сложной складчатой структуре вторичные тектонические тела, вобравшие в себя фрагменты первичных тектонических тел, образуются в результате одного, двух, трех, а иногда и более актов диастрофизма.

В качестве первичных тектонических тел на крупномасштабных тектонических картах складчатых областей могли бы выступать поднятия, впадины, рифтовые зоны, магматические тела, сложно построенные тектонические швы. Но все они в той или иной степени переработаны, изменили свою исходную форму и реально об их расположении и форме можно судить лишь по размещению тектоностратиграфических подразделений, отражающих стадийность проявления тектонических движений в регионах [9], и размещению вещественных комплексов, соответствующих этим подразделениям, поскольку и тектоностратиграфические подразделения и вещественные комплексы служат индикаторами первичных тектонических тел.

В виде вторичных тектонических тел на крупномасштабных тектонических картах должны выделяться деформированные разобщенные фрагменты тектоностратиграфических подразделений и вещественных комплексов (складки, сочетания складок, полускладки, моноклинали, тектонические блоки, пластины и чешуи). Для складчатых областей

наиболее типичны вторичные тектонические тела, представленные локальными блоками длиной 30—40 и шириной 5—10 км [6] и сохранившимися в пределах этих блоков обрывками некогда протяженных тектонических пластин мощностью в несколько сот метров.

Наглядность тектонической карты и прочная связь ее с геологической картой наилучшим образом обеспечивается в том случае, если фоновая закрапка отдается тектоностратиграфическим подразделениям. При этом сложные вторичные тектонические тела (блоки, пластины) окажутся многоцветными. Для выделения их на тектонической карте целесообразно показывать их границы цветными линиями, отображая определенным цветом возраст разрывов.

Поясним сказанное примером. В легенде тектонической карты одного из районов Центрального Казахстана вертикальный ряд условных обозначений представлен тектоностратиграфическими подразделениями. Это подразделения фундамента Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы и подразделения, отвечающие начальным, средним и поздним стадиям ее развития. Горизонтальный ряд легенды иллюстрирует этапы становления простых и сложных вторичных тектонических тел. Выделены каледонско-герцинские вторичные тектонические тела, сформировавшиеся в таконскую фазу каледонского тектоногенеза и переработанные в саурскую фазу герцинского тектоногенеза, и герцинские вторичные тектонические тела, образовавшиеся в саурскую фазу герцинского тектоногенеза. Каледонские и герцинские разрывы, ограничивающие вторичные тектонические тела (и осложняющие их внутреннее строение), показаны соответственно синим и красным цветом. Сложным тектоническим телам (блокам, пластинам) даны собственные названия.

Такой способ раскраски тектонической карты удобен, по-видимому, во всех случаях, в частности в районах со сплошным или широким развитием тектонических покровов, хотя в этой ситуации на схеме—врезке к тектонической карте цвета удобнее закрепить за покровами или отдельными пластинами, т.е. за вторичными тектоническими телами.

Очевидно, что изображением простых и сложных тектонических тел не исчерпывается содержание крупномасштабной тектонической карты. Крупномасштабная карта позволяет раскрыть детали тектонической структуры района, осветить такие морфологические особенности структурных форм и особенности их пространственного положения, которые теряются, не выступают в явном виде на геологической карте. На крупномасштабной тектонической карте можно в полной мере отобразить богатую информацию, получаемую с помощью разнообразных приемов современного структурного анализа. Имеются в виду в частности, следующие приемы и операции [2].

Выделение внутри тектонических тел (путем статистического анализа ориентировки поверхностей сланцеватости) доменов со складками цилиндрического типа.

Расчет, а иногда прямое определение ориентировки среднего шарнира в каждом таком домене (расчет по ориентировке крыльев крупных складок, статистическая обработка данных об ориентировке шарниров мелких складок).

Разбраковка изгибов границ тектонических тел на изгибы складчатой природы и изгибы, связанные с поведением границ в рельефе.

Расчленение соскладчатых разрывов на ранние, параллельные кристаллизационной сланцеватости, и поздние, параллельные кливажу скальвания или скольжения—технология, основанная на точном прослеживании литолого-петрографических реперов, определении точек обрыва их границ, систематическом измерении ориентировки ранней и поздней сланцеватости и проведении через опорные точки (точки обрыва реперов) позднескладчатых разрывов (параллельных ранней сланцеватости).

Переход от косых сечений складок, наблюдаемых на земной поверхности, к истинным профильным сечениям этих складок путем проектирования геологической ситуации вдоль шарниров в пределах доменов цилиндрического типа [2, 16].

Уточнение изображения структурного рисунка по поверхности доменов с помощью метода "отражающих профилей", сущность которого заключается в том, что структурная информация, перенесенная путем проектирования вдоль шарнира на профильные (перпендикулярные шарнирам) сечения, уточняется с учетом данных о соотношении складок и разрывов на ключевых обнажениях и затем, уже в скорректированном виде, опять путем проектирования вдоль шарниров — "отражается" от профильного сечения на земную поверхность.

Весь этот арсенал средств вместе с традиционными, полностью сохранившими свое значение методами прослеживания геологических границ, методами построения разрезов (при горизонтальном положении шарниров) вместе с литолого-петрографическими методами исследования, ведущими к детальному расчленению тектонических тел на более мелкие по размерам тела, позволяет с необходимой точностью охарактеризовать и графически отобразить геометрию каждого тектонического тела (и простого и сложного) и геометрию (и пространственное положение) составляющих его более мелких тектонических тел. Если взять в качестве примера сложное тектоническое тело — герцинский блок, вобравший в себя две каледонские пластины, то структурные особенности блока, его форма определяются: пространственным положением разрывных нарушений, служащих граничными поверхностями блока; пространственным положением границ каледонских пластин; пространственным положением литологических реперов, выделяемых внутри блока; ориентировкой, направлением и углом наклона поверхностей кливажа; погружением шарниров в каждом из цилиндрических доменов блока; положением второстепенных соскладчатых разломов внутри блока; положением осевых плоскостей антиформ и синформ и т.д.

Следует еще раз подчеркнуть, что изображение внутренней структуры блока будет эффективнее при использовании метода отражающих профилей. Естественно, что и сами профильные сечения должны найти отображение на крупномасштабной тектонической карте, поскольку отдельные структурные формы и их сочетания изображаются на таких сечениях без искажений.

Таким образом, в представленном варианте крупномасштабной

тектонической карты изобразительные средства направлены на максимально точную передачу геометрии тектонической структуры изучаемого района и отдельных ее элементов. Такой подход является оптимальным, если принять во внимание, что главной целью комплекта Госгеолкарты-50 является создание прочной основы для локальных прогнозных построений. Тектоническая карта позволяет определять глубину залегания разнообразных тел и их поверхностей и существенно сузить перспективное пространство при прогнозе полезных ископаемых.

Проиллюстрированный структурно-морфологический, или, может быть, правильнее сказать, структурно-вещественный подход к составлению крупномасштабной тектонической карты с акцентом на изображение геометрии и пространственного положения тектонических тел не означает, конечно, что в тени остаются другие стороны тектоники района. Для их изображения в зарамочном оформлении карты предусматриваются разнообразные схемы—врезки тектонического содержания, являющиеся полноправными элементами тектонической карты. К числу таких схем могут относиться: мелкомасштабная схема тектонического районирования, охватывающая достаточно большую площадь и дающая представление о положении исследованного района в региональных структурах; схема распределения тектонофаций с тектонофациальными разрезами [7]; схема сдвиговой тектоники; геодинамические схемы, составленные для основных этапов развития района, отражающие размещение первичных тектонических тел и характеризующие историю развития района с позиций тектоники литосферных плит или других геодинамических концепций; схема эволюции структурных парагенезисов; сбалансированные разрезы, т.е. взаимодополняющие и строго увязанные между собой: геометрически точный, характеризующий современную структуру складчатой зоны и реконструированный разрез той же зоны, на котором показано размещение геологических тел и местоположение будущих разрывов до начала разрыво- и складкообразования [11—15].

При необходимости в масштабе съемки или более мелком могут составляться также карты (схемы) неотектоники, структурная, палеотектоническая, геодинамическая и др., иллюстрирующие один из аспектов тектоники или один из этапов геологического развития района.

Все эти материалы в совокупности с геологической картой и текстом глав "Тектонические структуры" и "История геологического развития района" дают всестороннюю характеристику тектоники района и служат важнейшим материалом для составления крупномасштабной карты закономерностей размещения полезных ископаемых.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бархатов Б.П. Тектонические карты. Л.: Недра, 1979. 191 с.
2. Вознесенский В.Д., Балашов А.Н., Горлов Н.В. и др. Изучение тектонических структур. Л.: Недра, 1984. 287 с.
3. Вознесенский В.Д., Кумпан А.С., Ненашев Ю.П. и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:50000: Содержание и особенности оформления // Актуаль-

ные вопросы геологической картографии СССР на современном этапе. Л.: Наука, 1986. С. 98—106.

4. *Забродин В.Ю., Оноприенко В.И., Соловьев В.А.* Основные геологической картографии. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.

5. *Косыгин Ю.А., Кулындышев В.А.* Введение в тектоническую картографию. М.: Недра, 1981. 271 с.

6. *Красный Л.И.* Проблемы тектонической систематики. 2-е изд. М.: Недра, 1977. 175 с.

7. *Паталаха Е.И.* Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя: (Обоснование, методика, приложение). М.: Недра, 1985. 168 с.

8. *Спизарский Т.Н.* Обзорные тектонические карты СССР. Л.: Недра, 1973. 240 с.

9. *Спизарский Т.Н.* Принципы классификации геологических тел как основы геологического картирования // Актуальные вопросы геологической картографии СССР на современном этапе. Л.: Наука, 1986. С. 11—32.

10. *Хаин В.Е., Михайлов А.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 324 с.

11. *Boyer S.E., Elliott D.* Thrust systems // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66. N 9. P. 1196—1230

12. *Dahlstrom C.D.A.* Balanced cross sections // Canad. J. Earth Sci. 1969. Vol. 6, pt 1. N 4. P. 743—757.

13. *Elliott D., Johnson M.R.W.* Structural evolution in the northern part of the Moine thrust belt, Scotland // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1980. Vol. 71. P. 69—96.

14. *Erslev E.A.* Basement balancing of rocky mountain forland uplifts // Geology. 1986. Vol. 14, N 3. P. 259—262.

15. *Hossack J.R.* The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review // J. Geol. Soc. 1979. Vol. 136. P. 705—711.

16. *Willson G.* Geometry of cylindrical and conical folds // Pros. Geol. Assoc. 1967. Vol. 78, pt 1. P. 179—209.

УДК 551.243

*С.И. Шерман, Р.М. Лобацкая, О.Б. Гинтов, Л.А. Сим*

## **СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И АНАЛИЗА РАЗРЫВОВ ПРИ СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНОМ КАРТИРОВАНИИ**

При любом масштабе картирования изучению разломной тектоники придается особое значение. Это вызвано структурно организующей и контролирующей ролью разломов во многих геологических процессах. Эти же обстоятельства позволили к настоящему времени накопить огромный фактический материал по различным аспектам геолого-геофизической изученности разломов. К сегодняшнему дню разработан достаточно солидный арсенал методических приемов, позволяющих решать разнообразные задачи в рамках разломной тектоники. В зависимости от масштаба исследований подход к изучению разрывных нарушений может и должен меняться.

Особенности средне- и крупномасштабного картирования таковы, что предполагают изучение разломов не как неких крупных дизъюнктивных границ, а как объемных геологических тел со специфической структурной организацией, сложным вещественным составом и зональностью во всех трех измерениях, весьма специфичной как в плане, так и в разрезе.

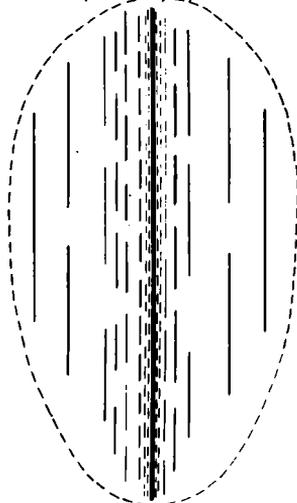
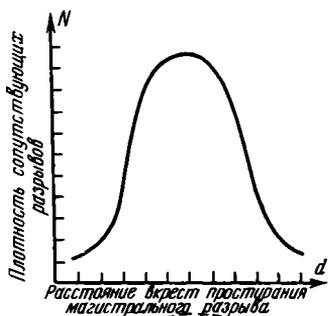
Так, детальное изучение разломных структур в плане показывает, что и вкрест простираения и по простираению приразломные области,

или зоны динамического влияния, имеют неоднородное строение [13]. Если проанализировать любую из характеристик, например, плотность (или длину) сопутствующих разрывов или степень динамометаморфизма, то обнаружится следующая картина: вкрест простираются все перечисленные характеристики будут иметь максимальные значения вблизи магистрального разлома и минимальные — у границ зоны динамического влияния (рис. 1). По простираению сопутствующие разрывы локализируются в отдельные прерывисто чередующиеся максимумы — деструктивные поля, которые объединяются отрезками магистрального разлома, практически лишенного структур оперения. Под деструктивными полями понимаются участки земной коры в зоне разлома с аномальной, в 3—4 раза превосходящей фоновую, плотностью сопутствующих разрывов. В геологическом выражении они представляют собой совокупность или системы блоков разного размера и формы. Обязательным условием выделения деструктивных полей является наличие пространственной анизотропии, обусловленной характером распределения разрывов, слагающих деструктивные поля.

В зонах молодых или подновленных разломов деструктивные поля отчетливо выражены также и геоморфологически либо в виде резко расширяющейся зоны предгорья, либо в виде резко обозначенного "клавишного" чередования относительно небольших форм рельефа, либо в виде локальных участков интенсивно расчлененного и эродированного рельефа, выделяющегося на общем более спокойном фоне.

Этот тип структурной зональности чрезвычайно устойчив и не зависит от ранга разрывного нарушения: рассматривается ли трещина, длиной не более первых метров, или локальный разлом, длиной в десятки километров, или генеральный разлом длиной в сотни километров, картина во внутриразломной полосе сохраняется неизменной. Внутренняя структурная зональность определяется положением магистрального разлома и дискретных деструктивных полей (рис. 2). Деструктивные поля возникают на самых ранних этапах заложения будущего разлома и стабильно сохраняют свое положение на протяжении всей истории его формирования. Расположение и характер сочленения деструктивных полей и магистрального разлома определяют степень асимметрии разломной зоны. Большая часть разломов имеет асимметричное строение, обусловленное смещением деструктивных полей в одно из крыльев. Чем крупнее разлом, тем выше степень его асимметрии. Существенное влияние на размещение деструктивных полей оказывает напряженно-деформированное состояние земной коры и как следствие — кинематический тип разломов. По данным полевого геологии, максимально асимметричны надвиги (все деструктивные поля здесь смещены в одно крыло), высока асимметрия у сдвигов, низка у сбросов, раздвиги — симметричны.

Одним из показателей структурной зональности является ориентировка сопутствующих разрывов в крыльях по обе стороны от магистрального разлома. Как правило, пассивные крылья характеризуются хаотической ориентировкой сопутствующих разрывов, активные — упорядоченной [12]. Экспериментальные данные также указывают на неравноценное распределение напряжений и деформаций в крыльях фор-



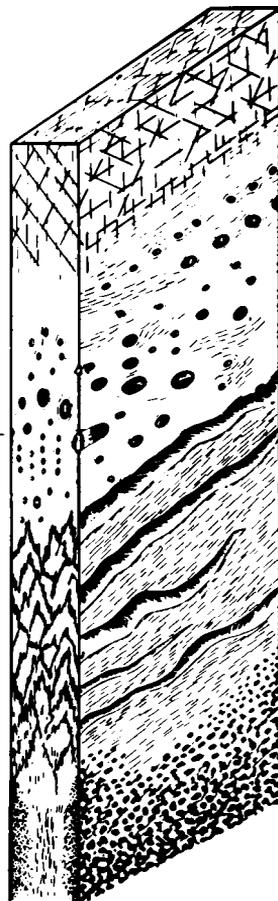
*Хрупкое разрушение*

*Квазихрупкое разрушение*

*Квазипластическое течение*

*Пластическое течение*

*Вязкое течение*



**Рис. 1.** Изменение плотности и размеров сопутствующих разрывов в зоне динамического влияния разлома, вкrest его простирания

**Рис. 2.** Схема строения генерального разлома по вертикальному разрезу

мирующегося разрыва [20]. Это обстоятельство следует учитывать при картировании разрывов и определении характера и направленности движений.

Еще более сложной является зональность разломов в разрезе. На рис. 3 показан вертикальный разрез генерального (глубинного) разлома и типы деформаций и разрушений по глубине его проникновения. В идеализированной модели сверху вниз сменяют друг друга зоны хрупкого, квазихрупкого разрушения, квазипластического, пластического и вязкого течения [23]. Границы между этими зонами постепенные, не резкие, во многом зависят от напряженно-деформированного состояния коры. В условиях сжатия или повышения температур эти границы приближаются к поверхности, в усло-

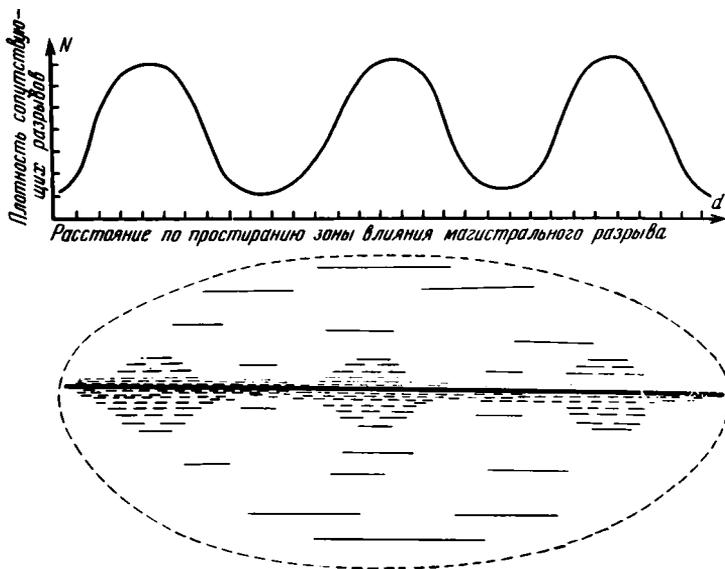


Рис. 3. Изменение плотности сопутствующих разрывов в зоне динамического влияния разлома, вдоль его простирания

виях растяжения — опускаются вниз. В табл. 1 приведены примерные глубины расположения границ для разломов разных кинематических типов, отвечающих различным условиям напряженно-деформированного состояния земной коры.

В конкретной геологической ситуации геолог имеет дело с разломами определенного возраста, разной степени активизации, а главное — с разными уровнями денудационного среза, вскрывающего разлом на различную глубину и обнажающего ту или иную зону в его вертикальном разрезе (рис. 3). Каждая из этих зон, в свою очередь, характеризуется различной внутриразломной структурой, разными типами тектонитов и нередко отличающимся вещественным составом (см. табл. 1).

Таким образом, конкретное проявление разломов любого региона определяется прежде всего их кинематическим типом, в значительной степени определяющим характер структурной зональности в плане, и глубиной денудационного среза разлома, определяющего общую геолого-структурную ситуацию. Особое значение при геологическом картировании приобретает уровень денудационного среза разлома, поскольку именно он в конечном итоге диктует выбор методов картирования конкретных разломов.

Можно выделить два принципиально отличных уровня денудационных срезов (см. рис. 3); мелкий (неглубокий) — зоны хрупкого и квазихрупкого разрушений, и глубокий — зоны квазипластического, пластического и вязкого течения.

В случае неглубокого эрозионного среза картирование сводится к фиксации прежде всего структурных признаков и характера их

Таблица 1. Тип разрушений и деформаций по вертикальному разрезу генерального разлома

Тип разрушений и деформаций	Идеальные физические тела подобия	Ориентировочные глубины, км		Преобладающая внутриразломная структура	Тип тектонитов
		сбросы, сдвиго-сбросы	взбросы, сдвиго-взбросы		
Хрупкое разрушение	Твердое (тело Гука)	0—5	0—1	Интенсивно раздробленные породы. Закономерность трещиноватости устанавливается трудно	Какириты, брекчии
Квазихрупкое разрушение	Упругое (тело Кельвина) или вязкоупругое (тело Бюргерса)	5—10	1—2	Хорошо выделяются главные системы трещин. Отчетливо развита система трещин, параллельная плоскости сместителя. Появляются кливаж разлома	Катаклазиты, глинка трения, R-тектониты
Квазипластическое течение	Упруговязкое (тело Масквелла)	10—25	2—10	Кливаж разлома. Параллельные текстуры. Псевдобудинажные образования. Рассланцевание	Милониты, филлониты, R и S-тектониты
Пластическое течение	Пластическое (тело Сен-Венана)	25—40	5—15	Будинажные структуры. Мелкая дисгармоничная складчатость	Ультрамилониты, бласомиллониты, S-тектониты
Вязкое течение	Вязкопластическое (Бингамово тело) или вязкая жидкость (тело Ньютона)	40	15	Структуры течения	Отсутствует

изменений. При изучении разрывных нарушений этого уровня денудационного среза разлома целесообразнее всего ориентироваться: во-первых, на определение кинетики разлома и напряженного состояния земной коры в его зоне, во-вторых, на изучение количественных параметров разломов и их структурных элементов.

Как правило, на этом уровне денудационного среза плоскость сместителя молодых разломов отчетливо выражена в рельефе либо в виде негативной формы рельефа, либо в виде спрямленных участков речных долин с крутыми бортами, либо крупным тектоническим уступом. Она может быть представлена глиной трения, полосой дробления или выполнена корой выветривания. Иногда эти признаки отсутствуют, так же как и элементы—маркеры, дающие возможность определения кинематического типа разлома. В этом случае задача определения кинематики разлома может быть успешно решена с помощью статистического анализа трещиноватости [7, 25].

Хорошо известно, что вокруг плоскости сместителя концентрируется несколько систем разрывов, сопровождающихся тремя-четырьмя системами трещин скола и отрыва. В.Н. Даниловичем [7] было установлено, что вся сопутствующая трещиноватость образует своеобразный веер или пояс трещин. Ориентировка пояса зависит от кинематики разлома. Практические приемы определения кинематического типа разлома методом, предложенным В.Н. Даниловичем, достаточно просты, если известно положение плоскости сместителя в пространстве. Если затруднено определение элементов залегания плоскости сместителя, можно воспользоваться дополнительными методами ее определения [25].

Обычно в зоне разрыва сеть оперяющих трещин представлена тремя или четырьмя системами скола и отрыва. Частота их при удалении от разрыва постепенно изменяется: происходит уменьшение зияния, трещины превращаются в латентные и, наконец, затухают при выходе из зоны влияния разрыва. Так происходит со всеми оперяющими разрыв трещинами, за исключением одной из систем трещин скола. Густота ее при удалении от разрыва резко изменяется от очень частой до редкой. Резкое изменение частоты характерно для системы трещин скола, элементы залегания которой совпадают с элементами залегания плоскости сместителя или образуют с последней небольшой острый угол. На такой особенности поведения этой системы и основан предлагаемый методический прием. Во всех случаях трещины скола, по знаку движения совпадающие с направлением смещения, будут если не параллельны, то образуют очень острый угол с направлением основной плоскости разрыва. Причем интенсивность их развития будет значительно больше по сравнению с другими системами оперяющих трещин. Теоретическое объяснение неравномерной интенсивности трещиноватости различных систем оперяющих трещин, которые мы часто фиксируем при полевых наблюдениях, вытекает из исследований М.В. Гзовского [1].

Практические приемы определения положения разлома и вектора смещения не представляют затруднений. Сферограммы, типичные для разрывов различных генетических типов, просты. Анализу подвергаются все диаграммы тектонической трещиноватости, построенные на стереографической сетке. Среди них выделяются те, на которых фиксируется поясовое расположение трещин. Как показано В.Н. Даниловичем [7], поясовое расположение трещин может возникать при диагенезе и выветривании, при остывании эффузивов, в отдельных случаях оно может быть проявлено и в складках, если в них развита продольная трещиноватость. Но наиболее четкое поясовое расположение трещин чаще всего обуславливается напряжениями, возникающими в крыльях многих крупных тектонических разрывов при движении по сместителю. Для того, чтобы отличить данный пояс трещин, обусловленный этими причинами, от других, необходимо проанализировать интенсивность или густоту систем трещин пояса. Если пояс связан с разрывом, то одна из систем трещин будет иметь различную густоту. После однозначного установления факта связи пояса трещин с разрывом необходимо построить схематический разрез соотношения

генетических типов трещин, входящих в пояс. Направление смещения можно определить по соотношению трещин отрыва и скола, а непосредственное положение сместителя будет совпадать или образовывать острый угол с максимально развитой системой сколовых трещин в месте наиболее интенсивного развития.

При некотором опыте чтения сферограмм по методу В.Н. Даниловича в сочетании с картой тектонических трещин, анализа их густоты и генетических типов геолог даже в полевых условиях при небольшой предварительной камеральной обработке сможет легко устанавливать генетические типы разрывов и однозначно определять направление смещения.

Помимо тектонической трещиноватости при изучении зон разломов, большое внимание должно уделяться линейно ориентированным структурам и мелкой внутриразломной складчатости. В согласии с В.Г. Гладковым [2] под линейно ориентированными структурными элементами следует понимать все структурные формы, созданные теми или иными тектоническими движениями и имеющими линейную ориентировку: псевдобудинажные формы, образованные из-за волочения материала при дифференцированном движении крыльев; ориентировка шарниров внутриразломных мелких складок, приобретающая по названной выше причине определенно выдержанное пространственное положение; борозды и штриховка на зеркалах скольжения; деформации галек в конгломератах и др.

Существенное значение при крупно- и среднемасштабном геологическом картировании может иметь и анализ распределения полей тектонических напряжений как при ретроспективном анализе его кинематики, так и с чисто прикладных позиций.

Вследствие реализации тектонических напряжений при смещении по разлому в его крыльях формируются тектонические сколовые трещины. Одновременно в горных породах происходит перемещение по уже имеющимся ослабленным плоскостям различного генезиса, на которых следы смещений фиксируются в виде зеркал и борозд скольжения. Таким образом, реконструкция локальных полей напряжений в крыльях разлома может производиться либо путем анализа сколовых трещин, либо следов тектонических перемещений. Методы изучения полей напряжений по сколовым сопряженным трещинам изложены в работах М.В. Гзовского, П.Н. Николаева, Г.С. Гусева и др., по комплексу тектонических перемещений — в работах О.И. Гущенко и Л.А. Сим. Каждый из методов имеет свои ограничения, требующие специального рассмотрения. Наиболее сложным при изучении полей напряжений остается вопрос о возрасте трещин и зеркал скольжения, т.е. о возрасте полей напряжений. Если по геологическим признакам доказано, что в крыльях разломов восстановлены разновозрастные локальные поля напряжений, то необходимо по ним определить ориентацию общего — регионального — поля напряжений, который, собственно, и вызвал перемещение по разлому. Метод определения общего поля по данным о локальных полях напряжений изложен в работах Л.А. Сим, П.Н. Николаева и др.

Ориентировка осей сжатия и растяжения регионального поля на-

пряжений используется для определения направления перемещения по картируемому разлому. Для этого на диаграмму с осями  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  наносится полюс разлома ( $R$ ) и плоскость сместителя, установленная либо прямыми геологическими методами, либо при анализе поясного распределения трещин.

Необходимо отметить, что направление смещения по разлому в установленном региональном поле зависит не только от ориентировки осей главных нормальных напряжений, но и от вида напряженного состояния, определяемого коэффициентом Лодэ-Надаи ( $\mu_\sigma$ ). Направление перемещения и соответственно морфогенетический тип разлома устанавливаются по серии построений на круговой диаграмме по методике, изложенной в работах О.И. Гущенко [3]. Конечные результаты практически не отличаются от тех, которые получаются методами структурного анализа тектонической трещиноватости. Методические приемы О.И. Гущенко [3] представляются несколько сложными для повседневного применения в практике полевого геолога.

Одним из главных факторов разломной тектоники, обнаруживаемых при среднемасштабном картировании, является закономерное изменение полей тектонических напряжений по простиранию разлома. Локальные поля, восстанавливаемые в отдельных точках, могут меняться в отдельных случаях без видимой причины, кроме того, при анализе отдельных локальных реконструкций слишком серьезны ошибки, неизбежные при определении направления перемещения по каждой отдельной ослабленной плоскости. При среднемасштабных исследованиях фактический материал позволяет находить общие поля напряжений для дифференцированных участков и, таким образом, уменьшать вес отдельных ошибок за счет статистики. Обнаруженные при среднемасштабном картировании разломов области растяжения на концах сдвигов (в тылу смешивающегося крыла) и во фронтальной части дугообразно изогнутых разломов с широко развитыми вторичными раздвигами чрезвычайно благоприятны для развития рудных полей гидротермального генезиса. На Приполярном Урале комплексное геологическое и тектонофизическое картирование разломов среднего масштаба дало возможность объяснить зависимость концентрации месторождений и проявлений пьезосырья (рис. 4) от разрывной тектоники района. Северный максимум месторождений приурочен к дугообразному изгибу крупнейшего продольного разлома, одновременно указанный максимум расположен во внутренней части более западного изогнутого разлома на участке концентрации максимальных касательных напряжений, которые должны приводить к обширному образованию сколовых вторичных нарушений и повышенной раздробленности пород, что также благоприятно для проникновения гидротермальных растворов. Вид напряженного состояния общего поля напряжения этого участка близок к одноосному растяжению. Западный максимум приурочен к тыльной части правого сдвига-сброса, а наиболее южный максимум представляет собой область растяжения смешанного генезиса. В западном и южном максимумах проявлений и месторождений горного хрусталя вид напряженного состояния общих полей напряжений также близок к одноосному растяжению. В принципе во внутренней части дугообразного

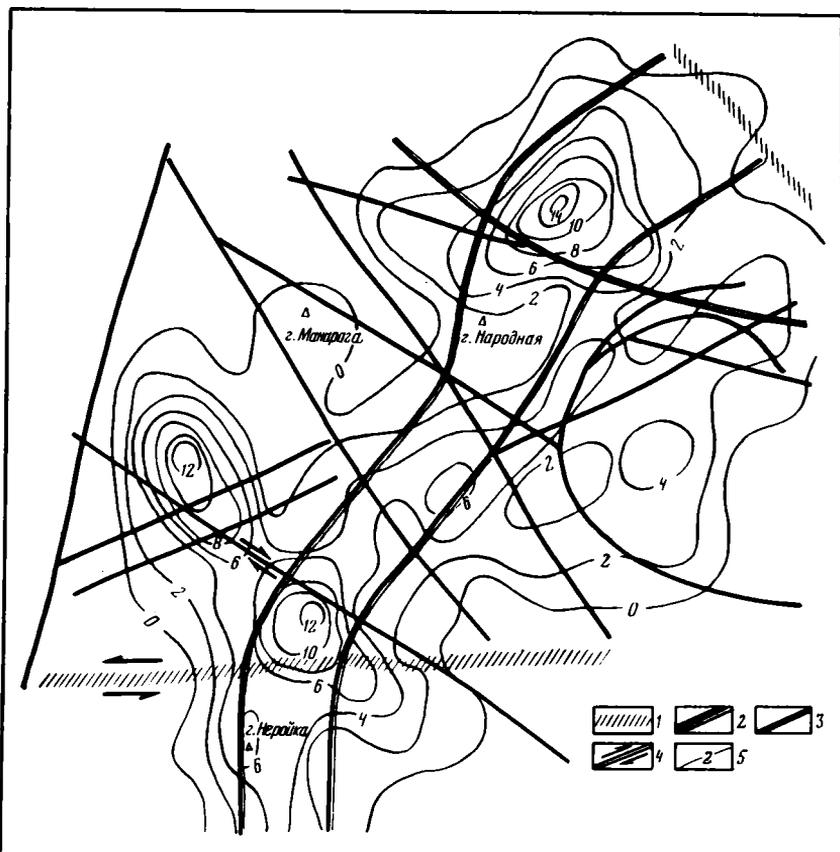


Рис. 4. Влияние разломной тектоники на распределение хрусталеносных полей (Приполярный Урал)

1—3 — разломы: 1 — трансорогенные, 2 — региональные, 3 — прочие; 4 — сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги; 5 — изолинии плотности месторождений и проявлений горного хрусталя

разлома должна быть обстановка сжатия, над которой превалируют, вероятно, условия растяжения, вызванные сдвиговыми смещениями по разломам.

Спецификой крупномасштабного картирования разрывов является его целевое назначение для поисков и разведки месторождений или для оценки инженерно-геологических условий района при строительстве гражданских сооружений. В связи с детальностью исследований принципиальное значение приобретают ориентировки осей главных нормальных напряжений и величины коэффициента Лодэ-Надаи в локальных однородно нагруженных объемах, которые определяют условия оруденения или минерализации уже в масштабах отдельных рудных столбов, гнезд и т.д. На одном из месторождений Приполярного Урала обнаружено, что гнезда горного хрусталя формируют-

ся на участках пересечения относительно крупного хрусталепоподводящего разлома с более мелкими поперечными разрывами. Из густой сети поперечных разрывов хрусталеконтролирующими оказались лишь те, в разных крыльях которых оси  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  меняли свою ориентировку практически на  $90^\circ$ . Кроме того, особенности реализации смещений по хрусталепоподводящему и хрусталеконтролирующему разломам ведут к вариации вида напряженного состояния (ВНС) [18], которая создает дополнительный подток растворов на стадии отмирания гидротермального процесса и благоприятствует формированию гнезд горного хрусталя уже после формирования кварцевых жил.

На месторождении [19] основное количество горного хрусталя было извлечено в южном блоке. В центральной части поля напряжений локального уровня свидетельствуют о виде напряженного состояния, близком к одноосному растяжению: на этих участках широкое развитие получили мощные кварцевые жилы, ориентированные субперпендикулярно к оси  $\sigma_1$ , но гнезда горного хрусталя более бедные, чем на юге. На севере месторождения вид напряженного состояния свидетельствует об одноосном сжатии: участок наиболее беден пьезосырём.

Направление основного смещения по разлому можно определить, произведя массовые замеры разновозрастных даек или жил с различной минерализацией. Пример использования жильных тел для определения вектора смещения приведен на рис. 5. Наличие на юго-восточном конце картируемого магистрального разлома даек диабазов, внедрившихся синхронно с главным смещением по разлому, свидетельствует о правосдвиговой горизонтальной составляющей, приведшей к образованию оперяющих раздвигов в зоне локального растяжения в тылу сдвига-сброса. Дайки пространственно сконцентрированы в юго-западном крыле разлома. С помощью конической палетки [3] дайки и жилы можно использовать для реконструкции палеонапряжений. Как видно на рис. 5, в конусе растяжения сконцентрировано большинство даек, мощность их, как правило, максимальная при ориентировке, близкой к субнормальной к оси растяжения ( $\sigma'_1$ ), одновременно конус сжатия является "запретным" для даек, ось этого конуса принимается за ось палеосжатия ( $\sigma'_3$ ).

Важной задачей, связанной с картированием разрывных нарушений мелкого эрозионного среза, является изучение количественных параметров разломов и их структурных элементов. Проведенные исследования показывают, что такие параметры, как длина разломов, их количество, расстояния между ними, ширина зон их динамического влияния, глубина проникновения, длина и ширина деструктивных полей, длина и ширина полосы тектонитов и некоторые другие, связаны между собой рядом эмпирических зависимостей [23, 11, 13]. Виды соотношений количественных параметров и эмпирические уравнения взаимосвязи между ними приведены в табл. 2. Коэффициенты пропорциональности в уравнениях могут существенно варьировать в зависимости от ранга разлома и тектонической обстановки, однако устойчивость этих связей дает повод к их широкому использованию при изучении разрывных нарушений любого региона. Особое значение

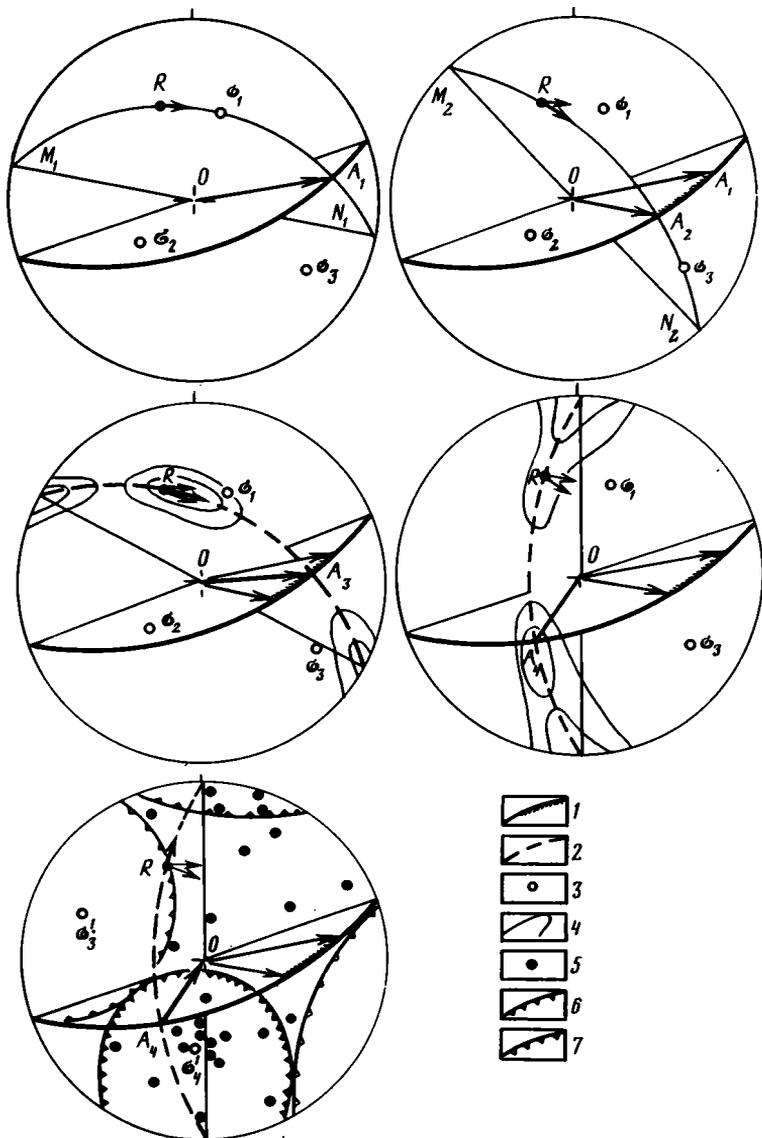


Рис. 5. Структурные диаграммы, выполненные на сетке Вульфа (верхняя полу-сфера)

1 — плоскость разлома (заштрихована область возможных перемещений при меняющемся  $\mu_0$ ); 2 — пояс трещиноватости; 3 — ось главных нормальных напряжений; 4 — изолинии плотности трещин; 5 — полюса даек диабазов; 6 — конус растяжения; 7 — конус сжатия

Таблица 2. Соотношения между количественными параметрами зон динамического влияния разломов (ЗДВР) и их структурных элементов

Основные параметры	Уравнения регрессии	Ранг ЗДВР
Длина ( $L$ ) и ширина ( $m$ ) ЗДВР	$\lg m = 1,06 \lg L - 1,14$ $m = 0,22L + 0,95$	Генеральный Региональный
Ширина ЗДВР ( $m$ ) и ширина магистрального разлома ( $m_{\text{мг}}$ )	$m_{\text{мг}} = 0,04m + 0,22$ (км) $m_{\text{мг}} = 0,51m + 0,85$ (м) $\lg m_{\text{мг}} = 0,82 \lg m - 0,46$	Генеральный Локальный Трещинный
Длина ( $L$ ) и глубина ( $H$ ) ЗДВР	$H = 1,04L - 0,7$ (км)	Локальный
Длина разломов ( $L$ ) и их количество ( $N$ )	$L = a/N^e$	$a$ зависит от максимальных длин разломов в выборке, $e$ — зависит от условий разрушения и равен $\sim 0,4$
Длина разломов ( $L$ ) и расстояния между ними ( $M$ )	$M = \kappa L^c$	$\kappa$ и $c$ зависят от тектонических условий: для рифтовых зон $\kappa = 0,3-0,4$ , $c = 0,8-0,95$ , для Евразии $\kappa = 4,5$ , $c = 0,4$
Длина разломов ( $L$ ) и амплитуда смещений ( $a$ )	$a = \kappa L^e$	$\kappa = 0,01-0,08$ ; $e = 0,8-1,2$
Длина ЗДВР ( $L$ ) и ширина деструктивных полей ( $m_{\text{дп}}$ )	$\lg m_{\text{дп}} = 0,61 \lg L + 0,8$	Генеральный и региональный
Длина ЗДВР ( $L$ ) и длина деструктивных полей ( $l_{\text{дп}}$ )	$l_{\text{дп}} = 0,13L + 50,9$ (км)	Генеральный и региональный
Длина ( $l_{\text{дп}}$ ) и ширина ( $m_{\text{дп}}$ ) деструктивных полей	$m_{\text{дп}} = 0,3l_{\text{дп}} + 18,0$ (км)	Генеральный и региональный
Длина сопутствующих разрывов ( $l$ ) и их расстояние до магистрального разлома ( $d$ )	$l = 2,1d + c$ (км) $l = 1,5d + c$ (км) Значение $c$ зависит от степени активности разлома в кайнозое	Генеральный Региональный

изучение количественных параметров разломов приобретает при картировании регионов со слабой обнаженностью и недостаточной геолого-геофизической изученностью.

Несколько иного подхода требует изучение разрывных нарушений глубокого уровня эрозионного среза. Причем если процессы хрупкого или квазихрупкого разрушения детально изучены на примере поверхностных частей фанерозойских разломов, то процессы, происходящие в условиях высоких температур и давлений, получили освещение достаточно недавно и изучены пока еще фрагментарно [4—6, 8, 14, 15].

Если нет наложенных в последующие этапы развития разломов подвижек, то глубокие эрозионные срезы картируются степенью развития дислокационного метаморфизма. Из общих сведений о поведении вещества горных пород в условиях высоких давлений и температур

Таблица 3. Глубинные уровни дислокационного метаморфизма, по В.И. Казанскому [8] с дополнениями

Уровень дислокационного метаморфизма	Характер деформации	Характеристика тектонитов (уровни)	Дополнительные агенты метаморфизма	Устойчивые минеральные ассоциации тектонитов	Тип тектонитов (по кварцу)	Генетические типы разломов	Вероятная глубина образований, км
I	Дробление, растрескивание (кукериты)	"Сухие" зоны брекчирования и трещиноватости	Поверхностные воды	Новые минералы почти не образуются	Отсутствует	Сбросы, раздвиги, сдвиги, взбросы, надвиги	1—5 1—2 до 1
II	Дробление, катаклаз, перетирание на плоскостях скольжения	Дизъюнктивные нарушения с тектоническими глинками	Поверхностные воды глубокой циркуляции при участии низкотемпературных гидротермальных растворов	Гидрослюды, глинистые минералы, карбонаты, кварц, антракосолит	R-тектониты, S-тектониты на плоскостях скольжения	Сбросы, раздвиги, сдвиги, взбросы, надвиги	5—10 2—5 1—2 1—2
III	Катаклаз, милонитизация, перекристаллизация	Зоны эпидот-хлоритовых милонитов и катаклазитов	Среднетемпературные гидротермальные растворы	Эпидот, хлорит, альбит, кварц, карбонаты	R- и S-тектониты	Сбросы, раздвиги, сдвиги, взбросы, надвиги	10—15 5—7 2—7 2—5
IV	Рассланцевание и перекристаллизация	Зоны биотит-амфиболовых blastsмилонитов и blastsкатаклазитов	Высокотемпературные гидротермальные растворы	Биотит, роговая обманка, микроклин, олигоклаз, кварц	S-тектониты	Сбросы, раздвиги, сдвиги, взбросы, надвиги	15—20 7—15 7—10 5—8
V	Пластическое течение	Зоны будинажа и гранитных инъекций	Гранитные расплавы	Биотит, роговая обманка, пироксены, микроклин, плагиоклаз, кварц	Отсутствует	Сбросы, раздвиги, сдвиги, взбросы	20 15 10

земных недр нетрудно предположить, что структуры волочения, псевдодубудинажные формы и приразломная складчатость могут образовываться на глубинах, превышающих в общем случае 5—7 км. Из работы В.И. Казанского [8] можно получить геологические критерии оценки глубин формирования дислокационных структур (табл. 3). В таблицу введены поправки, связанные с морфогенетическим типом разломов и механизмами их формирования. Хотя точную вертикальную привязку уровней дать трудно, приведенная относительная систематизация вносит четкое полуколичественное районирование вертикальной зональности. О.Б. Гинтов и В.М. Исай [4, 5] выделили пять глубинных уровней разрывообразования. Денудационный срез на Украинском кристаллическом щите служит одним из представительных примеров изучения глубоких (нижних) зон разломов. Как правило, такие разломы имеют докембрийский возраст заложения. Анализ физико-механических условий разломообразования на примере Украинского щита показал, что докембрийские разломы этого региона сформировались на III и IV глубинных уровнях, для которых характерно развитие динамометаморфических парагенезисов альмандин-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций — динамометаморфической полосчатости (линейный кварц и слюды), бластомилонитов, псевдотахилитов, катаклазитов, милонитов и ультрамилонитов. Все данные свидетельствуют о значительной пластической деформации горных пород, широком развитии структур течения. Вместе с тем структурные парагенезисы коррелируются с таковыми из разломов более высоких уровней.

Исследование глубинных срезов разломов, которые практически всегда характеризуются косым смещением крыльев, показало, что морфокинематический анализ должен базироваться на объемной тектонофизической модели зоны скальвания, которая отражает угловые отношения плоскостей вторичных структур в пространстве. Разработанный О.Б. Гинтовым и В.М. Исаем метод тектонофизического анализа разломов, основывающийся на объемной модели зоны скальвания и использования базисных частей структур второго порядка, получил название метода усредненных характеристик [4—6]. Он позволяет определить вектор движения и относительное смещение крыльев разрывной структуры. Речь идет о первоначально глубоких уровнях земной коры или даже верхней (литосферной) части мантии, где смещение по разломной зоне происходит в результате течения вещества. Границей между двумя смещающимися блоками является низковязкий слой мощностью от первых метров до сотен метров. Здесь нет резких границ, а следовательно, и хорошо выраженных маркеров. Предлагаемые методы, изложенные подробно в упоминавшихся выше работах, помогают решить важную практическую задачу — оценить векторы подвижек в условиях больших денудационных срезов при детальном картировании докембрийских разломов.

Существенным дополнением изучения разломов глубокого уровня денудационного среза являются данные глубокого и сверхглубокого бурения и геофизических исследований. Именно они дали возможность ряду исследователей проследить существенное изменение ориентировки плоскостей сместителей на глубину [10, 21, 22]. Как отмечает В.И. Ша-

ров, выполаживание и переход разрывов в субгоризонтальное положение происходит на уровне кровли инверсионного слоя (в модели Н.И. Павленковой), а сам инверсионный слой имеет единую генетическую природу, связанную с изменением типа разрушения горных пород с глубиной. По справедливому мнению упомянутых исследователей, разрушение горных пород вблизи свободной поверхности при малых давлениях (условия, близкие к двухосному напряженно-деформированному состоянию) начинается с образования трещин отрыва. С ростом всестороннего давления (условия, близкие к трехосному напряженному состоянию) отрыв становится невозможен. Разрушение происходит там, где достигается предел прочности на скалывание. Сами трещины скола имеют уже другие углы падения (согласно положениям теории Мора), а с ростом всестороннего давления и сил трения между бортами в полосе около магистрального разлома создается множество мелких трещин, мощность зоны возрастает по объему, создавая область разуплотнения с высокой проницаемостью и пористостью.

Необходимо отметить, что как изучение строения разломов на глубину, так и определение изменения их ориентировки с глубиной является одним из перспективных направлений в области разломной тектонике. Успешное решение вопросов, связанных с этим направлением исследований, позволит более обоснованно говорить о характере тектонической расслоенности земной коры и литосферы в целом, о природе этой расслоенности, более определенно подходить к решению прикладных задач, непосредственно связанных со строением и развитием разломных зон.

В настоящее время и при крупномасштабном картировании широко используются дистанционные методы. Отношение к ним не однозначное. Многие ставят вопрос о необходимости проверки их результатов на местности. Широкое развитие космогеологического картирования поставило перед геологами задачу о разделении подновленных и залеченных разломов, выраженных в рельефе. Значительное число исследователей считает разломы, дешифрируемые на аэрофото- и космических снимках, активизированными в новейший этап вследствие их отражения в современном рельефе. Проверка этого предположения комплексом специальных методов свидетельствует о недостоверности такого предположения, например, существуют залеченные докайнозойские разломы, прекрасно отражающиеся и в рельефе, и на снимках.

Как уже отмечалось, тип перемещения по разлому устанавливается по анализу поясного распределения трещин в его крыльях, если нет прямых геологических данных. Изучение новейшего напряженного состояния позволяет однозначно определить соответствие этого типа перемещения новейшему полю напряжений. При изучении напряженного состояния неотектонического этапа выделяются: подновленные разломы со смещением, совпадающие с линией перемещения, рассчитанной графически при анализе трещиноватости, для таких разломов можно определить точное направление перемещения в последнюю фазу активизации; подновленные разломы с типом перемещения, не совпадающим с древним, на диаграммах трещиноватости в таких случаях,

помимо основного пояса, связанного с древним перемещением, выделяется менее ярко выраженное поясное распределение трещин — смещение рассчитанное путем использования этого пояса, не противоречит ориентации новейшего поля напряжений; залеченные разломы с перемещениями, противоречащими новейшему напряженному состоянию.

В отдельных случаях природа линейментов, отдешифрованных на аэрофото- и космических снимках, не находит геологического подтверждения из-за плохой изученности территории, а на платформенных участках — из-за большой мощности отложений чехла, сквозь которые "просвечиваются" разломы фундамента. Одним из способов подтверждения отдешифрованных разломов является изменение в разных крыльях ориентации полей напряжений локального уровня. В этом случае одно из главных нормальных напряжений стремится занять положение, перпендикулярное простиранию разлома, а два других — параллельное. На концах разломов наблюдается смена наименования осей главных нормальных напряжений [16]. Последнее свойство полей напряжений в зонах разломов играет весьма существенную роль при картировании разломов в целях прогнозирования мест локализации полезных ископаемых.

Заканчивая краткий обзор современного состояния вопросов картирования разрывных структур, необходимо акцентировать внимание на принципиальных вопросах методики.

1. На начальных этапах картирования необходима приближенная оценка уровня денудационного среза для выбора методов анализа структур, позволяющих определять строение разлома и его кинематический тип и вектор смещения.

2. Оценка области активного динамического влияния и положение района картирования в общей структуре зоны.

3. Анализ структуры и определение вектора смещения соответственно выбранному методу.

4. Анализ количественных параметров разрывов.

5. Оценка структурно-контролирующей роли разрывов конкретной группы в геолого-геофизических процессах.

6. Ретроспективная прогнозная оценка в развитии разлома.

Картирование по такой методике будет удовлетворять двум основным требованиям: давать количественные характеристики разрывов и возможность их использования для взаимосвязи с другими геолого-геофизическими параметрами с применением современной вычислительной техники, соответствовать современным геотектоническим концепциям образования разломов континентальной литосферы — результата разрушения сложного по реологии тела в соответствии с законами механики разрушения в сложных напряженных состояниях.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Наука, 1963. 544 с.
2. *Гладков В.Г.* О структурных формах проявления разрывных нарушений // Докл. АН СССР. 1967. Т. 172, № 5. С. 1145—1148.
3. *Гуценко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконст-

рукции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 3—12.

4. Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофиз. журн. 1984. Т. 6, N 3. С. 3—10.

5. Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Там же. N 4. С. 3—14.

6. Гинтов О.Б., Исай В.М. Методы морфокинематического анализа разломов // Там же. 1986. Т. 3, N 4. С. 53—61.

7. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск, 1961. 47 с.

8. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 230 с.

9. Корчемазин В.А. Геологическая структура и поля напряжений в связи с эволюцией эндогенных режимов Донбасса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1984. 43 с.

10. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.

11. Лобацкая Р.М. Разрывные нарушения верхней части земной коры Байкальской рифтовой зоны // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 112—128.

12. Лобацкая Р.М. Зоны динамического влияния разломов по анализу сопутствующих разрывов // Геология и геофизика. 1983. N 6. С. 53—61.

13. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.

14. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 135 с.

15. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 168 с.

16. Сим Л.А. Выявление новейших разломов в условиях слабообнаженных районов (на примере зоны сочленения Мезенской синеклизы и Среднего Тимана): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1980, с. 24.

17. Сим Л.А. Определение регионального поля напряжений по данным о локальных полях напряжений на отдельных участках // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982а. N 4. С. 35—40.

18. Сим Л.А. Изменение вида напряженного состояния горных пород как признак хрусталености (на примере Приполярного Урала) // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тез. докл. Всесоюз. симпози. Новосибирск, 1982б. С. 120—121.

19. Сим Л.А., Мозженко О.А., Козлов А.В., Иванов Н.Н. Связь полей напряжений и хрусталености г. Гранитной (Приполярный Урал) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. N 7. С. 15—20.

20. Семинский К.Ж. Анализ распределения опережающих разрывов при формировании крупных дизъюнктивов // Геология и геофизика. 1986. N 10. С. 9—18.

21. Шаров В.И. О новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры // Геотектоника. 1987. N 4. С. 19—30.

22. Шаров В.И., Гречишников Г.А. О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, N 2. С. 412—416.

23. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.

24. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.

25. Шерман С.И., Плешанов С.П. Определение вектора смещений крыльев региональных разломов по анализу поясов трещиноватости: Информ. сб. ИЗК СО АН СССР. Иркутск, 1975. С. 14—19.

26. Чекунов А.В., Соллогуб В.Б., Гинтов О.Б. и др. Сейсмотектонофизическая модель литосферы // Геофиз. журн., 1987. Т. 9, N 6. С. 51—63.

## ГРАНИТОГНЕЙСОВЫЕ КУПОЛА И ИХ КРУПНОМАСШТАБНОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Гранитогнейсовые купола — широко распространенный и практически обязательный компонент структуры гранитизированных метаморфических комплексов. Хотя купола изучаются уже несколько десятилетий и результатам этих исследований посвящена обширная литература, трудно найти в современной геотектонике более запутанную проблему, чем эта. Взаимоисключающие взгляды о строении и генезисе куполов настолько обычны в литературе, что геолог, впервые приступающий к изучению этих структур, будет удивлен и обескуражен, а то и просто сбит с толку. Среди крайних, экзотических точек зрения можно упомянуть представления о происхождении куполов в связи с падением космических тел или, например, мысль о том, что купола вообще не существуют в природе, тоже имеющих своих сторонников.

Подобные взгляды нужно, однако, решительно отвергнуть. Закономерная, а вовсе не случайная тектоническая позиция куполов в латеральных рядах докупольных палеоструктур просто снимает вопрос о какой-либо их связи с космическими причинами. Что касается второго предположения, то гигантские масштабы куполообразования, особенно в раннем докембрии, настолько очевидны, а само существование куполов настолько многократно подтверждено геологической практикой, что подобные высказывания не имеют под собой основы.

Возрастных ограничений для проявления гнейсово-купольной тектоники не существует. Известны купола и палеозойского и мезозойского возрастов. Вместе с тем ясно, что основная эпоха их формирования — это все же ранний докембрий. Одно это бесспорно указывает на очевидную и яркую специфику древней тектоносферы, стиль которой отражает сложную картину становления главных объемов континентальной коры в геологической истории Земли.

Результаты геологических съемок крупных территорий на всех континентах совершенно определенно свидетельствуют о пространственной и генетической связи куполов и гранитизации. По существу, купола — это структурное выражение процесса гранитизации. Вне таких зон куполов просто нет. Известны два взгляда на гранитизацию, которую рассматривают либо как ультраметаморфизм, т.е. достижение максимальных термодинамических параметров, либо как явление, которое происходит не во время кульминации метаморфизма, а после нее, на регрессивной стадии процесса. Но как бы то ни было, мы неизбежно должны заключить, что куполообразование реализуется только в предварительно метаморфизованных и уже деформированных толщах с длительной историей структурных и вещественных превращений, которые предшествовали возникновению куполов. В связи с этим нужно подчеркнуть, что широко распространенные представления о простом строении куполов и даже о сохранившемся исходном субгоризонтальном залегании метаморфических пород в их сводах совер-

шенно не отвечают современному материалу. Более сложные структуры, чем гранитогнейсовые купола, трудно себе представить.

И все же взгляды о простом строении куполов вовсе не случайны. Как бы ни были сложны складчатые ансамбли на склонах того или иного купола, при детальной работе не составляет труда увидеть, что зеркало таких складок плавно или круто погружается во все стороны от его ядра. Поэтому чем дальше мы будем продвигаться от центра купола, тем все более молодые горизонты стратифицированного разреза будут обнаруживаться. Иными словами, межкупольные зоны всегда обладают синклинорным строением, а собственно купола — антиклинорным. Однако в условиях средней, а тем более — слабой обнаженности, когда реальная складчатая структура не обнаруживается, различные горизонты разреза все же картируются (по элювиальным или делювиальным выходам пород). Обычный результат такой ситуации — простой структурный узор на геологической карте. Однако при картировании хорошо обнаженных территорий такое ложное впечатление быстро рассеивается. Оказывается, что каскады складчатых ансамблей, окружающие ядро купола, обладают сложнейшей внутренней морфологией. Но еще более замысловатая структура обнаруживается непосредственно над ядром купола. Складчатый процесс реализуется здесь под воздействием мощного, направленного вверх расплющивания, приводящего к субгоризонтальной ориентировке плоскостных и линейных структурных элементов. Картирование таких участков (особенно в тех случаях, когда степень их обнаженности невелика) является непростой задачей, а нередко приводит и к ошибочным выводам о их простой структуре.

Один из важных, но мало исследованных аспектов проблемы купольного тектогенеза касается тектонической позиции зон куполообразования. Благодаря Мак Грегору, например, широко распространился термин "стада куполов". Эффектный и запоминающийся, этот термин формирует убеждение, что купола тектонически не упорядочены, что они могут развиваться где угодно — лишь бы был проявлен метаморфизм. Отсюда — один шаг до представлений о неупорядоченной, нелинейной тектонике в раннем докембрии. Природа, однако, дает примеры совсем другого рода.

Хорошо известно, что гранитогнейсовые купола — типичные структуры гранит-зеленокаменных областей раннего докембрия. Пространственная связь, сообщество зеленокаменных поясов и гранитогнейсовых куполов — одна из наиболее ярких и выразительных особенностей тектоники ранней Земли. Примечательно здесь то, что в едином структурном парагенезе сочетаются, даже тесно переплетаются, с одной стороны, такие линейные структуры, как зеленокаменные пояса с их базальтовым, мантийным стилем магматизма и геодинамики, а с другой — скопления изометричных в плане куполов с их совершенно противоположной, коровой, гранитной линией развития. Хотя сообщество поясов и куполов является надежно установленным фактом, от внимания исследователей нередко ускользает другой, тоже вполне очевидный факт, свидетельствующий о том, что купола развиваются не хаотично внутри гранит-зеленокаменных систем, а занимают четко

выраженную позицию — маркируют границы зеленокаменных поясов и концентрируются в пределах линейных зон, латерально примыкающих к этим поясам. В тех случаях, когда ширина зон, расположенных между поясами, невелика (а это обычное явление), гнейсово-купольные зоны, окружающие один зеленокаменный пояс, срastaются с подобными зонами, окружающими соседние пояса, и именно тогда можно наблюдать то, что называют стадами куполов. На самом же деле, в этом неупорядоченном на первый взгляд "стаде" существует вполне определенный порядок. Можно утверждать, что, хотя возникновение куполов неразрывно связано с процессами заложения и развития зеленокаменных поясов, сами купола формируются вовсе не внутри зеленокаменных поясов, как думают многие геологи, а исключительно за их пределами.

Можно предвидеть, что такой вывод встретит возражения. Многочисленные модели формирования зеленокаменных поясов (а их предложено более 20) настойчиво повторяют один и тот же сценарий возникновения куполов: они появляются именно внутри зеленокаменных поясов, на средней и поздней стадиях их развития. Такой подход настолько распространился, что можно подумать, будто он базируется на добротном исходном материале. На самом же деле ничего этого здесь нет. Достаточно посмотреть на геологические карты гранит-зеленокаменных областей, чтобы убедиться в том, что если в зеленокаменных поясах (а они составляют только 20% площади таких областей) развит супракрустальный комплекс стратифицированных и интрузивных пород, то среди моря гранитогнейсовых куполов, окружающих пояса (а это 80% площади гранит-зеленокаменных областей), супракрустальные комплексы почти не сохранились. Таков изостатический эффект купольного тектогенеза, почти повсеместно приводящий к эрозии оболочки куполов, которая, конечно же, существовала здесь до куполообразования — в палеоструктуре. По возрасту эти породы, по-видимому, близко соответствовали толщам зеленокаменных прогибов, но были ли они адекватны им по вещественному составу и строению разрезов? Если — да, то вывод о возникновении куполов внутри зеленокаменных поясов получил бы реальное подтверждение, если — нет, то предлагаемые модели должны быть сильно деформированы.

Хотя супракрустальные толщи в межпоясовых зонах сохраняются редко, они все же встречаются. И в этих местах можно наблюдать, что такие комплексы как раз существенно отличаются от одно-возрастных толщ зеленокаменных поясов. Для них характерны уменьшение роли вулканитов, а нередко — и полное их отсутствие, появление карбонатных пород, ритмический характер разрезов, увеличение мощностей горизонтов, составляющих такие толщи, в сторону зеленокаменных прогибов, присутствие в основании разрезов грабеновых фаций и т.д. Что это, как не признаки латеральной тектонической и формационной неоднородности гранит-зеленокаменных систем? Естественно, возникает вопрос: как в таком случае назвать эти зоны, как определить их геотектоническую природу? Что здесь было до куполообразования?

Зеленокаменные пояса различные исследователи сравнивают то с рифтовыми зонами, то с островными дугами, то с краевыми морями или малыми океаническими бассейнами. Обсуждение этого вопроса выходит за рамки данной работы. Интересно, однако, отметить, что независимо от того, какой из этих вариантов принимать, зоны, примыкающие к зеленокаменным прогибам, быстрее всего окажутся гомотопии шельфов континентальных окраин или шельфов внутриконтинентальных морей, разумеется, с необходимыми поправками на эволюцию. Эти поправки могут быть весьма значительными. Одни явления практически тотального метаморфизма, например, свойственные раннедокембрийской тектоносфере, могут настолько завуалировать, зашифровать исходные ситуации, что какие-либо проекции из современности в историю ранней Земли способны вызвать естественное недоверие. И все же, в тех местах, где сохранились не только ядра куполов, но и супраструктура, образующий ее комплекс больше всего напоминает как раз толщи шельфового типа. Именно этот термин, в какой-то мере стихийно, все чаще используется в зарубежной и отечественной литературе последних лет для обозначения таких толщ. Не имея возможности сколько-нибудь подробно останавливаться на анализе латеральных рядов структур и формаций раннего докембрия, подчеркнем главное: палеотектоническая позиция гнейсово-купольных зон этого возраста определяется их положением в пределах древнейших зон шельфового типа, разделявших прогибы с активным вулканизмом, которые впоследствии становятся тем, что называют зеленокаменными поясами.

В разрезах нормальных шельфов различают фундамент и чехол. Оба эти компонента участвуют и в строении разрезов гнейсово-купольных зон. Под чехлом в таких случаях подразумеваются стратифицированные одноактно метаморфизованные породы, которые перекрывают более древний фундамент, образованный, как правило, полиметаморфическими породами. Казалось бы, не стоит большого труда установить при картировании таких областей границу древнего фундамента и древнего чехла. Чаще всего, однако, именно это сделать не удается. Чем упорнее и тщательнее пытаются откартировать эту границу, тем она становится все более неуловимой и как бы нереальной, хотя сами разновозрастные комплексы, участвующие в строении таких областей, вполне реальны. Здесь мы сталкиваемся с одной интересной особенностью купольного тектогенеза.

Известно, что в строении любого отдельно взятого купола участвуют гранитизированное ядро и так называемое сланцевое обрамление. В связи с этим нужно подчеркнуть, что по отношению к исходной (докупольной) системе фундамент—чехол главный объем гранитизированных ядер куполов сосредоточивается в фундаменте, очень слабо проникая в супраструктуру (рис. 1), в соотношении 90:10. И все же 10% объема продуктов гранитизации проникает в низы разреза толщ чехла, приводя к интенсивной вещественной и структурной переработке этих пород. Вследствие наиболее интенсивной переработки образуется гранит. В итоге первоначально очень резкая граница разновозрастных фундамента и чехла в процессе гранитизации как бы размывается,

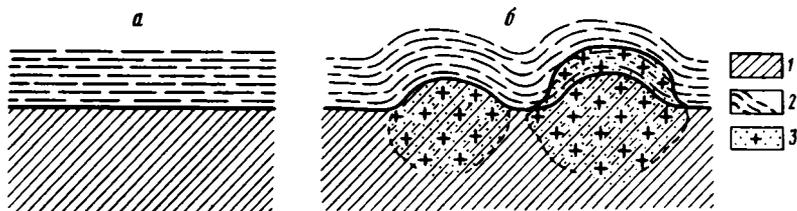


Рис. 1. Докупольная система фундамент—чехол (а) и положение в ней гранитизированных ядер куполов (б)

Ядро левого купола (позиция б) — верхняя кромка ядра дублирует границу фундамента и чехла (это — редкий случай); ядро правого купола — гранитизация захватывает нижнюю часть разреза чехла (это — наиболее распространенный случай). В любом варианте куполообразования основной объем гранитизированных ядер концентрируется в фундаменте

1 — фундамент; 2 — чехол; 3 — гранитизированное ядро

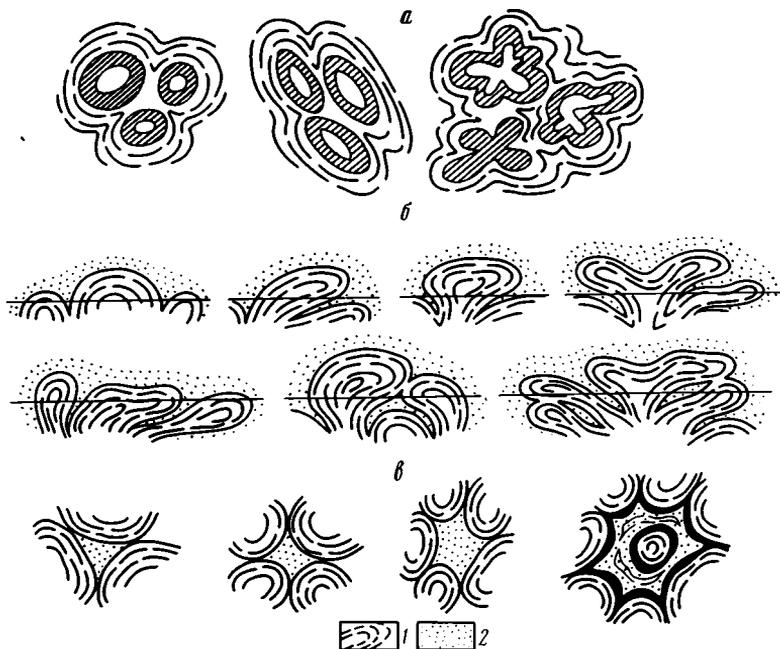


Рис. 2. Морфология куполов и межкупольных синклиналей (в условных линиях): варианты купольных узоров в плане — концентрические, линсаризованные, амёбовидные (а), типовые формы куполов в разрезе (б); межкупольные синклинали в плане — трех-, четырех-, пятилучевая и кольцевая синклинали (в)

1 — ядра куполов; 2 — обрамления куполов

она все больше гомогенизируется, а чаще всего полностью стирается и картированию не поддается. Зато возникает новая геологическая граница, не существовавшая в прежней (докупольной) системе, — эта граница ядра и обрамления. Именно она и может быть реально откартирована. Вместе с тем фронт гранитизации, хотя в общем плане он и оказывается стратифицированным, имеет все же нестационарный характер. В конкатетных разрезах он может располагаться косо по отношению к стратифицированным горизонтам, и поэтому реально картируемая граница ядер куполов как бы "плавает" по разрезу.

На рис. 2 показаны наиболее обычные формы куполов в плане и разрезе. Необходимо подчеркнуть, что все эти рисунки сильно упрощены по сравнению с природными ситуациями. Истинная морфология куполов несравненно сложнее, и это создает при работе в полевых условиях впечатление хаоса, весьма затрудняя картирование этих структур. Но специфика куполов не только в их сложной морфологии. Дело в том, что если стратиграфически выше границы ядра и обрамления всегда распознаются породы чехла, формирующие само сланцевое обрамление, то ниже этого картируемого контура среди гранитизированных пород ядра можно встретить не только скиалиты пород фундамента, но и скиалиты пород чехла. При геологическом картировании такая ситуация, да еще при условии потери границы фундамента и чехла в результате гранитизации, создает трудности, преодолеть которые непросто.

Чрезвычайно прихотливы и формы межкупольных синклиналей, типичных форм зон купольного тектогенеза. Это специфические трех-, четырех-, пятилучевые и более сложные синформы, в том числе и очень распространенные кольцевые синклинали, возникающие в участках тесной группировки куполов.

Хотя в целом очевидно, что геологическое картирование внутренней структуры купольных зон представляет собой задачу высшего класса сложности, есть еще одна, мало исследованная, но важнейшая особенность купольного тектогенеза, без понимания которой прогресс в изучении таких зон вряд ли вообще возможен. Имеется в виду структурное несоответствие ядра и обрамления, возникающее в процессе гранитизации и куполообразования (рис. 3).

Такое структурное несоответствие (или несогласие) может быть выражено очень конкретно, но оно же — в информационном плане — и ненадежно, так как само по себе это несогласие лишено какого-либо стратиграфического смысла, который ему нередко придается. Совершенно очевидно, что по своему происхождению такая граница, в отличие от стратиграфических границ, вторична. Именно ее, однако, и принимают часто за границу, например, архея и протерозоя. Ясно, что необходима особая внимательность при интерпретации подобных геологических границ.

Как возникает структурное несогласие ядра и обрамления? Складчатая система ядра формируется в экранированной сверху камере. Здесь реализуются деформации, связанные с разуплотнением пород,

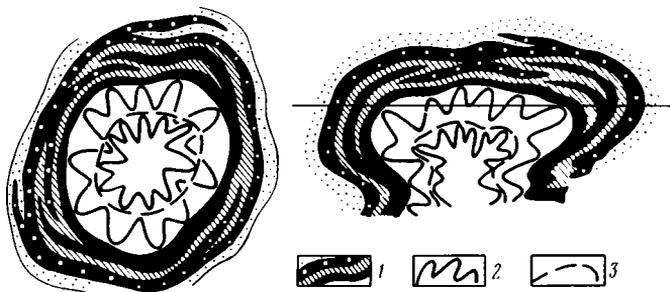


Рис. 3. Упрощенное изображение структурного несоответствия ядра и обрамления, возникающее в процессе формирования купола в плане и в разрезе

1 — горизонты разреза сланцевого обрамления; 2 — гранитизированные породы ядра купола; 3 — проекция окаймляющей поверхности (зеркало складчатости). В роли окаймляющей поверхности выступает также и границная поверхность ядра и обрамления

нарастающим по мере усиления гранитизации. Происходит снижение вязкости пород ядра и быстро нарастает реологическая неоднородность системы "ядро—обрамление". В ядре возникает интерференция напряжений, генерированных локальными центрами гранитизации, что приводит к сложнейшей структурной перестройке и даже перемещиванию в условиях катастрофически падающей вязкости. Структура обрамления иная: она возникает под влиянием напряжений, генерированных ядром в целом, и совершенно не зависит от внутренней структуры самого ядра, где идет совсем иная, бурная жизнь. Расширяющееся в процессе гранитизации ядро купола выступает в этой системе как "рабочее тело", а распределение векторов напряжений в его обрамлении зависит от топологии нестационарной, меняющейся во времени поверхности ядра купола. Вместе с тем структурное несоответствие ядра и обрамления обладает интересной и неожиданной особенностью. Если в ядре провести зеркало складчатости или так называемую окаймляющую поверхность, которая соединяет по касательным шарниры соседних складок, то можно убедиться, что структурное несогласие, наблюдаемое по реальным тектоническим узорам, исчезнет и неожиданно обнаружится полное соответствие складчатой системы обрамления и зеркала складчатости ядра купола. По-видимому, это явление вскрывает (несмотря на внешнее несходство) глубокое единство динамики складчатого процесса в ядре и обрамлении. Можно предположить, что ориентировка зеркала складчатости в ядре отражает как бы волну сжатия, направленную от центра купола к его периферии.

Интересно, что структурное несогласие ядра и обрамления, возникающее в процессе куполообразования, не исчерпывает всех вариантов структурных перестроек, связанных с этим явлением. Пожалуй, еще более контрастно выглядит несоответствие в целом структурных планов раннедокембрийских зеленокаменных поясов и разделяющих их межпоясовых зон, когда линейные складчатые системы зеленокаменных

поясов сочетаются с окружающими их со всех сторон нелинейными, изометричными структурами. Такое явление, впрочем, характерно и для фанерозойских вариантов куполообразования. Геологические карты различных областей мира свидетельствуют об этом вполне определенно. Мы имеем дело, следовательно, не с аномалией, а, наоборот, с типичным, закономерным явлением купольного тектогенеза. Гранитизация, приводящая к резкому нарушению реологии докупольной системы, по-видимому, неизбежно реализуется в возникновении структурного несоответствия между гранитизированными и негранитизированными частями этой системы. Следствие этого — резкое возрастание степени неоднородности компонентов исходной тектонической системы, а нередко — и развитие новых тектонических неоднородностей локального и регионального масштабов.

Геологическая практика полна примерами такого рода. Однако, как правило, они почему-то остаются в тени, за рамками глубокого анализа. Это тем более странно, что для изучения феномена "наведенного" несогласия не требуется ни тонких аналитических методов, ни прецизионной аппаратуры. Эта задача может быть решена уже методами одного лишь крупномасштабного картирования.

В связи с этим нужно обратить внимание на специфику методических приемов работы в гнейсово-купольных областях, вытекающую из практики детального геологического картирования. Можно утверждать, что, пользуясь стандартными методами крупномасштабной геологической съемки, проблему структурных соотношений ядер и обрамления решить не удастся. Вряд ли удастся достичь хороших результатов и в самом картировании таких зон: геологические карты почти наверняка окажутся схематическими. Дело в том, что, хотя структурное устройство обрамления достаточно сложно, оно все же уверенно поддается картированию, так как толщи, составляющие обрамление, литологически контрастны, не несут следов гранитизации. Здесь много хорошо индивидуализированных горизонтов, прослеживание которых (картирование) позволяет быстро и объективно расшифровать складчатую систему обрамления. Совсем другое дело — гранитизированные ядра куполов. Их внутренняя структура на порядок сложнее структуры обрамления. Опыт подсказывает, что при картировании ядер куполов масштаб съемки необходимо увеличивать на один-два ранга. Иными словами, например, при съемке масштаба 1:50 000 картирование ядер куполов нужно проводить в масштабе 1:25 000 и крупнее. Существующими инструкциями по съемке такая "игра" масштабами не предусмотрена. В прямом соответствии с этим — и кризис в изучении областей гнейсово-купольной тектоники. Площади съемки таких областей непрерывно нарастают, а принципиальная новизна не появляется. Понятно, что неудачи в расшифровке истинной структуры гнейсово-купольных зон имеют прямым следствием не только снижение шансов на успех минерагенических исследований, но и неуверенность в прогнозировании, выработке тактики поисков и разведки площадей в тех случаях, когда те или иные рудопроявления, как правило, случайно уже обнаружены.

Очевидно, что гранитогнейсовые купола как основной класс структур зон гранитизации обладают огромным информационным потенциалом. Ясно, однако, и то, что возможности исследования куполов использованы совершенно недостаточно. Ощущается острый дефицит достоверных первичных данных. Выход можно найти прежде всего путем крупномасштабного картирования областей проявления гнейсово-купольного тектогенеза.

УДК 551.243.8(571.6)

*Б.А. Натальин, Л.М. Парфёнов*

## **СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ ШОВНЫХ ЗОН (на примере Южно-Ануйской, Монголо-Охотской и Адыча-Тарынской)**

Детальные исследования разновозрастных складчатых сооружений, выполненные за последние годы, определенно указывают, что все они представляют собой геологические коллажи — агломерат блоков (микроплит или террейнов) различного размера, типа и возраста, которые в прошлом находились на расстоянии в сотни и даже тысячи километров друг от друга, разделяясь бассейнами с океанической корой, и лишь в результате последней складчатости (для каждого конкретного складчатого сооружения) спаялись в единую континентальную массу [21]. Самостоятельную задачу представляет изучение и геологическое картирование границ таких блоков (террейнов), получивших в геологической литературе на русском языке название шовных зон или стур (*suture* — шов (*англ.*). Авторами в течение ряда лет изучалось строение таких зон в пределах мезозой Восточной СССР, в частности Южно-Ануйской, Монголо-Охотской и Адыча-Тарынской, на примере которых рассматриваются особенности их строения и методические вопросы, связанные с крупномасштабным геологическим картированием.

При изучении шовных зон совершенно очевидна необходимость комплексирования различных методов геологических исследований (структурно-геологических, стратиграфических, палеобиогеографических, петрологических и т.п.). Свою задачу мы ограничили оценкой некоторых приемов регионального тектонического анализа и структурного анализа дислокаций.

**Шовные зоны: определение, общие особенности.** До появления концепции тектоники плит шовные зоны рассматривались как поверхностное выражение глубинных разломов, субвертикальных, проникающих в мантию, которые разделяют различные по строению и истории крупные глыбы или блоки земной коры — древние и молодые платформы, геосинклинальные прогибы, срединные массивы и пр., а также блоки более низшего порядка, на которые подразделяются эти крупнейшие элементы [12]. Свидетельством глубинности счита-

лись офиолиты. Определяющим признаком шовных зон являлись высокая степень деформированности пород и незначительная ширина при большой протяженности. К понятию "шовная зона" близки такие ранее широко распространенные в нашей стране понятия, как "глубинный разлом" [19], "зона смятия" [1, 22], а также "рубцовая зона" или "зона корней покровов" альпийских геологов.

Г. Гансер (1965 г.) термин "шовная зона" использовал для наиболее значимых пограничных структур Гималаев (Indus suture line), вещественными признаками которых он считал наличие серпентинитового меланжа, офиолитов и флиша. Такое понимание пограничных структур было использовано в концепции тектоники плит с добавлением некоторых ретроспективных характеристик. Под шовными зонами стали понимать ископаемые конвергентные границы литосферных плит, возникшие при взаимном сближении континентальных блоков, разделенных в геологическом прошлом океаническим пространством [8]. Понятие "шовная зона", достаточно простое при глобальных и суперрегиональных построениях, по мере накопления результатов детальных исследований стало терять свою первоначальную ясность. В составе складчатых сооружений устанавливается большое количество экзотических блоков (террейнов), которые в прошлом разделялись бассейнами с океанической корой, а в настоящее время включены в общую складчато-покровную структуру и далеко не везде они ограничены офиолитами и серпентинитовым меланжем.

Дж. Дьюн [24], различает шовные зоны (s. str), возникшие при столкновении континентов, выраженные протяженными поясами офиолитов, и шовные зоны, отвечающие границам малых плит, блоков или террейнов, возникшие при взаимных столкновениях микроконтинентов и континента с микроконтинентом. Шовные зоны второго типа могут и не сопровождаться офиолитами, проявляясь только в надвигах. поясах повышенной дислоцированности пород и т.п.

Важным признаком понятия "шовная" или "сутурная зона" является то, что они — след исчезнувшего океанического пространства. По одному лишь наличию офиолитов, надвигов и повышенной дислоцированности пород это качество однозначно не устанавливается. При выделении шовных зон необходим широкий спектр методик регионального тектонического анализа, включающий анализ латеральных рядов тектонических элементов, седиментологические, палеонтологические и палеомагнитные исследования, которым в современной литературе уделено достаточно внимания. Подчеркнем особую важность этих исследований при выделении шовных зон или сутур второго типа.

В пределах мезозоид Востока СССР к сутурным зонам первого типа относятся Южно-Ануйская и Монголо-Охотская, второго типа — Адыча-Тарынская. Каждая из изученных шовных зон обладает индивидуальными особенностями вещественного и структурного выражения. Вместе с тем намечаются общие инварианты их строения, которые нельзя не учитывать при геологическом картировании, такие, как исключительно сложная дислоцированность пород, степень которой меняется по простиранию, многоэтапность деформаций и широкое развитие наложенной складчатости.

Дислокационная структура шовных зон характеризуется сочетанием структурных форм двух основных этапов развития складчатых систем — субдукционного и коллизионного. Некоторый опыт исследования складчатых систем Дальнего Востока свидетельствует о том, что в каждом конкретном случае эти этапы вносят разный вклад в создание конечной структуры, а наложение структурных форм в значительной степени осложняет попытки классификации итоговых структурных стилей. Пока можно наметить лишь общую схему, согласно которой наиболее ранними структурными формами являются пологие надвиги, ассоциирующиеся с изоклинальными лежащими складками. Они формируются в процессе субдукции и повторно деформируются при коллизии. Степень коллизионных деформаций местами весьма велика, особенно на участках, где они разделяют древние жесткие глыбы, субдукционные деформации здесь дешифрируются с большим трудом. Для поздних этапов развития складчатых систем, как это справедливо отметил В.С. Буртман (1976 г.), характерны крупные продольные сдвиги.

После некоторых успехов практической реализации концепции террейнов совершенно очевидна неизбежность усложнения намеченной схемы. На границах террейнов, входящих в состав складчатого пояса, следует ожидать сохранение следов тектонических процессов, ответственных за обособление террейнов в качестве самостоятельных тектонических единиц, процессов, которые обусловили диспергирование некоторого целого на террейны. В публикациях, посвященных границам террейнов, нам не удалось обнаружить описаний соответствующих структурно-вещественных признаков. Исключением являются работы, в которых отчленение и трансляция террейнов связывается с крупномасштабными перемещениями по сдвигам. Мы и сами пока не можем предложить конструктивного решения, но ясно одно, что данной проблеме необходимо уделить особое внимание. Структурные формы этих пока еще чисто умозрительных процессов будут усложнением схемы структурной эволюции шовных зон.

Картирование шовных зон должно сопровождаться структурным анализом дислокаций, изучением и нанесением на карту ориентировки видимых в обнажениях складок, сланцеватости, кливажа и линейности. Крупномасштабное геологическое картирование рассматриваемых шовных зон, проведенное на основе лишь принятых инструктивных требований, не смогло расшифровать их строение, представления о структурах оказались упрощенными, а подчас и неверными.

**Южно-Ануйская шовная зона.** Эта зона, изученная в Южно-Ануйском хребте, протягивается в северо-западном направлении на о-в Большой Ляховский и, возможно, далее на п-ов Таймыр и в восточном направлении через южную часть Чукотки на Аляску [13, 16]. Ее ширина местами составляет всего 30 км при протяжении более 2000 км. Зона сформировалась в позднем неокоме, ранее на этом месте существовал океанический бассейн, разделявший Восточно-Сибирский и Северо-Американский континенты. Зона сложена преимущественно позднеюрскими офиолитами и берриас-валанжинским флишем, вдоль северного и южного ее края протягиваются пояса позднеюрско-неокомового известково-щелочного магматизма (рис. 1).

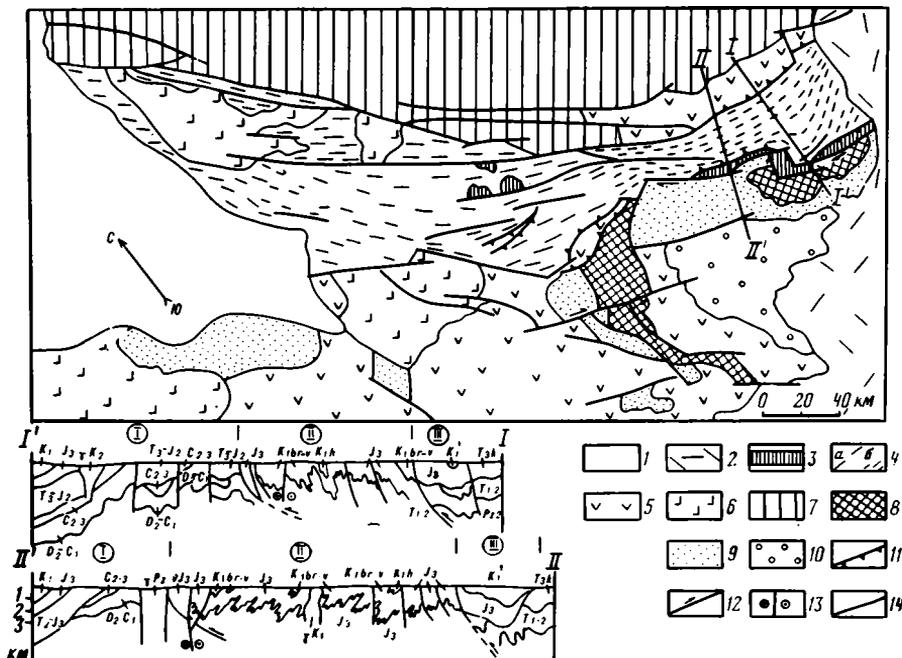


Рис. 1. Элементы кайнозойской тектоники Южно-Анхойской шовной зоны

1 — кайнозойские впадины; 2 — меловые вулканиты Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса; 3, 4 — Южно-Анхойская шовная зона: 3 — габброиды и гипербазиты, 4 — верхнеюрские вулканогенно-кремнистые толщи и неокомовые турбидиты (а — две генерации складок, б — три генерации складок); 5 — зоны позднеюрско-неокомового субдукционного известково-щелочного вулканизма; 6 — зоны эпиколлизсионного известково-щелочного вулканизма; 7 — Анхойская зона Чукотской многоэпиклиналильной системы (Чукотский микроконтинент); 8 — палеозойские комплексы Яблонского массива; 9 — триасово-среднеюрские вулканогенно-осадочные комплексы Олойской зоны и триасово-неокомовые терригенные комплексы чехла Яблонского массива; 10 — апт-альбские отложения Айнахкургенской впадины; 11 — надвиги и взбросы; 12 — сдвиги; 13 — сдвиги на профиле; 14 — прочие разломы.

Римские цифры (в кружках): I — Яблонский массив, II — Южно-Анхойская шовная зона, III — Нутесынская зона

Некоторые геологи Южно-Анхойскую зону рассматривают в качестве рифтогенной структуры [20, 23]. С нашей точки зрения, этому противоречат как особенности вещественного состава магматических и осадочных формаций, так и особенности дислокационной структуры. Остановимся на дислокационной структуре. Она характеризуется многоэтапными складчатыми и разрывными дислокациями, и для ранних этапов структурной эволюции все они однозначно свидетельствуют об устойчивом режиме сжатия, поперечного к простиранию зоны. Изменение структурного плана произошло на заключительном этапе, но и здесь структурные формы свидетельствуют не о растяжении, а о правосторонних скалывающих деформациях в крутопадающих плоскостях, ориентированных по простиранию зоны.

Наиболее ранние дислокации установлены в полосчатых габброидах офиолитовой ассоциации. Складки образованы магматической полосчатостью. Они имеют плохую сохранность, но и в реликтах замков наблюдалась кристаллизационная сланцеватость, которая параллельна осевым поверхностям и представлена минеральными парагенезисами эпидот-амфиболитовой фации.

Три последующие генерации складок присутствуют как в габброидах, так и в вулканогенно-осадочных образованиях. Складки двух первых генераций изоклиналины. В восточной части зоны складки первой генерации и параллельные им осевым поверхностям срывы в значительной степени переработаны (рис. 2, *в*). В редких реликтах этих складок наблюдалась ранняя сланцеватость. В западной части зоны складки первой генерации и связанные с ними срывы являются главными структурными формами (см. рис. 2, *а*). Всюду они сопровождаются кливажем осевой плоскости.

Складки первой генерации и связанные с ними разломы в вулканогенно-осадочных образованиях Южно-Аньюйской зоны являются субдукционными дислокациями. К сожалению, первичная вергентность этих структур однозначна не была определена. О полярности ранее существовавших островных дуг мы судим по латеральной зональности основных тектонических комплексов и прежде всего по положению поясов юрско-раннемелового известково-щелочного магматизма (см. рис. 1).

Основная переработка ранних субдукционных дислокаций обусловлена деформациями второго этапа. Мы считаем, что они были обусловлены некомовым столкновением Восточно-Сибирской и Северо-Американской плит. Как и следовало ожидать, основные структурообразующие события произошли там, где на границах взаимодействующих плит существовали выступы, обладающие повышенной жесткостью. Таким выступом на границе Восточно-Сибирской плиты, вероятно, был Яблонский массив палеозойской консолидации (см. рис. 1). В противостоящей ему восточной части Южно-Аньюйской шовной зоны сформировались изоклиналиные складки и регионально развитая сланцеватость, транспозиционные структуры и местами вторичная тектоническая полосчатость (см. рис. 2, *б*, *в*). Процесс деформаций протекал в условиях зеленосланцевой фации, но вдоль южной границы зоны в ассоциации с кварцем, хлоритом, эпидотом и актинолитом обнаружен лавсонит. Все плоскостные структурные элементы (слоистость, сланцеватость, разломы, осевые плоскости складок и др.) в восточной части зоны имеют субвертикальное залегание, ширина зоны в 2 раза меньше ее ширины к западу, за пределами Яблонского массива. На отрезке, расположенном западнее массива, коллизонные деформации собственных структурных форм практически не создали. Они выразились лишь в переориентировке и уплощении ранних складок и надвигов, сформировавшихся в процессе субдукции. Плоскостные структурные элементы имеют также преимущественно крутые залегания.

На заключительном этапе структурной эволюции в Южно-Аньюйской шовной зоне сформировались преимущественно правосторонние сдвиги северо-западного простираения и связанные с ними простые

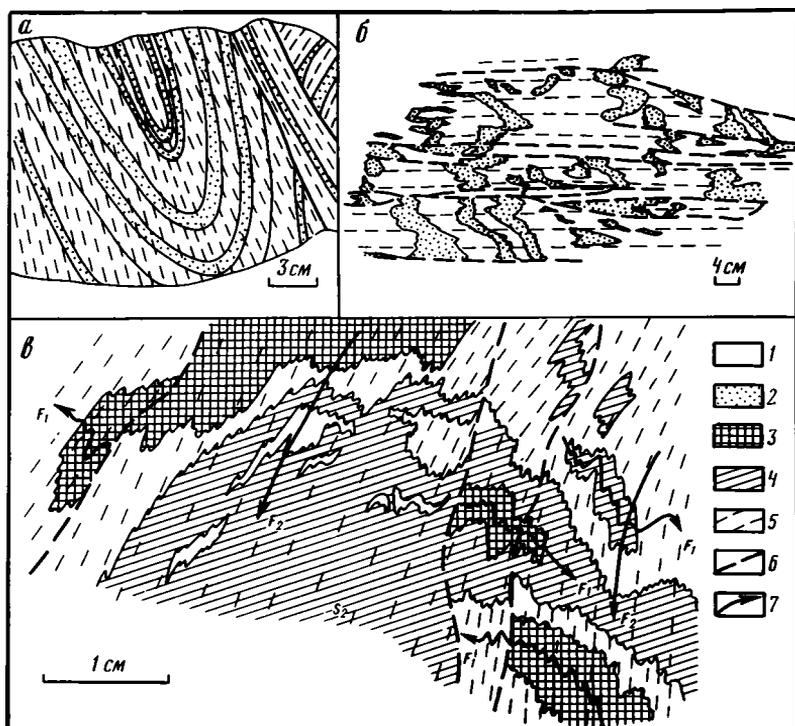


Рис. 2. Характер складчатости Южно-Анхойской шовной зоны: складки  $F_1$  в западной части зоны (а); транспозиционные структуры в восточной части зоны (б); наложение складок  $F_2$  на складки  $F_1$  в восточной части зоны (в)

1 — глинистые породы; 2 — песчаники; 3 — филлиты; 4 — кремнисто-хлоритовые сланцы; 5 — кливаж  $S_1$  (позиция а) и сланцеватость  $S_2$  (позиции б и в); 6 — зоны срывов  $S_2$ ; 7 — оси складок

складки, имеющие крутопадающие шарниры. Эти события внесли существенный вклад в структурообразования. Они ответственны, в частности, за региональное пропеллеровидное изменение ориентировки плоскостных структур в восточной части зоны (см. рис. 1, сравните профили I—I' и II—II').

**Монголо-Охотская шовная зона.** Эта зона (шириной до нескольких километров и протяженностью около 2000 км) отделяет Алдано-Становой щит Сибирской платформы от Буреинского массива, который в период формирования зоны (поздняя юра—неоком) представлял собой передовой выступ Центральноазиатского континента. В ее составе устанавливаются разнородные по своей тектонической природе структурно-вещественные компоненты палеозоя и раннего мезозоя, позволяющие наметить активную континентальную окраину, магматический пояс которой располагается в пределах Станового хребта [17] (рис. 3).

Строение зоны существенно различно в двух ее сегментах: Тукурингро-Джагдинском, противостоящем Буреинскому массиву, и Га-

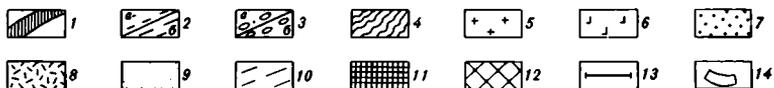
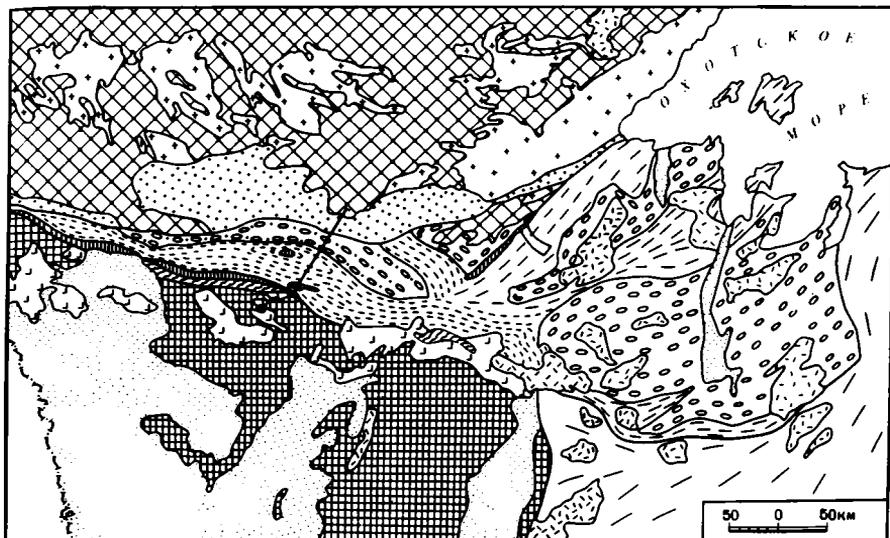


Рис. 3: Тектоническая схема восточной части Монголо-Охотской складчатой системы

1—4 — Монголо-Охотская складчатая система: 1 — габброиды и гипербазиты, 2 — палеозойские вулканогенно-кремнистые и терригенные образования (субдукционный комплекс) (а — сильно переработанные коллизионными деформациями, б — слабо переработанные), 3 — мезозойские терригенные образования (комплекс преддуговых прогибов) (а — сильно переработанные коллизионными деформациями, б — слабо переработанные), 4 — палеозойско-раннемезозойские карбонатно-терригенные образования (комплексы пассивной континентальной окраины); 5 — юрско-раннемеловые известково-щелочные интрузивные и вулканические комплексы (магматические дуги конвергентной субдукционной границы); 6, 7 — тектонические элементы коллизионного этапа: 6 — известково-щелочной вулканоплутонический пояс, 7 — передовые прогибы (Удско-Зейский и др.); 8 — меловые магматические комплексы; 9 — мезозойские и кайнозойские прогибы и впадины; 10 — Сихотэ-Алиньская складчатая система; 11 — Бурейский массив; 12 — Сибирская платформа; 13 — положение разреза; 14 — площадь исследования

ламском, расположенном восточнее. При сходстве вещественного состава обоих сегментов они имеют различную дислокационную структуру.

В Галамском сегменте смятые в простые складки триас-неокомовые толщи Торомского преддугового прогиба налегают на палеозойский субдукционный комплекс. По результатам средне- и крупномасштабного геологического картирования в составе комплекса выделяется ряд свит и толщ с возрастом от кембрия до карбона. В качестве характерной особенности строения разреза отмечается неоднократная и даже ритмичная повторяемость терригенных и вулканогенно-кремнистых пачек, общая мощность которых оценивается в 35 км. Детальное структурное изучение северной части сегмента показало,

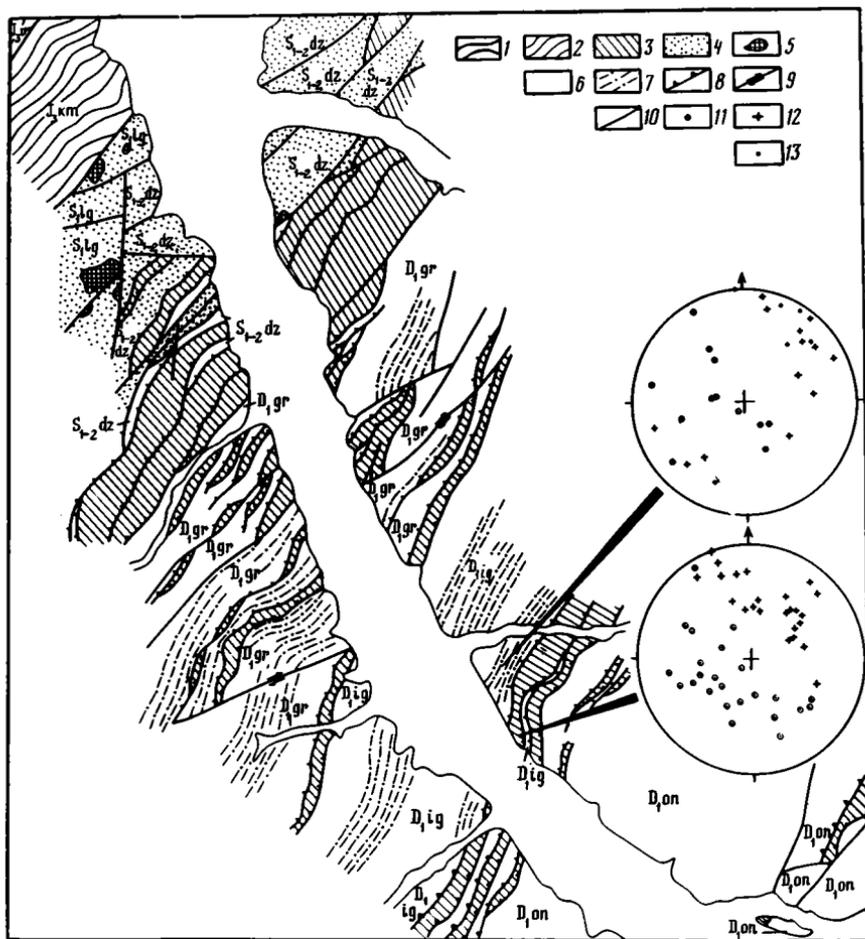


Рис. 4. Схема геологического строения долины р. Галам (составлена с использованием данных Г.В. Роганова, С.Г. Кислякова, Д.Ф. Фомина, А.В. Махинина) (см. на рис. 3)

1 — четвертичные отложения; 2 — мезозойские терригенные комплексы; 3 — тектонические пластины, сложенные породами вулканогенно-кремнистой ассоциации; 4 — олистостромы; 5 — крупные олистолиты, сложенные карбонатными породами; 6, 7 — тектонические пластины, сложенные породами терригенной ассоциации: 6 — преимущественно песчаники, 7 — флиш; 8 — надвиги с указанием направления предполагаемого поддвига (плоскости разломов имеют преимущественно крутые юго-восточные падения); 9 — сдвиги, 10 — разломы неясного кинематического типа; 11 — осевые поверхности складок; 12 — шарниры складок, 13 — удлинения будин

что субдукционный комплекс имеет чешуйчато-надвиговую структуру (рис. 4, а). В строении его принимают участие три ассоциации пород: терригенные слоистые, вулканогенно-кремнистые и олистостромы. Каждая ассоциация слагает тектонические пластины, разделенные разломами, субпараллельными внутренним плоскостным структурным элементом.

Ассоциация терригенных пород сложена преимущественно кварц-полевошпатовыми песчаниками. Присутствуют пачки ритмичного чередования песчаников и алевролитов со структурно-текстурными признаками турбидитов. Ритмично-слоистые пачки включают горизонты алевролитов и подводно-оползневых образований, обломки которых в основном представлены песчаниками, реже яшмоидами, погруженными в глинистый матрикс. В ритмично-слоистых пачках наблюдаются признаки синседиментационных деформаций.

В вулканогенно-кремнистую ассоциацию входят разноцветные яшмы (массивные с признаками перекристаллизации), тонкослоистые кремнистые сланцы, мелкозернистые граувакки, кремнепластические брекчии, спилиты и базальты. Между всеми породами наблюдались стратиграфические соотношения, но нигде не наблюдались стратиграфические контакты пород этой ассоциации с породами терригенной ассоциации. Петрохимические особенности вулканитов, отсутствие остатков макрофауны, наличие в кремнях радиолярий и структурно-текстурные особенности осадочных пород позволяют сопоставить эту ассоциацию с глубоководными океаническими образованиями.

Олистостромы распространены среди толщ, отнесенных при геологической съемке Г.В. Рогановым и А.В. Махнинным к силуру. Здесь среди песчаников и глинистых пород залегают крупные (100×300 м) глыбы рифейских, вендских и кембрийских известняков, окруженные шлейфом известковых брекчий. Описаны также глыбы анортозитов, габброидов, пироксенитов и щелочных гранитов [10]. Не исключено, что, помимо олистостром, здесь присутствуют также меланж течения, представленный хаотическими образованиями с интенсивно рассланцованным матриксом, сглаженными, отполированными и будинированными включениями.

Стереометрические характеристики ранних складок в тектонических пластинах разного литологического состава (терригенных и вулканогенно-кремнистых) существенно различаются (рис. 4, б, в). В кремнистых породах шарниры и осевые поверхности ранних изоклиналиных складок, обладающих правосторонней асимметрией, характеризуются закономерными значительными разбросами вдоль дуг большого круга. Шарниры имеют в основном крутые (45—30°) северо-восточные простирания. Ориентировка ранних складок плохо согласуется со структурными рисунками, считаваемыми с крупномасштабных геологических карт, на которых даже маломощные пластины кремней обладают значительной протяженностью, а признаки более поздних крупных линейных складок отсутствуют. В пластинах, сложенных породами терригенного состава, шарниры ранних складок имеют более пологие залегания и их разброс менее значителен и имеет иную геометрию. Такие соотношения стереометрических характеристик

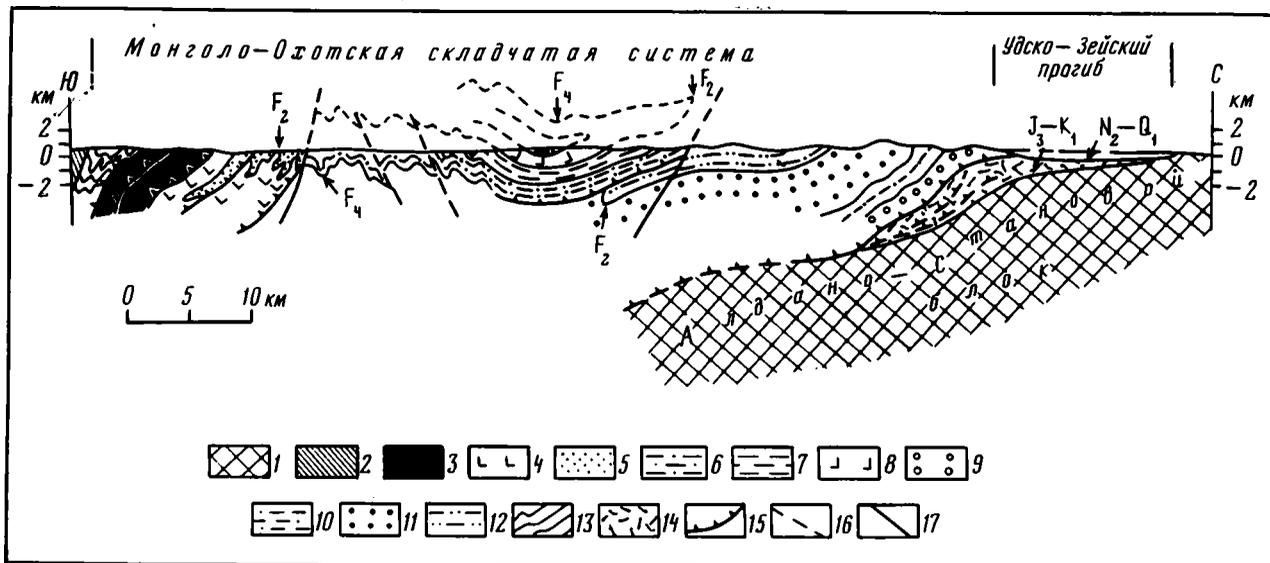


Рис. 6. Геологический разрез через Тукурингра-Джагдинский сегмент Монголо-Охотской складчатой системы (см. на рис. 3)

1 — Алдано-Становой блок Сибирской платформы; 2 — Буреинский массив; 3—12 — комплексы преддугового региона активной континентальной окраины: 3 — полосчатые габброиды и гипербазиты, 4 — нижнедевонские филлиты, метапесчаники и метавулканыты, 5 — нижне-среднедевонские микрокварциты и метавулканыты, 6 — верхнекаменноугольные (?) филлиты, метапесчаники, микрокварциты и метавулканыты, 7 — верхнекаменноугольные (?) филлиты и зеленые сланцы, 8 — нижнепермские зеленые сланцы, метавулканыты и микрокварциты, 9 — верхнетриасовые (?) песчаники и глинистые сланцы, 10 — верхнетриасовые алевролиты и песчаники, 11 — нижнеюрские песчаники, 12 — ниже-среднеюрские песчаники, алевролиты и глинистые сланцы; 13 — среднедевонские алевролиты и песчаники пассивной континентальной окраины Буреинского массива; 14 — юрско-раннемеловые терригенные образования Удско-Зейского прогиба; 15 — надвиги этапа Д<sub>2</sub>; 16 — взбросы этапа Д<sub>2</sub>; 17 — взбросы этапа Д<sub>3</sub>

выражена удлинением галек конгломератов, формы которых позволяют судить о величине чистой деформации. Соотношение осей эллипсоидов таково 1:(2—4):(10—15). Видимые в обнажениях складки имеют размах крыльев до 20 м. По чередованию нормального и опрокинутого залегания устанавливаются складки с размахом крыльев в первые сотни метров.

В габброидах складки  $F_2$  обычно мелкие. Все магматические образования обладают отчетливой минеральной линейностью и кристаллизационной сланцеватостью, которые ориентированы согласно со сланцеватостью и линейностью вмещающих пород. Кристаллизационная сланцеватость в габброидах служит поверхностями трансляции ранней магматической полосчатости.

Наиболее крупные складки  $F_2$  намечаются по соотношению разнотектонических комплексов. В центральной части сегмента устанавливается крупная лежащая антиформа (рис. 6). Смена пологих залеганий сланцеватости и слоистости на крутые, свойственная узкой полосе вдоль южной границы сегмента, позволяет наметить корни опрокинутых на север лежащих складок и покровов. Амплитуда "выплескивания" структур Тукурингра-Джагдинского сегмента на Алдано-Становой блок составляет около 50 км.

Возраст деформаций  $D_2$  определяется как конец средней—начало поздней юры. Верхнеюрские толщи не обладают сланцеватостью и сопутствующими метаморфическими преобразованиями. Перед фронтом перемещающихся к северу монголо-охотских складчатых структур сформировался Удско-Зейский передовой прогиб, выполненный позднеюрскими—раннемеловыми и кайнозойскими терригенными отложениями с максимальной мощностью 2,5—3 км. По гравиметрическим данным, прогиб обладает асимметричным строением с пологим северным и крутым южным крыльями [11]. Проведенное П.П. Лойтером, Н.Г. Маловицкой и Б.А. Натальным моделирование глубинного строения зоны сочленения Тукурингра-Джагдинского сегмента и Удско-Зейского прогиба, основанное на гравиметрических данных и вычислении верхних кромок магнитовозмущающих тел, методом логарифмических спектров не противоречит структурной модели, представленной на рис. 6.

Последующие этапы коллизионных деформаций в Тукурингра-Джагдинском сегменте имеют меньшее структурообразующее значение. Складки и взбросы этапа  $D_4$ , сопровождающиеся кливажом и своим типом линейности, наиболее примечательны, по ним фиксируется обратное по сравнению с предыдущим этапом движение масс — с севера на юг. Амплитуды перемещений вряд ли превышают первые километры.

В мезозойских толщах складки  $F_4$  полностью коаксиальны складкам  $F_2$ , а в палеозойских ориентировка их маршрутов иногда различна. Изменение ориентировки шарниров складок  $F_2$  в палеозойских толщах, по-видимому, произошло до этапа  $D_4$ . Возможно, оно связано с некоторым вращением ранних структур в процессе формирования покровной структуры. Это событие выделено как этап деформаций  $D_3$ .

Структурные формы этапа  $D_3$  фиксируются в южной части сегмента,

по ним вновь устанавливаются перемещения с юга на север, но они также малоамплитудны. Повсеместно проявленные формы этапа Д<sub>7</sub> представлены открытыми складками, поперечными общему простиранию сегмента, и левыми сдвигами северо-восточного простирания (см. рис. 5, в). Эти структурные формы присутствуют и в Галамском сегменте. По-видимому, они же широко проявлены на Буреинском массиве и в располагающихся к востоку от него складчатых сооружениях вплоть до субдолготных левых сдвигов Сихотэ-Алиня.

В конце коллизионных деформаций вдоль северного края Буреинского прогиба сформировался раннемеловой Умлекано-Огоджинский пояс (см. рис. 3). Он сложен известково-щелочными, а в верхах разреза щелочными вулканитами, натровыми и калий-натровыми гранитоидами, которые сходны с продуктами магматизма над субдукционными границами плит. Но единственная субдукция, которую можно здесь предполагать, — это субдукция типа А и А. Бэлли (подвиг Алдано-Станового блока под Буреинский массив). Эпиколлизионные вулканоплутонические пояса намечаются и в районе Южно-Ануйской шовной зоны — меловые вулканические зоны, приуроченные к северной ее границе, и меловая Мангазейская впадина — на южной границе.

**Адыча-Тарынская шовная зона.** Эта зона, прослеженная в северо-западном направлении на 900 км при ширине в несколько десятков километров, отделяет комплексы Верхоянской пассивной континентальной окраины, представленные мощными терригенными толщами каменноугольно-юрского возраста, от также терригенных отложений верхнего триаса, преддугового прогиба Алазейской дуги [16]. Литолого-фациальная зональность верхоянского комплекса, прослеженная от Сибирской платформы и далее к востоку, выраженная увеличением мощностей и мористости отложений и сопровождающаяся закономерным изменением ископаемых биоценозов [7, 15]. Резко обрывается вдоль Адыча-Тарынской зоны. К северо-востоку от нее разрезы верхнего триаса характеризуются меньшей мощностью, преимущественно черносланцевым аргиллит-алевролитовым составом, наличием своеобразных линз конгломератов с галькой местных пород, а также известняков, кварцитов и гранитов, присутствием олистостром и на тех же стратиграфических уровнях комплексов смешанных фаунистических остатков [18]. По Адыча-Тарынской зоне пассивная континентальная окраина поддвинута под внешний край дуги. Величина поддвига, по гравиметрическим данным, оценивается в 150—200 км. С этим поддвигом связано формирование позднеюрского Уяндинско-Ясачненского вулканического пояса, протягивающегося вдоль осевой зоны горной системы Черского, и Главного батолитового пояса позднеюрско-раннемелового возраста.

Адыча-Тарынская зона впервые была выделена как металлогеническая единица, трассируемая на всем своем протяжении характерными сурьмяными месторождениями и рудопроявлениями [4]. Она рассматривалась как полоса повышенной дислоцированности — субвертикальный глубинный разлом, контролирующий структурно-фациальные зоны позднего триаса и юры [3, 5, 9]. При крупномасштабных геологических съемках [2 и др.], был намечен стратиграфический

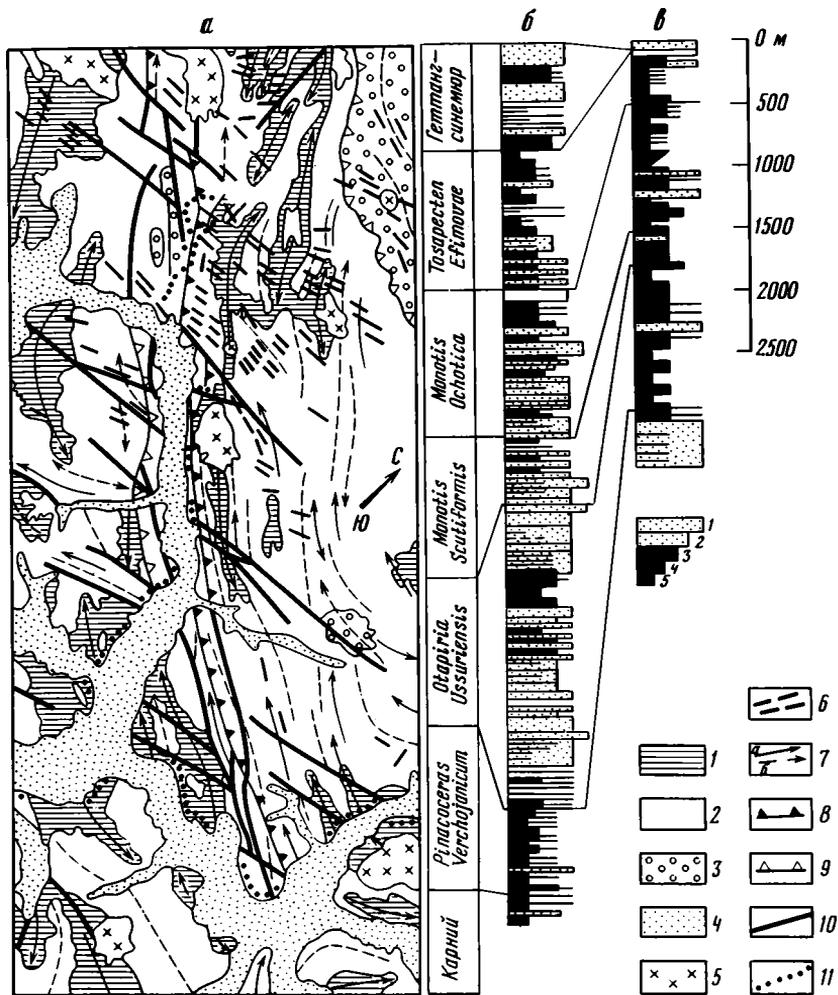


Рис. 7. Схема геологического строения центральной части Адыча-Тарынской зоны (а) и стратиграфические колонки (б, в) (по данным Д.И. Троицкого и М.М. Шишкина): х югу от Адыча-Тарынской зоны (б), Адыча-Тарынская зона (в)

1 — карнийские отложения; 2 — норийские отложения; 3 — юрские отложения; 4 — четвертичные отложения; 5 — граниты; 6 — дайки; 7 — оси антиклиналей (а) и синклиналей (б), закартированных при геолого-съёмочных работах; 8 — южная граница Адыча-Тарынской зоны; 9 — надвиги, взбросы; 10 — разломы; 11 — участки полевых наблюдений. На стратиграфических колонках показаны: 1 — крупнозернистые песчаники, 2 — мелкозернистые песчаники, 3 — крупнозернистые алевролиты, 4 — мелкозернистые алевролиты, 5 — аргиллиты

критерий выделения зоны. В юго-западном ее крыле были закартированы узкие (сотни метров) клинья юрских отложений, согласно подстилающихся норийско-рэтскими породами. К северо-востоку надмоноклиновые слои отсутствуют и с юрскими отложениями граничат отложения зон *Monotis ochotica*, *M. scutiformis* и еще более древние. Вместе с тем при недостаточных сборах органических остатков в однообразных на первый взгляд черносланцевых толщах стратиграфический контроль выделения разломов теряется.

Строение Адыча-Тарынской зоны было детально изучено на центральном ее отрезке, в бассейнах рек Индигирки, Эльги и Тобычана (Л.М. Парфенов, С.С. Рожин, Ф.Ф. Третьяков) (рис. 7). В ее пределах повсеместно развит сланцевый кливаж (кливаж течения), переходящий в сланцеватость, выраженную предпочтительной ориентировкой хлорита и серицита. Преобладающие в разрезе алевролиты и аргиллиты представляют собой тонколистватые породы, раскалывающиеся по плоскостям кливажа. Слоистость выражена хуже, и требуется постоянное внимание, чтобы не принять одно за другое. Кливаж является репером, относительно которого устанавливаются складки трех генераций.

Наиболее ранними являются складки  $F_1$ , возникшие до формирования сланцевого кливажа (рис. 8, а, б, в). Кливаж пересекает складки  $F_1$ , не считаясь с ориентировкой осевых плоскостей и крыльев. Размеры их изменяются от нескольких дециметров до нескольких десятков метров в поперечнике. Это сжатые, вплоть до изоклинальных, складки с остроугольными замками. Образование их, возможно, происходило еще в процессе субдукции. Допускается, что они имеют поздненорийский возраст [18]. В складках второй генерации ( $F_2$ ) сланцевый кливаж ориентирован параллельно их осевым поверхностям. Они наиболее широко распространены и наблюдаются практически в каждом обнажении (см. рис. 8, г—з). Размеры их варьируются от нескольких дециметров до нескольких десятков и даже сотен метров. Среди них различаются прямые, наклонные и лежащие разновидности, но везде кливаж располагается параллельно осевой плоскости. Складки обеих генераций иногда устанавливаются в одном обнажении, в том числе и наложение складок  $F_2$  на  $F_1$  (см. рис. 8, и). Складки  $F_3$  устанавливаются по изгибам кливажа (см. рис. 8, и, к). Это крупные (сотни метров в поперечнике) асимметричные складчатые формы, опрокинутые к юго-западу, с характерными гребневидными антиформами и широкими плоскими синформами.

На стереограммах полюса слоистости и кливажа рассеиваются по дугам больших кругов, что указывает на цилиндрический характер складок, образованных как слоистостью, так и кливажем. По результатам массовых замеров в серии близко расположенных обнажений распределение полюсов обоих плоскостных элементов происходит по почти параллельно расположенным дугам. Рассчитанные шарниры тех и других складок имеют сходный азимут падения, а углы складок отличаются не более чем на  $10^\circ$ . Эти данные свидетельствуют о коаксиальности складок  $F_2$  и  $F_3$  и образовании в сходной геодинамической обстановке. Устанавливаемые на стереограммах складки по кли-

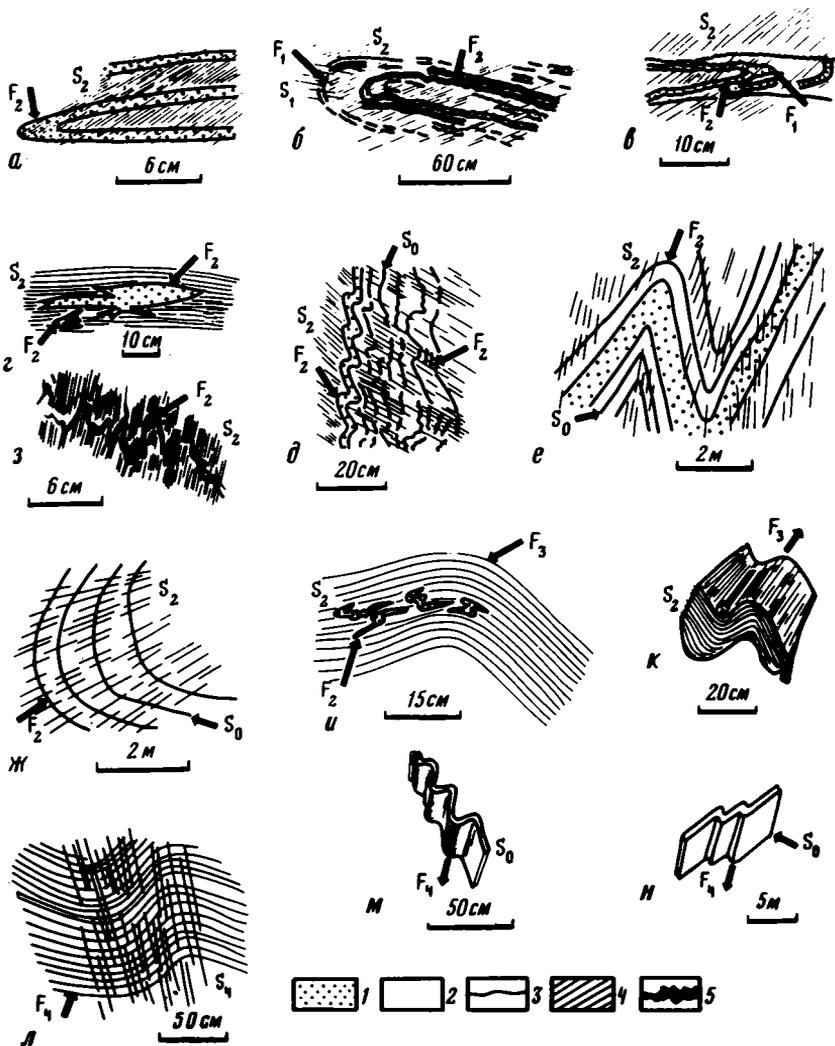


Рис. 8. Характер складчатых дислокаций Адыча-Тарынской зоны: складки первой генерации (а, б, в), складки второй генерации (з, д, е, ж, з), складки третьей генерации (л, м, н), складки четвертой генерации (м, н)

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — слоистость; 4 — кливаж; 5 — кварцевые жилы.  $F_1, F_2, F_3, F_4$  — складки первой, второй, третьей и четвертой генераций;  $S_0$  — слоистость  $S_1, S_2, S_4$  — кливаж первой, второй и четвертой генераций

важу являются складками  $F_3$ , а по слоистости — складками  $F_2$ , повторно деформированные, "дожатые" при складчатости  $F_3$ .

Складки  $F_4$  являются наиболее молодыми фиксируемыми в обнажениях складчатыми дислокациями (см. рис. 8,  $л—н$ ). Это — относительно простые формы с крутыми (более  $60^\circ$ ) углами погружения шарниров. Они устанавливаются по изгибам слоистости, кливажа и кварцевых жил. Размеры их варьируют от нескольких дециметров (преимущественно по кварцевым жилам) до нескольких сотен метров в поперечнике (см. рис. 8,  $л—н$ ). Некоторые из них сопровождаются кливажом осевой поверхности, представленным системой сближенных субпараллельных трещин.

Разрывные нарушения ассоциируются со складками всех генераций. Со складками  $F_1$  и  $F_2$  связаны надвиги, выраженные зонами рассланцованных и окварцованных пород, располагающихся параллельно их осевым поверхностям. Они всегда повторно деформированы, что видно непосредственно в обнажениях. Складки  $F_3$  являются индикаторами системы чешуйчатых надвигов, которые "срезают" кливаж, слоистость и складки  $F_2$  в лежащих крыльях. В висячих крыльях надвигов кливаж залегает полого и примерно параллельно плоскостям сместителей надвигов. Наиболее поздними разрывными нарушениями являются правые сдвиги северо-западного простирания и субширотные левые сдвиги, с которыми сопряжены складки  $F_4$  с крутыми шарнирами. Сдвиги фиксируются в обнажениях, хорошо видны на аэрофото- и космоснимках и устанавливаются при анализе массовых замеров трещин с видимым смещением.

К юго-западу от Адыча-Тарынской зоны в обнажениях наблюдаются крупные (сотни метров в поперечнике) складки с крутыми осевыми плоскостями и трещинным кливажом. Эти складки коррелируются со складками по сланцевому кливажу ( $F_2$ ) Адыча-Тарынской зоны.

Охарактеризованные шовные зоны имеют разное строение, особенности которого во многом определяются степенью жесткости обрамляющих их тектонических элементов. При картировании важное значение имеет выявление доколлизийных (субдукционных) и коллизийных дислокаций. Субдукционные дислокации формируются параллельно с осадконакоплением, которое раньше было принято называть геосинклинальным, и имеют в каждом районе достаточно древний возраст. Они определяются пологими надвигами и связанными с ними изоклинальными лежащими складками. Смещения по надвигам происходят почти параллельно слоистости, поэтому выявление надвигов и ассоциирующихся с ними изоклинальных складок представляет собой весьма сложную задачу. Тем более, что они всегда повторно дислоцированы, обычно весьма интенсивно. Коллизийные дислокации также развиваются длительно, в каждой из зон устанавливается несколько (2—6) этапов, что приводит к формированию наложенной складчатости, сопровождаются образованием сланцеватости. Повторно деформируются не только слоистость, сланцеватость, кливаж, но и ранее возникшие разломы.

Рассмотренные шовные зоны сформировались в различных геоди-

намических обстановках. Адыча-Тарынская зона образовалась при столкновении Алазейской островной дуги с пассивной континентальной окраиной Восточно-Сибирского континента. Монголо-Охотские структуры возникли при столкновении активной континентальной окраины Восточно-Сибирского континента со слабо развитым комплексом пассивной континентальной окраины Буреинского микроконтинента. Южно-Анюйская зона сформировалась при столкновении островных дуг с пассивными континентальными окраинами. Островные дуги, так же как и пассивные континентальные окраины, располагались по разные стороны океанического бассейна, разделявшего сталкивающиеся микроконтиненты. Структурная эволюция шовных зон коррелируется с исходной геодинамической обстановкой.

При столкновении островной дуги с пассивной окраиной континента или микроконтинента коллизионные структуры сохраняют вергенцию субдукционных структур. При столкновении микроконтинента с активной континентальной окраиной вергенция структур меняется на противоположную и отображает обдукцию микроконтинента на активную окраину.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956.
2. *Архипов Ю.В., Климаш В.П., Попов Л.Н.* и др. Геологическое строение Балыньинского блока в центральной части Адыча-Тарынского разлома (верхнее течение р. Адыча) // Геотектоника. 1981. N 4. С. 78—89.
3. *Бергер В.И.* Сурьмяные месторождения: (Закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л.: Недра, 1978. 296 с.
4. *Бычок В.Г.* Закономерности размещения и особенности вещественно-минералогического состава сурьмяных проявлений Верхнеиндигирского района // Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск: Кн. изд-во, 1969. С. 271—272.
5. *Владимиров В.Г.* Геолого-структурная позиция золотосурьмяных проявлений Адыча-Тарынской зоны // Новости геологии. Якутск: Кн. изд-во, 1973. Вып. 3. С. 123—124.
6. *Гансер А.* Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 350 с.
7. *Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М.* Стратиграфия триасовой системы северо-востока Азии. М.: Наука, 1979. 243 с.
8. *Дьюи Дж., Берд Дж.* Тектоника плит и геосинклинали // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 180—191.
9. *Индолов Л.Н., Жданов Ю.А., Суплецов В.М.* Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. М.: Наука, 1980. 232 с.
10. *Кирилова Г.Л., Махинин А.В.* Ранги геологических тел надпорядного уровня организации вещества // Тихоокеан. геология. 1983. N 3. С. 73—80.
11. *Лишневский Э.Н., Землянов В.Н.* Глубинное строение Верхнезейского и Удского прогибов по геолого-геофизическим данным // Геология и геофизика. 1972. N 2. С. 141—146.
12. *Милановский Е.Е.* О некоторых закономерностях строения и истории тектонического развития шовных зон: Автореф. докл. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 3. N 3. С. 8—12.
13. *Наталин Б.А.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 136 с.
14. *Наталин Б.А., Попеко Л.И., Чеботов С.А.* Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1985. N 2. С. 49—64.
15. *Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья: (Палеозой и нижний мезозой).* Новосибирск: Наука, 1976. 133 с.
16. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
17. *Парфенов Л.М., Наталин Б.А., Попеко Л.И.* Тектоника восточной части Мон-

голо-Охотской складчатой системы и природа сопряженных с ней зон мезозойской тектономагматической активизации Алдано-Становой области // Тихоокеан. геология. 1983. N 2. С. 26—33.

18. *Парфенов Л. М., Трущелев А. М.* Позднетриасовая складчатость и олистостромы на юго-западном крыле Иньяли-Дебежского синклиория, их тектоническое положение и природа (Верхояно-Чукотская область) // Геология и геофизика. 1983. N 3. С. 7—20.

19. *Пейве А. В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. N 5. С. 5—13.

20. *Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д.* Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (северо-восток СССР) и проблема Колымского массива // Геотектоника. 1977. N 4. С. 6—17.

21. *Хауэлл Д. Дж.* Экзотические блоки // В мире науки. 1986. N 1. С. 40—50.

22. *Хорева Б. Я.* Иртышская зона смятия и ее соотношение с глубинными разломами // Сов. геология. 1962. N 9. С. 12—19.

23. *Шило Н. А., Тильман С. М., Бялобжеский С. Г., Чехов А. Д.* Тектоника северо-востока СССР // Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 87—99.

24. *Dewey J. F.* Suture zone complexities: A review // Tectonophysics. 1977. Vol. 40, N 1/2. P. 53—67.

УДК 551.24

*Е. И. Паталаха*

## ТЕКТОНОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КАК КОНЦЕПЦИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА

Настоящая статья — итог длительного коллективного поиска пути разрешения кризисной ситуации, в которой оказалась геологическая съемка, а следовательно, и тектоническое картосоставление.

Наиболее уязвимым элементом традиционных тектонических карт складчатых областей в свете современных требований явилась реальная структура, во имя которой и созданы сами карты. Дело в том, что традиционные тектонические карты — это карты главным образом первичной (исторической) тектоники, отображающей всегда, по существу, одно и то же, — запечатленную седиментогенезом в форме геологических формаций этапность развития земной коры. Это карты вещественно-временные, на которых (если не принимать во внимание единичных красных линий) почти полностью отсутствуют элементы вторичной (морфологической) тектоники, т. е. реальная архитектура земной коры, возникающая совместно с литификацией и метаморфизмом. Следовательно, в этом смысле они бесструктурные.

Вторичная тектоника далеко отстала от первичной. Весь гигантский структурный наблюдательный материал, к сожалению, практически не используется для построения карт. Положение усугубляется тем, что учебники структурной геологии традиционно черпают свои методические принципы, по сути дела исходя из простейшего элемента структуры земной коры — слабо деформированной и не затронутой метаморфизмом эпизоны. Но сегодня уже ясно, что основу земной коры составляет вовсе не такая эпизона, а бесконечно более сложные мезозона и главным образом катазона. И это блестяще показала геологическая съемка, от которой наши учебники сильно отстали. Поэтому противоречие между оригиналом и картой, между обнажением

и его картографическим изображением со временем не сглаживается, как, казалось бы, должно быть, а, наоборот, усиливается. Это касается и мощностей, и числа, и состава свит и др. Выход, очевидно, в составлении структурных карт. Научная основа и методика структурного картосоставления были найдены как рабочий инструмент разработки тектонофациального анализа в тесном контакте с геологами-съемщиками и поисковиками.

К настоящему времени в стране сформировался творческий коллектив, объединенный идеями тектонофациального анализа. Широкий резонанс тектонофациальный анализ должен получить особенно в среде геологов-съемщиков, поисковиков и разведчиков — тех, кто своим кропотливым повседневным трудом создает геологическую карту как суммарный результат.

Тектонофациальный анализ как научная концепция с шовными зонами сдвигового течения и торшением блоков между ними — основной модели дислокационного процесса — вывел нас на прямую дорогу безоговорочного признания мобилизма для всего неогейского этапа эволюции планеты (начиная с рубежа в 1,7 млрд лет). И можно смело утверждать, что сегодня тектонофациальный анализ — это гибкий инструмент структурного картосоставления для всех масштабов, гарантирующий не частичное, а полное использование всей имеющейся информации.

В основу концепции положено два принципа.

1. Вторичные (деформационные) геологические структуры — функция прежде всего реологического состояния вещества (вязкости и пр.), которое, в свою очередь, контролируется *PT*-условиями земной коры.

2. Вопреки сложившейся традиции вторичные геологические структуры — это не только, а зачастую и не столько складки, сколько целые ансамбли разнообразных элементов, составляющих в целом структурный парагенезис наиболее выраженного процесса. Например, для мезозоны необычайно характерен линейно-чешуйчатый шовный тип структур. Понятия "складка" и "складчатость" здесь отступают на задний план, тогда как вперед выступают вязкие разломы или зоны динамометаморфизма. Здесь уже воочию выражен во всей полноте эффект приразломного смятия, все еще замалчиваемый общей тектоникой. В катазоне ситуация еще более обострена.

Суть тектонофациального анализа, опубликованная в многочисленных книгах и статьях [1—13], необычайно проста. В земной коре выделяется: три структурно-реологических *PT*-зоны (эпизона, мезозона и катазона); восемь типов чистых (и множество гибридных) вторичных геологических структур, или структурных парагенезисов (пять в эпи-, один в мезо- и два в катазоне), основу которых составляет все же самый главный для неогей шовный, или линейный тип структур сдвигового течения (таких типов выделено три: в эпи-, мезо- и катазоне); десять тектонофаций (группируемых в низшие (*A*) — I—IV, средние (*B*) — V—VII и высшие (*C*) — VIII—X), которые по отношению к геологическим структурам имеют смысл стадий зрелости; допускается, что главная масса разломов в земной коре носит листрический характер (рис. 1).

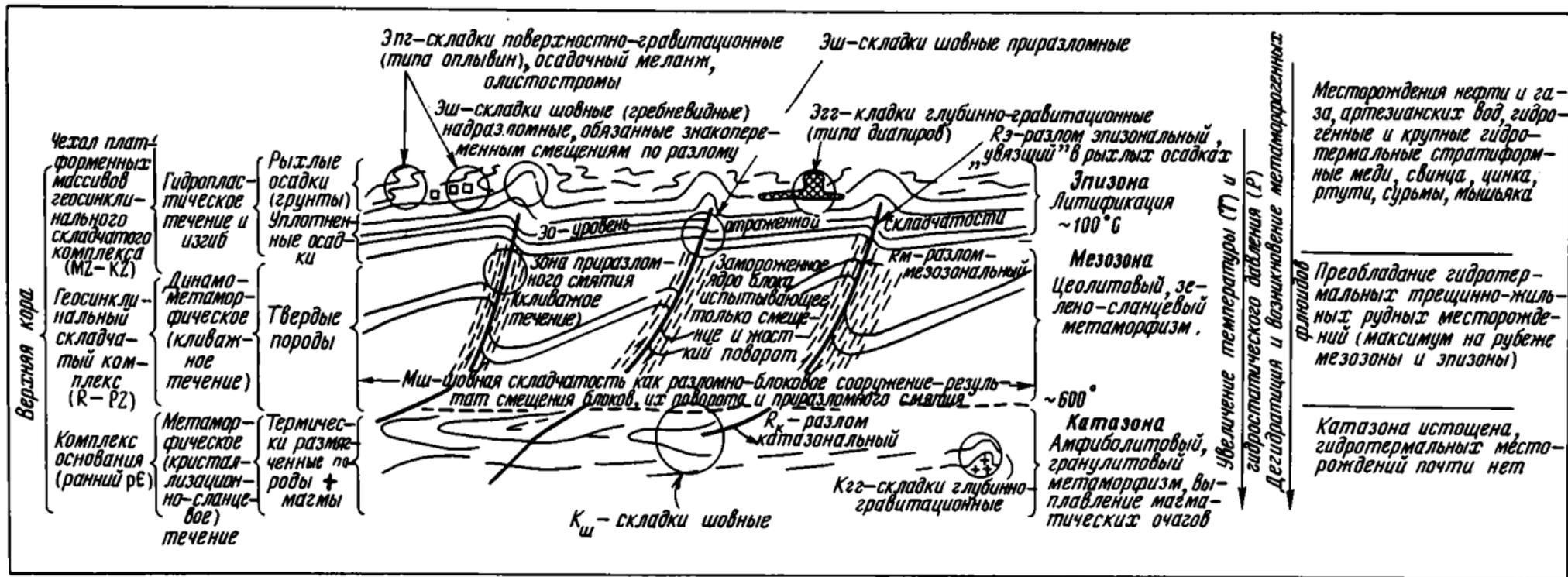


Рис. 1. Принципиальная схема структурно-вещественной эволюции земной коры (более всего соответствует ранней молассе палеозойд)

Отсюда видно, что недостаток морфологической тектоники в ее традиционном виде состоит: в смешении структурно-реологических *PT*-зон; в полном отсутствии шовного, т.е. линеamentного типа, структур сдвигового течения и игнорирования эффекта приразломного смятия (а ведь любые подвижные зоны — суть планетарные зоны дробления); в недооценке эпизональных поверхностно-гравитационных структур, порождающих шарьяжи, олистостромы, меланж и пр. хаотические структуры особенно в зонах скучивания и субдукции; в том, что породы по степени деформированности никогда, нигде и никем почти не различались картографически, и, наконец, как итог всего — в отсутствии полноценного выхода в картографию.

Суть тектонофациальной карты как своеобразного кода структурной ситуации состоит в следующем. На первичную тектоническую основу (в мобилистском исполнении) наносятся все три указанные категории условных обозначений, отображающих вторичную тектонику. Иными словами, на карту наносятся не частные, случайно выхваченные из общего ансамбля структурные элементы, а реальные геологические структуры как тела (формации) с учетом *PT*-условий дислокационного процесса, стадий зрелости и этапов формирования.

Диагностика *PT*-зон производится по уровню литификации и метаморфизма на основании литолого-стратиграфической колонки, а типы геологических структур и стадий их зрелости (тектонофаций) — по всему комплексу геологических данных (карт, разрезов, обнажений).

Тектонофациальная шкала как некий ориентирующий идеальный эталон лучше всего разработана для мезозоны, хотя для качественного выделения высших, средних и низших тектонофаций в эпизоне и даже в катазоне особых проблем нет.

К настоящему времени благодаря участию разных специалистов страны сделано следующее.

Отработаны довольно простые геофизические приемы диагностики и картирования тектонофаций по анизотропии свойств горных пород (Р.И. Ким и др.).

В физико-математическом плане доказано (Н.А. Гарагаш), что: механизм складкообразования в условиях сдвигового течения представляет естественную неизбежность вследствие неустойчивости (бифуркации) самого сдвигового течения (такова природа, в частности, складок ламинарного течения); мощность зон сдвигового течения — функция *PT*-условий; она возрастает с увеличением *P* и *T*; сердце шовных структур — главная структурная триада, состоящая во взаимно параллельном расположении вязких разломов, осевых плоскостей складок и кливажа, хорошо объясняется принципом Кельвина.

Широким фронтом ведется тектонофациальное картосоставление (А.В. Смирнов, В.В. Коробкин, А.И.Лукиенко, В.А. Белый, В.А. Дербенев и др.). Наиболее изучен Восточный Казахстан как уникальный идеально обнаженный полигон мирового значения площадью в 1 млн км<sup>2</sup> (карта масштаба 1:1 500 000). Составляется множество разного рода и назначений карт практически по всем регионам СССР и ряда зарубежных стран. Особый интерес представляют такие карты металлогениче-

ского назначения, которые охватили уже многие рудные объекты и приносят свои практические плоды.

Готовятся к изданию в монографическом варианте учебники и инструкции (в форме брошюр некоторые монографии уже изданы).

Что же дает конкретно тектонофациальный анализ в картографическом исполнении?

В качестве примера можно привести два рисунка (рис. 2 (см. вкл.), 3). Суть составленной тектонофациальной карты масштаба 1:1 500 000 Казахстана (на рис. 2) приводится упрощенная схема-репродукция состоит в том, что на ней впервые нашли картографическое отображение как первичные (верхняя часть легенды), так и вторичные геологические структуры в совмещенной форме, а также в том, что структурная информация передает не частный элемент, выхваченный случайно из структурного парагенезиса, а сам парагенезис как особое геологическое тело. Символика в форме дроби (на рис. 2 показать ее оказалось невозможным) не только хорошо отображает почти любую специфику как первичных (численность [10]), так и вторичных геологических структур, а также их этапность, гибридность и пр.

Металлогеническая схема (см. рис. 3) демонстрирует своеобразную рудогенерирующую (ремобилизационную) роль вязких разрывов, а также их весьма специфический, зачастую "безразрывный" (из-за отсутствия хрупкого компонента смещения) облик, благодаря которому они картируются только в форме высших или повышенных тектонофаций.

Важнейшими уроками тектонофациального анализа как метода тектонического картосоставления являются следующие.

1. Тектонофациальный анализ как бы возвращает нам целостность видения геологического мира явлений, значительно утраченную в эпоху дифференциации знаний. В свою очередь, это высвечивает новые проблемы. В частности, встает проблема вторичности геологических и рудных формаций, т.е. оценка ремобилизации и рециклизма в земной коре петрогенных и рудогенных элементов. Мерой ее является тектонофациальный портрет геологического объекта, так как только он учитывает уровень тектонометаморфической переработки вещества.

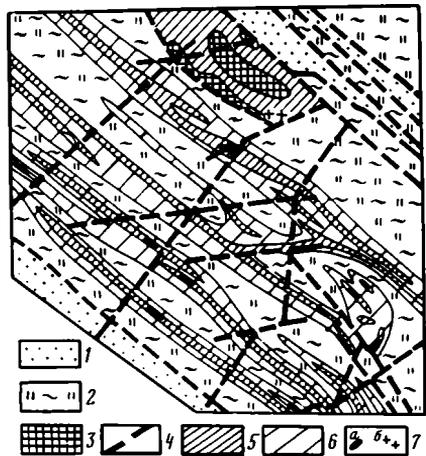
Идеалом "первичности" является не затронутая тектоническим и метаморфическим процессом близкая к антиклинали первичная моноклинали, тогда как пример "вторичности" — вторичная моноклинали как предельный продукт максимального проявления тектонической и метаморфической переработки. Это два природных репера принимаемой нами системы отсчета.

2. Мезозона в целом как региональное и планетарное сооружение — это совокупность (интеграл) частных локальных шовных зон. А каждая шовная зона это зона линеаризации, динамометаморфизма, зона вторичной моноклинали и ремобилизации петрогенного и рудного вещества (метасоматоза и пр.) Отсюда их огромное значение в металлогении. Думается, что очень часто "рудные зоны" — это именно зоны такого рода.

3. Тектонофациальный анализ раскрывает природу и роль разломно-блоковой структуры земной коры в дислокационном процессе и

Рис. 3. Схема геологического строения рудного узла Советского (по А.П. Лопатину)

1 — нижний—средний кембрий; 2 — рифей; 3 — амфиболитизированные основные интрузивные породы; 4 — крупные разрывы; 5, 6 — зоны динамометаморфизма; 7 — участки проявления рудной минерализации: гидротермальной (а), полиметаллической (б)



отвечает на вопрос, почему горизонтальные напряжения сжатия внутри блоков чаще слабо проникают, "стекая" и реализуясь в форме приразломных зон смятия, которые мы должны признать реально существующими.

4. Преподавание курса тектонофациального анализа в высшей школе было бы крайне своевременным. Это подняло бы морфологическую тектонику, до сих пор не получившую организационного статуса, на должную высоту.

Зародившийся еще в 1960-х гг. количественный структурно-парагенетический подход к анализу природных деформаций [1] вырос за истекший период в стройную научную концепцию — в морфологическую тектонику наших дней [1—13], уже доставляющую свои весьма значимые практические плоды как по-настоящему эффективное средство разрешения целого ряда не только металлогенических и поисково-разведочных, но и технологических задач.

Ближайшие задачи состоят в следующем.

1. Составление монографической инструкции по тектонофациальному анализу к выполнению программы Госгеолкарта-50.

2. Составление тектонофациальной карты Казахстана масштаба 1:500 000.

3. Составление мелкомасштабных тектонофациальных карт советских секторов Урало-Монгольского, Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов.

4. Составление тектонофациальной карты континентов и океанов (масштаба 1:1 500 000).

5. Внедрение тектонофациального анализа в геологию, геофизику, металлогению прежде всего на территории СССР.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Паталаха Е.И.* Оценка степени деформированности складчатых толщ // Тектоника и динамометаморфизм Восточного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1967. С. 48—111. (Тр. ИГН АН КазССР; Т. 19).
2. *Паталаха Е.И.* Механизм образования структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.
3. *Паталаха Е.И., Слепых Ю.Ф.* Пересекающаяся складчатость. М.: Недра, 1974. 118 с.
4. *Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Поляков Л.И.* Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. 208 с.
5. *Паталаха Е.И., Гиоргобиани Г.В.* Структурный анализ линейной складчатости на примере Каратау: (Каледонский цикл). Алма-Ата: Наука, 1975. 196 с.
6. *Паталаха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
7. *Паталаха Е.И.* Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 168 с.
8. *Паталаха Е.И., Смирнов А.В.* Введение в морфологическую тектонику. М.: Наука, 1986. 148 с.
9. *Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Коробкин В.В.* Тектонофашии Казахстана (с картой-вклейкой масштаба 1:1500000). Алма-Ата: Наука, 1986. 118 с.
10. *Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Коробкин В.В.* Тектонофашиальные карты: (Метод. рекомендации). Алма-Ата, 1986. 56 с.
11. *Паталаха Е.И.* Тектонофашиальный анализ — возникновение и развитие. Ст. 1, 2. // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. N 6. С. 12—19; 1987. N 1. С. 11—19.
12. *Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Дербенев В.А.* Тектонофашии мезозоны: Атлас микроструктур. Алма-Ата: Наука, 1987. 183 с.
13. *Паталаха Е.И.* Тектонофашиальный анализ — основа повышения эффективности геолого-съемочных и поисковых работ: (Метод. рекомендации). Алма-Ата, 1987. 41 с.

УДК 551.243.4

*А.Д. Казмиров, К.А. Крылов, Л.Б. Афанасьева,  
О.В. Астраханцев, Г.В. Полуни*

### **КРУПНОМАСШТАБНОЕ КАРТИРОВАНИЕ БЕСКОРНЕВЫХ ПОКРОВОВ ЮГА КОРЯКИИ (опыт картирования аккреционных комплексов)**

Большую роль в утверждении мобилизма как основной теоретической концепции в последние годы сыграло признание того факта, что многие горные сооружения являются покровно-складчатыми. Важное значение при выявлении покровно-складчатой структуры имеет крупномасштабное картирование, принципы которого, разработанные на примерах Альпийских сооружений, известны давно и опубликованы в ряде методических руководств [6, 20, 21, 22]. Следует заметить, что большинство сооружений, на которых производилась разработка методов картирования, являются по своей природе коллизионными, т.е. сформировавшимися при столкновении двух крупных (обычно континентальных) блоков и раздавливании какого-либо пластичного промежутка (часто с корой океанического типа) между ними. В таких покровных сооружениях обычно четко выражены сутуры (корневые области) и в характере нагромождения покровов при однонаправленном движении первоначально наиболее удаленные обыч-

но занимают самое верхнее положение [6, 21, 22]. На основании этого принципа, а также допущения о линейности и выдержанности пространственных и литологических характеристик палеофациальных зон проводились палинспастические реконструкции.

В Тихоокеанском тектоническом поясе крупные покровы были выявлены намного позднее [1—5, 7, 8, 11, 16, 17, 20] и по своей природе они относятся чаще всего к аккреционному типу, т.е. образованы при "сдирании" фрагментов океанической коры с пододвигающейся под островную дугу или край континента океанской плиты [5, 11, 16, 20, 30, 31, 33]. Традиционный подход к картированию и палинспастическим реконструкциям в Тихоокеанском складчатом поясе обнаружил свои недостатки, которые проявились прежде всего в том, что невозможно установить корневую область для этих покровов и точно сказать, откуда они пришли. Лишь недавно исследователи осознали, что покровы являются бескорневыми [20]. В аккреционных сооружениях, в отличие от коллизионных, первоначально наиболее удаленными являются не верхние, а нижние покровы, что следует из поддвигового механизма их формирования, они же будут и наиболее молодыми, кроме этого, как правило, они сложены океаническими образованиями.

Мы остановимся на достаточно хорошо изученном районе — Олюторской зоне, расположенной в южной части Корякского нагорья, где устанавливаются океанические и островодужные комплексы, контрастные по литологическому составу [5, 9, 10, 15, 24—28]. Возраст — мел—ранний кайнозой [9, 10, 14, 18]. Хорошая обнаженность, альпийский рельеф, отсутствие поздних гранитоидов и удовлетворительно разработанная стратиграфия позволяют четко устанавливать соотношения комплексов. Аккреционная природа механизма формирования ранних покровов для этого района была показана в ряде работ [4, 5, 15], поэтому Олюторская зона может служить типовым объектом для изучения и разработки методик геологического картирования в других регионах Тихоокеанского пояса.

В начальный период изучения Олюторской зоны исследователи придерживались постулатов геосинклинальной теории и рассматривали этот район как эвгеосинклиналь, в формировании которой основную роль играли вертикальные движения [12—14]. После работ Н.П. Митрофанова по установлению крупного регионального надвига [17] во всех последующих работах главенствующую роль отводится горизонтальным движениям, а вертикальные лишь осложняют покровную структуру на поздних стадиях ее развития [1—5, 7, 8, 15, 17]. Надо отметить, что внутренняя структура аллохтона выпала из поля зрения исследователей и из работы стала кочевать расхожая мысль об обдукции Олюторского офиолитового комплекса из океана на континент [1—3, 7, 8]. Недоучет внутреннего покровного строения региона приводил к рассмотрению в едином вертикальном формационном ряду первоначально разобщенных комплексов, что приводило, в частности, к ошибочным выводам об очень сложной эволюции магматизма [2, 3, 7, 10, 28].

Наши усилия были направлены на изучение внутренней структуры и соотношений аллохтонных элементов мел-палеоценового возраста.

При проведении геологического картирования любого масштаба, особенно в зонах с широким развитием покровных структур, одним из основных условий является установление вещественной определенности каждого из картируемых элементов [6, 20—22]. Выделение и изучение картируемых геологических тел проводилось на основе комплексных литологических, стратиграфических и геохимических исследований. Литологические исследования были направлены на изучение состава, условий осадконакопления и возможных источников сноса терригенного материала. В результате были выделены хорошо картируемые на площади литостратиграфические комплексы и установлены фациальные переходы внутри и между ними. Задачами стратиграфических исследований являлись: установление возраста и интервала формирования выделенных комплексов, а также доказательства предположения, что формационно схожие разрезы являются разновозрастными фациальными аналогами, а не разными частями одного и того же разреза. Следует заметить, что в Олюторской зоне широко развиты эффузивно-кремнистые образования. В зонах развития подобных образований в разных регионах страны и за рубежом (Сахалин, Приморье, Северная Корея, Урал, Япония, Аляска и др.) в последние годы в связи с применением новых методик выделения остатков микроорганизмов собственно из кремнистых пород [19] произошла ревизия старых датировок и были установлены конденсированные разрезы. Возможное существование подобных разрезов, где в маломощной пачке (30—50 м) укладывается целый отдел, а иногда и система, заставляет подходить с новыми мерками к опробыванию разрезов на микрофауну. Для составления разрезов подбирались наиболее хорошо сохранившиеся "целики" при условии их абсолютной обнаженности и ненарушенности разрывными нарушениями. Отбор образцов кремнистых пород на микрофауну производился через 1 м с визуальным контролем наличия радиолярий в образце. Все имеющиеся пликативные нарушения фиксировались и производился повторный отбор с другого крыла складки. Выделение радиолярий осуществлялось травлением в растворе 5—10%-й плавиковой кислоты по известным методикам [19]. Определение радиолярий по объемным формам производилось В.С. Вишневецкой, Н.Ю. Брагиным, Л.Г. Брагиной, И.Е. Пральниковой. При наличии бинокля, кислоты, специальной литературы и опыта определений предварительное определение радиолярий возможно и в полевых условиях. При отборе образцов осадочных и эффузивных пород на геохимические исследования проводилось опробывание одних и тех же разрезов по тем же пересечениям. Далее образцы эффузивных или осадочных пород группировались по типам разрезов и результаты их анализа сравнивались как единые выборки. Для каждого типа разреза выделялись типоморфные признаки: специфические породы или другие характерные черты, по которым можно было бы опознать этот тип. На заключительных этапах производилось сравнение с известными мировыми типами в целях выяснения условий образования пород.

Собственно картирование аллохтона мало чем отличалось от тради-

ционного, описанного в методических руководствах для областей покровно-складчатого строения [6, 20—22]. Картируемыми геологическими телами являлись выделенные на основе описанных принципов вещественные комплексы. Большое внимание уделялось дизъюнктивным нарушениям. Нами прослеживались по простираению и выносились на карты все пологие разрывы, крупные послыинные срывы и субвертикальные тектонические нарушения с амплитудой не менее первой сотни метров. Результаты исследований наносились на топоосночу масштаба 1:25000, которая являлась исходной для составления геологической карты масштаба 1:100000. Карты этого масштаба составлены для всех районов, обсуждаемых в тексте, но для примера представлены наиболее интересные (рис. 1 (см. вкл.), 2).

В тектонической структуре Олюторской зоны выделяются: относительный автохтон (сенон-палеоценовые терригенные отложения корякской серии [13], выполняющие Укэляятский прогиб), параавтохтон (маастрихтские микситовые образования, олистострома), аллохтон (альб-палеоценовые вулканогенные, эффузивно-яшмовые, вулканогенно-обломочные и кремнисто-терригенные образования ватынской серии и ачайваемской свиты и интрузивные расслоенные дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые массивы), неоавтохтон (палеоген-неогеновые вулканогенно-осадочные отложения и неогеновые базальты и андезит-базальты).

Наиболее детально внутреннее строение аллохтона изучалось нами в трех районах: оз. Эпильчик—бухта Натальи, междуречье Ветвей—Тапельваам, бухта Северная Глубокая.

Район оз. Эпильчик—бухты Натальи расположен в северо-восточной части Олюторской зоны (см. рис. 1, 2). Выбор его определялся хорошей обнаженностью и большой (до 1500 м) величиной эрозионного вреза.

Терригенные и туфотерригенные с редкими прослоями кремней отложения корякской серии, слагающие Укэляятский прогиб, сенон-палеоценового возраста [13] вскрываются широкой полосой в северной части района, а также по системе тектонических окон и полуокон в центральной и восточной частях. Они занимают наиболее низкое положение в структуре и рассматриваются как относительный автохтон. Хотя рассмотрение структуры автохтона выходит за рамки статьи, отметим, что ранее его внутренняя структура интерпретировалась как сложноскладчатая [2, 3, 12, 13, 17, 18], но в последнее время в результате государственных съемок и наших исследований было установлено широкое развитие в его пределах чешуйчато-надвиговых и покровных структур. В районе реки Каньон правого притока р. Укэляят обнаружена мощная (1500—2000 м) вулканогенно-кремнисто-терригенная толща кампанского возраста. Присутствующие в ней базальты по своим петрогеохимическим характеристикам близки к одновозрастным базальтам аллохтона. Источник сноса для терригенных пород в этом разрезе устанавливается северного направления, для других разрезов Укэляятского прогиба выявляется другой — запад-юго-западного направления, вероятно, общий

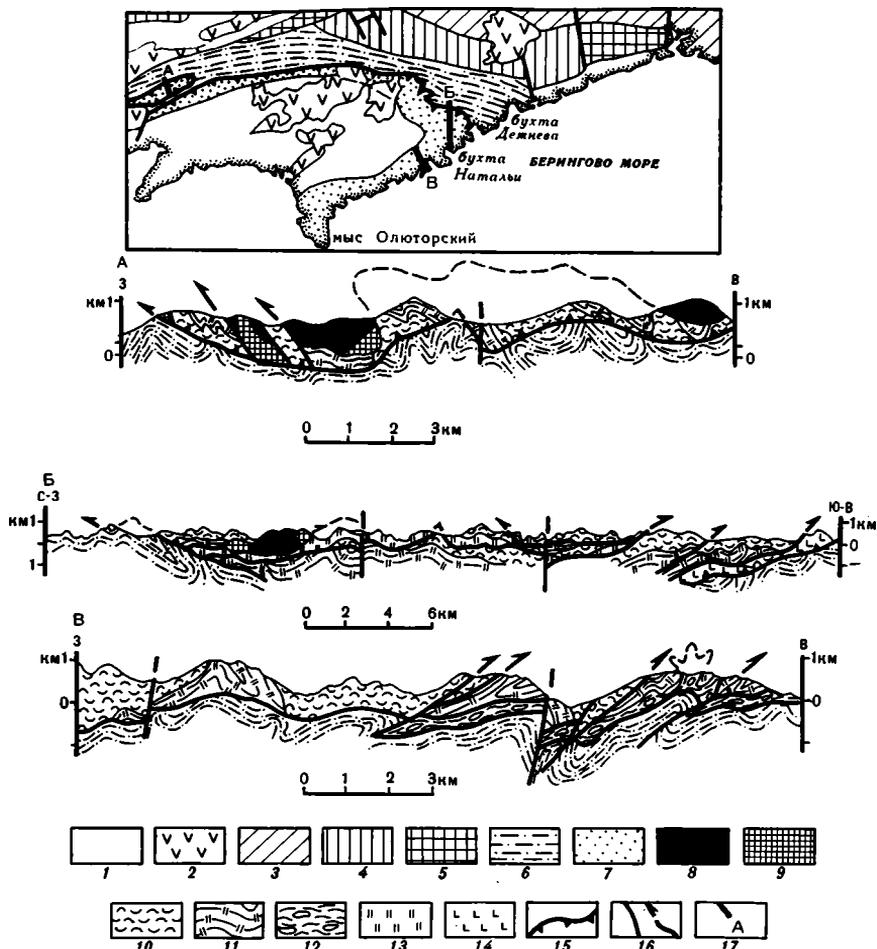


Рис. 2. Схема расположения позднемезозойских—раннекайнозойских аккреционных комплексов в Корякском нагорье

1 — кайнозойские отложения наложенных впадин; 2 — покровы базальтов и андезитов позднего кайнозоя; 3 — мезозойские отложения центральной части Корякского нагорья; 4,5 — аккреционные комплексы центральной части Корякского нагорья: 4 — раннемелового возраста, 5 — позднемелового возраста; 6 — верхнемеловые терригенные отложения Узлаятского прогиба; 7 — Олюторская зона — аккреционный комплекс позднемелового—раннепалеогенового возраста; 8—16 — обозначения к разрезам: 8,9 ультрамафит-габбровые массивы (8 — дуниты, верлиты, пироксениты, 9 — габбро), 10 — вулканогенно-обломочные образования ачайвайямской свиты, 11 — эпильчикский покров — кремнисто-вулканогенный тип разреза ватынской серии, 12 — терригенный меланж, 13 — матыскенский покров — кремнистый тип разреза ватынской серии, 14 — снеговой покров — вулканогенный тип разреза ватынской серии, 15 — Ватынский надвиг, 16 — разрывные нарушения; 17 — положение разрезов: район р. Тапельвеем (А), район оз. Эпильчик и бухты Натальи (Б), район бухты Северная Глубокая (В)

и для пород лесновской серии Западной Камчатки. Этот источник поставлял субаркозовый материал, транспортировка которого осуществлялась вдольструктурными течениями наподобие контурных.

Аллохтон имеет сложное строение — выделяется несколько тектонических покровов [5, 15] снизу вверх: Снеговой, Эпильчикский, Матыскенский. Каждый из выделенных покровов сложен самостоятельным вещественным комплексом. Выделение комплексов осуществлялось по отложениям ватынской серии, корреляция которых между собой производилась на кампанском уровне, для которого характерно массовое появление в кремнистых породах битой ракушки толстостенных радиально-ребристых иноцерамов из группы *Inoceramus cf. schmidti* Mich. Каждый вещественный комплекс состоит из определенного фациального типа отложений ватынской серии и стратиграфически перекрывающих ее вулканогенно-обломочных образований ачайваямской свиты маастрихт-палеоценового возраста.

Снеговой покров сложен вулканогенным типом разреза ватынской серии и перекрывающими их туфотерригенными отложениями ачайваямской свиты. Разрез ватынской свиты альб-кампанского возраста практически нацело состоит из подушечных и массивных базальтов и лавобрекчий того же состава. Нижняя граница возрастного интервала определяется по находке радиолярий альб-туронского возраста близ оз. Гытгын [9, 10], точка, где были проведены сборы, попадает в область распространения этого типа разреза. Нам повторить эту датировку не удалось. В разрезе Снегового покрова наблюдаются три относительно выдержанные пачки кремнистых пород, маркирующих перерывы в вулканической деятельности. Наиболее мощная кремнистая пачка приурочена к коньяк-сантонскому интервалу мощностью 25—30 м. Обычно же кремнистые породы образуют маломощные прослои 0,5—2 м. В ряде мест фиксируются обогащенные железом и марганцем кремнистые породы, сходные с металлоносными осадками океанов, известные и в других районах Корякского нагорья [11]. В верхней части разреза на кампанском уровне кремнистых пород меньше, но появляются детритные известняки и мощные (до 30 м) слои пульверизационных гялокластитов. На этом же уровне встречены высокотитанистые субщелочные базальты, сходные с описанными А.В. Федорчуком [27]. Учитывая мелководный характер осадков, многократное чередование осадков с базальтами в разрезе, что не характерно для разрезов абиссальных котловин, мы предполагаем, что современным аналогом этого типа разреза могут быть океанические поднятия или подводные горы. О существовании среди вулканогенных пород ватынской серии комплексов, сопоставимых с океаническими поднятиями, уже указывалось на основании геохимических данных [27, 28]. Венчает разрез ватынских отложений пачка плагиопорфировых базальтов мощностью до 70 м. Выше через горизонт серых слоистых кремней залегают терригенно-кремнисто-туфогенные отложения ачайваямской свиты, содержащие прослои вулканомиктовых гравелитов и конгломератов, а также пачки терригенно-кремнистых пород. Количество терригенных пород вверх по разрезу значительно увеличивается. Об-

шая мощность ватынской части разреза 800—1200 м, что обусловлено сильной латеральной изменчивостью отложений подобного типа и главным образом неравномерным тектоническим срезанием подошвы пластины. Мощность ачайваямских отложений в районе оз. Эпильчик, как правило, не превышает 300 м, но быстро возрастает к востоку, достигая близ побережья не менее 800—1000 м.

Эпильчикский покров представлен кремнисто-вулканогенным типом разреза ватынской серии коньяк-кампанского интервала [5, 9, 10, 15] и осадочно-вулканогенными образованиями ачайваямской свиты. Нижняя часть ватынских образований сложена пачкой шаровых базальтов и лавобрекчий основного состава. К верхам этой пачки возрастает количество туфов и десквационных гиалокластитов, дающих прослойки до 30—40 м мощностью. В этой части разреза появляются первые пласты глинистых яшм и кремнистых алевролитов с большой долей гиалокластики, достигающие первых метров по мощности. Общая мощность этой части разреза не менее 300 м. Она надстраивается пачкой переслаивания красных радиоляритов с бурыми и сургучно-красными яшмами мощностью до 30 м. Стратиграфически выше следует пачка переслаивания туфосилицитов, перемытых гиалокластитов, кремнистых карбонатных пород с серо-зелеными и розовыми кремнями. Завершают разрез ватынских отложений серые и серо-зеленые туфитовые кремни с многочисленными обломками призматических слоев радиально-ребристых иноцерамов мощностью до 100 м. Описанные отложения выше согласно сменяются (местами границу между ватынскими и ачайваямскими отложениями провести очень трудно) тонкослоистыми серыми кремнями, содержащими радиолярии плохой сохранности. Судя по изменению характера кремненакопления и положению в разрезе выше слоев с радиально-ребристыми иноцерамами, кремни относятся к низам разреза ачайваямской свиты. Мощность кремнистой пачки достигает 60 м. Непосредственно выше этой пачки залегают грубые туфоконгломераты. Площадное картирование позволило выявить два фациальных типа ачайваямской свиты, перекрывающей "эпильчикский" тип разреза ватынских отложений. В основании первого (вулканогенного) залегает мощная пачка афировых, плагио- и пироксен-порфириновых подушечных базальтов и андезитов-базальтов. Выше они сменяются переслаиванием лав, лавобрекчий и туфоконгломератов. В верхней части разреза прослеживаются многочисленные прослойки псаммитовых и пелитовых туфов. Венчает разрез пачка цветных конгломератов, содержащих обломки ватынских и ачайваямских пород. Ближе к побережью, в районе бухт Натальи и Северная Глубокая, пачка цветных конгломератов редуцирована, и на туфах и туфоконгломератах залегает песчано-алевролитовая толща, содержащая грубослоистые черные кремни в основании. Общая мощность вулканогенного типа разреза составляет не менее 1300 м. В целом для второго типа разреза ачайваямской свиты характерно почти полное отсутствие вулканических пород и широкое развитие субаквальных вулканокластических отложений. Мощность этих отложений достигает 950—1050 м.

Матыскенский покров представлен существенно кремнистым ти-

пом разреза ватынской серии ("Красная ватына") с незначительным количеством базальтов в нижней части разреза и стратиграфически надстраивающимися вулканогенными отложениями ачайваемской свиты. Разрез ватынских отложений выглядит следующим образом: на шаровых лавах ( мощностью до 100 м) залегают сургучно-красные радиолариты и глинистые яшмы ( мощностью 80 м), выше следует пачка кремнистых турбидитов, содержащих обломки призматических слоев иноцерамов. Это ритмично-слоистые отложения с четкой градационной слоистостью, подчеркиваемой разной размерностью обломков раковин иноцерамов в подошве и кровле слоя. Мощность этих отложений достигает 300 м. Общая мощность такого типа разреза — около 400 м. Выше через пачку "немых" серых тонкослоистых кремней залегают псаммитовые и псефитовые туфы ачайваемской свиты с редкими прослоями пироксен-порфиновых базальтов. В районе бухты Анастасии мощность ачайваемской свиты, принадлежащей матыкенскому покрову, достигает 1000 м.

Анализ составов базальтов ватынской серии и ачайваемской свиты позволяет выделить среди них несколько серий [25, 26]. Все ватынские базальты попадают в группу океанических базальтов с преобладанием серии низкокалийевых высокотитанистых толентов. Они характеризуются высокими содержаниями высоkozарядных элементов (оксид титана 1,4—1,8%, циркон 130—140 г/т, иттрий 22—24 г/т, гафний 3—3,4 г/т) при низких содержаниях калия (0,1—0,4% оксида) и тория (0,1—0,3 г/т) и истощенном характере распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) (отношение лантана к самарию 0,7 (здесь и далее имеется в виду нормированное по хондриту отношение РЗЭ), лантана к иттербию 0,5—0,65). Для базальтов серии характерно высокое отношение изотопов неодима (эпсилон отношения +9,3—10,9). В качестве дифференциатов могут рассматриваться ферробазальты, отличающиеся повышенными содержаниями титана (26,2% оксида) и суммарного железа (12,5% оксида), и высокоглиноземистые плагнофиновые базальты, характеризующиеся образованием кумулятивных структур [25, 26]. На Олюторском полуострове в вулканогенном типе разреза А.В. Федорчуком описаны базальты, которые из-за обогащения несовместимыми элементами могут рассматриваться как внутриплитные океанические базальты [27, 28].

Для вулканитов ачайваемской свиты возможно выделение следующих серий [25, 26].

**Толентовая.** Характеризуется низкими содержаниями высокозарядных элементов (оксида титана 0,6—1%, циркона 25—50 г/т, иттрия 10—16 г/т, гафния 0,5—0,8 г/т) и умеренно высокими рубидия, бария и стронция (соответственно 6—22, 100—450, 110—570 г/т). В распределении РЗЭ отмечается слабое накопление легких лантаноидов и отсутствие европиевой аномалии. Отношение изотопов неодима высокое (эпсилон отношения +8,9±0,4).

**Известково-щелочная.** В базальтах серии отмечается слабое накопление железа при дифференциации и повышенное содержание калия и редких щелочей — рубидия, бария и стронция (соответственно

1,4—2,4%; 22—34 г/т, 200—700 г/т, 460—1000 г/т) при равной с базальтами толентовской серии концентрации высокозарядных элементов. Отмечается обогащение легкими РЗЭ.

**Шошонитовая.** Лавы этой серии распространены локально. Они приурочены к верхам вулканогенной части разреза. Исходным элементом серии могут быть пикриты с наиболее примитивным составом (титана и магния 0,4—0,6% и 13—16% оксида соответственно; хрома, никеля, бария и стронция соответственно 300—400, 140—350, 415—420 и 100—200 г/т) и высокими лантан-иттербиевым отношением (3,1—3,7) и отношением изотопов неодима (эпсилон отношения  $+9,7 \pm 0,5$ ). Дифференцированные члены серии отличаются пониженными содержаниями когерентных элементов (хром 50—120 г/т, никель 35—90 г/т) и высокими некогерентных — бария, стронция, рубидия, циркона и иттрия (соответственно 420—570, 270—700, 26—64, 130—145 и 14—24 г/т).

Приведенные данные из работ [25, 26] позволяют сопоставлять базальты ватынской серии из эпильчикского и матыскенского покровов, а также большую часть базальтов (преимущественно из нижних частей разреза) из снегового покрова с базальтами, образующимися в условиях растяжения океанического дна. На истощенный характер источника, близкого по составу к источнику современных базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ), указывают характер распределения РЗЭ и высокие начальные отношения изотопов неодима. Часть базальтов из снегового покрова коньяк-кампанского возраста может сопоставляться с базальтами океанских поднятий и гор [15, 27, 28]. По содержаниям когерентных элементов (хром, никель, магний) при высоких отношениях изотопов неодима наряду с повышенными концентрациями некогерентных элементов (барий, стронций, рубидий и торий) и характеру распределения РЗЭ базальты ачайвайемской свиты тяготеют как к преддуговым вулканитам [23], так и к собственно островодужным [23, 25, 26, 28].

Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые массивы являются важной особенностью строения всей фронтальной части Олюторской зоны. В ряде работ их трактовали как нижние части офиолитовой ассоциации [1—3,7], наши исследования подтвердили наличие у массивов активных контактов с рамой, что позволяет их рассматривать как более поздние интрузивные расслоенные тела [5, 12, 15]. В районе оз. Эпильчик массивы слагают ядра наклоненных на север антиклинальных структур [рис. 2]. Все они построены однотипно. Наиболее северный Снеговой хребет — наименее деформирован. Ядро его сложено перидотитами (которые постепенно, но быстро переходят в пироксениты), образующими часто эндоконтакт. Вдоль южного борта массива прослеживается мощная до 70 м зона габброидов с пятнистыми и полосчатыми текстурами. В зоне экзоконтакта устанавливаются значительные преобразования вмещающих пород. В районе бухты Анастасии в состав Эпильчикского покрова входит Итчайвайемский габбро-гипербазитовый массив. Его внутреннее строение аналогично вышеописанному. Отличием является меньшая степень эродированности — ядро, сложенное

перидотитами, вскрыто лишь на небольшом участке массива. Массив и вмещающие его породы ачайваямской свиты и ватынской серии прорваны штоками и дайками габброндов более молодого возраста, которые содержат в качестве ксенолитов все разновидности вмещающих пород. Зона экзоконтактовых изменений достигает 70 м. Важной особенностью структурного положения является то, что массивы прорывают породы ватынской серии, ачайваямской свиты и ее нижней подсвиты и являются наиболее молодыми из магматических пород аллохтона. По своему формационному составу они наиболее близки к аляскинскому типу расслоенных дунит-верлит-клинопироксенит-габбровым массивам и к массивам Уральского платиноносного пояса. Для Аляскинских массивов было сделано предположение, что их внедрение происходило в фазу спрединга энсиматической дуги. Эта модель может быть применима и для массивов Олюторской зоны.

Соотношения описанных комплексов отчетливой всего устанавливаются в районе оз. Эпильчик. Структура аллохтона определяется наличием в этом районе всех трех выделенных покровов, образующих сложно деформированный покровный пакет, шарьированный по Ватынскому надвигу на терригенные отложения Укзаятского прогиба (автохтон). Внутри покровного пакета наиболее низкое структурное положение занимает Снеговой покров. Так, в истоках р. Снеговой яшмы, глинисто-кремнистые породы и базальты кремнисто-вулканогенного типа разреза ватынской серии, слагающие Эпильчикский покров, с тектоническим контактом залегают на плагиопорфировых базальтах ватынской серии, характерных для вулканогенного типа разреза Снегового покрова. В среднем течении той же реки наблюдается уже тектоническое перекрытие пород Эпильчикского покрова существенно кремнистым типом разреза ватынской серии Матыскенского покрова (см. рис. 2). Помимо разнообразной по морфологии и размерам складчатости внутри каждого покрова, весь покровный пакет деформирован в наклоненные к северу и лежащие складки, амплитуда которых достигает нескольких километров. Складки почти повсеместно осложнены субвертикальными разрывами и малоамплитудными надвигами южных румбов. Восточнее, в районе бухт Анастасии и Натальи, весь покровный пакет тектонически сдвоен, причем поверхность сместителя деформирована в пологие складки субширотного простирания.

Район междуречья Ветвей—Тапельваам располагается в юго-западной части Олюторской зоны (см. рис. 1), черты его строения во многом совпадают с вышеописанными для северо-восточных частей. Существенные отличия следующие: 1) в районе выделяется параавтохтонный комплекс, 2) дунит-верлит-пироксенит-габбровые массивы: Сейнавский и Гальмознанский, образуют самостоятельную пластину, занимающую верхнее структурное положение [4].

Аллохтон имеет сложное строение [2—5] — можно выделить три самостоятельных покрова. Два нижних сложены вулканогенно-кремнистыми комплексами, сходными по своим литолого-формационным характеристикам с комплексами, слагающими Снеговой и Эпиль-

чикский покровы, хотя и имеют некоторые отличия. Так же, как и на севере Олюторской зоны, наиболее низкое структурное положение занимает существенно вулканогенный комплекс. Кроме того, имеют широкое развитие разрезы, находящиеся в опрокинутом залегании. В верховьях р. Тапельваая реконструируется крупная (до 10 км) лежачая складка. Наиболее верхнее структурное положение занимают Сейнавский и Гальмознанский массивы, образующие самостоятельный тектонический покров, причем наблюдается дискордантность между деформациями в верхнем и более нижних покровах [4]. Сами массивы сложены дунитами, верлитами, клинопироксенитами и габброидами, деформированы в сложные складки нескольких генераций. Об интенсивном характере деформаций и их полнстадийности свидетельствуют волнистое и мозаичное погасание зерен в поляризованном свете, линейные трансляции, зоны катаклаза и т.п. Складчатая структура, сформировавшаяся, по видимому, при выведении массивов в верхние горизонты коры, была вторично деформирована и осложнена разрывными нарушениями, приуроченным, как правило, к границам петрографических разностей пород.

Параавтохтон сложен олистостромовой толщей [4, 15, 17, 18], которая представляет собой глинисто-песчано-глыбовый микстит. В качестве самостоятельного структурного элемента этот комплекс выделяется, поскольку он ограничен надвигами и от автохтона и от аллохтона. Следует отметить, что в целом параавтохтон деформирован конформно с аллохтоном и, вероятно, в последний этап деформаций они перемещались как единое целое. Матриком служат слоистые алевролиты и мелкозернистые песчаники, которые содержат в себе остатки макро- и микрофауны маастрихта [17, 18]. В состав обломочной части входят разнообразные по размеру деформированные олистолиты пород исключительно ватынской серии, а также "экзотика" — яшмы триасового возраста [5]. Полное отсутствие обломков пород ультраабазит-габбровых массивов и туфов ачайвааямской свиты может быть объяснено накоплением отложений параавтохтонного комплекса до формирования ачайвааямской свиты и выведения указанных массивов на уровень эрозии. Наличие этого комплекса дает информацию о возрасте наиболее ранних деформаций океанических образований до собственно островодужного этапа и наличии скрытого перерыва между ватынскими и ачайвааямскими образованиями. Заметим, что в ряде районов существует угловое несогласие между этими образованиями [14]. Мощность олистостромовой толщи чрезвычайно изменчива по простиранию: в этом районе около 200 м, а в верховьях р. Апука более 1500 м.

Автохтон по своему выполнению, степени и характеру деформаций аналогичен вышеописанному для района оз. Эпильчик [2—5, 7, 12, 13].

Район бухты Северная Глубокая отличается своеобразным тектоническим строением — покровная структура Олюторской зоны здесь интенсивно нарушена серией более молодых, падающих к востоку и к северо-востоку чешуйчатых надвигов (см. рис. 1). Вы-

ходящие вдоль Олюторского полуострова терригенные отложения с прослоями серых и черных кремнистых пород датированы на основании находок в кремнях радиолярий поздним сеноном. Они, по-видимому, являются фациальным аналогом терригенных отложений Укэляятского прогиба, структурно занимают наиболее нижнее положение и являются относительным автохтоном. На эти терригенные отложения с общей восточной вергентностью надвинут аллохтонный комплекс, сложен эффузивно-кремнистыми образованиями ватынской серии и вулканогенно-обломочными отложениями ачайваямской свиты [7, 8]. По границе между автохтонным и аллохтонным комплексами развиты микститовые образования, интерпретированные ранее как океанические олистостромы, надвинутые с востока на запад из Алеутской котловины Берингова моря [8]. По своему структурному положению эти образования являются пара-автохтоном. Матриком являются в различной степени рассланцованные алевролиты и песчаники, содержащие разбужинированные кремнистые прослои. В матрикс погружены глыбы размером 1—1500 м, сложенные породами аллохтонного комплекса (базальты, яшмы, туфы, кремни). В расположении глыб наблюдается определенная закономерность, они существенно обогащают горизонт мощностью 100—200 м, расположенный вблизи подошвы аллохтона и деформированный конформно с поверхностью надвига. В то же время соседние глыбы могут иметь совершенно различную ориентировку и возраст кампан—палеоцен (включительно). У крупных глыб отсутствуют шлейфы обломочного материала, отсутствует изменение размерности матрикса в "горизонтах", обогащенных глыбами, и фиксируется дискордантность складчатости в матриксе по отношению к глыбам. Часть глыб имеет более молодой возраст, чем возраст матрикса, который датируется поздним сеноном. Все перечисленные особенности не позволяют согласиться с ранее предложенной трактовкой этих образований как океанической олистостромы, а заставляют отнести ее к терригенному меланжу, сформировавшемуся в постпалеоцене во время становления покровной системы Олюторской зоны. Наблюдаемая восточная вергентность не позволяет говорить о надвигании аллохтонных комплексов со стороны Алеутской котловины [8], а предполагает, скорее, подвиг со стороны Берингова моря под Олюторскую зону.

Литолого-геохимическое и стратиграфическое изучение выделенных комплексов позволило сопоставить отложения эффузивно-яшмовой формации (бывшей ватынской серии) с океаническими образованиями, а кремнисто-вулканогенно-обломочной (ачайваямской свиты) — с островодужными образованиями в широком смысле [29], отложения автохтона — с отложениями окраинных морей [15]. Среди эффузивно-яшмовых океанических образований имеется два крайних типа разрезов: один имеет четкое деление на две составляющих — нижние лавы типа базальтов срединно-океанических хребтов и верхние кремнистые пелагические осадки; другой — существенно вулканогенный тип разреза, в котором среди базальтов в рез-

ко подчиненном количестве имеются маломощные прослои пелагических осадков (в том числе и мелководных). Геохимическое изучение показало, что в разрезах с чередованием базальтов с осадками всегда присутствуют высокотитанистые, обогащенные несоместимыми элементами базальты, сопоставимые с базальтами океанических поднятий и островов [27, 28]. Для образования подобных составов предполагается плавление более глубинного, чем в срединно-океанических хребтах, и обогащенного источника, т.е. в покровной структуре имеются фрагменты абиссальных океанических комплексов и фрагменты вулканических построек и переходные между ними разности [5, 15, 28]. Конец океанического этапа отражается в резкой смене типа вулканизма [24—26, 28], в смене типа кремненакопления, фиксируется в разрезе переходной пачкой серых кремней и туфосилицитов, сменой окраски кремней и в ряде мест угловым несогласием [14, 15]. На доостроводужный этап приходится первая фаза складчатости и формирование олистостромовых толщ с однородным составом глыбовой части (только из пород океанических образований). После этого происходит заложение ачайваамской островной дуги и накопление мощных субаквальных вулканокластических отложений. Островодужное поднятие за относительно короткий срок превращается в развитую энсиматическую дугу, на определенную зрелость которой указывает присутствие шошонитов [25, 26]. На заключительном этапе ее развития происходит внедрение дунит-верлит-клинопироксенит-габбровых массивов. После чего островодужная постройка отмирает и идет спокойная кремнисто-терригенная седиментация, а сама сейсмофокальная зона смещается южнее. В раннем эоцене в результате коллизии отмершей (ремнантной) островной дуги, имеющей в фундаменте океанические образования, с континентальной окраиной Азии произошло надвигание всего покровного пакета на терригенные отложения Укэлятского окраинного бассейна. Этот палеоцен-эоценовый этап интенсивных покровных движений совпадает по времени с перестройкой вектора движения плиты Кула и резким ускорением ее северного дрейфа [15, 34].

Крупномасштабное картирование позволило установить, что внутренняя структура Олюторской зоны является чрезвычайно сложной и состоит из нескольких покровных элементов. Причем разные покровы сложены фрагментами различных по генезису комплексов, ранее пространственно разобщенных, а ныне собранных в единую структуру. По этому признаку структура Олюторской зоны может рассматриваться как аккреционная. Присутствие в единой структуре ранее разобщенных комплексов следует учитывать при построении любых моделей развития — как петрологических, так и литологических. В то же время структура Олюторской зоны отличается как от древних [11, 16, 34], так и от современных аккреционных призм [31—33]. Отличия заключаются в том, что не наблюдается омоложения возраста слагающих структуру комплексов от верхних покровов к нижним. Особенностью изображенной на рис. 2 структуры являются не только океанические и преддуговые образования

(обычно осадочные), как это имеется в аккреционных призмах, но и входящие в ее состав собственно островодужные. Это говорит о формировании покровной структуры после отмирания островной дуги. Из-за перечисленных фактов мы предлагаем такие структуры называть аккреционными комплексами в отличие от собственно аккреционных призм. В структурном отношении эти комплексы представляют пакет сложно деформированных покровных пластин — покровов третьего рода [21], причем покровы являются бескорневыми. Структурные отношения и возраст комплексов, слагающих Олюторскую зону и Алеутскую котловину, не позволяют принять последнюю в качестве корневой области, как это делалось ранее [8]. Бескорневые покровы возникли за счет аккреционного способа их формирования — последовательного поддвига океанической коры с расслоением пододвигающейся плиты и вовлечением ее верхней части в аккреционную структуру [16, 30—34]. Из этого следует, что наиболее удаленные от континента структурно-формационные комплексы занимают в покровной структуре наиболее низкое положение [5, 15, 16, 33]. Палинспастическая развертка пакета тектонических покровов должна осуществляться за счет последовательного вытягивания наиболее нижних в структурном отношении покровов, это противоречит обычно применяемой и разработанной на примерах альпийских образований методике [6, 21, 22]. Следует заметить, что все другие наблюдаемые особенности в аккреционном комплексе Олюторской зоны — пологий подвиг, срыв по базальному слою, маломощные зоны тектонической переработки, разделяющие покровы, — наблюдаются в современных аккреционных призмах [30—32, 34].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджян С.А., Чехов А.Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1980. N 3. С. 111—122.
2. Алексеев Э.С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья // Там же. 1979. N 1. С. 85—95.
3. Алексеев Э.С. Геодинамика зоны перехода океан—континент на примере позднемезозойской—кайнозойской истории южного сектора Корякского нагорья // Там же. 1987. N 4. С. 102—114.
4. Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническое строение фронтальной части Ватынского покрова (Корякское нагорье) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, N 1. С. 157—160.
5. Астраханцев А.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.М. Тектоника северной части Олюторской зоны // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 161—183.
6. Белостоцкий И.И. Тектонические покровы // Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. С. 131—169.
7. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н. и др. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189—217.
8. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н. и др. Океанические олистостромы западного побережья Алеутской впадины (Берингово море) // Геотектоника. 1982. N 5. С. 74—81.
9. Вишневская В.С., Богданов Н.А., Сухов А.Н. и др. Возраст вулканогенно-кремнистых образований Олюторской зоны (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983. N 8. С. 61—69.

10. Вишневская В.С. Стресс и возраст меловых кремнисто-вулканогенных образований Олюторского хребта // Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. С. 10—42.
11. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения яранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 110—140.
12. Егизаров Б.Х., Дундо О.П., Верещазин В.Н. и др. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 343 с.
13. Ермаков Б.В. Узкаяятско-Шумагинский флишевый прогиб Корякии и Южной Аляски // Геология и геофизика. 1975. N 6. С. 42—46.
14. Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ востока СССР. Л.: Недра, 1972. 243 с.
15. Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200—225.
16. Кузьм Л.Д., Фаулер Дж. Структура и стратиграфия орегонской континентальной окраины: Проверка модели чешуйчатых надвигов // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т. I. С. 291—316.
17. Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. N 4. С. 144—149.
18. Митрофанов Н.П., Шелудченко С.Д. О возрасте терригенных отложений на юго-западе Центрально-Камчатской складчатой зоны // Там же. 1981. N 4. С. 128—131.
19. Назаров Б.Б., Витухин Д.И. Методы выделения радиоларий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 2. С. 95—101.
20. Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В., Соколов С.Д. Тектонические покровы и геокартирование // Геотектоника. 1988. N I. С. 3—10.
21. Руженцев С.В. Особенности картирования в зонах развития покровных структур // Геологическая карта сложнодислоцированных комплексов. Л.: Недра, 1980. С. 105—125.
22. Руженцев С.В. Некоторые общие закономерности формирования покровных структур // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Наука, 1977. С. 19—27.
23. Сэндерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102—133.
24. Сухов А.Н. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. N 10. С. 12—27.
25. Федоров П.И. Петрогенезис меловых базальтов Олюторской зоны Корякского нагорья по изотопно-геохимическим данным // Геология Тихого океана: Тез. докл. 3-я Тихоокеан. школа по мор. геологии, геофизике и геохимии. Владивосток, 1987. С. 155—157.
26. Федоров П.И. Изотопно-геохимический состав меловых базальтов Олюторской зоны Корякского нагорья // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Наука, 1987. С. 30—31.
27. Федорчук А.В. Олюторский магматический комплекс позднего коньяка—раннего сантона // Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. С. 47—50.
28. Федорчук А.В. Эволюция базальтового вулканизма офиолитовых ассоциаций (на примере востока Олюторской зоны) // Офиолиты восточной окраины Азии: Тез. докл. Хабаровск: ИТИГ ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 47—50.
29. Хворова И.В. Отложения островодужных систем // Литология и полез. ископаемые. 1987. N 6. С. 3—18.
30. Auboin J., Azema J., Biji-Duval B. et al. Subduction et orogèhèse // C.r. Acad. sci. B. 1984. Vol. 298, N 8. P. 351—358.
31. Davey F.J., Hampton M., Childs J. et al. Structure of a growing accretionary prism, Hikurangi margin, New Zealand // Geology. 1986. Vol. 14, N 8. P. 663—666.
32. Mascle A., Biji-Duval B. Growth of accretionary prisms, tectonic processes from caribbean examples // Origin arcs. Amsterdam etc., 1986. P. 375—400.
33. Moore J.C., Silver E.A. Continental margin tectonics submarine accretionary prisms // Rev. Geophys. 1987. Vol. 25, N 6. P. 1305—1312.

34. Page R.A., Plafker G., Fuis G.S. et al. Accretion and subduction tectonics in the Chugach Mountains and Cooper River Basin, Alaska: Initial results of the Trans-Alaska crustal transect // *Geology*. 1986. Vol. 14, N 6. P. 501—505.

35. Wallace W.K., Engebretson D.C. Relationships between plate motion and late Cretaceous to Paleogene magmatism in southwestern Alaska // *Tectonics*. 1984. Vol. 3, N 2. P. 295—315.

УДК 551.24(571.56)

*Л.М. Парфёнов, В.С. Оксман, А.В. Прокопьев,  
С.С. Рожин, В.Ф. Тимофеев, Ф.Ф. Третьяков*

## **ДЕТАЛЬНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ВЕРХОЯНЬЕ, ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ КРУПНОМАСШТАБНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ**

Складчатые структуры Верхоянья формировались со средней юры и до конца мела, продвигаясь из внутренних районов по направлению к Сибирской платформе [15]. Наряду с относительно простыми дислокациями устанавливаются крупные изоклинальные складки, в том числе лежачие, надвиги и сдвиги. Характерна наложенная складчатость с повторной деформацией ранее возникших складок, разломов, сланцеватости и кливажа. Становится ясно, что расшифровка тектонических структур невозможна без применения современной методики структурного анализа, без изучения и картирования сланцеватости, кливажа, линейности, без определения возраста конкретных складок и разломов.

Методика такого анализа разработана применительно к метаморфическим образованиям. Она создавалась в 1950-е гг. главным образом в Англии (Дж. Уилсон, Дж. Рамзи и др.) и получила широкое применение в практике геолого-съёмочных и тектонических исследований во всем мире. В настоящее время имеется ряд сводных работ, посвященных изложению основ структурного анализа, в том числе и на русском языке [5, 9, 17, 19, 20, 21].

Опыт структурных исследований в Верхоянье показывает, что методика структурного анализа вполне применима для расшифровки структур, образованных слабо измененными породами. Непользование этой методики при геологическом картировании оборачивается упрощенным пониманием строения складчатых сооружений и в конечном счете тем, что крупномасштабная геологическая съемка лишь детализирует ранее составленные среднемасштабные карты, а не приводит к принципиально новым результатам. В практике геологических съемок, в том числе крупномасштабных, картируются лишь крупные складки и разломы поздних генераций, не улавливаются более напряженные структуры ранних генераций, надвиги, смещения по которым во много раз превышают смещения по более поздним крупным разломам.

Структурные исследования включают изучение видимых в обна-

жениях складок, разломов, слоистости, сланцеватости, кливажа и линейности, определение их взаимных соотношений, а также соотношений с кварцевыми жилами, дайками и другими телами магматических пород. Методика этих работ излагалась ранее [4]. Они сопровождаются массовыми замерами ориентировки плоскостных и линейных элементов различных типов с последующей обработкой их на стереографических сетках, построением сбалансированных структурных профилей и структурных карт.

В статье излагаются некоторые результаты детальных структурных исследований, выполненных в различных тектонических зонах Верхоянья (рис. 1), главное внимание при этом уделяется выводам, которые не могли быть получены без использования методики структурного анализа. Приводимые ниже стереограммы выполнены на сетке Вульфа в проекции на нижнюю полусферу.

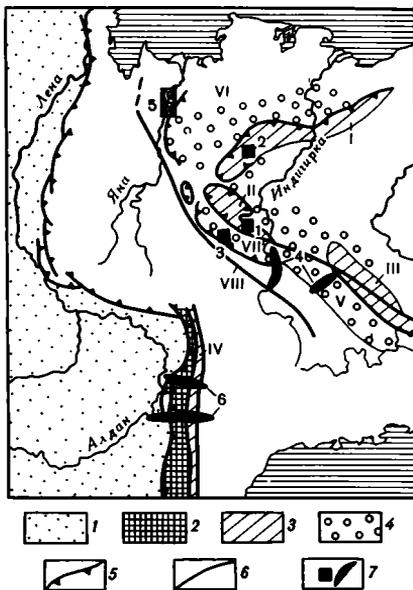
**Кыбытыгаские тектонические покровы Тас-Хаяхтахской зоны.** Тас-Хаяхтахскую зону принято рассматривать как горст-антиклинорий, сложенный породами ордовика, силура и девона, которые крутыми разломами (типа сбросов и взбросов) отделяются от обрамляющих их преимущественно юрских отложений. Здесь, в бассейне руч. Кыбытыгас, левого притока р. Чибагалах, закартирована серия тектонических пластин мощностью в первые сотни метров каждая, сложенных метаморфическими породами палеозоя и олигоценной бат-келловейского возраста, которые тектонически перекрывают оксфорд-нижнекимериджские осадочно-вулканогенные образования. На пластинах с угловым несогласием полого залегает вулканогенно-осадочная толща позднекимеридж-волжского возраста (рис. 2).

Метаморфические породы представлены зелеными сланцами, в которых в переменных количествах присутствуют хлорит, кварц, альбит, карбонат, серицит, эпидот и цоизит. Среди них обособляются пачки различного состава: преимущественно пелитовые, карбонатно-терригенные, карбонатные и кварцитовые. Находки остатков кораллов, брахиопод, мшанок, криноидей позволяют датировать отложения в интервале от ордовика до девона включительно. Складчатые дислокации представлены сжатыми, почти изоклинальными формами размером от нескольких дециметров до нескольких метров, в которые изогнута кристаллизационная сланцеватость, и более крупными открытыми складками с крутыми осевыми плоскостями. Местами удается наблюдать наложение складок второго типа на первые.

Олигоценотрома образована алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками, конглобрекциями и олистолитами. Наряду с мощными пачками однородных алевролитов и глинистых сланцев характерны пачки тонкого переслаивания, с признаками турбидитов: градационные структуры, косая слоистость, конволютные формы, подводно-оползневые складки. Конглобрекции слагают линзы (до 1 м мощностью) и линзовидные пачки до нескольких десятков метров. В разных количествах присутствуют окатанные обломки и угловатые, остроугольные и вытянутые фрагменты размером от нескольких мил-

Рис. 1. Схема расположения изученных участков

1 — Сибирская платформа; 2 — рифейско-кембрийские отложения Кыллахской зоны; 3 — нижне-среднепалеозойские преимущественно карбонатные отложения Селеннях-Улахан-Тасской (I), Тасхаяхтахской (II), Омулевской (III) и Сеттедэбанской (IV) зон; 4 — юрские отложения Иньяли-Дебинской (V) и Полоусненской (VI) зон; 5 — надвиги (Чаркы-Индибирский (VII)); 6 — разломы (Адыч-Тарынская шовная зона (VIII)); 7 — изученные участки в районах: р. Кыбытыгас (1), Уядинского блока (2), верховьев р. Джолакаг (3), Иньяли-Дебинской зоны (4), хребта Кулар (5), Южного Верхоянья (6)



лиметров до нескольких дециметров. В составе обломков известняки, кремнистые породы, кварц, хлоритовые сланцы. Олистоциты представлены вытянутыми вдоль слоистости матрикса глыбами, размером до 10—15 м в поперечнике, палеозойских известняков и хлоритовых сланцев. Контакты их обычно тектонизированы с зеркалами и штрихами скольжения. Встречены глыбы изометричных очертаний серпентинитов и серпентинитового меланжа (с включением в серпентинитах метаморфических сланцев и кремней) размером 0,3—7 м.

Подошва тектонических пластин, сложенная олистостромой, выражена зонами рассланцевания и милонитизации мощностью до 1,5—2 м. К этим зонам приурочены линзовидные тела рассланцованных серпентинитов толщиной до десятков метров. Вся совокупность тектонических пластин собрана в открытые складки шириной в несколько километров, погружающиеся к юго-востоку. Эти складки легко устанавливаются по замерам залегания слоистости в олистостроме и зон рассланцевания в подошве тектонических пластин. Олистострома слагает серию синклиналей, разделенных антиклиналями, сложенными метаморфическими сланцами. В синклиналях выше олистостромы залегают пластовые тела габброидов, которые также участвуют в складчатости. Габброиды имеют интрузивные контакты с олистостромой и полого изогнуты в ядрах синклиналей.

На стереограммах полюса слоистости олистостромы, полюса сланцеватости метаморфических пород и осевых поверхностей изоклинальных складок рассеиваются по дугам больших кругов близкой ориентировки. Эти данные определенно указывают, что метаморфические сланцы смяты в те же складки, что и олистострома.

Вулканогенно-осадочные образования позднемержидж-волжского возраста залегают моноклинально. Полюса слоистости их образуют один изометричный максимум.

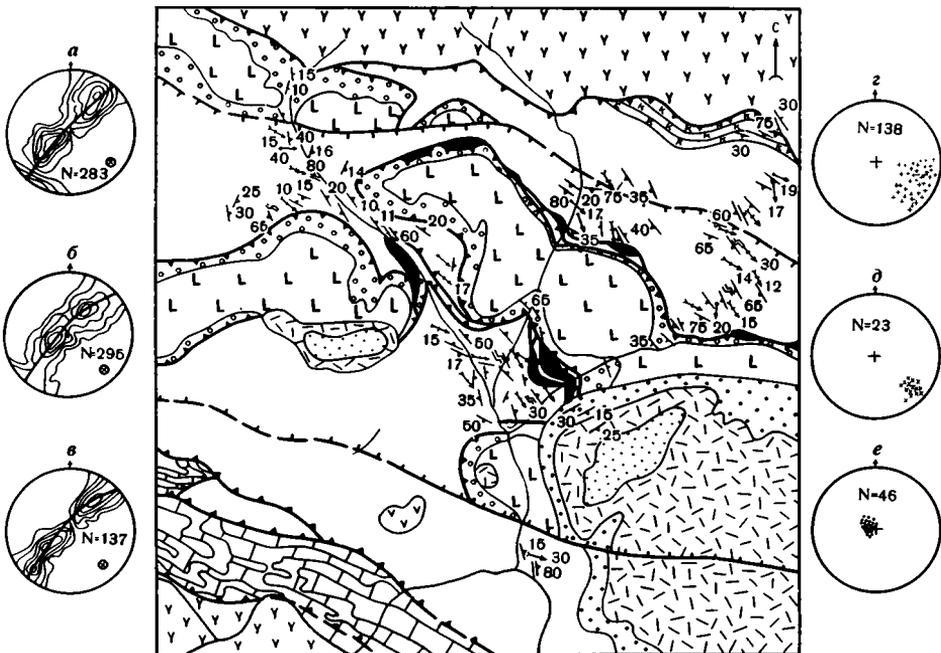
Полученные данные, хотя они касаются небольшого участка, позволяют поставить вопрос о покровном строении и алохтонном залегании палеозойских пород на мезозойских в пределах всей Тас-Хаяхташской зоны, поскольку комплексы пород прослеживаются на всем ее протяжении. Начало формирования тектонических покровов Тас-Хаяхташской зоны определяется по возрасту олистостромы (бат—келловой). Тектонические покровы этого возраста, сложенные породами, которые включены в олистострому, т.е. метаморфическими сланцами, палеозойскими известняками и меланжированными серпентинитами, следует предполагать к северо-востоку от рассматриваемого участка. Здесь распространены дислоцированные осадочно-вулканогенные оксфорд-нижнемержиджские и терригенные отложения волжского возраста. Бат-келловейские покровы и их корневую зону следует предполагать под относительно молодыми образованиями, которые выступают в качестве неоавтохтона. Описанные тектонические пластины более молодые. Их образование и повторная деформация приходится примерно на середину кимежджа, поскольку они запечатаны моноклинально залегающими верхнемержидж-волжскими образованиями.

**Тектонические покровы Уяндинского блока.** Уяндинский блок, расположенный в пределах Селенняхского кряжа, сложен в разной степени метаморфизованными предположительно докембрийскими комплексами. Метаморфические образования блока принято рассматривать в качестве выступа фундамента гипотетического Колымского массива [16]. На севере и западе они обрамляются ордовикскими и силурийскими отложениями, а на юге и востоке — терригенно-карбонатными зеленосланцевыми толщами томмотской серии позднего докембрия [7] (рис. 3).

Метаморфические образования включают гипербазит-базитовый, вулканогенно-терригенный и терригенно-карбонатный комплексы. Ги-

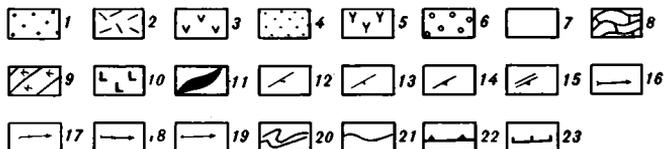
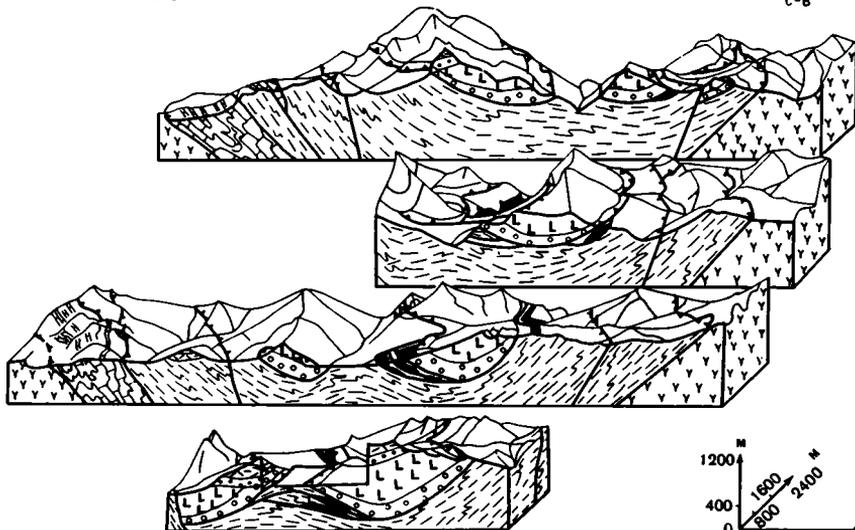
Рис. 2. Схема геологического строения и блок-диаграммы в районе р. Кыбытыгас

1—4 — позднемержиджские—ранневолжские образования: 1 — песчаники, гравелиты, конгломераты, 2 — кислые вулканиты, 3 — базальты, 4 — алевролиты, глинистые сланцы; 5 — оксфорд-раннемержиджские осадочно-вулканогенные образования; 6 — бат-келловейская олистострома; 7—9 — ордовикско-девонские метаморфические образования: 7 — метапелиты, 8 — карбонатные породы, 9 — кварциты; 10 — габброиды; 11 — серпентиниты; 12—20 — структурные элементы: 12 — слоистость, 13 — сланцеватость, 14 — осевые поверхности изоклиальных складок, 15 — осевые поверхности открытых складок, 16 — минеральная линейность, 17 — шарниры изоклиальных складок, 18 — шарниры открытых складок, 19 — длинные оси будин, 20 — рисунок асимметричных складок; 21 — геологические границы; 22 — надвиги; 23 — взбросы и взбросо-сдвиги. На стереограммах показаны: полюса слоистости олистостромы (а), полюса сланцеватости метаморфических пород (б), полюса осевых плоскостей изоклиальных складок метаморфических пород (в), шарниры изоклиальных складок в метаморфических породах (г), шарниры открытых складок в метаморфических породах (д), полюса слоистости позднемержидж-ранневолжских осадочно-вулканогенных образований (е)



10-3

C-B



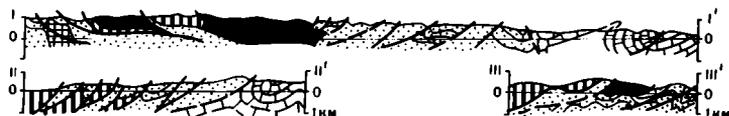
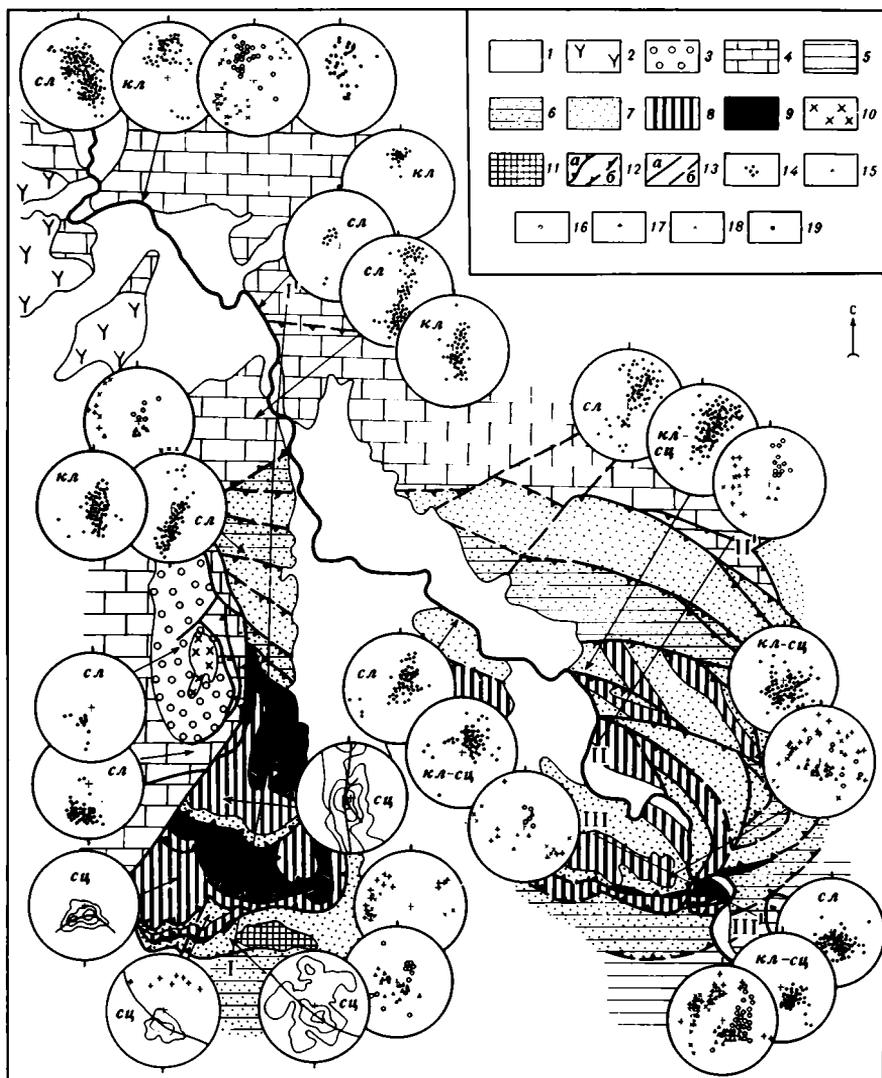


Рис. 3. Схема геологического строения Уядинского блока

1 — кайнозойские отложения; 2 — позднемиловые вулканы; 3 — позднеюрские конгломераты; 4 — раннепалеозойские отложения; 5 — томмотская серия; 6—9 — кристаллические образования: 6 — терригенно-карбонатные, 7 — вулканогенно-терригенные, 8 — амфиболиты и метагаббро, 9 — серпентиниты; 10 — позднемезозойские диориты; 11 — гнейсо-граниты; 12 — надвиги (установленные (а), предполагаемые (б)); 13 — прочие разломы (установленные (а), предполагаемые (б)).

пербазит-базитовый комплекс сложен аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, амфиболитами, габбро-амфиболитами и амфиболовыми сланцами. Предполагается, что они являются метаморфизованными офиолитами [2]. Вулканогенно-терригенный комплекс представлен биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-амфиболовыми, амфиболовыми и двуслюдяными сланцами и микрогнейсами с прослоями мраморов и кальцифиров. В составе терригенно-карбонатного комплекса преобладают мраморы, обычно с амфиболом, чередующиеся с карбонатно-слюдистыми сланцами и биотитовыми микрогнейсами. Они прорваны телами биотитовых гнейсовидных гранитов, возраст которых 530—550 млн лет [7]. На контакте метаморфические сланцы подвержены мелкозернистой перекристаллизации, затушевывающей раннюю сланцеватость. В гранитах наблюдаются катклаз и рассланцевание, что свидетельствует о синтетектоническом их формировании. Томмотскую серию слагают известняки и доломиты, а также кварциты, хлорит-серицитовые, слюдисто-карбонатные и другие сланцы. Палеозойские фаунистически охарактеризованные отложения ордовика и силура представлены слабо измененными терригенно-карбонатными и карбонатными породами. Они с угловым несогласием перекрываются валунными и крупногалечными конгломератами, алевролитами и грубозернистыми песчаниками предположительно келловейского возраста. В гальке преобладают палеозойские карбонатные породы, встречаются глинистые, известково-глинистые сланцы и слабо измененные диабазы.

Комплексы метаморфических пород слагают серию тектонических пластин мощностью от нескольких десятков до сотен метров. На юге блока фронтальные части пластин наклонены к северу под углами 20—40°, на севере — к югу под углами 40—60°.

В серпентинитах отмечаются реликты полосчатости, природа которой остается неясной (кумулятивная или метаморфическая). В базитах проявлена полосчатость, образованная чередованием меланократовых и лейкократовых разностей, в том числе чисто плагиоклазовых, мощностью до первых десятков сантиметров. В вулканогенно-терригенном и терригенно-карбонатном комплексе хорошо выражена слоистость. Повсеместно развитая кристаллизационная сланцеватость субпараллельна полосчатости базитов и слоистости метасадочных пород.

Наиболее высокотемпературные парагенезисы, определяющиеся находками кианита, силлиманита, ставролита и граната, распространены в южной части блока [16], которые к югу в терригенно-карбонатном комплексе и в томмотской серии последовательно сменяются биотитовой и серицит-хлоритовой ассоциациями. Терри-

На стереограммах показаны: 14 — полюса слоистости (СЛ), кристаллизационной сланцеватости (СЦ), кливжажа (КЛ); 15, 16 — полюса осевых плоскостей складок первого (15) и второго (16) этапов; 17, 18 — шарниры складок первого (17) и второго (18) этапов; 19 — полюса плоскостей надвигов и взбросов в палеозойских отложениях

генно-карбонатный комплекс северной части блока характеризуется присутствием светло-коричневого биотита.

В основании тектонических пластин устанавливаются тонкозернистые интенсивно рассланцованные породы с тонкой линзовидно-полосчатой текстурой, напоминающие милониты, но по степени преобразования изофациальные с вмещающими породами. Они подстилаются линзами серпентинитов и мономиктового серпентинитового меланжа. Характерны изоклиналильные и сжатые асимметричные складки южной вергентности. По рисунку складок устанавливается движение с севера на юг. В подошве мощной (около 600 м) пластины серпентинитов (верховья р. Калгын) прослежена узкая толщиной около 200 м полоса амфиболитов. У контакта с серпентинитами в них развита зелено-бурая роговая обманка, которая вниз по разрезу сменяется низкотемпературной сине-зеленой роговой обманкой, что, возможно, указывает на существование метаморфического ореола в подошве серпентинитов и их внедрение в довольно горячем состоянии [11].

Метаморфические образования центральной и северной части блока и располагающиеся севернее палеозойские отложения характеризуются в разной степени сжатыми асимметричными складками субширотного простирания северной вергентности. В метаморфитах размер их изменяется от нескольких сантиметров до сотен метров. Отмечается наложение этих складок на более ранние изоклиналильные складки южной вергентности. Складки сопряжены с пологими низкотемпературными зонами рассланцевания, которые по составу становятся более крутыми, вплоть до вертикальных. Осевые поверхности складок при этом также изменяют свое положение от субгоризонтального до крутого. Со складками связан сланцевый кливаж, выраженный новообразованиями биотита и хлорита. На стереограммах полюса кливажа рассеиваются по дугам больших кругов, которые примерно совпадают с поясами рассеивания полюсов слоистости. В южной части блока этот кливаж сопровождается развитием хлорита и накладывается на ранее сформированные складчатые и покровные структуры. В палеозойских отложениях складки более крупные, упрощаются в северном направлении. Полюса слоистости и кливажа на стереограммах характеризуются тем же рассеиванием, что и в метаморфических образованиях.

Более поздние деформации охватывают все выделенные комплексы. Они выражены пологими складками с крутыми осевыми поверхностями, погружающимися в север-северо-восточном направлении, кинк-зонами, сдвигами и сбросами.

В формировании тектонических покровов Уяндинского блока намечаются два главных этапа. Первый этап характеризуется движением масс в южном направлении, формированием субгоризонтальных покровов гипербазит-базитов и их тектоническим совмещением с вулканогенно-терригенным, терригенно-карбонатным комплексами и томмотской серией. Этот процесс сопровождается образованием систем изоклиналильных складок, высокотемпературных зон рассланцевания и среднебарическим зональным метаморфизмом. Вто-

рой этап характеризуется движением масс в северном направлении и совмещением ранее сформированных метаморфических образований с палеозойскими толщами, их совместной деформацией и формированием пологих зон низкотемпературного расщепления.

Время проявления рассматриваемых процессов остается неясным. Метаморфические образования K—Ag-методом датируются в 90—723 млн лет, а Rb—Sr-методом — в 555—622 млн лет. Второй этап имеет, по-видимому, предкембрийский возраст, поскольку грубообломочная толща залегает полого с угловым несогласием на палеозойских отложениях.

**Чаркы-Индибирский надвиг.** Чаркы-Индибирский надвиг прослежен крупномасштабной геологической съемкой на 400 км вдоль юго-западной окраины Иньяли-Дебинской складчатой зоны [3]. В всячем крыле надвига располагаются батские песчаники с прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Они налегают на различные горизонты норийских алевролитов и глинистых сланцев.

Строение надвига изучалось в верховьях р. Джолакаг, характеризующихся высокогорным альпинотипным рельефом и почти сплошной обнаженностью (рис. 4). Плоскость надвига выражена зоной расщепленных пород и располагается параллельно слоистости юрских отложений. Юрские отложения образуют ряд крупных (несколько километров в поперечнике) и более напряженных мелких складок. Складки цилиндрические северо-западного простирания при субгоризонтальном шарнире.

В норийских отложениях устанавливаются складки двух типов. Более ранними являются сжатые (до изоклинальных) складки с увеличенной мощностью в замках и сокращенной мощностью на крыльях. На них наложены (и это удастся видеть в обнажениях) складки концентрического типа с осевыми поверхностями, круто наклоненными к северо-востоку. Складки второго типа имеют ту же ориентировку, что и складки юрских отложений. Именно они были закартированы при крупномасштабной геологической съемке. Изоклинальные складки оказались пропущенными. На основании анализа обсуждаемых материалов можно предполагать, что плоскость надвига повторно деформирована. Местами эти деформации видны непосредственно в обнажениях.

Возраст надвига и сопряженных с ним изоклинальных складок норийских отложений, по-видимому, следует определять как волжский. В всячем крыле надвига наблюдается непрерывный разрез верхней юры до кимериджа включительно, согласно залегающий на батских отложениях. На изученном участке надвиг прорван гранитами Лево-Джолакагского массива, которые K—Ag-методом в лаборатории геохронологии Института геологии ЯФ СО АН СССР по валовой пробе датируются в 145 млн лет, а по биотиту — в 160 млн лет. Остается неясным, имели ли место складчатые деформации второго этапа до или после внедрения гранитов.

**Особенности складчатых дислокаций Иньяли-Дебинской зоны.** Иньяли-Дебинская зона, сложенная мощными флишoidalными толщами юрского возраста, протягивается в северо-западном направле-

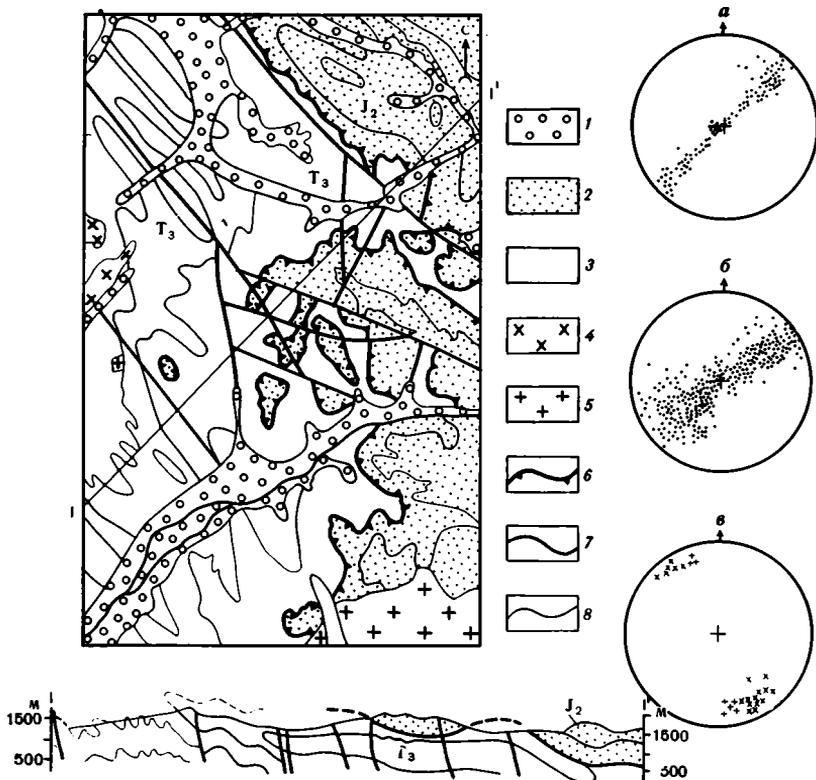


Рис. 4. Схема геологического строения верховьев р. Д жолакаг (по А.Н. Вишневскому и другим с изменениями и дополнениями)

1—3 — отложения: 1 — четвертичные, 2 — средне-верхнеюрские, 3 — норийские; 4 — гранодиориты; 5 — граниты; 6 — Чаркы-Инди гирский надвиг; 7 — разломы; 8 — стратиграфические границы. На стереограммах показаны: полюса слоистости юрских отложений (а), полюса слоистости норийских отложений (б), шарниры лежащих изоклинальных складок (косые крестики) и открытых складок (прямые крестики) (в)

нии на 1000 км параллельно расположенным севернее Тас-Хаяхтахской и Омудевской зонам. В районе р. Инди гирки и далее к юго-востоку крупные надвиги на границе Иньяли-Дебинской зоны с расположенными юго-западнее верхнетриасовыми толщами отсутствуют. Здесь установлены фаунистически охарактеризованные нижнеюрские отложения.

Дислокации юрских и верхнетриасовых отложений изучались в протяженных скальных обрывах рек Инди гирки и Артыка. Многочисленные видимые в обнажениях складки разнообразны по своей морфологии, размер их изменяется от нескольких метров до сотен метров (рис. 5). Преобладают сжатые, местами близкие к изоклинальным, складки, характерны также асимметричные остроугольные

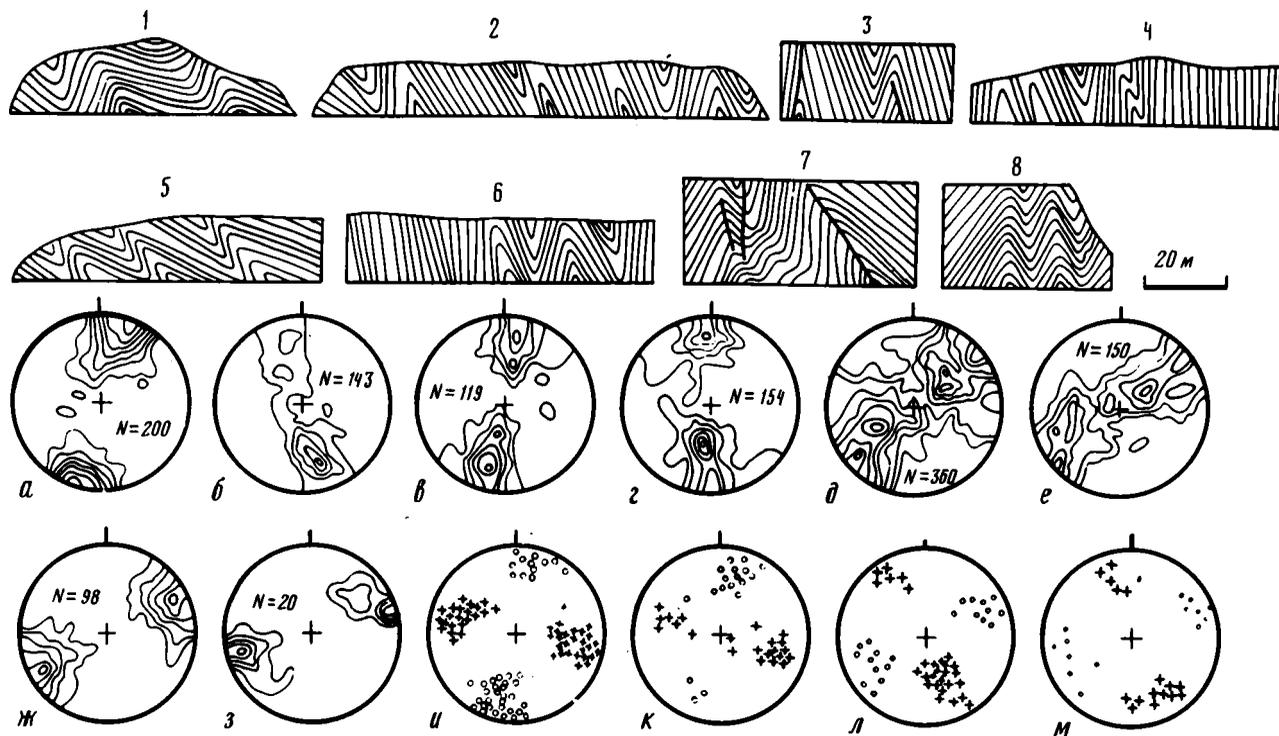


Рис. 5. Характер складчатых дислокаций Иньяли-Дебинской зоны

1—4 — складки юрских отложений: 1,2 — в районе р. Артык, 3,4 — в районе р. Индигирка; 5—8 — складки норийских отложений (р. Индигирка). На стереограммах показаны: полюса слоистости юрских (а,б) и норийских

(в,г) отложений (р. Индигирка), полюса слоистости юрских (д) и норийских (е) отложений (р. Артык), полюса кливажа норийских (ж) и юрских (з) отложений (р. Артык), полюса осевых плоскостей (кружки) и шарниры (крестики) юрских (и) и норийских (к) отложений (р. Индигирка), то же юрских (л) и норийских (м) отложений (р. Артык)

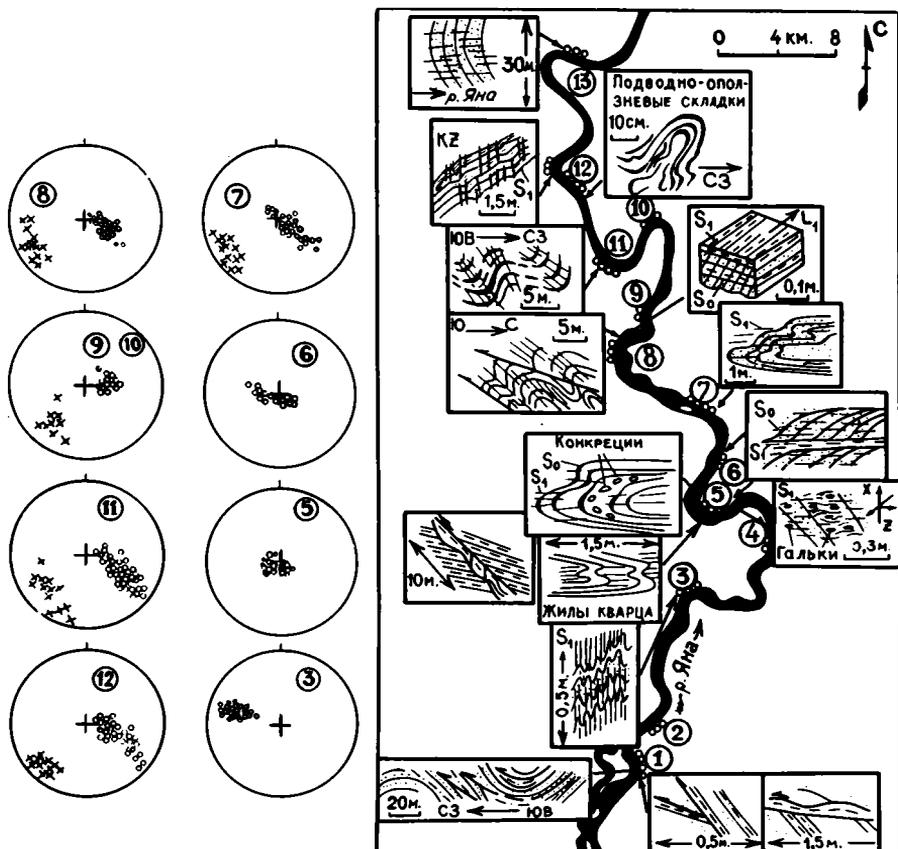
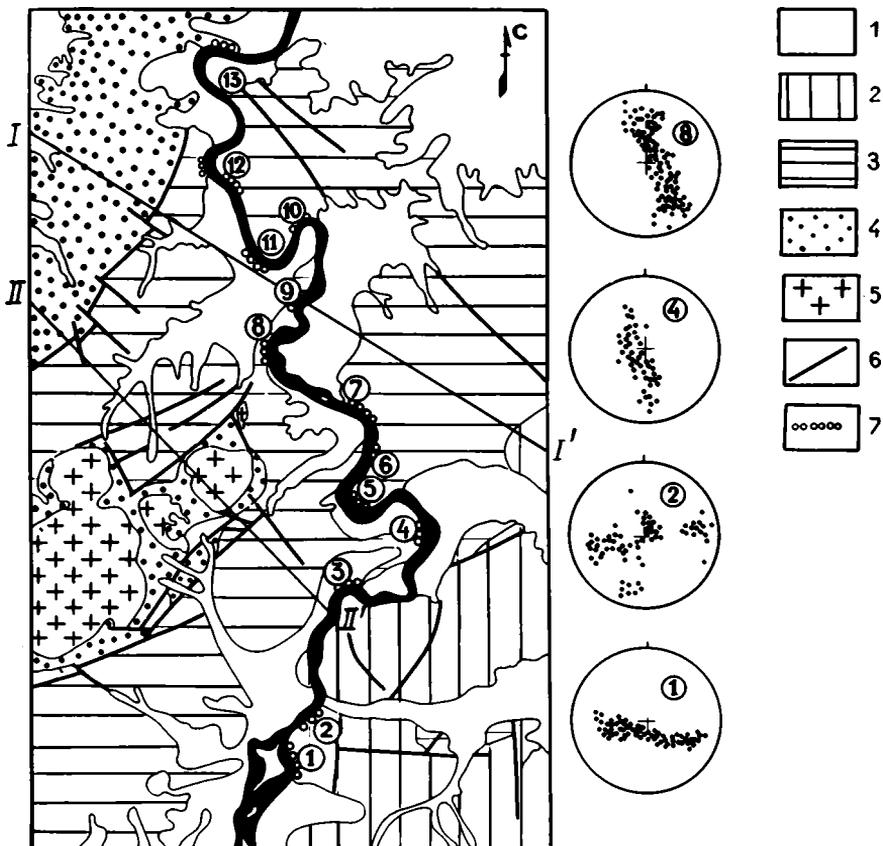


Рис. 6. Схемы геологического строения хребта Кулар в бассейне р. Яны (номера в кружках на стереограммах соответствуют номерам обнажений, показанным вдоль р. Яны)

1—4 — отложения: 1 — четвертичные, 2 — юрские, 3 — триасовые, 4 — пермские; 5 — граниты; 6 — разломы; 7 — обнажения. На стереограммах показаны: точками — полюса слоистости, кружками — полюса кливажа, крестиками — шарниры складок

формы с крутыми осевыми поверхностями и преобладающей юго-западной вергентностью.

Стереограммы складок, построенные для однородных по своей структуре участков юрских и триасовых отложений, сходны. Полюса слоистости рассеиваются по дугам больших кругов, концентрируясь преимущественно в два максимума. Рассчитанные шарниры полого погружаются к юго-востоку и востоку. Полюса осевых поверхностей складок и кливажа также рассеиваются (в пределах 15—30°) по дугам больших кругов, примерно совпадающих с кругами рассеивания полюсов слоистости, что связано с веерообразным характером кливажа и складчатости в целом. Вместе с тем



замеренные в обнажениях шарниры складок существенно отличаются по своей ориентировке от вычисленных на стереограммах. Наряду с шарнирами, погружающимися к востоку и юго-востоку, устанавливаются шарниры противоположного направления. При этом углы погружения шарниров варьируют (10—60°). Существенные отличия в ориентировке шарниров местами отмечаются в сопряженных антиформах и синформах. Такое поведение шарниров находит удовлетворительное объяснение, если предположить, что складчатость наложилась на толщи с не вполне параллельными друг другу поверхностями слоистости, что может быть обусловлено, в частности, наличием более ранних пологих надвигов и связанных с ними крупных лежащих складок.

**Лежачие изоклинные складки и надвиги Кулара.** Структуру Куларского хребта, расположенного на севере Верхоянья, принято определять как антиклинорий складчато-блокового строения или складчато-глыбовое поднятие. Структурные наблюдения были проведены вдоль нижнего течения р. Яны от пос. Усть-Куйга до пос. Северный (рис. 6).

Во всех обнажениях устанавливается сланцевый кливаж, развитый как в пелит-алевролитовых, так и в песчаных породах. Соотношение кливажа и слоистости неодинаково на различных отрезках выполненного пересечения. В районе, расположенном выше пос. Усть-Куйга (обнажение 3), который соответствует юго-восточному крылу Куларского поднятия, в карнийских и ладинских отложениях кливаж пересекает слоистость под разными углами. Здесь наблюдаются многочисленные мелкие складки (дециметры и первые метры в поперечнике) северо-западной вергентности с кливажом, параллельным их осевым поверхностям. Ниже пос. Усть-Куйга на протяжении 20 км (обнажения 5—7) в ладинских и анизийских отложениях кливаж и слоистость субпараллельны и залегают почти горизонтально. Отмечается залегание кливажа на 10—15° положе слоистости. Наблюдаются лежачие изоклинальные складки (до нескольких метров), в замках которых кливаж пересекает слоистость. Севернее (обнажения 8—12) кливаж залегают значительно круче (30—70°), пересекая слоистость под разными углами. В обнажениях устанавливаются крупные (сотни метров) складки юго-восточной вергентности, параллельно осевым поверхностям которых ориентирован кливаж. На стереограмме полюса кливажа рассеиваются по дуге большого круга, нормаль к которой ориентирована по азимуту 225°, угол 10°. Такую же ориентировку имеют шарниры видимых в обнажениях складок, а также линейность, выраженная пересечением кливажа и слоистости. Такое совпадение указывает на отсутствие значимых проявлений наложенных дислокаций и общее погружение структур к юго-западу. Вместе с тем на геологической карте по органическим остаткам устанавливается наращивание разреза и появление более молодых отложений в противоположном, северо-восточном, направлении. Такие соотношения могут иметь место в том случае, если на большей части участка отложения находятся в опрокинутом залегании. Вблизи пос. Северный кливаж залегают субгоризонтально (обнажение 13), в нижнетриасовых отложениях устанавливается крупная лежачая синклиналь. Далее к северо-западу, по данным геологической съемки, располагается Улахан-Сисское поднятие, аналогичное Куларскому. В его ядре выступают полого залегающие пермские отложения с кливажом, параллельным слоистости. Куларское и Улахан-Сисское поднятия согласно структурным наблюдениям представляют собой крупные лежачие антиклинали, сопряженные с ограничивающими их с северо-запада надвигами (рис. 7).

**Надвиги и сдвиги Южного Верхоянья.** В Южном Верхоянье выделяются сменяющие друг друга в восточном направлении при удалении от края Сибирской платформы Кыллахская, Сеттедабанская и Аллахоньская зоны, характеризующиеся существенно различным строением (рис. 8).

Кыллахская зона, сложенная терригенно-карбонатными породами рифея, венда и кембрия, имеет покровно-надвиговое строение. В ее пределах устанавливаются надвиги, группирующиеся в системы типа чешуйчатого веера и дуплекса. Крутые на поверхности плоскости

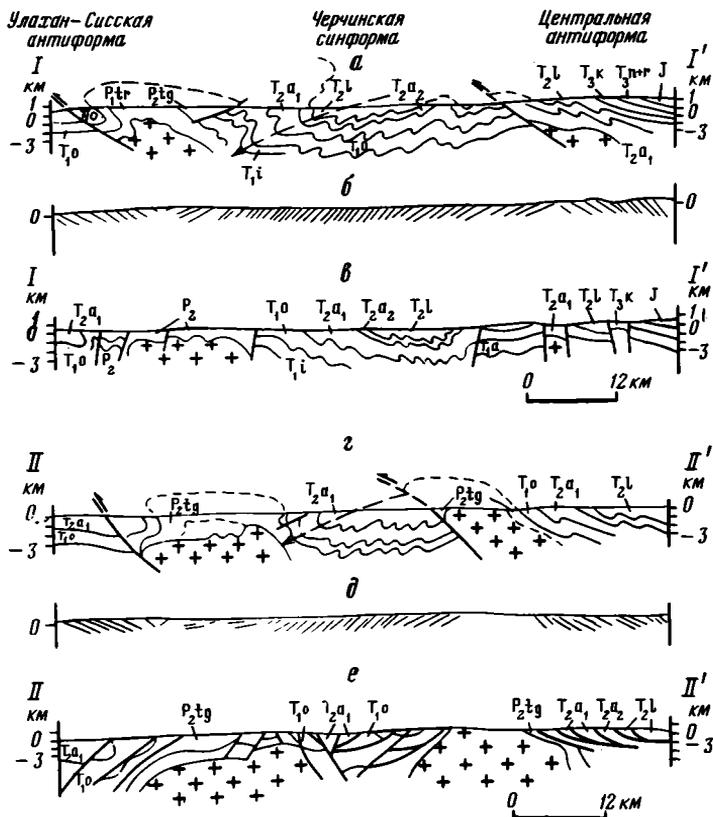


Рис. 7. Геологические разрезы хребта Кулар (см. рис. 6), построенные по результатам структурных наблюдений (а, в), те же разрезы по Л.П. Персикову и др. (б), по О.Г. Эпову и др. (е), залегание кливажа (б, д)

Условные обозначения см. на рис. 6

надвигов трансформируются с глубиной в пологие срывы, параллельные поверхности фундамента.

Надвиги Кыллахской зоны тектонически перекрывали значительные (до 50 км) смежные участки Сибирской платформы и затем были срезаны эрозией. Этот вывод основан на данных по метаморфизму юрских и меловых углей. Угли метаморфизованы до стадии Д и Г, что соответствует мощности перекрывающих их отложений (1,5—2,5 км). Даже если предположить, что эрозией срезано до 50% отложений юры и мела, часть покровыши в 1—1,5 км могла быть образована только за счет аллохтона, который перекрывал прикладчатую зону платформы почти до современной долины р. Алдан.

Детальное изучение видимых в обнажениях складок и разломов приводит к выводу о формировании структуры Кыллахской зоны в два этапа. В первый этап образовались покровы субдолготного простирания, сопровождаемые концентрическими цилиндрическими

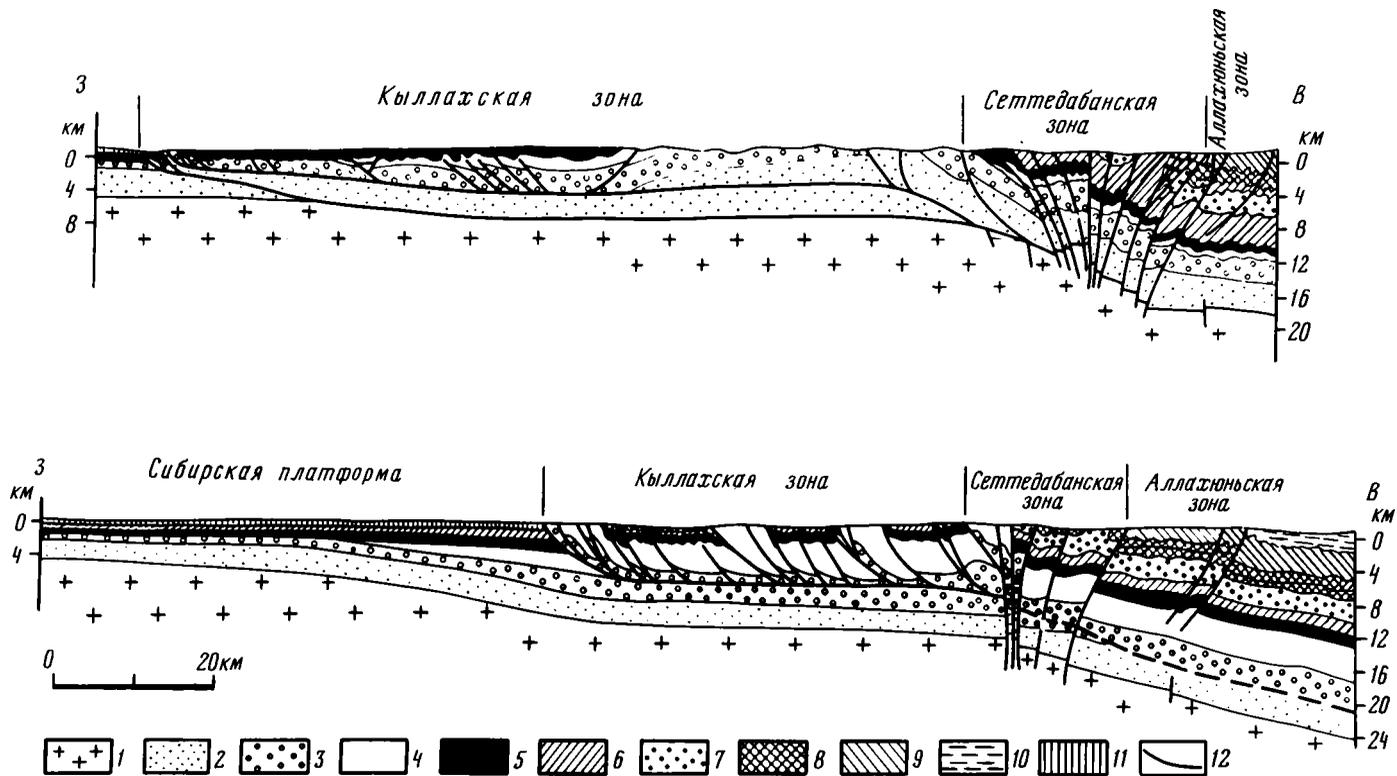


Рис. 8. Геологические разрезы Южного Уралья

1 — фундамент; 2—11 — отложения: 2 — нижнерифейские, 3 — среднерифейские, 4 — верхнерифейские, 5 — венд-нижнекембрийские, 6 — средне-верхнекембрийские, 7 — ордовикские, 8 — силурийские и девонские, 9 — карбоновые, 10 — пермские, 11 — юрские; 12 — разломы

складками и тектоническим меланжем. Второй этап связан с движением масс в северо-западном и долготном направлении, в отдельных случаях по ранее возникшим поверхностям надвигов. В это время формируются наложенные складки, ранее образованные поперечные сдвиги трансформируются в надвиги.

Сеттедабанская зона сложена терригенно-карбонатными породами венда—среднего палеозоя. Вдоль оси зоны трассируется Бурхалинская система субдолготных разломов. В центральной части зоны разломы субвертикальны и по ним фиксируются левосдвиговые перемещения. На западном и восточном флангах плоскости разломов наклонены соответственно на восток и запад и имеют сдвигово-взбросовую кинематику. В центральной части зоны породы преобразованы в известково-хлоритовые сланцы. Намечается пять этапов формирования складчатости и разломов. Первые два этапа фиксируются лишь линейностями, выраженными желобчатостью и бугорчатостью на крыльях более поздних складок. Широко развитые открытые и сжатые подобные складки с пологими шарнирами север-северо-восточного простираения связаны с третьим этапом деформаций. В центральной части зоны складки кулисные, характерные для левого сдвига преимущественно конического типа, сланцевый кливаж субвертикален. На периферии зоны эти складки в основном цилиндрические, кливаж наклонен на западе зоны на восток, а на востоке — на запад. В парагенезисе с этими складками находятся линейность пересечения кливажа и слоистости, бугорчатость и желобчатость, муллион-структуры, транспозиционные структуры, будинаж. В четвертый этап произошло коаксиальное "дожимание" этих складок, выраженное в пологом изгибании плоскостей кливажа.

Наиболее поздними являются аксоноклинали северо-западного простираения, приуроченные к узким зонам разломов долготного простираения. Они сминают метаморфизованные толщи. Наличие аксоноклиналей указывает на правосторонние сдвиговые перемещения по разломам, которые сменяют более ранние левые сдвиги и сдвиго-взбросы, определяющие стиль дислокаций Сеттедабанской зоны.

Аллахюньская зона в изученной западной части сложена черносланцевыми толщами карбона и перми. По строению она сходна с Сеттедабанской. Ее структура определяется субдолготными взбросо-сдвигами и взбросами, с которыми сопряжены складки подобного типа с пологими шарнирами север-северо-восточной ориентировки. Кливаж скольжения и сланцевый кливаж субвертикален либо круто наклонен на запад. Характерны также аксоноклинали, указывающие на существование более поздних долготных правых сдвигов.

Складчатость в Южном Верхоянье происходила в течение всего неокома, продвигаясь с востока по направлению к Сибирской платформе. На востоке Аллахюньской зоны складчатые образования верхоянского комплекса с угловым несогласием перекрываются полого залегающими образованиями Охотско-Чукотского пояса, ниж-

ние горизонты которого датируются здесь неокомом [12]. В центральной части зоны известны складчатые средне-позднеюрские дайки гранит-порфиров, диорит-порфиров и лампрофиров, которые К—Аг-методом датируются в 143—157 млн лет, а постскладчатые гранитоиды — в 100—140 млн лет [1, 8, 13]. На окраине платформы надвиги деформируют аптские отложения и прорваны позднемеловыми—эоценовыми (92—43 млн лет) образованиями Урахинского вулканоплутона [14]. Скорость миграции складчатости с учетом вычисленных коэффициентов сокращения ширины зон составляет 1—5 мм в год. На складчато-надвиговые структуры накладываются сдвиговые дислокации (Сеттедабанская зона и западная часть Аллахюньской зоны). Время формирования левосторонних сдвиговых дислокаций Сеттедабанской и Аллахюньской зон примерно совпадает с образованием фронтальных надвигов Кыллахской зоны. Наиболее поздним являются правосторонние перемещения по зоне Бурхалинского разлома, которым в Кыллахской зоне соответствуют долготные перемещения ранее сформированных тектонических покровов. Возраст этих деформаций, по-видимому, позднемеловой или даже кайнозойский. К зоне Бурхалинского разлома приурочено Сеттедабанское землетрясение 1951 г. с  $M$  6,5 и глубиной очага 40 км, направление смещения в очаге которого соответствует взбросу с правосторонней сдвиговой компонентой [10].

Опыт структурных исследований в различных районах Верхоянья показывает, что крупномасштабные геологические съемки должны сопровождаться специальными структурными наблюдениями с учетом известных методических разработок. Эти исследования заключаются в наблюдениях над видимыми в обнажениях различного типа деформационными образованиями (кливаж, сланцеватость, линейность, будинаж, мелкие складки, разрывные нарушения, трещиноватость и др.) и последующей обработке результатов измерений на стереографических сетках. Наблюдения над малыми структурными формами, их соответствующая документация и отображение на геологических картах должны стать такой же неотъемлемой частью комплекса работ, выполняемого в процессе геологической съемки, как сбор и определение ископаемых органических остатков, изучение состава пород, прослеживание геологических границ и т.п. На ряде разобранных примеров мы постарались показать, что такие исследования, выполненные даже на ограниченных участках путем преимущественно профильных пересечений, приводят к принципиально новым выводам, касающимся строения территорий, где прошли крупномасштабные геологические съемки, и в конечном счете к новым представлениям о тектонике складчатых сооружений мезозойского периода.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Андрянов Н.Г.* Динамотермальный метаморфизм терригенных пород в западной части Южно-Верхоянского синклинория // *Новости геологии Якутии*. Якутск: Кн. изд-во, 1973. Вып. 3. С. 72—74.
2. *Архипов Ю.В.* Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующие с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы // *Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы*. Якутск: Кн. изд-во, 1984. С. 57—73.
3. *Архипов Ю.В., Волжодов И.Г., Камалетдинов В.А., Ян-Жин-Шин В.А.* Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // *Геотектоника*. 1981. N 2. С. 81—98.
4. *Архипов Ю.В., Натальин Б.А., Парфенов Л.М.* Опыт применения методики структурного анализа при изучении дислокаций Верхояно-Чукотской складчатой области // *Методы геологических исследований при поисках твердых полезных ископаемых в Якутии*. Якутск: Кн. изд-во, 1963. С. 29—44.
5. Геологическая съемка сложнодислоцированных комплексов. Л.: Недра, 1980. 239 с.
6. *Горбов В.Б., Загрузина И.А.* Первые определения абсолютного возраста метаморфических пород Колымского срединного массива // *Докл. АН СССР*. 1971. Т. 197, N 5. С. 1131—1132.
7. *Гребенников Г.А., Работнов В.Т., Спектор В.Б.* К стратиграфии верхнего докембрия Селенянского кряжа // *Докембрий и палеозой северо-востока СССР: Тез. докл. Межвед. стратигр. совещ.* Магадан: Кн. изд-во, 1974. С. 12—13.
8. *Загрузина И.А., Мирзаханов Г.С., Путинцев В.К.* Изотопный состав серы сульфидов одного рудного поля в Аллаш-Юньском районе Якутии // *Тихоокеан. геология*. 1986. N 5. С. 99—102.
9. *Казakov А.Н.* Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Я.: Наука, 1976. 239 с.
10. *Козьмин Б.М.* Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 128 с.
11. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
12. *Лебедев Е.Л.* Палеоботанические обоснование стратиграфии меловых вулканогенных образований Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1979. N 10. С. 25—39.
13. *Ненашев Н.И., Зайцев А.И.* Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 238 с.
14. *Никитин Ю.И.* Кольцевые тектономагматические структуры Юдомо-Майского района // *Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 103—108.
15. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
16. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымско-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 360 с.
17. *Уилсон Дж.* Геологические структуры малых форм. М.: Недра, 1985. 112 с.
18. *Ramsay J.G.* Folding and fracturing of rocks. N.Y.: McGraw-Hill, 1967. 568 p.
19. *Ramsay J.G., Huber M.J.* The techniques of modern structural geology. L.: Acad. press, 1983. Vol. 1: Strain analysis. 308 p.
20. *Ramsay J.G., Huber M.J.* The techniques of modern structural geology. L.: Acad. press, 1987. Vol. 2: Folds and fractures. 391 p.
21. *Whitten E.H.T.* Structural geology of folded rocks. Chicago: McHally, 1969. 678 p.

*П. П. Кузнецов, С. Ю. Беляев, А. С. Гибшер,  
В. А. Симонов, А. А. Терлеев*

## **ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ КРУПНОМАСШТАБНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЕ**

В Институте геологии и геофизики СО АН СССР была начата работа по выработке методики комплексного структурно-вещественного геологического картирования, которое, по мнению авторов, должно предшествовать проведению геологической съемки на широких площадях. Для определения конкретных единиц, подлежащих картированию, было выбрано представление о структурно-вещественном комплексе [5] — крупном геологическом теле, отличающемся от смежных с ним тел значениями вещественных и структурных характеристик. Выделение структурно-вещественного комплекса производится путем группирования относительно мелких геологических тел (пластов, пачек, свит).

Под "тектоническими аспектами геологического картирования" авторы понимают регистрацию максимально возможного количества структурных взаимоотношений между выделенными в процессе работы геологическими телами любого рангового уровня.

В составе Сангиленского срединного массива выделено пять структурно-вещественных комплексов, формирование которых отражает главные этапы эволюции земной коры региона в докембрии—раннем палеозое. Наиболее древним является комплекс основания (тесхемская серия), представленный гранитогнейсами и мигматит-гранитами. Изотопные датировки U—Th—Pb-методом составляют 1800—3100 млн лет [3]. Следующий комплекс (мугурская серия) представлен ассоциацией мигматизированных высокоглиноземистых кристаллических сланцев, кварцитов, мраморов и амфиболитов. Он включает в себя три магматические серии: автохтонные гнейсограниты, гранаткордиерит-биотитовые гранодиориты и граниты, метаморфизованные офиолиты. Предварительная схема расчленения магматических образований предложена А. Г. Владимировым и А. П. Пономаревой. Изотопные датировки составляют 645—1230 млн лет [3].

Большую часть объема чехла срединного массива составляет третий структурно-вещественный комплекс, представленный терригенно-карбонатными толщами сангиленской серии и нарынкой свиты, которые интродуцированы пятью магматическими сериями: кокмолгаргинскими диоритами, матутскими двуслюдяными гранит-лейкогранитами, серией дифференцированных габбро и габбро-норитов, баянкольскими гранодиорит-гранитами и хорумнугскими высокоглиноземистыми гранитами. Возрастной диапазон этого комплекса средний рифей—первая половина позднего рифея.

Четвертый структурно-вещественный комплекс включает в себя

вулканогенно-осадочные толщи чахыртойской и кускунугской свит, терригенные отложения тельхемской свиты, карбонатные образования ходаляхской, шинхемской, оруктугской, уланэргинской, озерной, белдирской свит, олистостромовые и конгломератовые образования шурмакской и пучукской свит, вулканогенно-карбонатные отложения серлигской свиты. В состав комплекса входят магматические серии, представленные дунитами, гарцбургитами и серпентинитами агардагского комплекса, карашатской дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формацией, аккийской тоналит-плагиогранитной серией, черенартскими диорит-диабазами. Возраст комплекса — вторая половина позднего рифея—ранний кембрий.

Пятый структурно-вещественный комплекс представлен только магматическими сериями раннепалеозойского возраста: теректигской габбро-гранитной, кызылдагской серией диорит-граносиенит-калиевых гранитов, аляскитовыми гранитами и сериями даек различного состава.

В качестве крупных структурных элементов внутри Сангиленского срединного массива выделены: комплекс основания в качестве автохтона, перекрывающий его параавтохтон с входящими в его состав мугурской и сангиленской сериями, нарынская, водораздельная, тельхемская, ходаляхская, солбелдирская свиты и магматические серии третьего и четвертого структурно-вещественных комплексов. В состав аллохтона входят оруктугская, белдирская, озерная, пучукская свиты четвертого структурно-вещественного комплекса.

Широкое распространение в пределах срединного массива покровных структур предшествениками принималось либо за проявления угловых несогласий, либо вообще не было расшифровано в сложной мозаике неоднаактных дизъюнктивных нарушений.

Получили структурную определенность офиолиты, залегающие вдоль северо-западного обрамления Сангиленского срединного массива — в Агардагской офиолитовой зоне. Установлено, что ультрабазиты внутри метаморфических образований мугурской серии претерпели глубокую рекристаллизацию и многоактные деформации в твердом состоянии, а дайки метадолеритов, прорывающие эти массивы, метаморфизованы до амфиболитовой фации метаморфизма. Вмещающие ультрабазиты толщи карбонатно-метабазитового состава отвечают метаморфизованной терригенно-кремнисто-вулканогенной части разреза офиолитовой ассоциации [1]. Этот комплекс признаков позволяет отнести охарактеризованные образования к офиолитам дорифейского (?) возраста.

Характерной чертой даек метадолеритов, залегающих внутри массивов ультрабазитов в бассейне р. Тарлашкин-Хем, является отсутствие следов их меланжирования в процессе твердопластического течения ультраосновного материала. Это явление отражает факт внедрения даек уже после кинематического становления ультрабазитовых протрузий внутри вмещающих их метаморфических образований мугурской серии, но прежде, чем она испытала приведшие к формированию минеральных парагенезов амфиболитовой фации метаморфизма преобразования.

Северо-западная часть подзоны Агардагской офиолитовой зоны

представлена образованиями позднерифейско-раннепалеозойского возраста. В ней присутствуют массивы серпентинизированных альпинотипных ультрабазитов, кумулятивных полосчатых ультрабазитов, габбро и терригенно-вулканогенных пород, испытавшие преобразования на уровне зеленосланцевой фации метаморфизма. В пределах этой подзоны в районе гор Кара-Шат имеется слабо нарушенный разрывными дислокациями фрагмент средней части разреза офиолитовой ассоциации, представленный разностями горных пород, начиная от кумулятивных перидотитов и дунитов до тоналитов. Характерной особенностью этого комплекса является практически полное отсутствие следов постмагматических динамометаморфических воздействий тектонических дислокаций на его горные породы [4].

Между площадями метаморфизованных офиолитов юго-восточной и северо-западной частей Агардагской зоны расположена полоса интенсивно нарушенных блоковыми дислокациями, почти превращенных в тектонические мегабрекцию образований древних офиолитов, динамометаморфизм, метасоматическая и магматическая переработка которых связаны, по нашему мнению, с проявлением региональных тектонических процессов в период формирования офиолитового пояса северо-западной подзоны на венд-кембрийском этапе геологической истории. В пользу того, что представленная образованиями мугурской серии краевая часть срединного массива являлась крылом офиолитогенерирующей структуры на позднерифейском—кембрийском этапе геологического развития, говорит наличие внутри полимиктового меланжа в западной части Агардагского ультрабазитового массива отдельных блоков амфиболитов, образование которых не соответствует фоновому зеленосланцевому метаморфизму северо-западной офиолитовой подзоны. Аналогичные амфиболиты отмечены и северо-восточнее, в районе гор Кара-Шат [2]. Появление этих блоков внутри образований более молодой подзоны мы связываем с разрушением крыльевой части офиолитогенерирующей структуры во время региональной складчатости, охватившей в палеозое северо-западное обрамление Сангиленского срединного массива.

Петрохимические исследования ассоциации гор Кара-Шат выявили, что эволюция магматизма этого участка в пределах дайкового комплекса проходила от толентовой тенденции на ранних до известково-щелочной на поздних стадиях в условиях непрерывного режима растяжения. Кроме того, характерный для верхней части разреза офиолитов этого участка тоналит-плагиогранитный комплекс встречен пока только в пределах подвижного складчатого обрамления срединного массива и не обнаружен в пределах его внутренних частей.

Изучение внутренней структуры офиолитов северо-западной подзоны Агардагской офиолитовой зоны показало, что вдоль ее простирания с запада на восток наблюдается все более глубокое разрушение разреза офиолитов за счет протрузий ультрабазитов и развития блоково-чешуйчатой структуры, что обусловлено, вероятно, наличием более глубокого эрозионного среза в западной части подзоны. В результате этого в восточной части подзоны ультра-

базиты присутствуют внутри терригенно-эффузивной зеленосланцевой толщи лишь в виде небольших, часто интенсивно оталькованных линз серпентинитов, а в западной части, внутри Агардагского ультрабазитового массива, еще расшифровываются следы первичного субстратифицированного строения офиолитов.

Одним из существенных результатов проведенных комплексных геолого-съемочных работ является уточнение покровной структуры в чехле Сангиленского срединного массива. Наиболее отчетливо она выражена в его центральной и западной частях. В районе р. Солбелдир изучен параавтохтон, представленный терригенными породами солбелдирской свиты, имеющими общую моноклинальную структуру, осложненную сжатыми линейными складками с острыми замками (рис. 1). Параавтохтон перекрыт двумя тектоническими пластинами, представленными образованиями раннекембрийского возраста, сходство которых по составу и возрасту позволяет считать их производными одной структурно-формационной зоны.

Нижняя из двух тектонических пластин полого перекрывает образования параавтохтона по извилистой в плане границе, которая маркируется зоной катаклазированных пород. Пластина сложена кремнисто-карбонатными породами озерной свиты и терригенно-олистостромовыми образованиями пучукской. Отложения пучукской свиты залегают на отложениях озерной согласно, с постепенным переходом через чередование мраморизованных известняков, алевролитов, аргиллитов и кремнистых пород. Возраст обеих свит по находкам фауны определяется как раннекембрийский.

В составе пучукской свиты нижней тектонической пластины выделяется олистостромовая пачка. Мощность пачки, состав и размеры обломков варьируют по площади. По простирацию олистострома нередко переходит во флишеидные образования. Структурная позиция олистостромы показывает, что она не связана с процессом покрообразования, т.е. принадлежит к осадочным мегабрекчиям гравитационного типа.

Вторая тектоническая пластина сложена однообразными, преимущественно светло-серыми мраморизованными известняками белдирской свиты, возраст которой по фауне отнесен к санаштыкгольскому горизонту раннего кембрия. Подошва этого покрова маркируется тектонической брекчией. Контакт с нижней тектонической пластиной неровный. Морфологически эта тектоническая пластина представляет собой сложное тело неправильной формы, мощность которого (0÷300—400 м) возрастает в западном направлении.

Обе тектонические пластины дополнительно расчленены внутри, степень дислоцированности неравномерная от участка к участку. Складчатость внутри мраморизованных известняков второй тектонической пластины расшифровывается очень плохо из-за монотонности ее состава. В отличие от нее в первой тектонической пластине, сложенной терригенными и кремнисто-карбонатными образованиями, фиксируются по крайней мере три системы складок разного порядка.

Элементами покровной структуры в западной части Сангилен-

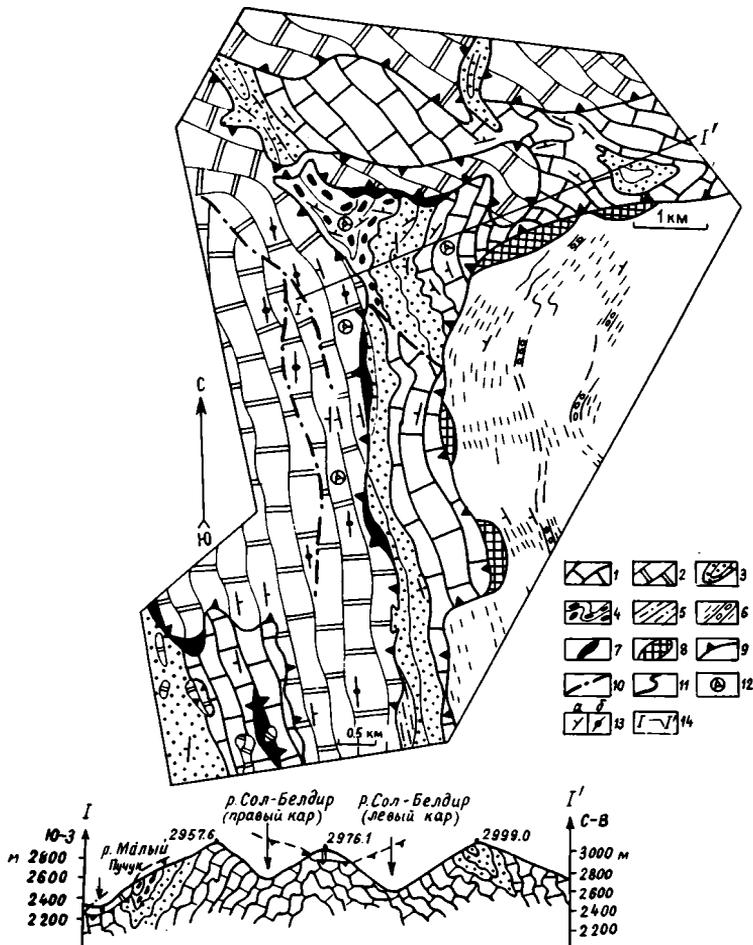


Рис. 1. Участок покровного строения в центральной части Сангиленского срединного массива

1 — кремнисто-карбонатные породы (озерная свита); 2 — мрамора (белдирская свита); 3—5 — пучукская свита; 3 — песчаники, 4 — олистострома, 5 — алевролиты; 6 — сланцы с горизонтами конгломератов (солбелдирская свита); 7 — меланж и милониты; 8 — катаклазированные породы; 9 — границы тектонических покровов; 10 — границы тектонических чешуй; 11 — согласные стратиграфические границы; 12 — места находок фауны; 13 — элементы залегания слоев (а — наклонные, б — вертикальные); 14 — линия профиля

ского срединного массива являются автохтон, представленный метаморфическими образованиями тесхемской серии, и перекрывающие его две крупные тектонические пластины (рис. 2), нижняя из которых представлена преимущественно образованиями сангиленской серии. В основании нижней пластины местами отмечаются образования мугурской серии. Конформность границы между отложениями мугурской и сангиленской серий свидетельствует о ее стратигра-

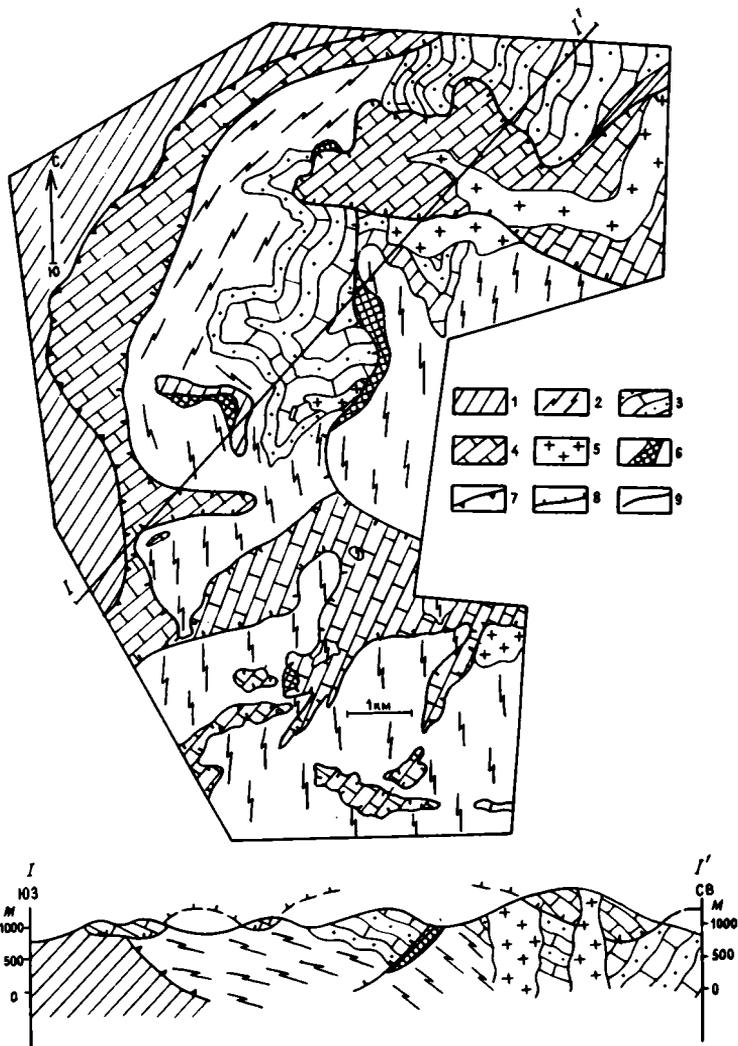


Рис. 2. Тектоническая схема западной части Сангиленского срединного массива

1 — автохтон (тескемская серия); 2, 3 — нижняя тектоническая пластина: 2 — гнейсы и амфиболиты (мугурская серия), 3 — терригенно-карбонатные породы (сангиленская серия); 4 — верхняя тектоническая пластина (карбонаты сангиленской серии); 5 — магматические породы кислого состава; 6 — тектоническая брекчия; 7—9 — геологические границы: 7 — подошва аллохтона, 8 — границы тектонических пластин, 9 — стратиграфические границы

фическом характере. Это позволило в целом выделить образования сангиленской серии в центральных частях срединного массива в качестве параавтохтона. Нижний контакт первой тектонической пластины представлен либо тектонической брекчией, либо зоной катаклазированных пород.

Верхняя тектоническая пластина сложена преимущественно карбонатными образованиями нарынской свиты, обладает собственной сложной внутренней структурой. В подошве пластины наблюдается мощная зона тектонической брекчии.

В современной структуре западной части Сангиленского срединного массива затрудняет расшифровку стратиграфической последовательности слагающих его слоистых толщ. Поэтому решение стратиграфических задач требует одновременной расшифровки структурного рисунка каждого конкретного участка, т.е. комплексирования стратиграфических и структурных наблюдений непосредственно в процессе геологосъемочных работ, либо в тематических работах, опережающих съемку широких площадей.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Велинский В.В., Банников О.Л.* Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1986. 103 с.
2. *Велинский В.В., Вартанова Н.С.* Новые данные о возрасте гипербазитов Тувы // Геология и геофизика. 1978. N 8. С. 133—136.
3. *Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И.* Геохронология докембрия Сангилене // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 209—212.
4. *Корнейчук О.Р., Кузнецов П.П., Симонов В.А.* Тектоническое районирование Агардагской структурно-формационной зоны // Комплексные геологические исследования Сангилене (Юго-Восточная Тува). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 7—27.
5. *Косыгин Ю.А.* Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.

УДК 551.24:553.98:528.88

*Н.А. Крылов, Р.Г. Гарецкий, В.В. Глушко, М.Г. Распопова*

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГО-ЗАПАДА СССР

На основе анализа геолого-геофизических данных, использования материалов космических съемок впервые составлена Тектоническая карта нефтегазоносных областей юго-запада СССР масштаба 1:500 000 [21]. С учетом специализации эта карта в отличие от традиционной содержит информацию о тектонических критериях нефтегазоносности осадочного чехла: его мощности, времени основного этапа формирования, возраста консолидации фундамента и гипсометрии его поверхности, размещении выявленных месторождений нефти и газа, разломах, областях современной и неотектонической активизации и др. Карта охватывает территорию Белоруссии, Украины и Молдавии и сопровождается серией карт-приложений масштаба 1:1 000 000,

дифференцированно отражающих гипсометрию подошвы осадочного чехла, разрывную тектонику, неотектонику.

Составленные карты явились логическим развитием работы коллектива специалистов научно-исследовательских и производственных организаций Министерства геологии, Министерства нефтяной и газовой промышленности СССР над Тектонической картой нефтегазоносных территорий СССР масштаба 1:2500000 [20]. В частности, при составлении Тектонической карты нефтегазоносных областей юго-запада СССР использован один из основных принципов карты под редакцией В.В. Семеновича — принцип выделения и картирования стратиграфических комплексов, доминирующих по мощности в осадочном чехле. От упомянутой карты СССР Тектоническая карта нефтегазоносных областей юго-запада СССР отличается не только большей детальностью, но и принципиально более широким спектром использования фактического материала, постановкой более сложных задач геологического анализа, например, задачи по соотношению структур чехла и фундамента. Так, в контурах выступов фундамента показана структура складчатых комплексов, при этом основным элементом расчленения последних служили структурно-вещественные комплексы с разным возрастом деформаций и магматизма, которые раскрывают последовательность тектономагматических процессов в геосинклинальной или догеосинклинальной области. Показаны и другие элементы внутренней структуры фундаментов в местах их выходов на поверхность.

Использование аэрокосмических материалов, и в частности результатов дешифрирования и геологической интерпретации космofotoкарты масштаба 1:500000, позволило получить принципиально новую информацию для территории исследований, даже для районов с высокой изученностью геофизическими методами и бурением. В настоящее время определены основные принципы составления специализированных тектонических карт нефтегеологического профиля, целевое назначение которых — максимально отразить информацию о составе, строении и истории формирования осадочного чехла, представляющего интерес для поисков нефти и газа [7, 9, 11, 14, 16, 19, 20, 22, 24 и др.]. Тектоническая карта нефтяного профиля должна отражать следующие основные показатели [9, 20]: возраст консолидации фундамента и геотектоническую позицию зоны, степень погруженности и объем осадочного выполнения, главный этап формирования платформенного чехла, структурно-формационный состав чехла, степень и характер дислоцированности осадочных комплексов, основные элементы тектоники (структуры разного типа и порядка, разломы различного возраста и глубины заложения).

К фундаменту авторы относили интенсивно дислоцированную, с большим количеством разломов сложенную различными породами толщу земной коры, структура которой сформировалась при замыкании соответствующих геосинклинальных областей. Время консолидации фундамента определялось орогенезом — складчатостью и интрузивным магматизмом. Критерием становления истинно платформенного и ортоплатформенного режима служит начало образования

платформенного чехла в пределах плит, т.е. чехла, широко распространенного по площади, образованного формациями платформенного класса с платформенными конседиментационными структурами. Такой принцип определения возраста и исторического единства платформ был предложен в ряде работ [10, 11, 15]. В осадочном чехле Восточно-Европейской платформы была выделена отдельно (исключена из объема ортоплатформенного чехла) толща слабометаморфизованных и умеренно дислоцированных рифейско-нижневендских отложений, выполняющая Волыно-Оршанский и Овручский грабены.

Современный рельеф цоколя осадочного чехла изображается на карте с помощью изогипс. Установлено, что там, где фундамент залегает на глубине до 1—1,5 км, маломощный осадочный чехол, как правило, не содержит скоплений УВ. Наиболее интенсивная генерация УВ происходит в процессе погружения подошвы осадочного чехла ниже уровня 3—4 км, при этом основные запасы нефти концентрируются в интервале 2—4 км, а газа — свыше 4 км.

Степень погруженности и объем осадочного выполнения во многом обуславливают масштабы генерации УВ и преимущественное нефте- и газонакопление. Подошва плитных комплексов представляет собой важнейшую границу раздела.

Под главным этапом формирования платформенного чехла подразумевается период максимума скоростей осадконакопления, который устанавливается, как правило, по развитию в разрезе доминирующего по мощности комплекса пород.

Выделение доминирующих комплексов очень важно, поскольку установлено, что с ними связано 60—100% потенциальных ресурсов УВ. Методически пространственное обособление доминирующих по мощности комплексов производится на основе последовательного анализа карт изопакит. При этом точки пересечения равновеликих изопакит двух различных комплексов соединяются линией, представляющей собой границу доминирующих по мощности плитных комплексов. Как правило, доминирующий комплекс составляет свыше 50% мощности ортоплатформенного чехла.

На карте доминирующий по мощности комплекс показан соответствующим цветом того или иного стратиграфического подразделения, а шкала оттенков цвета от светлого к темному определяет количественное изменение мощностей комплекса.

Главным и неперменным условием объединения смежных подразделений чехла в комплекс доминант является отсутствие внутри него крупного регионального несогласия, с которым может быть связана существенная перестройка структурных планов. С этой целью составляется и анализируется большое количество карт изопакит для всей территории исследования. При этом учитывается геотектоническая позиция региона, его принадлежность к тому или иному основному геоструктурному элементу (древней или молодой платформе, краевому прогибу или межгорной впадине и т.п.). Именно это обстоятельство определяет особенности и масштаб аккумуляции УВ.

В пределах территории исследований выявленные и прогнози-

руемые месторождения нефти и газа приурочены к следующим основным тектоническим элементам: древней Восточно-Европейской платформе с дорифейским складчатым основанием, молодым Западно-Европейской и Центральноевразийской платформе с палеозойским и частично байкальским складчатым основанием, краевым Предкарпатскому и Индоло-Кубанскому прогибам перед складчатыми сооружениями альпийского возраста, к альпийской Карпатской складчатой области, внутренним прогибам — Закарпатскому и Сорокина. Значение этих тектонических зон с точки зрения нефтегазоносности неординарно.

В качестве доминирующих структурно-формационных комплексов осадочного чехла на древней платформе выделены следующие: волинская серия венда Днестровского перикратонного прогиба, верхнедевонско-нижнекембрийский (валдайско-балтийский) и нижнекембрийско-нижнедевонский Днестровского и Брестского перикратонных прогибов, девонский (эйфельский, живетский ярусы среднего, франский и фаменский — верхнего девона) Припятско-Днепровского прогиба, нижнедевонско-каменноугольный Львовского и Придобруджского прогибов, каменноугольно-пермский Днепровско-Донецкого прогиба, каменноугольный под Северо-Донецким надвигом и другие.

На молодых платформах выделены юрский структурно-формационный комплекс Стрыйского прогиба и Крыма, меловой — Львовского прогиба, мел-палеогеновый — Причерноморской системы прогибов и Равнинного Крыма, олигоцен-миоценовый (майкопская серия) — Индоло-Кубанского прогиба и неогеновый — Предкарпатского прогиба, Азовского вала, Прутского выступа.

На карте отражены также изогипсы подошвы платформенного чехла и основания складчатых геосинклинальных комплексов, различные формации. На карте дана обширная информация о разрывных нарушениях, при этом выделены зоны трансконтинентальных и региональных линейных элементов, установленные по космическим снимкам, нефтяные, газовые и нефтегазовые месторождения, центры вулканических излияний, эпицентры землетрясений.

Многочисленные исследования [1—6, 12, 15, 17, 18 и др.] показали, что региональные разломы оказывают влияние на многие важнейшие показатели концентрации УВ. Несмотря на относительно высокую геолого-геофизическую изученность территории, существуют различные варианты трассирования и установления ранга разломов. Обращает на себя внимание путаница в терминологии разломов. Построения по смежным регионам, таким, как Украинский щит, Днепровско-Донецкая впадина, как правило, не увязываются между собой. Все это предопределило необходимость пересмотра существующих построений, изучение разломной тектоники и составление карты разрывных нарушений с единых позиций. Благодаря использованию космических съемок и комплекса традиционных геолого-геофизических материалов удалось дать новые решения по оценке масштабов, установить временные и пространственные закономерности развития разломов и их связи с явлениями на поверхности Земли.

На карте разрывных нарушений, а также на нефтегазоносных

областей юго-запада СССР Тектонической карте авторы стремились отразить морфологию и ранг разломов по таким важнейшим признакам, как глубина проникновения, разграничение крупных глубинных структур земной коры, характер перемещения по глубинному разлому (сбросы, надвиги, сдвиги) и др. Трассирование глубинных разломов показано на карте условно линиями, поскольку их ширина (5—30 км), а также нередко наклонное положение изменчивы в пространстве и изучены недостаточно.

Как показали исследования современной геодинамики, проведенные на полигоне ИГиРГИ [25], наибольшей современной активностью характеризуются разломы, с которыми связаны месторождения УВ, в то время как активность разломов, контролирующих непродуктивные локальные структуры, оказывается незначительной.

В этом аспекте открываются широкие перспективы использования материалов космических съемок и других видов дистанционных исследований. Специфические особенности материалов КС (обзорность, содержание характеристик широкого спектра процессов и явлений, взаимосвязи различных эндогенных и экзогенных процессов) позволили осуществить новый подход при создании Тектонической карты нефтегазоносных областей юго-запада СССР. По космоснимкам территории юго-запада СССР выделялись линейные и площадные особенности физиономических элементов ландшафта, границы участков с разным рисунком и фототонном, линейно локализованные изменения внутри однородных участков и аномальные изменения фототона, не имеющие видимой связи с ландшафтом. С помощью дешифрирования материалов КС выделено большое количество различных по протяженности и ориентировке линеаментов, образующих сложную сеть. Термин "линеамент" авторы употребляют для обозначения линейных космофотоаномалий или их сочетаний в виде разобщенных линий близкого простираения при значительном превышении длины над шириной, выделенных при дешифрировании КС.

Характер развития линеаментов доминирующих простирааний зонально-эшелонированный с шириной зон от единицы до десятков километров. Линеаментные зоны представляют собой простирающиеся на многие сотни километров полосы сгущения (уплотнения) линеаментов разной протяженности, которые либо почти непрерывно продолжают, либо "подставляют" кулисообразно друг друга по простираанию зоны. При пересечении линеаментных зон разных простирааний изменяются особенности их планового рисунка, ширина зон, наблюдаются смещения и виргация, смена простирааний и т.д.

Кажущееся плановое многообразие зон линеаментов оказалось упорядоченным — линеаментные зоны образуют две сопряженные системы: ортогональную и диагональную (по Н.С. Шатскому).

Обращает на себя внимание "сквозной" характер в прослеживании некоторых зон линеаментов. Они прослеживаются почти непрерывно в смежных орогенных и платформенных областях независимо от мощности осадочного чехла на участках, где фундамент практически выходит на дневную поверхность (Украинский щит) и где он перекрыт мощной толщей осадочных отложений (Днепровско-Донецкая впадина).

Эта особенность региональных зон линейментов позволяет предполагать единство причинно-следственных связей их проявления в различных геоструктурных условиях.

Выполненные исследования по изучению особенностей современного рельефа, гидрографии, различных карт (геологических, структурных поверхностей, мощностей, потенциальных полей и т.д.), геохимических данных, материалов глубинно-сейсмических и магнитотеллурических зондирований, сейсмологии, неотектонической и современной активности и многих других материалов позволили представить геологическую модель основных зон линейментов в трех измерениях: в пространстве (длина, ширина), во времени и на глубину проникновения, а затем уже осуществить классификацию зон, установить их морфологию и иерархию.

Одни зоны линейментов древние, опознанные на Украинском щите как разломные структуры, по материалам КС продолжают далее за его пределы в области глубокого погружения фундамента. Их роль в фанерозое, неотектоническая и современная активность оценивались по широкому комплексу данных. Среди признаков фанерозойской активизации разломов рассматривалось их плановое совпадение с линейными зонами градиентов мощностей стратиграфических комплексов и гипсометрии структурных поверхностей разновозрастных толщ повышенной дислоцированности и ряд других общеизвестных критериев выделения разломов (Суцано-Пержанский, Тетеревские 1 и 2, Центральная зона разломов и др.) (рисунок, см. вкл.).

Другие зоны линейментов — молодые, не опознаются в структуре докембрия Украинского щита. Им соответствует на отдельных участках щита большое количество локальных разрывных нарушений, в том числе в палеоген-неогеновом осадочном чехле (связанные с малоамплитудными подвижками фундамента), а также зоны вторичных преобразований пород докембрия, следы мезозойской тектономагматической активизации.

Выделенные впервые в процессе исследований на мелкомасштабных КС, эти зоны линейментов (см. рисунок, Унгенская, Кишиневская и Одесская) представляются единой полосовой аномалией фототона, которая на средне- и крупномасштабных КС распадается на три обособленные зоны.

По комплексу геолого-геофизических данных можно предположить, что Унгенская, Кишиневская и Одесская зоны линейментов соответствуют единой молодой глубинной структуре в литосфере, развивающейся с мезозоя вплоть до современной тектонической активизации. Эта структура проявляется в верхних этажах (поверхности фундамента и осадочный чехол) зонами региональной трещиноватости, которым сопутствуют вторичные процессы минералообразования, гидротермы, особые гидродинамические режимы и т.д. На дневной поверхности отмечаются перестройка малой гидросети, образование болотных массивов, что, вероятно, связано с новейшими нисходящими движениями. Нисходящие современные движения отмечаются и по данным инструментальных исследований. Краевые (Унгенская и Одесская) и центральная (Кишиневская) части имеют свои отличия

тельные особенности. В краевых частях структуры более вероятны сопряженные системы трещин, формирование которых обусловлено общей причиной и которые возникают под действием единого напряженного состояния (левосторонний и правосторонний сдвиги, трещины растяжения, трещины—сбросы). В пределах Кишиневской зоны преобладают системы растяжения, отмечаются изломы в простираннии осей палеозойских структур. Известно, что любые изменения простиранния структур приводят к изменению первоначального развития связанных с ними трещин. Таким образом, в пределах этих зон могут активизироваться вертикальная и блоковая миграция УВ, повышаться резервуарные свойства разреза, формироваться разнообразные ловушки УВ.

По совокупности проанализированных геологических, геохимических и геофизических данных, привязанных соответственно к плановому положению отдельных фрагментов этой гигантской системы линейментов, высказано предположение об общности современных движений и образования зон трещиноватости, а также вероятной общности процессов изменения вещества в глубинных оболочках Земли под весьма различными структурами коры. Рекомендуется осуществить ревизию дистанционных материалов исследований на более детальном уровне. Только широкое комплексирование данных сделает прогноз участков (зон) тектонического разуплотнения и трещиноватости надежным, что очень важно на всех стадиях геологического процесса.

При работе над Тектонической картой нефтегазоносных областей юго-запада СССР был поднят и рассмотрен целый ряд конкретных проблем региональной тектоники. Одной из важных дискуссионных проблем тектоники территории исследования остается вопрос о границах и строении выступов Восточно-Европейской платформы или так называемых углов платформы, а также некоторых ее окраинных частей. Эволюция представлений по этому вопросу и проблемные положения границы были достаточно подробно проанализированы М.В. Муратовым [13].

Значительная глубина залегания фундамента (5000 м) и потому неоднозначная геологическая интерпретация геофизических данных, отсутствие фундаментальных исследований формаций пограничных структур, сложное строение зоны сочленения не позволили в настоящей статье представить однозначное положение юго-западной границы Восточно-Европейской платформы.

На Тектонической карте краевой шов на западе платформы показан по северо-восточному ограничению Рава-Русской зоны. Далее на юго-западе краевой шов показан к юго-востоку от Прутского выступа по Сулинскому разлому до его пересечения с Одесским разломом [5, 8, 10, 13, 22]. В краевую шовную систему включаются Росточская и Килийская зоны дислокаций, расположенные к северо-востоку от краевого шва, которые рассматриваются как "припаи" консолидированных эпибайкальских оторочек [4, 5]. Росточская зона на востоке ограничивается Устилуг-Рогатинской системой сбросов, а на эпибайкальский возраст ее фундамента указывает характер структур и

дислокаций герцинского и каледонского комплексов в разрезе чехла Львовского палеозойского прогиба, унаследовавших зональность байкалид Средней Европы. Килийская зона обособляется по Чадыр-Лунгско-Саратской системе разломов.

В целом такое представление о краевой мобильной системе, сформировавшейся вдоль длительно функционировавшего тектонического шва в зоне сочленения древней платформы с геосинклинальными областями, может определяться последовательным рядом тектонических структур. К последним относятся перикратонные прогибы, развивавшиеся на начальных и последующих стадиях формирования байкальской, герцинской и киммерийской геосинклиналей, краевые и предгорные прогибы герцинид и киммерид, соответствующие их орогенным стадиям, и слабо выраженные типично платформенные структуры, развивавшиеся в течение каледонского и альпийского циклов тектогенеза. Структуры последнего не связаны генетически с краевой системой, а лишь перекрывают ее плащом осадочных отложений.

Далее к востоку от Одесского разлома авторы Тектонической карты показали в субширотном направлении границу по северному ограничению вала Голицына, Северному Сивашу и по Главному Азовскому разлому.

Необходимо подчеркнуть, что при решении этой проблемы следует говорить о границах древней Восточно-Европейской и молодых Западно-Европейской и Центральноевропейской платформ, исключая понятия о границах эпиархейских, эпикарельских, элибайкальских, эпикаледонских и эпигерцинских платформ. Установлено, что фундамент всех платформ является гетерогенным по времени образования, тогда как начало платформенной стадии в пределах каждой отдельной платформы примерно одинаково. Критерием становления истинно платформенного режима следует считать начало образования платформенного чехла в пределах плит, т.е. чехла, широко развитого по площади, представленного формациями платформенного класса с платформенными конседиментационными структурами [10, 11]. Становление платформенного режима не следует непосредственно за консолидацией фундамента: между этими важнейшими геологическими событиями всегда наблюдается перерыв во времени.

Нефтегеологическое районирование традиционно проводилось на основе тектонических критериев, а также данных о литофациях, стадиях катагенеза, гидрогеологии и т.д. Полученные результаты исследований указывают на необходимость учитывать и неотектонический фактор в связи со способностью УВ перемещаться по площади и разрезу в зависимости от характера неотектонических и современных движений, т.е. современной геодинамической обстановки.

Исследования наглядно показали, что региональные тектонические критерии нефтегазоносности определяются главным образом структурным положением региона, объемом и площадью развития доминирующих комплексов, качеством и площадью развития региональных коллекторских толщ и покрышек. Именно они позволяют прогнозировать нефтегазоносность крупных зон, наметить направления по-

исков залежей и наиболее перспективную часть разреза для концентрации здесь основного объема поисково-разведочных работ.

Важное значение имеют и локальные тектонические критерии при прогнозировании участков, перспективных для поисков залежей УВ. Среди них установление оптимальных количественных показателей неотектонической активности, изучение инверсионных неотектонических режимов, вызывающих переформирование локальных нефтегазоносных структур либо формирование неструктурных ловушек, активизацию процессов галокинеза и сопряженных с ними деформаций вышележащих осадочных толщ и геоморфологических уровней, активизацию разломов, существовавших ранее, и заложение новообразованных разломов и трещин и т.п. Эти данные могут быть использованы для локализации районов, наиболее перспективных в отношении постановки геологоразведочных работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Гаврилов В.П.* Роль региональных разломов в формировании залежей нефти и газа // Геология нефти и газа. 1979. N 1. С. 31—37.
2. *Галецкий Л.С., Соллоуб В.Б., Чекунов А.В.* Толщина земной коры и металлогения Украинского щита // Докл. АН УССР. Геол., хим. и биол. науки. 1985. N 10. С. 12—16.
3. Глубинные геологические срезы Днепровско-Донецкой впадины (в связи с перспективами нефтегазоносности): Объясн. зап. к геол. картам Днепровско-Донецкой впадины на срезах —5000 м и —6000 м. Киев: Мингео УССР, 1976. 87 с.
4. Глубинные геологические срезы западных областей Украины (в связи с перспективами нефтегазоносности): Объясн. зап. к геол. картам территории зап. обл. Украины на срезах —3000, —5000, —7000 м. Киев: Мингео УССР, 1980. 122 с.
5. Глубинные геологические срезы юга Украины и Молдавии и прилегающих акваторий (в связи с перспективами нефтегазоносности): Объясн. зап. к геол. карте юга Украины и Молдавии и прилегающих акваторий на срезе —5000 м. Киев: Мингео СССР, 1982. 80 с.
6. *Глушко В.В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М.: Недра, 1968. 264 с.
7. *Гурари Ф.Г., Микуленко К.И., Старосельцев В.С.* К методике составления тектонических карт платформенных нефтегазоносных областей // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972. С. 56—67.
8. *Дикенштейн Г.Х., Соловьев Б.А., Хаин В.Е.* К проблеме районирования Средней Европы по возрасту складчатого основания // Геотектоника. 1975. N 3. С. 3—20.
9. *Дикенштейн Г.Х., Швембергер Ю.Н., Алиев И.М.* Принципы и методика построения тектонических карт нефтегазоносных территорий СССР // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. С. 76—90.
10. *Крылов Н.А.* Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М.: Наука, 1971. 156 с.
11. *Крылов Н.А., Мазанов В.Ф.* Стадийность становления платформ // Тектоника и полезные ископаемые Сибири. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981. С. 12—20.
12. *Маловицкий Я.П.* Об основных субмеридиональных дислокациях юга европейской части СССР // Геотектоника. 1970. N 3. С. 115—122.
13. *Муратов М.В.* Ограничение Восточно-Европейской платформы // Тектоника Европы и смежных областей. М.: Наука, 1978. С. 42—47.
14. *Наилюкин В.Д.* Принципы составления тектонических карт для нефтегазоносных платформенных областей // Геология нефти и газа. 1960. N 8. С. 14—20.
15. О возрасте платформ и содержании понятия "молодые платформы" // Докл. АН СССР. 1970. Т. 191, N 6. С. 1362—1365.
16. *Пейве А.В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. N 1. С. 90—105.
17. *Розанов Л.Н.* Разломы земной коры и их связь с нефтегазоносностью платформенных областей СССР // Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С. 134—137.

18. *Суворов А.И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с.
19. Тектоника Белоруссии / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1976. 200 с.
20. Тектоника нефтегазоносных территорий СССР: Объясн. зап. к тектон. карте нефтегазонос. территорий СССР. М.: Недра, 1984. 120 с.
21. Тектоническая карта нефтегазоносных областей юго-запада СССР. 1:500000. Киев: Мингео УССР, 1987.
22. Тектоническая карта УССР и МССР. 1:1000000. М.: ГУГК, 1969.
23. *Хаин В.Е.* Глубинные разломы: Основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры: (Ист. обзор) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1963. N 3. С. 14—37.
24. *Шатский Н.С.* Методы составления мелкомасштабных тектонических карт // Избр. тр. М.: Наука, 1963. Т. 1. С. 54—56.
25. *Шахновский И.М., Печерников В.В., Сидоров В.А., Шендерей Л.П.* Закономерности размещения месторождений нефти и газа Припятско-Днепровского авлакогена в связи с оценкой перспектив его нефтегазоносности. М.: ВНИИОЭНГ, 1982. 31 с.

УДК 528.9+553(477):551.24

*А.В. Чекунов, Л.Г. Галецкий, В.Б. Соллогуб*

## **ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ, ТЕКТОНИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ УКРАИНЫ**

В последние годы в изучении глубинных недр Земли произошли немалые перемены. В частности, стараниями геофизиков диапазон регулярно изучаемых глубин увеличен до 200—250 км, что означает прибавку дополнительно 150—200 км подкоревой части литосферы и астеносферы. Если еще совсем недавно основным систематически картируемым глубинным уровнем была поверхность М на отметках 10—70 км, то сейчас начато систематическое прослеживание поверхности астеносферы (50—250 км) и просвечивание всей тектоносферы в целом.

Со все большей остротой ощущается необходимость целенаправленного комплексного изучения общих тектонических проблем и региональных вопросов в двуединстве литосфера—астеносфера в их структурной, динамической и генетической взаимосвязи. В большинстве своем эти проблемы не могут быть решены без увязки данных приповерхностной геологии и материалов о строении, составе, состоянии и эволюции глубинных этажей тектоносферы, поставляемых глубинной геофизикой.

Не менее актуальна практическая сторона дела. В промышленное освоение включаются все более глубокие и труднодоступные зоны земной коры, которые на поверхности не выходят и которые непосредственно "осязать" нельзя. В этой обстановке значение верного прогноза при поисках месторождений неизмеримо возрастает. Поскольку пока поиск может строиться почти исключительно на геофизических данных, очень важно найти глубинные критерии прогноза, хотя бы коррелятивные. Предпринимаемые прямые "атаки в лоб" путем простого сопоставления приповерхностной геологии с гео-

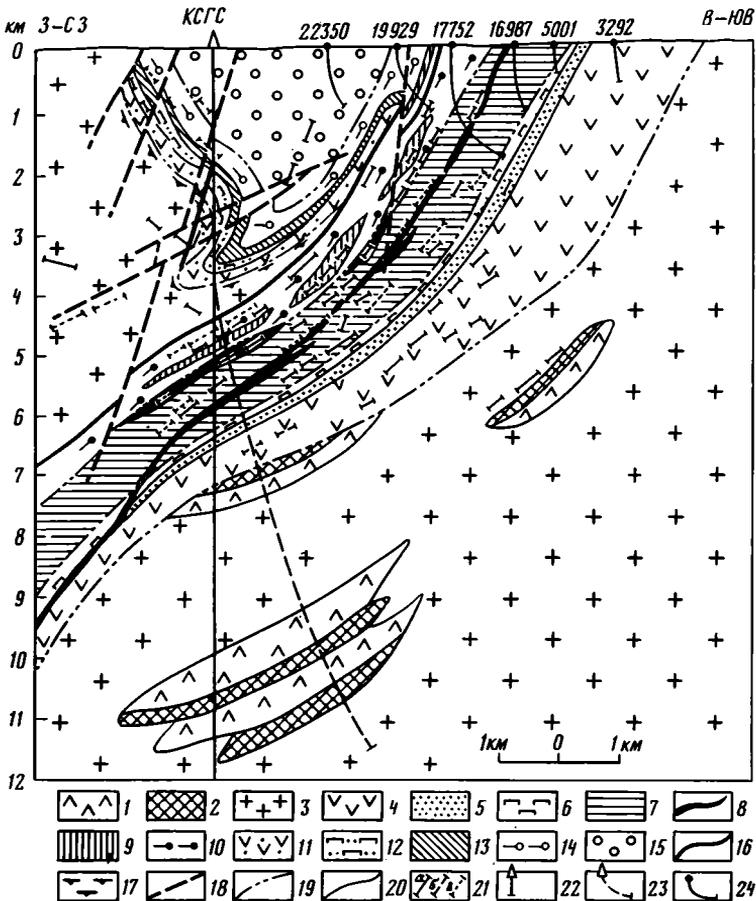


Рис. 1. Разрез Криворожской сверхглубокой скважины (КСГС)

Архейские отложения: 1 — метабазиты аульской и конкско-верховцевской серий, 2 — железистые кварциты, 3 — плагногранитоиды и плаггиомigmatиты днепровского и сурско-токовского гранитоидных комплексов. Нижние протерозойские отложения: 4—10 — криворожская серия (фашия зеленых сланцев): 4 — метабазиты новокриворожской свиты, 5 — метаконгломераты, аркозы, филлиты скелеватской свиты, 6 — хлорит-талльковые и карбонат-талльковые сланцы, 7 — железистые кварциты и силикатные сланцы саксаганской свиты, 8 — железные руды, 9 — железистые кварциты и магнетитовые руды гданцевской свиты, 10 — мраморы, сланцы кварц-биотитовые, углисто-биотитовые, метаалевролиты; 11—14 — ингуло-ингулецкая серия (фашия эпидот-амфиболитовая): 11 — кварциты, кварцито-песчаники с андалузитом и ставролитом зеленореченской свиты, залегающие на древней метаморфизованной коре выветривания архейских плагногранитоидов, метабазиты, кристаллические сланцы амфибол-полевошпат-биотитовые, 12 — высокоглиноземистые двуслюдяные с гранатом сланцы, тальк-амфиболовые породы, 13 — железистые кварциты и силикатные сланцы артемовской свиты, 14 — мраморы, кварц-полевошпат-биотитовые, графитит-биотитовые сланцы родионовской свиты с прослоями железистых кварцитов. Среднепротерозойские отложения (?): 15 — метаконгломераты, метапесчаники, метапелиты, метаалевролиты глевеватской свиты. 16' — региональная шарьяжная зона; 17 — зоны интенсивного развития бластических кварц-пластинчатых текстур (зоны "обжимания"); 18 — тектонические нарушения; 19 —

физическими сведениями о глубинах основных границ раздела и распределения в коре физических параметров дают пока довольно скромные результаты.

Нужны иные, нетривиальные и, главное, комплексные подходы. Украина весьма благоприятна для решения таких задач, так как характеризуется большим многообразием геоструктурных обстановок — от древнейших докембрийских (Украинский щит) до молодых альпийских (Карпаты, Черноморская впадина). Многолики и тектонические режимы породо- и рудообразования: протогоеосинклинальные (проторифтовые), геосинклинальные и орогенные, платформенные, рифтогенные и тектономагматической активизации. В целом это определило высокую продуктивность и большое разнообразие полезных ископаемых. Многообразны также формационные и промышленно-генетические типы оруденения. Геология Украины в целом хорошо изучена, а глубинное строение ее недр, по современным меркам, освещено геофизикой наиболее полно и детально.

Все это позволило начать большую работу по поиску глубинных критериев прогноза месторождений [20]. С этой целью выполняются комплексные геолого-геофизические и прогнозно-металлогенетические исследования. Исследования регламентируются междомственной программой "Прогноз". Одним из заданий является разработка объемной геологической модели литосферы и подготовка геолого-генетических, геохимических, геофизических и аэрокосмотектонических основ для прогнозно-металлогенетического анализа. Эту работу курирует Научный совет АН УССР по проблеме "Тектоносфера Украины".

В соответствии с общесоюзными программами [7] предусмотрено проведение комплексных трансрегиональных геотраверсов: Ужгород—Кривой Рог—Волгоград—Фрунзе, Костомукша—Могилев—Одесса, Кривой Рог—Нижний Тагил—Уренгой. Бурятся Криворожская сверхглубокая и Днепровско-Донецкая глубокая скважины, начато прогнозно-геодинамическое картирование на Криворожском опытном полигоне.

Хотя Криворожская сверхглубокая скважина прошла пока только 3500 м (при проектной глубине 12000 м), она уже сейчас дала принципиально новые данные о строении Криворожско-Кременчугской структуры (рис. 1). Более полувека эта структура рассматривалась как типичная синклиналь, западное крыло которой взброшено, тектонически осложнено и редуцировано. Сейчас установлен моноклиальный характер основной части структуры — собственно сланцево-железородной толщи (саксаганской свиты), погружающейся в западном направлении. В ней наблюдаются явления сдвоенности разреза, тальковые горизонты, что свидетельствует о надвиго-поддвиговых

границы стратиграфических несогласий; 20 — границы геологических тел; 21 — сейсмические границы: в плоскости разреза *a* — уверенные, *b* — менее уверенные, *в* — по профилю, отстоящему на 400 м к югу от прилегаемого разреза, уверенные; 22 — положение КСГС в разрезе с фактической глубиной 3458 м на 1.11.87 г.; 23 — проектная трасса КСГС до глубины 12000 м; 24 — пробуренные скважины и их номера

деформациях. В надвигах тальковые горизонты контролируют развитие богатых железных руд, экранируя их.

С запада на Криворожскую моноклинал надвинуты более древние метавулканогенно-осадочные и гранитоидные образования (в частности, железорудные толщи артемовской и зеленореченской свит) более высоких ступеней метаморфизма — амфиболитовой и даже гранулитовой. Они слагают так называемые Западно-Анновские и Дальние Западные полосы, которые рассматривались ранее как западное крыло единой синклинальной структуры.

В целом Криворожско-Кременчугская зона представляет собой крупную шовную структуру, разделяющую разнотипные блоки (на востоке — Приднепровский, на западе — Кировоградский) с различным строением земной коры. Именно такое положение обусловило обильную рудоносность зоны. Новые представления о строении Криворожско-Кременчугской структуры открыли и новые поисковые перспективы, что уже подтверждается практикой работ.

В раннем протерозое Кировоградский и Приднепровский блоки развивались сопряженно, образуя единую динамическую систему. Имеющийся материал позволяет предложить [17] модель ее формирования. Активным был район Кировоградского блока. Согласно тектоническому районированию [14], он являлся срединным или протоплатформенным массивом, заключенным между Одесско-Ядловской [Одесско-Тальновской] и Криворожско-Кременчугской (Криворожско-Крупецкой) раннепротерозойскими протогеосинклинальными зонами. Массив сложен гнейсифицированной первично терригенно-осадочной формацией (ингуло-ингулецкие биотитовые гнейсы) с возрастом метаморфизма 1740—1980 млн лет и формацией существенно калиевых микроклиновых порфироподобных гранитов (кировоградско-житомирский комплекс) возрастом 1800—1900 млн лет, образовавшихся преимущественно в результате гранитизации биотитовых гнейсов. Формации массива моложе метабазитовой и криворожской серий пород. Гранитоиды (рапакиви) осевой части массива и их складчатые формы по времени образования являются наиболее молодыми [14].

Кировоградский массив характеризуется интенсивной отрицательной гравитационной аномалией, наиболее крупной на Украинском щите, и расположен в меридиональной полосе пониженной напряженности магнитного поля. Толщина земной коры под массивом (35—38 км) гораздо меньше, чем под соседними ныне размытыми эпигеосинклинальными орогенами (54—58 км) (рис. 2, см. вкл.), граничные скорости на поверхности М (8,1 км/с) здесь также меньше, чем в орогенах (8,4 км/с). Скоростные параметры коры глубже 15 км в эпигеосинклинальных зонах существенно больше, чем под массивом. Последний, по существу, нацело "гранитный" — в нем не отмечено скоростей свыше 7 км/с. В то же время в нижней части коры эпигеосинклинальных зон комплекс образований с такой скоростью составляет 20—30 км. В краевых частях Кировоградского массива выявлены полого наклоненные нарушенные зоны, выходящие из поверхности М и веерообразно расходящиеся на запад и восток от массива. Они фик-

сируются в разрезе коры сгущениями отражающих площадок, точек дифракции и изломами линий изоскоростей [6, 12 и др.].

Земная кора массива до глубин 20 км разуплотнена относительно прилегающих эпигеосинклинальных зон [3, 8, 10 и др.]. Не исключается и разуплотнение пород верхней мантии [3]. Намагнитченность земной коры массива (0,2—0,7 А/м) значительно меньше, чем в прилегающих эпигеосинклинальных зонах (до 3 А/м) [4]. Под массивом выявлена сужающаяся книзу Кировоградская транскоровая геофизическая аномалия, соответствующая магматическому диапиру и достигающая основанием поверхности М. При внедрении диапира кора прогревалась до 1300°С [9, 10].

Совокупность приведенных геофизических и геологических данных может быть описана следующей геодинамической моделью. Кировоградский массив образовался в раннем протерозое, строение земной коры с тех пор существенно не изменилось (см. рис. 2 д, е). За исходную может быть принята земная кора находящихся вблизи Кировоградского массива архейских блоков Украинского щита, не затронутых раннепротерозойской переработкой, например Подольского блока (см. рис. 2, а). Он прост по строению, ибо в архее кора была еще слабо расчленена по латерали.

В начале раннего протерозоя дифференциация усилилась. Кора была уже достаточной толщиной и прочной, астеносфера к тому времени обозначилась отчетливо и из нее, надо полагать, началось выделение разогретых разуплотненных астенолитов. Один из них, вероятно, подымался под будущим Кировоградским массивом (см. рис. 2, б). Поверхность коры была приподнята и подвергалась размыву. Обломочный материал сносился в обозначившиеся по соседству протогеосинклинальные трюги и накапливался в составе метабазитовой и криворожской серии пород. Поверхность М была нарушена субвертикальными глубинными разломами, определившими границы структур и поставлявшими в трюги магму основного состава.

В середине раннего протерозоя астенолит достиг зрелости (см. рис. 2, в) и начал растекаться в стороны, увлекая за собой вышележащие образования земной коры. Рельеф поверхности М стал более контрастным, в нем возникли дополнительные субгоризонтальные разломы, по которым центробежно смещался материал коры. Под воздействием астенолита зона перехода от коры к мантии прогрелась до стадии возможных фазовых переходов и термохимических преобразований вещества. Через разлом от астенолита отделился магматический диапир и начал подъем в верхние этажи коры. "Базальтовый" комплекс подвергался растаскиванию и глубинной эрозии. "Базальтовый" материал перемещался при этом в стороны от астенолита, в основание коры геосинклинальных зон, где, очевидно, смешивался с базальтоидами мантийной генерации, поступавшими по разломам. Над астенолитом вследствие растяжения коры образовался прогиб, в котором отлагались терригенно-осадочные и вулканогенные толщи будущих ингуло-ингулецких биотитовых гнейсов. Глубина основания прогиба в центральной его части достигала, по-видимому, не менее 7—8 км [8]. Снос обломков происходил со

складчатых зон, возникших на месте Одесско-Ядловской и Криворожско-Крупецкой протогеосинклиналей вследствие их замыкания, тангенциального сжатия и скупивания пород.

В конце раннего протерозоя наступила заключительная стадия формирования астенолита (см. рис. 2, з). Резкость рельефа поверхности М еще более увеличилась: под эпигеосинклинальными орогенами, выросшими из Одесско-Ядловской и Криворожско-Крупецкой складчатых зон, выпукло обозначились "корни", достигшие глубин 54—58 км. Количество разломов на поверхности М увеличилось, новые разрывы носили лишь усложняющий характер. "Базальтовый" комплекс был полностью редуцирован глубинной эрозией и перемещен в "корневые" утолщения коры, под Кировоградским блоком он отсутствует. Пологие разломы, продолжая развиваться, достигли поверхности, пересекая при этом более ранние субвертикальные нарушения. Это обусловило, в частности, отмеченное выше надвигание с запада на Криворожскую моноклираль более древних метавулканогенно-осадочных и гранитоидных образований. Магматический диапир поднялся до верхов коры и образовал крупную дифференцированную интрузию, с которой генетически связан Корсунь-Новомиргородский плутон-рапакиви и основных магматитов. Существует и другая точка зрения, согласно которой протоокеаническая кора Приднепровского блока в Криворожско-Кременчугской зоне субдукции пододвинута в западном направлении под зрелую континентальную кору Кировоградского блока. Приднепровский блок, однако, по сейсмическим данным, имеет в целом не "протоокеанический", а сугубо сиалический состав (рис. 3).

Воздействие теплового фронта, шедшего от астенолита и сопровождавшего диапир, обусловило метаморфическую переработку и гнейсификацию ранее накопившихся пород. Разогрев привел к палигено-анатектическому гранитообразованию, магматическому замещению супракрустальных толщ — в основном биотитовых гнейсов. Образовался комплекс кировоградских существенно калиевых гранитов (Новоукраинский массив). Разогрев и растяжение способствовали уменьшению плотности и намагниченности коры. Гранитизация и разуплотнение привели к подъему территории и образованию симметричной антиклинорной структуры Кировоградского массива с центральным осевым поднятием. Процесс складкообразования не охватывал всю площадь антиклинория сразу, а перемещался от его внешних зон к внутренним. Это явление было связано, очевидно, с остыванием астенолита, сокращением его размеров и площади перекрывающих толщ, в которых последовательно нарастали тангенциальные напряжения.

Обильное поступление ювенильного материала, глубокая переработка земной коры и связанные с этим физико-химические процессы обусловили уникальное богатство и разнообразие руд Кировоградщины и Криворожья.

Древность Кировоградского астенолита, возникшего на том же этапе геологической истории, что и протогеосинклинали (проторифты), позволяет считать его первичным протоастенолитом. Разрез

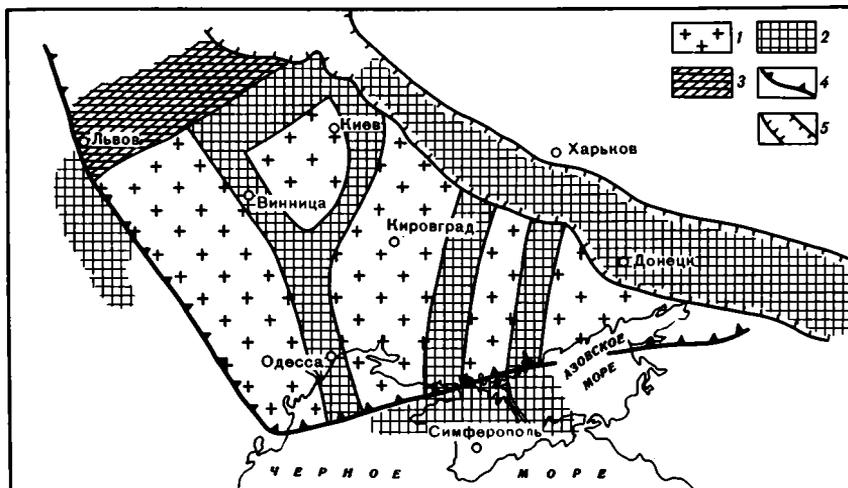


Рис. 3. Неоднородности состава консолидированной земной коры Украины по сейсмическим данным

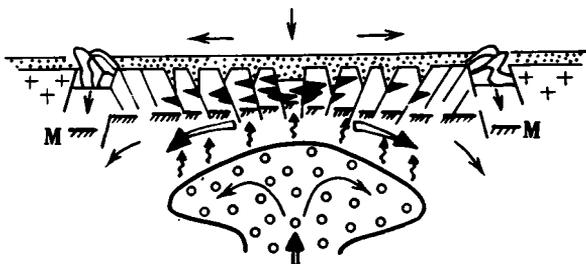
Блоки и зоны: 1 — с резким преобладанием гранитоидных пород (сиалические), 2 — с преобладанием базальтоидных пород (фемические), 3 — с резким преобладанием базальтоидных пород (резко фемические), 4 — граница Восточно-Европейской платформы; 5 — Днепровско-Донецкий палеорифт

земной коры дофанерозойского Кировоградского протоастенолита и прилегающих к нему древних эпигеосинклинальных зон Украинского щита удивительно похож на разрез через альпийский складчатый пояс Европы в сечении Карпаты—Паннонский массив—Динариды с молодым астенолитом Паннонии. Это позволяет заключить, что уже в раннем протерозое тектоносфера Украинского щита обладала свойствами, подобными фанерозойским, и в ней протекали близкие по особенностям проявления процессы.

Сопоставление астенолитов прошлого и настоящего, находящихся на разных стадиях развития [16, 19], позволяет предложить обобщенную модель формирования структур этого типа и выделить в ней главные стадии (рис. 4): активную и пассивную. В активную стадию происходит рост астенолита, его разогретое разуплотненное и весьма пластичное тело поднимается вверх, преобразуя литосферу и земную кору, растаскивая, раздвигая ее в стороны с образованием рифтов и других структур растяжения, прогревая и насыщая основной магмой и другими мантийными флюидами. Кора становится тоньше, растрескивается, физические свойства и состав ее слоев меняются, сверху происходит прогибание, а в трогах по периферии астенолита — сжатие. Когда земная кора достаточно прогревается, в ней возникают промежуточные очаги плавления, генерирующие магму палингенных гранитов.

Во вторую стадию (пассивную) астенолитный "гриб", исчерпав энергию и сравнявшись по плотности с окружающими породами, прекращает рост, а затем по мере дальнейшего охлаждения, кристал-

### АКТИВНАЯ СТАДИЯ РАЗОГРЕВА



### ПАССИВНАЯ СТАДИЯ ОСТЫВАНИЯ

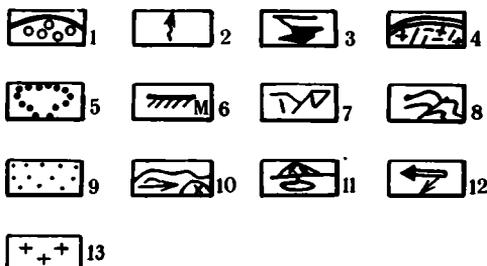
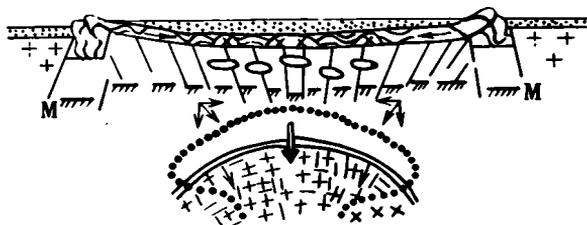


Рис. 4. Схема формирования астенолита

1 — разогретый астенолит; 2 — генерация магмы разогретым астенолитом; 3 — базальтоидные интрузии в коре; 4 — остывающий астенолит; 5 — положение астенолита в активную стадию; 6 — поверхность М; 7 — деструкция в коре; 8 — складчатость по периферии астенолита; 9 — осадочный комплекс; 10 — складчатость в осадочном комплексе активной стадии после ее завершения (стрелки показывают направление миграции складчатости); 11 — палингенные граниты и питающие их очаги; 12 — перемещение материала; 13 — вмещающие образования

лизации и уплотнения погружается, увлекая за собой вышележащую литосферу. Вследствие уменьшения объема и погружения астенолита пространство сокращается и в покрывающих толщах возникают сжимающие напряжения. Они приводят к смятию отложившихся в активную стадию пород, при этом складчатость перемещается от периферии к центру надастенолитной области. В том же направлении мигрирует вулканизм. Центростремительное смещение складчатости и вулканизма, своеобразное "захлопывание" астенолита, напоминающее реакцию водной среды на брошенное в нее тело, отмечено в структурах Кирово-

градского блока [14] и других районах, например, в Казахстанско-Тянь-Шаньском геосинклинальном овале Урало-Монгольского складчатого пояса [5]. Следует отметить, однако, что "захлопывание", тем более с образованием осевого поднятия, происходит не всегда, в частности, на платформах оно бывает редко.

Погружение астенолита приводит к опусканию поверхности и накоплению новых осадочных толщ, плащеобразно перекрывающих образования активной стадии с их рифтовыми и другими структурами растяжения. На платформах — это послевлакогенные, синеклизные отложения, в Западно-Сибирской впадине, например, плитный чехол юрских и более молодых пород, в Паннонской впадине — послерифтовый комплекс мощностью 1,5—2 км, накопившийся за последние 10,5—11 млн лет, в Черноморской впадине — послезоценовые отложения [16] и т.д.

Важнейшей особенностью тектоносферы является неоднородность ее строения, состава и физического состояния [16]. По существу, тектоносфера, представляющая собой область проявления и суперпозиции самых различных по природе, масштабу, скорости действия физических и химических процессов, полностью состоит из создаваемых ими неоднородностей. Глубинные неоднородности определяют основные закономерности строения и динамики тектоносферы, сейсмичности, вулканизма, генерации и размещения полезных ископаемых, поэтому выделение глубинных неоднородностей является первостепенной задачей поиска.

Основные неоднородности литосферы Украины — границы раздела, блоки, разломы, волноводы и др. — уже были описаны ранее [11, 16, 20 и др.]. Рассматривались также закономерности размещения рудных объектов Украинского щита в зависимости от толщины земной коры [2] (рис. 5).

Новые данные по сопоставлению металлогении и глубинного строения Украины позволяют отметить следующее. Для областей архейского оруденения Украинского щита (Подольский, частично Приазовский блоки) характерны выступы гранулит-базитового основания с формациями двупироксеновых гнейсов и сланцев, кинцитовой, эндрбитовой и мигматит-чарнокитовой. Выделяются древнейшие эндрбит-чарнокитовые ядра — блоки (Северо-Подольский, Салтычанский, Ремовский, Волчанский), фиксируемые региональными магнитными аномалиями [4, 18]. В их обрамлении развиты глубинные линейные зоны рифтогенеза и активизации (Черниговская, Сорокинская, Федоровская) с апатит-редкометальными карбонатитами и редкометальными пегматитами. В районы этих выступов приближается из глубины сейсмический горизонт  $K_2$ , предположительно сопоставляемый с рифтовой поверхностью "лунного" протофундамента [15].

В древних линейных шовных зонах, возможно, позднеархейского заложения — Трактемировско-Голованевской (Одесско-Ядловской), Хмельницкой (Одесско-Винницкой), развиты эвгеосинклинальные формации: коматиит-толеитовая, андезит-базальтовая, кремнисто-железистая, углеродсодержащая, высокоглиноземистая, дунит-перидотитовая, пироксенит-габбровая, с которыми связано железорудное,



хромитовое, никелевое оруденение и крупнейшие месторождения графита (Завальевское). Под этими зонами поверхность М погружена до 50—55 км.

Для раннепротерозойских троговых синклиналиных зон свойственны дифференцированные вулканогенно-осадочные формации: андезит-базальтовая, кремнисто-джеспилитовая, кремнисто-сланцево-карбонатная, конгломерат-песчаниковая. С ними связаны крупнейшие железорудные бассейны (Криворожский) и месторождения графита в миогеосинклиналиных прогибах (Петрово-Балаховское в Ингуло-Ингулецкой зоне). Такие зоны расположены над утолщениями земной коры (до 50—55 км) с оконтуривающими их разломами.

Области позднепротерозойской металлогении (Воынская, Кировоградская, Приазовская) имеют в целом кору средней мощности (35—45 км) с осложненным строением в зонах активизации. К ним приурочены крупные очаговые магматические структуры с комплексами пород субщелочного, щелочного типов (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны, очаговая площадь в восточном Приазовье). Строение литосферы под этими структурами свидетельствует о существовании вертикальных каналов, обеспечивавших связь верхних этажей коры в мантией и поступление с больших глубин огромных масс ювенильного и палингенного вещества. Для этих структур характерно оруденение титана, апатита, редких металлов.

Линейные зоны активизации с редкометальной минерализацией в гранитоидно-щелочных формациях (Сушано-Пержанская, Подольская, Кировоградская и др.) также имеют глубинные связи. С ними сопряжены наложенные впадины (Овручская, Белоковричская, Вильчанская), выполненные трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой и конгломерат-песчаниковой формациями.

Под крупным Осницко-Полесским вулканоплутоническим поясом, сложенным дацит-андезит-липаритовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формациями, земная кора базифицирована, а поверхность М в центральной части приподнята.

*Рис. 5.* Соотношение толщины земной коры с геолого-металлогенической обстановкой Украинского щита

1 — изоглубины поверхности М, км; 2 — граница Восточно-Европейской платформы; 3 — дорифейские глубинные разломы и их продолжения за пределами щита; 4 — контуры металлогенических зон; 5 — красивые разломы Днепровско-Донецкого палеорифта; 6 — Закарпатский (Перипьенинский) разлом. Металлогенические области щита: 7—9 — Архейская: 7 — выступы гранулит-базитового основания, 8 — гранито-зеленокаменные пояса с вулканотектоническими впадинами, специализированными на Cu, Ni, Mo, Fe (А — Верховцевская, Б — Сурская, В — Белозерская), 9 — древнейшие прогибы с железорудной и графитовой минеральной специализацией; 10 — раннепротерозойская — шовные синклиналиные зоны с железными и графитовыми рудами (Г — Криворожская, Д — Орехово-Павлоградская); 11—14 — позднепротерозойская (с ильменитом, апатитом, редкими металлами, камерными пегматитами); 11 — области активизации (Е — Воынская, Ж — Кировоградская, З — Приазовская), 12 — зоны в областях активизации (И — Сушано-Пержанская, К — Подольская, Л — Кировоградская, М — Сорокинская), 13 — наложенные впадины (Н — Овручская), 14 — магматические структуры (О — Коростенский плутон, П — Корсунь-Новомиргородский плутон, Р — Восточно-Приазовская); 15 — металлогеническая специализация

Совокупность петрологических, геохимических, металлогенических и геофизических данных позволяет определить следующую ретроспективу становления земной коры Украинского щита и его рудных формаций.

В раннем архее в условиях тонкой разогретой пластичной коры происходило накопление больших масс железа в осадочно-вулканогенных образованиях, а также отложение углеродсодержащих и высокоглиноземистых толщ. Этому способствовало широкое распространение основных и ультраосновных пород, свойственных ранним стадиям формирования земной коры и образующих первичный "лунный" (ныне гранитизированный) протофундамент (сейсмический горизонт К<sub>2</sub>).

В позднем архее кора становится более жесткой: намечаются первые глубинные разломы, обособляются линейные структуры (проторифтоиды) [4, 16, 18]. Оруденение становится более разнообразным: наряду с пластовыми месторождениями железа, графита, силлиманита появляются месторождения хромитов в гипербазитах, син- и эпигенетическое медно-никелевое оруденение в связи с габброперидотитами, медно-молибденовое оруденение в связи с вулканогенно-гипабиссальными гранитоидными ассоциациями.

В архее, таким образом, в условиях зарождения земной коры источники рудного вещества находились непосредственно в пределах материнских формаций, на небольших глубинах. Протяженность путей миграции рудного вещества к месту образования месторождений была незначительной.

Ранний протерозой характеризовался большей дифференцированностью структурно-формационных зон, разнообразием рудных формаций, преимущественно внутрикоровыми источниками рудного вещества. Четко обозначились и ярко проявились глубинные разломы, в подвижных зонах развивались образования геосинклинального (проторифтового) и орогенного этапов, на заключительных стадиях имели место инверсия движения, метаморфизм и мощная гранитизация. Земная кора активно наращивалась снизу, увеличивая мощность до 55 км и более.

В джеспилитовой формации геосинклинальных (проторифтовых) трогов образовались крупнейшие месторождения железистых кварцитов и богатых железных руд. В связи с натрий-калиевой и калиевой гранитизацией широкое развитие получили слюдисто-керамические и редкометалльные пегматиты, в зонах протоактивизации — щелочные метасоматиты (альбититы). Поздний протерозой характеризовался в целом платформенным режимом с периодами активизации. В ранний этап активизации сформировались Осницко-Полесский вулканоплутонический пояс, Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны. В поздний возникли линейные зоны тектонометасоматической активизации (Волинский, Кировоградский, Приазовский блоки). В позднем протерозое возникли специфические рудоносные формации: габброанортозитовая, рапакиви, гранитоидная щелочная, нефелиновых сиенитов, ультраосновная щелочная. Чрезвычайно широкое развитие получили метасоматические образования. В целом для этого периода

характерно развитие линейных и очаговых рудоносных структур с увеличенной глубиной коромантийных источников.

С рифея Украинский щит вступил в платформенную стадию развития. Тектономагматическая активизация сосредоточилась в сопредельных регионах (Средиземноморский пояс, Днепровско-Донецкий рифт).

Итак, земная кора Украинского щита в процессе развития в протеее последовательно наращивала мощность, гранитизировалась и стабилизировалась. Со временем усложнялся набор формировавшихся месторождений, увеличивались глубины источников металлов, ярче выражалась линейность и локальность рудоконтролирующих структур. Ведущую роль в рудообразовании приобрели глубинные разломы и очаговые структуры.

Приведенные данные указывают на взаимосвязь между приповерхностными рудоносными структурами и глубинным строением земной коры, что подтверждает обоснованность поисков глубинных критериев прогнозирования месторождений.

В последнее время прослежены еще более глубинные связи структурно-формационных зон и рудоносных объектов, уходящие корнями в астеносферу. Ее поверхность картирована по совокупности геофизических методов: геотермии, магнитотеллурического зондирования и сейсмометрии (рис. 6).

Прежде всего обращают на себя внимание крупные неоднородности в строении астеносферы и низов литосферы, имеющие общую северо-восточную направленность. Они ограничены разломами астеносферного заложения и выражаются зонами понижения скоростей распространения упругих волн в интервале глубин 60—140 км, сопровождаемого изменениями толщины литосферы 60—250 км [13]. Так, в западной части рассматриваемой территории, охватывающей Карпаты, Волыно-Подольскую плиту и краевую часть Украинского щита, выделяется сегмент с наименьшей толщиной литосферы, при этом минимальное значение она имеет в районе Паннонской (Венгерской) впадины. Здесь же уменьшена мощность земной коры, утончен базальтовый слой, характерны аномально высокие тепловые потоки.

В свете этих данных по-новому представляются структурно-металлогенические параметры этого сегмента. В пределах Карпат основное значение приобретает развитие Паннонского астенолита (мантийного диапира), приподнявшего поверхность М до 25—30 км против 45—55 км под Внешними Карпатами и интенсивно переработавшего земную кору под Венгерской впадиной. При подъеме астенолита глыбово-блоковое поднятие Паннонии осложнилось в центре депрессией, окаймленной внешними вулканическими поясами с базальт-липаритовым типом магматизма (Закарпатский прогиб, Выгорлат-Гутинская гряда). Центробежный характер геологического развития (с активным ядром в центре и относительно пассивным обрамлением) определил поступательное развитие тектономагматических и рудообразующих процессов, в частности в пределах Советских Карпат — с юго-запада на северо-восток.

В соответствии с этим намечается региональная минерагеническая зональность — от центра к периферии: полиметаллы, ком-

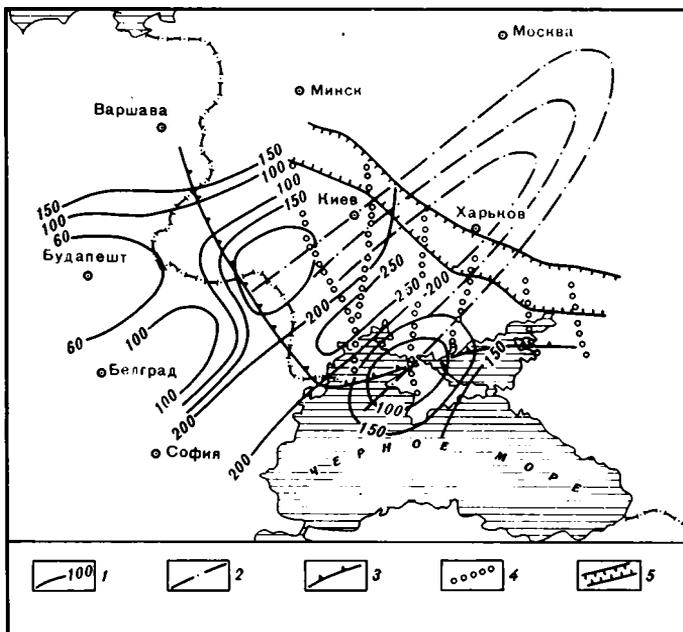


Рис. 6. Схема изоглубин поверхности астеносферы

1 — изоглубины поверхности астеносферы, км; 2 — изоглубины поверхности сейсмического волновода внутри мантии, км; 3 — граница Восточно-Европейской платформы; 4 — основные глубинные разломы Украинского щита; 5 — краевые разломы Днепровско-Донецкого палеорифта

плексное полиметаллическое оруденение, ртуть—барий—мышьяк, сурьма—свинец, цинк—медь—нефть, сера—газ.

Северо-восточная ветвь астеносферного вала (см. рис. 6) располагается под Волыно-Полесским палеорифтом. В последние годы здесь выделен [1] мощный вулканоплутонический пояс шириной 70—150 км и протяженностью более 1000 км, который на северо-востоке сливается с Вязмо-Костромской тектонической зоной, а на юго-западе в виде Паннонско-Волинского поперечного прогиба протягивается через Карпаты и Большую Венгерскую впадину до оз. Балатон.

На юго-востоке Украинского щита выделяется второй сегмент с сокращенной мощностью литосферы, под которым поверхность астеносферного слоя приподнята до 100—150 км, а изолинии также вытянуты в северо-восточном направлении (см. рис. 6). Этот сегмент охватывает весь Приазовский массив и район Донбасса. Обращают на себя внимание поперечные разломно-складчатые зоны северо-восточного простирания, прежде всего крупная Центральная или Ровенская зона. Последние данные свидетельствуют о важном рудо-контролирующем значении этих зон. Отдельные звенья продольных глубинных разломов Днепровско-Донецкого палеорифта, ограниченные поперечными, сквозными для Украинского щита и складчатого Дон-

басса нарушениями, характеризуются различной металлической специализацией (ртуть, полиметаллы, свинцово-цинковые серноколчеданы). Даже распределение редких элементов и ртути в угольных пластах также подчинено влиянию поперечных структур.

В Нагольном районе Донбасса рудные узлы с комплексным полиметаллическим оруденением приурочены к зонам поперечных деструкций. В зоне сочленения с Украинским шитом развито редкометальное и флюоритовое оруденение. В Приазовской части щита выделяется ряд тектонометасоматических зон активизации (Малоянисольская, Кальмиусская, Грузско-Еланчикская) северо-восточного и субмеридионального направления, несущих флюорит-редкометальное оруденение. Можно полагать, что само формирование складчатого Донбасса в пределах Днепровско-Донецкого палеорифта связано с влиянием этих поперечных нарушений, имеющих глубинный характер.

В Центральной части Украинского щита выделяются сегменты с наибольшей толщиной литосферы (до 200—250 км). Здесь также находится ряд разломных зон северо-восточного направления (Тетевская, Немировская, Компанеевская, Дерезоватская и др.), в пределах которых проявились процессы гранитизации, метасоматоза, милонитизации, катаклаза и повышенного трещинообразования с появлением цветных и редких металлов, фтора. Основные структурно-формационные зоны имеют, однако, субмеридиональное направление (Кировско-Кочеровская, Голованевская, Первомайско-Вознесенская, Кировоградская, Ингулецко-Криворожская, Орехово-Павлоградская и др.) и не увязываются со структурами астеносферы, в то же время они ясно согласуются со структурами более высокого этажа тектоносферы — внутрикорового — и находят отражение в строении поверхности М.

Проведенный по материалам Украины тектоносферно-металлогенический анализ дал следующие основные результаты.

Существует корреляция поверхностных рудоносных структур не только со строением земной коры и ее толщиной, но и с более глубинными особенностями тектоносферы.

Глубинные неоднородности определяют основные закономерности проявления геодинамических процессов, распределения сейсмичности, вулканизма, генерации и размещения полезных ископаемых. Выделение неоднородностей является важнейшей прогностической задачей.

Наиболее продуктивные структуры образуются в областях активного проявления глубинных процессов, прежде всего мантийного (астеносферного) диапиризма.

Особое внимание должно быть уделено рифтогенным структурам, отличающимся или отличавшимся возбужденным состоянием верхней мантии и астеносферы (коромантийная "смесь"), активным глубинным магматизмом, коренной перестройкой земной коры. Они создают наиболее проницаемые каналы для мощного поступления в верхние горизонты земной коры породообразующих и рудных компонентов из глубинных частей тектоносферы, обеспечивают их интенсивную дифференциацию.

Максимальной тектономагматической и металлогенической актив-

ностью обладают узлы пересечения разнонаправленных (продольных и поперечных) глубинных структур.

Геодинамический анализ с учетом глубинных данных позволяет дать новую трактовку даже давно известным рудным районам (Кривбасс, Карпаты, Донбасс и др.) и выявить новые поисковые направления.

Системное изучение глубинного строения земных недр — новый этап в познании влияния глубинных процессов на образование, динамику и эволюцию геологических структур, формирование и размещение в них месторождений полезных ископаемых.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Галецкий Л.С., Колосовская В.А., Илькевич Г.И. и др. Корреляция структур, геологических и рудных формаций Украинского щита, Белорусского и Воронежского массивов. М.: Наука, 1984. С. 295—296. (XXVII МГК: Докл. сов. геологов; Т. 2).
2. Галецкий Л.С., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Толщина земной коры и металлогения Украинского щита // Докл. АН УССР. Геол., хим. и биол. науки. 1985. N 10. С. 12—16.
3. Голцдра Г.Я. О южном продолжении меридиональной структуры земной коры центральной части Украинского щита // Геофиз. журн. 1980. N 2. С. 60—69.
4. Древние рифтоподобные структуры Украинского щита и их металлогеническое значение // Там же. 1986. N 2. С. 3—17.
5. Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей. М.: Недра, 1984. 208 с.
6. Ильченко Т.В. Скоростная модель земной коры Украинского щита вдоль геотраверса VIII (Рени—Кривой Рог) // Геофиз. журн. 1987. N 1. С. 44—51.
7. Козловский Е.А., Зайченко В.Ю., Ерхов В.А. и др. Достижения и перспективы глубинных исследований Земли // Сов. геология. 1987. N 11. С. 7—20.
8. Крюченко В.А., Половинкин Б.В., Трипольский А.А. Глубинное строение земной коры центральной части Украинского щита по профилю ГПЗ Николаев—Канев // Геофиз. журн. 1981. N 2. С. 82—88.
9. Оровецкий Ю.П., Кутас Р.И. Тектономагматические аспекты эволюции глубинных диапиров и природа верхнекоровых волноводов (на примере Новоукраинского массива Украинского щита с использованием данных ГСЗ) // Тектоносфера Украины и других регионов СССР. Киев: Наук. думка, 1980. С. 121—130.
10. Сейсмогравитационное моделирование глубинного геологического строения Кировоградского протоплатформенного массива // Геофиз. журн., 1984. N 1. С. 32—39.
11. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
12. Соллогуб В.Б., Ильченко Т.В. Сейсмическая модель геотраверса VIII // Докл. АН УССР. Геол., хим. и биол. науки. 1986. N 12. С. 15—18.
13. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Принципиальные черты строения литосферы Украины // Геофиз. журн. 1985. N 6. С. 43—54.
14. Тектоника Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1972. 300 с.
15. Чекунов А.В. Земная кора Украинского щита и некоторые важные вопросы становления фундамента древних платформ // Докл. АН УССР. Геол., хим. и биол. науки. 1976. N 10. С. 893—896.
16. Чекунов А.В. Принципы строения и эволюции тектоносферы юга европейской части СССР // Геотектоника. 1987. N 5. С. 25—41.
17. Чекунов А.В. Кировоградский протоастенолит // Докл. АН УССР. Геол., хим. и биол. науки. 1988. N 2. С. 29—33.
18. Чекунов А.В., Крутиховская З.А., Галецкий Л.С. и др. Ранние этапы становления, структуры и металлогения литосферы юга Восточно-Европейской платформы // Геофиз. журн. 1987. N 3. С. 79—91.
19. Чекунов А.В., Оровецкий Ю.П. Астенолиты настоящего и прошлого // Докл. АН УССР. Геол., хим. и биол. науки. 1987. N 9. С. 32—36.
20. Чекунов А.В., Соллогуб В.Б., Галецкий Л.С. Тектоносфера Украины и поиск критериев прогноза месторождений // Геол. журн. 1987. N 6. С. 11—24.

*П. Н. Кропоткин*

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ ЧАСТИ МАРМАРОШСКОЙ ЗОНЫ ШАРЬЯЖЕЙ (Восточные Карпаты)

В течение последних десятилетий благодаря детальному картированию, бурению и сейсморазведке выявилась более значительная, чем считалось в прежние годы, роль тектонических покровов (шарьяжей) в строении складчатых областей. Изучение этих структур теперь стимулирует то обстоятельство, что в США под шарьяжами на западном склоне Аппалач и на восточном склоне Скалистых гор, а также в Польше на северном склоне Карпат и в других районах обнаружены залежи газа и нефти [12]. Геодинамические исследования выявили много общего в механизме образования шарьяжей, субдукции и обдукции, приводящей к наволакиванию офиолитовых комплексов, т.е. содранных пластин океанической коры, на края континентов [8, 19, 27].

Шарьяжи со значительным горизонтальным перемещением надвинутых чешуй (20—200 км) обнаружены во всех крупных складчатых областях — в Альпах, на Карпатах, в Гималаях, в Скалистых горах и Аппалачах, на западном склоне Урала, в каледонидах Шотландии и Скандинавии (где указываются перемещения до 400 км), в Андах и в Японии [1, 2, 7, 14, 16, 22, 23, 25—27, 29, 30].

Механизм смещения шарьяжей связан со сжатием при сокращении поверхности коры в зонах складчатости, субдукции или обдукции и с гравитационным сползанием надвиговых чешуй в предгорные трогги, краевые прогибы. В наиболее типичных случаях шарьяжи с большим перемещением медленно (со скоростью 0,1—10 см/год по оценкам Г. Рамберга и др.) перемещались вследствие пододвигания жестких платформенных массивов под складчатые сооружения. Интенсивное сжатие, охватывающее сейчас, по-видимому, до 90% поверхности земной коры, зафиксировано непосредственными измерениями напряженного состояния в массивах горных пород как на континентах, так и в базальтах дна океанов [10].

Скольжение надвига облегчается при наличии пластичных глин и поровой жидкости в слоях, расположенных у поверхности смещения [2, 4, 24]. Они играют роль смазки. Кроме пластичности нижних слоев перемещающейся чешуй или верхних слоев подстилающего комплекса некоторую роль может играть аномально высокое давление поровой жидкости (АВПД), если оно имеет место в подстилающих надвиг отложениях. Связь АВПД с надвигами отмечалась на нефтяных месторождениях Ирана, о. Тайвань и в других местах. Такое высокое давление у подошвы шарьяжа, частично поддерживающее его, может быть связано с вторжением глубинных сжатых газов [9, 21].

**Покровное строение Раховского массива (Восточные Карпаты).** При детальном картировании в сложно построенных складчатых

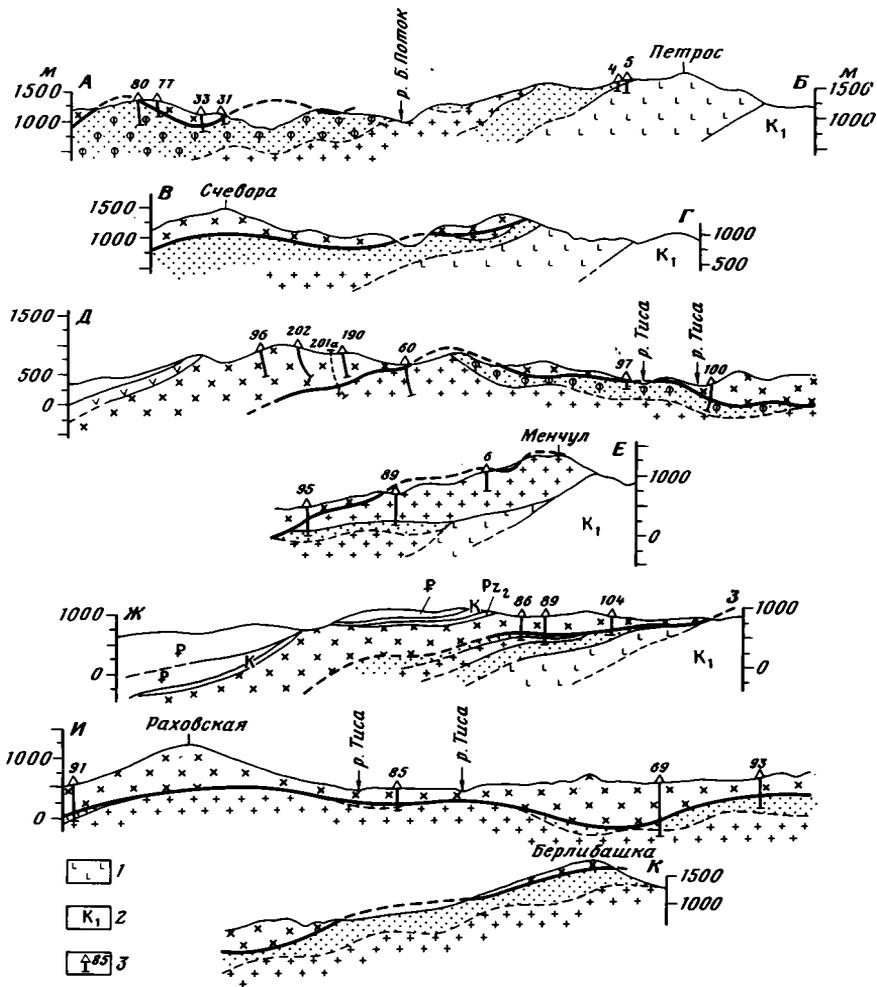


Рис. 2. Геологические разрезы, показывающие покровное строение Раховского массива

1 — породы параавтохтона (Радомирская зона); 2 — раннемеловой флиш Раховской зоны; 3 — скважины и их номера. Отношение вертикального и горизонтального масштабов 1:1. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

областях необходимо для понимания их структуры прежде всего получить представление о геометрии поверхностей скольжения надвигов и шарьяжей, подразделяющих складчатую структуру на отдельные чешуи. На примере тектонических покровов нижнемелового возраста самой внутренней зоны Восточных Карпат нами разработана методика стереометрического анализа, которая позволяет построить в изогипсах карту подошвы шарьяжа [11], (рис. 1 (см. вкл., 2)). О тектонических покровах внешней зоны в пределах Польских Карпат по-

добные, но более схематичные построения опубликовал С. Вдовиаж [29].

Внутренняя зона Карпат, называемая Мармарошской, протягивается в основном по территории Румынии, а в СССР охватывает только так называемый Раховский массив в Закарпатской области, прорезанный р. Тисой, и структуры Чивчинских гор на юге Ивано-Франковской области. Мармарошская зона в значительной части сложена на поверхности кристаллическими породами — гнейсами и гранитами протерозойского возраста (серии Рарзу и Бретила в Румынии, так называемый Белопотокский комплекс в СССР) и метаморфическими, главным образом хлорито-серицитово-кварцевыми, сланцами вендского и раннепалеозойского возраста (серия Тулгеш, Деловецкий комплекс).

Хотя австрийский геолог В. Улиг еще в 1903 г. выявил покровное строение Раховского (Мармарошского) массива, описав тектоническое окно на р. Тисе южнее Рахова, где юрские отложения перекрыты метаморфическими сланцами (V—Pz<sub>1</sub>), А.А. Богданов и А.А. Волошин в 1949—1973 гг. рассматривали эту структуру как выступ кристаллического фундамента. К такому же ее пониманию был близок А.К. Бойко, но он отмечал пологие надвиги по северной и восточной периферии Раховского массива [3]. Однако сейчас детальные геологические съемки масштаба 1:25.000, бурение, при котором более 30 скважин пронизали Деловецкий метаморфический комплекс и вошли в подстилающие его мезозойские отложения, а также результаты электрондирования с полной очевидностью доказали покровное строение Раховского массива.

Подтвердилась в общих чертах схема, намеченная В.Е. Хаиным, С.Л. Бызовой и С.Г. Рудаковым в 1968—1971 гг. [5, 17]. Протерозойские гнейсы (Белопотокский комплекс) с осадочным чехлом, состоящим из верхнекарбонных, пермских и мезозойских (триас, юра) отложений, составляют более древнюю аллохтонную чешую, передвинутую сравнительно недалеко. На этот нижний комплекс и на меловой флиш Раховской зоны надвинут обширный шарьяж, сложенный метаморфическими сланцами Деловецкого комплекса. На них местами сохранились приналежащие к этой же чешуе отложения среднепалеозойского возраста (филлиты, яшмы, известняки), которые составляют осадочный чехол на поверхности метаморфических сланцев.

Ширина зоны, перекрытой аллохтоном, т.е. Деловецким комплексом, составляет до 20 км в пределах Раховского массива, а общая величина смещений в Мармарошской зоне, включая румынскую территорию, может быть, достигает 45—50 км (Бистрицкие горы) [15].

Г. Крэйтнер, М. Сандулеску и другие румынские геологи рассматривают всю Мармарошскую зону как область распространения тектонических покровов, образовавшихся в мелу [28]. С севера и востока она ограничена глубинным разломом, который, вероятно, имеет наклон к юго-западу и продолжается в подкоровые слои. Вдоль него на протяжении 350 км прослеживается цепь небольших выходов ультраосновных пород (серпентинитов, серпентинизированных лерцолитов и гарцбургитов). Они образуют небольшие интрузивные тела, дайки или олистолиты на границе зоны распространения кристаллических

пород и зоны флишевого прогиба, заполненного нижнемеловыми отложениями [6, 13].

Перейдем к методике, с помощью которой удалось построить гипсометрическую карту подошвы Деловецкого шарьяжа, сложенного метаморфическими сланцами V—Pz<sub>1</sub>. "Смазкой", облегчавшей скольжение шарьяжа, на значительной площади были юрские глинистые сланцы, принадлежащие к осадочному чехлу Белопотокской структурной единицы, превращенные в тонко рассланцеванные филлиты, блестящие на поверхностях сланцеватости.

На топографическую карту масштаба 1:25000 нами были нанесены все линии контакта Деловецкого шарьяжа с породами автохтона или паравтохтона, на которые он надвинут, как по внешнему его контуру, так и на ограничениях тектонических окон и полуокон или останцов шарьяжа, сохранившихся на некоторых возвышенностях впереди его фронта. Помимо отметок высоты над уровнем моря, определенных в точках пересечения горизонталей рельефа с контурами тектонического контакта, были использованы данные, полученные по 22 скважинам, которые пересекли подошву надвига, а также дополнительные оценки, полученные на основании следующих соображений.

Во-первых, в пределах распространения пород аллохтона учитывались отметки поверхности рельефа наиболее глубоко врезанных тальвегов рек и ручьев. Если породы, подстилающие надвиг, здесь не вскрыты эрозией, то поверхность тектонического контакта, т.е. подошва надвига, должна проходить ниже соответствующих пунктов рельефа.

Во-вторых, в пределах окон и полуокон, где у поверхности распространены породы, залегающие под надвигом, были использованы отметки положительных форм рельефа — водоразделов, возвышенностей, которые указывают минимальное возможное значение уровня подошвы надвига. Так были получены верхние и нижние пределы для оценки абсолютного уровня этой поверхности.

Наконец, в-третьих, очень полезным оказался принцип непрерывности изогипс подошвы надвига. Как бы сложна ни была такая поверхность, ее изогипсы должны замыкаться, оконтуривая выпуклости и впадины, подобно тому как горизонталы рельефа земной поверхности оконтуривают его положительные и отрицательные формы. Исключение составляют зоны позднейших разломов (например взбросов), где изогипсы прерываются и сдвигаются.

Очень надежно удалось построить изогипсы подошвы Деловецкого надвига там, где он размыт сравнительно неглубоко, в пределах окон, пропиленных реками Тиса и Белый Поток. Соблюдение указанных трех принципов в сочетании с набором точек по контуру надвига и в скважинах обеспечило высокую точность сделанных построений. Возможная ошибка в определении абсолютной отметки уровня подошвы шарьяжа не превышает 50 м, а отклонение в позиции изолиний в горизонтальном направлении составляет не более 250—400 м.

Построенная таким образом карта позволяет скорректировать профили, основанные на материалах геологической съемки и бурения (см. рис. 2). Как видно на этих профилях и на карте, подошва шарьяжа

в ее современном виде оказалась неровной, волнистой. Первоначально она была, вероятно, гораздо ближе к слабо наклоненной плоскости. Сейчас амплитуда вариаций в уровне подошвы Деловецкого надвига достигает 2,1 км. Низшие точки, отмеченные в скважинах, лежат ниже уровня моря (-58 м, -75 м). Высший уровень, около 2000 м, достигается в районе горы Поп-Иван (1936 м), сложенной гнейсами нижележащего Белопотоцкого комплекса.

Как волнообразные изгибы подошвы, имеющие Карпатское простираие, так и небольшой, шириной около 1 км, грабенообразный прогиб поперечного простираия, в котором течет р. Тиса, явились результатом последующих деформаций. Это тектонические деформации верхнемеловой эпохи, происходившие сразу после затухания процесса скольжения шарьяжа в том же самом поле сжимающих напряжений, и позднейшие, главным образом неотектонические дислокации.

Описанный метод позволяет получить довольно точное объемное представление о тектонической структуре шарьяжей в районах с пересеченным рельефом и в тех случаях, когда в них не заложены буровые скважины. Это было сделано нами (в масштабах 1:50000, 1:200000) для части фронтальной чешуи так называемой Радомирской или Каменнопотокской единицы, в которой триас и юра надвинуты на нижнемеловой флиш. Такие построения выполнены по району г. Чивчин и смежным территориям Румынии, охваченным геологической съемкой [18].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г.Д. Шарьяжи в геосинклиналиных поясах. М.: Наука, 1977. 156 с.
2. Белостоцкий И.И. Шарьяжи как закономерный результат совместного действия нескольких взаимосвязанных механизмов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, N 2. С. 3—18.
3. Бойко А.К. Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1970. 248 с.
4. Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 104 с.
5. Бызова С.Л., Рудаков С.Г., Славин В.И., Хаин В.Е. Об основных чертах тектоники северной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты) // Геотектоника. 1971. N 6. С. 79—85.
6. Доленко Г.Н., Данилович Л.Г., Бойчевская Л.Т. и др. Тектоническое развитие Украинских Карпат // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 133—145.
7. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
8. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.А. Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 168 с.
9. Кропоткин П.Н., Валеев Б.М. О природе аномально высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. N 11. С. 29—46.
10. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. N 1. С. 3—24.
11. Кропоткин П.Н., Мацкие Б.В., Ковалев Ю.В., Макеев В.М. Покровное строение Раховского массива (Восточные Карпаты) // Там же. 1987. N 6. С. 52—62.
12. Кучерук Е.В., Клещев А.А., Корсунь В.В., Хобот М.Р. Поиски нефти и газа в зонах надвигов / Миннефтепром. М., 1982. 52 с. (Обзор. информ. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика; Вып. 19(39)).
13. Ломизе М.Г., Плашко В.В. О гипербазитах главного Мармарошского разлома (Восточные Карпаты) // Геотектоника. 1969. N 2. С. 91—105.
14. Мэтьюз Д.Х. Профили вертикальных отраженных волн вокруг Британских островов // Геофизика. М.: Наука, 1984. С. 3—9. (XXVII МГК: Докл. сов. геологов; т. 8).

15. Рудаков С.Г. О первичном размещении зон с различным метаморфическим основанием в пределах Мармарошского массива Восточных Карпат // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1976. N 1. С. 44—50.
16. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
17. Хаин В.Е., Бызова С.Л., Рудаков С.Г., Славин В.И. О покровной структуре Раховского массива (Восточные Карпаты) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1968. N 5. С. 13—23.
18. Bleahu M., Bombita G., Krütner H.G. Carte géologique de Roumanie. Echelle au 1:200000. Bucarest, 1968. 55 p.
19. Butler R.W.H. Thrust tectonics, deep structure and crustal subduction in the Alps and Himalayas // J. Geol. Soc. 1986. Vol. 143, N 6. P. 857—873.
20. Cook F.A., Brown L.D., Oliver J.E. Southern Appalachians and the growth of continents // Sci. Amer. 1980. Vol. 243, N 4. P. 124—138.
21. Davis D., Suppe J., Dahlen F.A. Mechanics of fold-thrust belts and accretionary wedges // J. Geophys. Res. B. 1983. Vol. 88, N 2. P. 1153—1172.
22. Faure M., Charvet J. Late Permian—early Triassic orogeny in Japan: piling up of nappes, transverse lineation and continental subduction of the Honshu block // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 84, N 2/3. P. 295—308.
23. Gries R. Oil and gas prospecting beneath Precambrian of the foreland thrust plates in Rocky Mountains // Bull. Amer. Assoc. Geol. 1983. Vol. 67, N 1. P. 1—28.
24. Hubbert M.K., Rubey W.W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. 1. The mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting // Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. Vol. 70, N 2. P. 115—166.
25. Lyon-Caen H., Molnar P., Suárez G. Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 75, N 1. P. 81—92.
26. McGeary S., Warner M.R. Seismic profiling of the continental lithosphere // Nature. 1985. Vol. 317, N 6040. P. 195—197.
27. Michard A., Juteau Th., Whitechurch H. L'obduction: revue des modèles et confrontation au cas d'Oman // Bull. Soc. géol. France. Sér. 8. 1985. Vol. 1, N 2. P. 189—198.
28. Săndulescu M., Krütner H.G., Balintoni I. et al. The structure of the East Carpathians (the Moldavia—Maramures area): Guide to excursion B1/Carpat-Balkan Geol. Assoc. Bucharest. 1981. 92 p.
29. Wdowiarz S. O stosunku Karpat do zapadliska Przedkarpatskiego w Polsce // Prz. geol. 1976. Wol. 24, N 6. S. 350—357.
30. Westbrook G.K., Smith M.J., Peacock J.H., Poulter M.J. Extensive underthrusting of undeformed sediment beneath the accretionary complex of Lesser Antilles subduction zone // Nature. 1982. Vol. 300, N 5893. P. 625—628.

УДК 551.24

*Н.Н. Сигачева, С.Г. Самыгин, С.М. Либерман*

## **ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СКУЧИВАНИЕ В КАЛЕДОНИДАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРЕДЧИНГИЗЬЯ (Центральный Казахстан)**

Северо-Западное Предчингизье относится к восточной ветви казахстанских каледонид, для которой установлено исключительно сложное чешуйчато-покровное строение, возникшее в основном до эпохи главной складчатости в конце силура. Каледонская покровно-складчатая система хребта Чингиз формировалась на месте краевой западной (в теперешних координатах) части Центрально-азиатского палеоокеана, существовавшего по крайней мере с венда [2,7]. Здесь возникали и развивались разнородные структуры, аналогичные современным структурам вдоль западной периферии Ти-

хого океана. Ведущую роль в появлении и отмирании островных дуг, замыкании бассейнов с корой океанического типа и становлении континентальной коры принадлежала, как и в других подвижных поясах Земли, тектоническому сучиванию. Этот процесс происходил многократно и неравномерно, сопровождаясь усложнением и формационным изменением отдельных структур, тектоническими перестройками, смятием различных комплексов и их разлинзованием на серии блоков и пластин. Широкое распространение получили доскладчатые покровы и чешуйчато-аккреционные комплексы. Их формирование было связано с заложением и преобразованием островных дуг (а также генетически близких им подводных гряд) и соседних морских бассейнов с океанической корой [4, 5, 7].

В истории тектонического развития каледонид Чингиза выделяются два основных этапа [7]. Более ранний закончился в среднем ордовике и ознаменовался импульсивным надвиганием масс горных пород в северо-восточном направлении. В самом конце среднего ордовика после резкой структурной перестройки наступил новый этап. Для него характерно дивергентное разрастание Чингизского островодужного поднятия и появление зрелой вулканической дуги наподобие современного Филиппинского архипелага. Вдоль юго-западного фланга этой структуры в позднем ордовике — начале силура произошло сильное тектоническое сучивание, направленное уже к юго-западу, в сторону смежного бассейна. Одновременно из более внутренних частей бассейна навстречу возникшей аккреционной призме мигрировала другая, менее развитая вулканическая дуга — Акбастуская, образовавшаяся в среднем—позднем ордовике (рис. 1, см. вкл.).

Особенности тектонического сучивания позднекаледонского этапа развития Предчингизья наиболее детально изучены в районе гор Токай (см. рис. 1, врезка). Здесь были проведены тематические работы и крупномасштабная геологическая съемка. Самые сложные и информативные участки изучались методом телескопированного картирования в масштабе от 1:17000 (по аэрофотоснимкам) до 1:500 (на глазомерной основе). В результате детальных исследований были выделены и определены соотношения между разными структурно-вещественными (формационными) комплексами, слагающими фрагменты различных палеоструктур и служащими во многих случаях индикаторами палеогеодинамических режимов. Были выявлены также характер, направление и последовательность тектонических движений и вызванных ими деформаций, влиявших на изменение фациальных обстановок осадконакопления и приведших к преобразованию конкретных палеоструктур и их ансамблей. Первые предварительные выводы были частично опубликованы [3, 6, 7]. В предлагаемой статье авторы более подробно с учетом всех последних данных знакомят со строением и историей развития этого интересного и важного для понимания тектоники всего Центрального Казахстана района.

Наиболее древние из известных на рассматриваемой территории комплексы сформировались в бассейне с корой океанического ти-

па. Они слагают очень сильно дислоцированный пакет шарьяжных пластин, образовавшийся на первом тектоническом этапе и вовлеченный позднее в чешуйчато-аккреционную преддуговую структуру. Самый нижний комплекс (параавтохтон?) лучше всего обнажен в центральной части гор Караадыр (см. рис. 1), где составляет ядро субширотной антиформы и представлен зеленокаменно измененными субщелочными афировыми базальтами и диабазами неизвестного возраста, которые рвутся небольшими гипабиссальными и субвулканическими телами гранитов, гранодиоритов, плагиолипаритов, дацитов. Все породы участками сильно раздроблены.

Крылья и восточное замыкание Караадырской антиформы сложены другим комплексом, составляющим самостоятельную аллохтонную пластину мощностью свыше 500 м. Ведущую роль в ее строении играют близкие к нижележащим базальты, содержащие будинированные горизонты серых силицитов мощностью 10—40 м с конодонтами ( $\text{C}_2^3 - \text{O}_1\text{t}_1$ ), прослои мраморизованных известняков (до 10 м) и линзовидную пачку эдафогенных песчаников и алевролитов (200—300 м). Породы этой пластины неравномерно рассланцованы и местами динамометаморфизованы до зеленых сланцев. Вдоль нижнего контакта подстилающие образования обычно интенсивно брекчированы и перетерты.

Следующий, самый верхний комплекс дезинтегрирован и тектонически расслоен наиболее сильно. Относящиеся к нему породы первоначально слагали, по-видимому, единый разрез офиолитовой ассоциации, который в процессе шарьирования был расчленен на серию пластин. Мощность их сейчас оценить невозможно. В каждой пластине фрагментарно сохранился какой-нибудь один из главных членов офиолитового разреза. Исключение составляют только пластины меланжа. Две из них, частично обнажающиеся севернее гор Токай, состоят из блоков размером до 100—200 м, глыб (до 20—30 м) и более мелких обломков крупно- и мелкозернистых габбро, габбро-амфиболитов, диабазов, базальтов, иногда мраморизованных известняков, которые сцементированы сланцеватой серпентинитовой массой, содержащей ядра более массивных алогарбургитовых разностей. В сложении остальных меланжевых пластин участвуют обломки и глыбы размером 0,2—20 м базальтов, диабазов, известняков, габброидов, плагиогранитов, которые либо плотно прилегают друг к другу, либо разделяются катаклазитами псаммитовой размерности и милонитами, возникшими в основном при перетирании базальтов и офитовых габбро. Часто встречаются блоки габброидов до 200 м в поперечнике, окруженные многочисленными более мелкими глыбами. Изредка присутствуют обломки (до 5 см) кремнистых пород.

В ряде мест наблюдается тесная связь меланжа второго типа с вышележащими пластинами: тектоническая смесь разнообразных по составу глыб сменяется сначала меланжем, в котором резко преобладают глыбы базальтов, затем тектоническими брекчиями по базальтам и, наконец, относительно слабо раздробленными базальтами. Среди последних преобладают толенты с вариолитовыми и

спилитовыми структурами, иногда прослоенные маломощными (до 1 м, очень редко до 5 м) пластами и линзами аргиллитов, кремнистых аргиллитов или пелитоморфных известняков. К северо-западу от горы Токай базальтовые пластины налегают на породы среднего комплекса.

Фрагменты самой молодой толщи верхнего комплекса, венчавшей разрез офиолитов, состоят исключительно из кремнистых пород, для которых характерно переслаивание серых, зеленоватых, красных кремнистых туффитов, фтанитов, яшм, микрокварцитов, иногда кремнеобломочных брекчий. Многочисленные находки конодонтов указывают на их накопление в самом конце кембрия—начале тремадока.

Таким образом, второй (средний) из выделенных нами комплексов и верхняя толща третьего одновозрастны. Первый комплекс (нижний) формационно ближе ко второму и, возможно, является его латеральной разновидностью. Существует мнение, базирующееся на данных К—Аг-метода, о более древнем (предкембрийском) возрасте нижнего комплекса [1]. Мы считаем, что оба комплекса образовались в краевой северной части позднекембрийского—раннеордовикского бассейна в условиях относительного мелководья. В результате шарьирования на северо-восток породы второго комплекса тектонически перекрыли выступавшие в подводном рельефе породы первого комплекса, причем по ходу надвигания перед их выступом сформировалась осадочная толща хаотического строения. Сейчас она обнажается только юго-восточнее гор Карадыр. Это пестроцветные конгломераты, брекчии, гравелиты с полимиктовым песчаным или глинисто-алевритовым цементом и местами с признаками подводного оползания, общая видимая мощность превышает 200 м. Обломочный материал состоит в основном из афировых базальтов и кремнистых пород, встречаются известняки, кислые субвулканиты и гранитонды, которые идентичны рвушим телам в первом комплексе. Много олистолитов и клиппов, достигающих нескольких сот метров в поперечнике и сложенных лавами и кремнями второго комплекса. По аналогии с районами Предчингизья, находящимися юго-восточнее, время надвигания и олистостромообразования датируется концом раннего—началом среднего ордовика.

Шарьирование третьего, или верхнего аллохтонного, комплекса произошло сразу вслед за предыдущим эпизодом. Офиолиты, слагавшие меланократовый фундамент и чехол более центральных и глубоководных частей бассейна, оказались переброшенными через краевые фации. При этом пластина второго комплекса была дополнительно сдернута и протачена, с расслоением динамосланцами на несколько чешуй, по эродированной поверхности первого комплекса, а нижние члены офиолитовой ассоциации были интенсивно меланжированы. Вдоль северного склона гор Карадыр маломощная (около 40 м) пластина меланжа залегает на неравномерно рассланцованных и метаморфизованных породах второго комплекса в подошве верхнеордовикского разреза, неоавтохтонного по отношению к запечатанному им пакету пластин.

Для позднеордовикского—раннесилурийского тектонического этапа в пределах изученной территории восстанавливается следующий латеральный ряд палеоструктур (с севера на юг): фронтально обращенная на юго-запад вулканическая островная дуга—преддуговой прогиб—внешнее подводное невулканическое поднятие—междуговой бассейны.

Вулканогенный островодужный комплекс является фрагментом Чингизской дуги (см. рис. 1, А) и примерно соответствует по объему намасской свите ( $O_3^1$ ) центрального Чингиза, согласно надстраивающей пестроцветную нижнюю молассу (талдыбойская свита ( $O_2k_2—O_3^1$ ), которая перекрывает разновозрастные толщи вплоть до раннекарадокской. Основание вулканогенного комплекса в нашем районе неизвестно. Его слагают известково-щелочные дифференцированные — от базальтов до дацитов — вулканиты с порфиоровыми структурами, субвулканические тела и вулканотерригенные осадки. Преобладают породы андезитового состава. Выделяются разные фации: краснокаменные субазральные эффузивы центральных частей вулканических построек; зеленокаменно измененные в подводных условиях на их периферии лавы, гялокластиты, туфы и связанные с ними биогермные известняки; формировавшиеся на склоне и у подножия островов (точнее, острова) тефротурбидиты, среди которых часто наблюдаются оползневые текстуры и свалы более мелководных образований.

Отложения преддугового прогиба (см. рис. 1, Б) латерально и вверх по разрезу сменяют к югу склоновые фации островодужного комплекса, достигая мощности порядка 1 км. Они представлены зеленоцветными алевролитами и песчаниками, часто с примесью тонкой пирокластики, содержащими линзы, прослои и толщу мощностью до 300 м седиментационных брекчий и гравелитов с обломками разнообразных пород островодужного происхождения. В южном направлении увеличивается роль более мелкозернистых ритмично построенных пачек, а также доля обломочного материала, поступавшего в прогиб с юга. Здесь в аргиллитах верхней части разреза среди пачек "дикого" флиша обнаружены граптолиты позднего ордовика—раннего силура. В низах северных фаций местами залегают олистоплаки протяженностью до 1 км при мощности 30—40 м и продукты их разрушения, состоящие из базальтов и кремнистых пород с конодонтами пограничных слоев кембрий—ордовик. Вероятнее всего, эти олистоплаки являются выдавленными из-под островодужного сооружения и сползшими во фронтальный прогиб отторженцами тектонического покрова, вошедшего в "пьедестал" вулканической дуги. Механизм такого выдавливания при контрастном рельефе полого расслоенных геологических тел был рассмотрен И.Г. Щербой [8].

Внешнее подводное поднятие, или невулканическая гряда, представляет собой аккреционную призму, становление которой произошло в позднем ордовике. Эта призма состоит из вергентной к юго-западу и югу системы узких тектонических клиньев, линз и чешуй, которые раздробили и по-разному наклонили и сместили вдоль кру-

тых разломов ранее возникшие шарьяжные пластины, сложенные офиолитами и близкими к ним образованиями верхнего кембрия—тремадока. Призма имела асимметричный в поперечном сечении профиль, с широким северным склоном и относительно узким южным, осложненным тектоническим выступом. На севере одновременно с формированием аккреционной структуры накапливались в основном грубообломочные толщи обвально-оползневого происхождения, тогда как на юге вдоль приподнятого наружного края (см. рис. 1, В—3) возник довольно крупный известковый риф.

Рифогенные известняки с многочисленной фауной нижней трети ашгиллия, исключая самые его низы (акдомбакские известняки), и сопровождающие их калькарениты—кальциллиты залегают на кремнисто-базальтовом комплексе  $E_3-O_{1t}$ , и подстилающем его олистоостроме  $O_{1-2}(?)$ . В основании находится линзовидный горизонт известковых грубозернистых песчаников и сменяющих их вверх алевролитов общей мощностью до 15 м. Мощность известняков 20—110 м. На залегающих выше зеленоватых алевролитах (до 200 м) с размывом лежит пестроцветная алеврито-песчаная толща нижнего силура с базальными мелкогалечными конгломератами (15—25 м), над которыми найдены брахиоподы  $S_{11}^2-S_{12}$ . Конгломераты, в гальке которых преобладают базальты, яшмы, кремни, реже встречаются габброиды, известняки, плагиограниты, на западе ложатся непосредственно на позднеордовикские известняки. Таким образом, над рифовой постройкой были размыты верхняя часть ашгиллия и самые низы лландовери. Сходные условия осадконакопления существовали вдоль всего северного фланга Акчатауской тектонической зоны более юго-восточных районов Предчингизья [7].

На северном склоне подводного поднятия седиментация происходила синхронно с рифообразованием (начавшись, возможно, несколько раньше), но в более глубоководных условиях у подножий крутых уступов. Так, Караадырский блок (см. рис. 1, В—2), который приобрел к этому времени антиформное строение и выступал в качестве источника обломочного материала, с севера и востока окаймлялся полосой сероцветных крупноглыбовых брекчий. Эти брекчии имеют мощность 40—250 м и являются свальным нагромождением различных катаклазированных пород офиолитовой ассоциации, слагавших останцы верхней аллохтонной пластины, зеленых сланцев, порфиритондов и мраморов из нижнего аллохтона, изверженных пород кислого состава и щелочных базальтоидов из параавтохтона. Кроме того, у восточного окончания гор Караадыр известны олистоплаки экзотических известняков с фауной плохой сохранности конца среднего—начала позднего ордовика. Цементирующей массой брекчий служат сланцеватые аргиллиты. Ее количество вверх по разрезу увеличивается, а размер обломков уменьшается (до 5—10 см); возрастает также степень их окатанности. Мелкообломочные конглобрекчии постепенно сменяются пестроцветной толщей ритмично переслаивающихся гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов (мало) мощностью 200—300 м. В вышележащих осадках найдена фауна  $S_{11}^2-S_{12}$ .

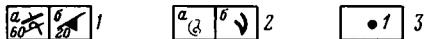
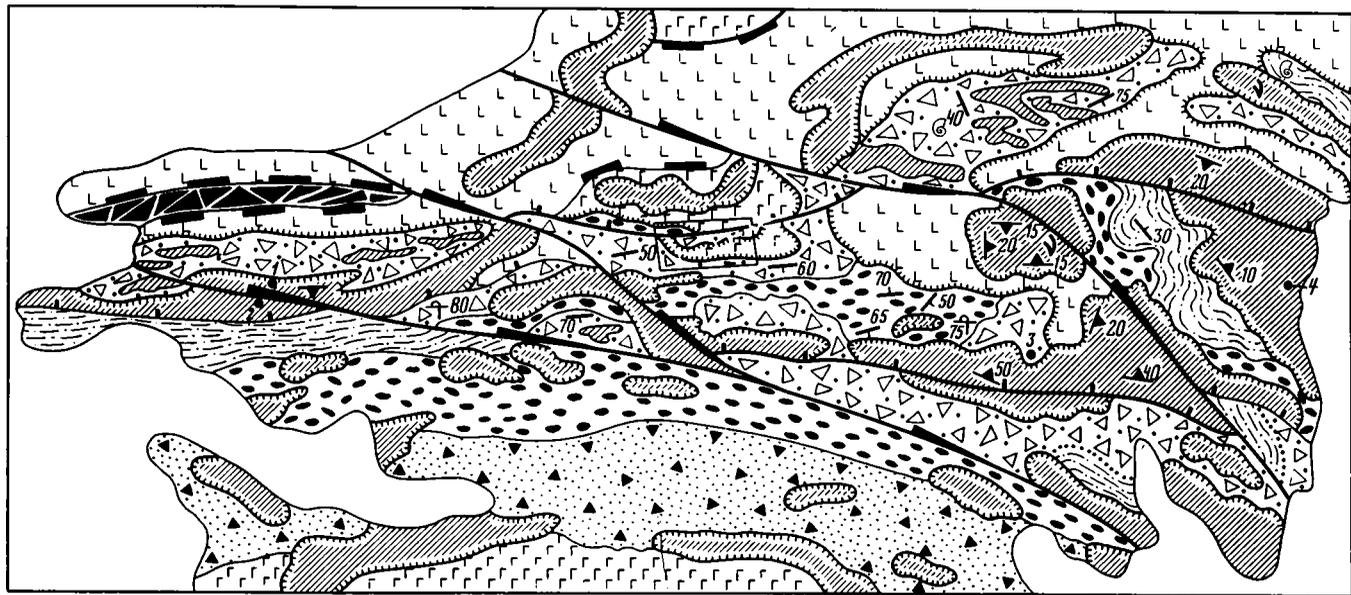


Рис. 2. Детальная геологическая схема гор Токай

1 — элементы залегания пород (а) и углы наклона подошвы покровных останцов (б); 2 — места находок брахиопод (а) и конодонтов (б); 3 — скважины. Остальные условные обозначения см. на рис. 1. Рамкой показаны контуры рис. 3

Несколько иной состав (и строение) имеет позднеордовикский разрез к северу от гор Токай (см. рис. 1, В—1), где сохранилась только базальная толща, перекрывающая выходы толентов или меланжа. В ее сложении участвует лишь сравнительно мелкая офиолитовая кластика, главным образом базальтовая, хаотически сгруженная в красноцветный алевролит-аргиллитовый матрикс. Очевидно, обломочный материал имел сугубо местные источники питания, которые появлялись в результате попеременно-клавнишного выдвигания и быстрого разрушения в подводных условиях аккреционных клиньев, нарушивших шарьяжный пакет офиолитовых пластин.

В начале силура произошло дальнейшее усложнение структуры Токайского преддугового поднятия. Вслед за аккрецией в результате продолжавшегося сжатия наступил новый этап покровообразования, причем без перестройки структурного плана и без изменения направления относительного движения масс горных пород, которое осуществлялось по взбросам в основном в сторону юго-западного наружного края поднятия. В шарьирование были вовлечены выжатые с северо-востока, из тыловой его зоны (см. рис. 1, В—1) сравнительно маломощные, максимум первые сотни метров, аккреционные чешуи, сложенные либо толентовыми базальтами, либо венчавшими их кремнистыми осадками  $E_3^3 - O_{1t}$ . Южнее в этом процессе приняла также участие и одновозрастная с последними карбонатно-кремнисто-базальтовая толща, занимавшая некогда более низкое положение в среднеордовикском аллохтонном пакете. Выжимание сопровождалось дополнительным расчешуиванием, брекчированием и милонитизацией пород, особенно вдоль контактов физически разнородных толщ, пачек и отдельных горизонтов.

Новые шарьяжные пластины и чешуи — ретрошарьяжные по отношению к предыдущему этапу — были надвинуты на олистостромовый комплекс, согласно надстраивающий в горах Токай (см. рис. 1, В—2, рис. 2) пестроцветную флишоидную толщу и в изобилии содержащий на многих участках в виде различных по размеру и форме включений всю гамму перекрывших пород, а также габбро, габбро-амфиболиты, иногда плагиограниты. Мощность комплекса варьирует в пределах 100—300 м. Матриksom служат вишневые и лиловые алевролиты, мелкозернистые песчаники, аргиллиты и глинисто-кремнистые радиоляриты. Там, где включения отсутствуют, появляется ритмичная слоистость и заметно сокращается общая мощность разреза. В остальных местах наблюдается или беспорядочное строение с преобладанием разнообломочных микститов, нередко имеющих тиллитовидный облик, или псевдостратификация, обусловленная особенностями захоронения пластин более древних пород.

Перемещение покровных пластин, начавшись с их чисто тектонического выжимания из "корневой" зоны (см. рис. 1, В—1), в дальнейшем продолжалось уже гравитационным путем. При этом покровы, по-видимому, постоянно сползали с подводного тектонического "горба", образованного выступами аккреционных чешуй и мигрировавшего в виде волны к югу, вытесняя перед собой и "накатывая"

вперед седиментационную ванну. В результате раннесилурийский олистостром трансгрессивно перекрыл Караадырскую горст-антиформу, находившуюся вдоль внешнего, до того приподнятого края аккреционной призмы.

Дальше других были перемещены на юг (или юго-запад) в бассейне седиментации наиболее легкие и хорошо слоистые кремнистые пластины, имевшие изначально меньшую мощность, чем базальтовые, и занимавшие, как правило, более высокое структурное положение. Следует отметить, что часть кремнистых пластин сползла из корневой зоны выжимания не на юг, а на север, в преддуговой прогиб, где они в виде клиппов размером до  $250 \times 500$  м оказались в окружении отложений с граптолитами  $O_3-S_1$ . При своем продвижении кремнистые пластины, перемещенные на юг, обычно тонко расслаивались, поставляя многочисленные, подчас довольно большие по площади олистоплаки, которые какое-то время могли скользить по поверхности уплотнившихся алеврито-глинистых или кремнисто-глинистых илов. Последние были еще слабо литифицированы и под нагрузкой олистоплаков нагнетались в новые полости их отслаивания. Это привело к ныне наблюдаемому вполне согласному чередованию в обнажениях яшм и других кремнистых пород с конодонтами  $E_3-O_{1t_1}$  и тонкотерригенных отложений, содержащих брахиоподы  $S_{1t_1}-S_{1t_2}$ , что без находок фауны создавало у всех иллюзию единого стратиграфического разреза. Минимальная мощность олистоплаков, перебуренных структурными скважинами (см. рис. 2), 4—10 м. Чаще запечатанные пластины имеют толщину 20—30 м, тогда как мощность некоторых останцов кроющего олистоstrom кремнистого покрова достигает 100—150 м.

Механизм дезъинтеграции базальтовых пластин был существенно иной. Примерно в 1,5—2 км к западу от горы Токай хорошо видно (рис. 3), как лобовая часть такой пластины разрушается сначала на более крупные, а затем на более мелкие изометричные блоки и глыбы, окруженные милонитовой рубашкой и служившие источником обломочного материала олистоstromовой толщи. По мере движения относительно тяжелая базальтовая пластина местами перекрывала обломочный материал, а местами пропахивала свое ложе и сгребала перед собой в разной степени консолидированные осадки, которые хаотически сминались, образуя ансамбли мелких разноориентированных складок и их разрозненных обрывков. Глинисто-алевритовая масса, подстилавшая сильнее других нарушенные фрагменты покровной пластины, нередко нагнеталась в промежутки между глыбами базальтов или диапиривовала между недалеко расположенными друг от друга крупными блоками. Все это привело к появлению отдельных тел брекчий, в составе которых много обломковидных включений пород матрикса.

Раннесилурийское покровообразование охватило не только Токайскую аккреционную призму. Похожий по своим проявлениям процесс происходил также и перед фронтом приближающейся к ней с юго-запада Акбастауской вулканической дуги, отразившись на строении смежных частей междугового бассейна, который раз-



Рис. 3. Стрoение фронтальной части тектонического покрова и олистострома на участке к западу от горы Токай

1 — покровы верхнего кембрия—тремадока(?), слагавшие покров: слабо нарушенные афировые базальты (а, б), известняки (в), силициты (г), миониты по базальтам (д); 2—4 — олистостромовый комплекс и подстилающие его отложения (нижний—средний лландовери): 2 — нижняя зеленоцветная пачка (алевролиты (а), кремнистые алевролиты (б), песчаники (в)), 3 — верхняя красноцветная толща (глинисто-кремнистые алевролиты и радиоляриты (а), алевролиты (б), песчаники (в)); 4 — брекчии с обломками зеленоцветных пород (а), красноцветных пород (б)

делял две островодужные структуры, обращенные навстречу друг к другу (как в современном Молуккском море). Этот бассейн (см. рис. 2, Г) в эпоху заложения окаймлявших его дуг был гораздо более обширным, но по мере их сближения предельно сузился и превратился в остаточную впадину (или серию впадин).

Фундамент междугового бассейна не известен. Обнажающиеся толщи относятся к нижнему силуру и сложены исключительно терригенными осадками. Разрез непрерывный и свидетельствует о постепенном сокращении и обмелении области седиментации: морские зеленоцветные, затем пестроцветные флишоидные отложения (нижний—средний лландовери) сменяются вверх красноцветной грубообломочной толщей дельтового типа (верхний лландовери—венлок). От северо-восточного борта, обрамленного рифовыми известняками верхнего ордовика, в юго-западном направлении увеличивается мощность отдельных пачек, появляются новые толщи (в частности, нижняя зеленоцветная, самая глубоководная). Общая видимая мощность возрастает от 350 до 1300 м и является далеко неполной.

В нижней относительно глубоководной части разреза выше зеленоцветных алевролитов и аргиллитов с фауной нижнего лландовери присутствует пестрый обвальо-олистоостромовый комплекс, вмещающий блоки вулканитов островодужного типа и граничащий с крупным, по-видимому, аллохтонным фрагментом островодужного комплекса (см. рис. 1, Д). В основании этого комплекса вскрываются мелкообломочные граувакки с изменчивой ритмичностью; вверху разреза мощностью до 1500 м найдены криноидеи, указывающие на средне-позднеордовикский возраст вмещающих отложений (андеркенский—дуланкаринский горизонты). Градационно-слоистые осадки перекрываются лавобрекчиями, которые сменяются краснокаменно, реже зеленокаменно измененными эффузивами и пирокластолитами среднего состава, перемежающимися с подчиненными им вулканогенно-осадочными образованиями. Мощность сохранившейся здесь части вулканогенного комплекса около 300 м.

В северном направлении комплекс распадается на отдельные в разной степени разрушенные и по-разному развернутые блоки до 700—800 м в поперечнике, представляющие хаотически сгруженный почти бесцементный свал или фронт обрушения надвигавшегося островодужного сооружения. К северу и северо-востоку возрастает количество красноцветного алеврито-аргиллитового матрикса, уменьшается размер блоков и глыб и появляются сначала валунные, затем мелкообломочные конглобрекчии и микститы (см. рис. 1, профиль I—I'). Последние, в свою очередь, латерально сменяются пестроцветными алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками с линзами гравелитов и брахиоподами  $S_1l_1^2$ — $S_{12}$ . Эта толща с постепенным переходом залегает на зеленоцветных осадках нижнего лландовери и достигает мощности 450 м. Кластический материал, судя по его составу, поступал с севера, с Токэйской аккреционной призмы.

Выявленные соотношения разнофациальных типов разреза однозначно показывают, что надвигание позднеордовикского вулканогенного комплекса происходило в конце раннего и в среднем лландовери с юга на север на наиболее глубоководные осадки междугового бассейна. Поскольку среди продуктов разрушения островодужного комплекса отсутствуют склоновые отложения, то можно предположить, что они были раньше тектонически погребены под фациями островных вулканических построек. После этого фронтальный "козырек" тектоногравитационного покрова обрушился и сполз на уже литифицированную раннелландоверийскую толщу, смяв ее в мелкие беспорядочные складки, нарушенные многочисленными сколами и вергентные в сторону движения (на север). Наиболее продвинувшиеся фрагменты островодужного покрова местами перекрыли часть олистоостромы, возникшей в результате его дезинтеграции и находившейся в еще не полностью консолидированном состоянии: матрикс олистоостром нередко инъецирует подошву кроющихся пластин. И покров, и олистоострома были затем запечатаны красноцветными конгломератами и косослоистыми грубозернистыми песчаниками верхнего лландовери—венлока (см. рис. 1).

Таким образом, в северо-западном Предчингизье процессы тектонического скучивания происходили неоднократно и сопровождались чередованием разных кинематических типов, которые имели разную пространственную направленность. Это привело к сложному сочетанию покровных (шарьяжных) и аккреционно-чешуйчатых структур, возникшему перед главной каледонской складчатостью. Допозднеордовикский тектонический этап ознаменовался шарьированием в северо-восточном направлении и наслонением друг на друга разновозрастных комплексов (и продуктов их разрушения) позднекембрийско-раннеордовикского окраинно-океанического бассейна. Вопрос о возможных причинах раннего скучивания в рамках рассмотренной территории не решается. Можно лишь заметить, что в определенной мере оно было связано с динамикой развития палеобассейна и омоложением его коры в более западных зонах.

В позднем ордовике—раннем силуре, после региональной структурной перестройки, тектоническое скучивание теснейшим образом было сопряжено с эволюцией островодужных систем. Сначала аккреция нарастила фронтальный фланг более зрелой Чингизской дуги, передробив находившиеся там покровы, затем в пределах аккреционной призмы без изменения относительного движения масс наступило локальное шарьирование в юго-западном направлении. Одновременно навстречу надвинулась (также с покровообразованием) сравнительно примитивная Акбастауская вулканическая дуга, в результате чего был почти полностью закрыт некогда довольно обширный междуговой бассейн. После заключительной фазы каледонских деформаций (конец силура) началась совершенно новая, континентальная стадия развития региона. Современный тектонический план сформировался в конце герцинской эпохи, когда серия блоков и пластин была усложнена движениями по надвигам и сдвигам.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Антонюк Р.М.* Протерозой и нижний кембрий востока Центрального Казахстана // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. Т. 1. С. 67—74.
2. *Дергунов А.Б., Моссаковский А.А., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Закономерности формирования палеозойд Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана // Закономерности формирования структуры континентов в неогене. М.: Наука, 1986. С. 53—67.
3. *Мусатов Д.И., Сигачева Н.Н.* Опыт крупномасштабного геодинамического картирования на примере геологической съемки Северо-Западного Предчингизья (Центральный Казахстан) // Тез. докл. XXI Всесоюз. тектон. совещ. М., 1988. С. 59—68.
4. *Самыгин С.Г.* Каледонские шарьяжи хр. Чингиз (Восточный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, N 3. С. 709—713.
5. *Самыгин С.Г., Порфирьев А.С., Рихтер А.В.* Тектоническое скучивание и сейсмофокальные зоны в островодужных системах геологического прошлого // Строение сейсмофокальных зон и связанных с ними структур. М.: Наука, 1987. С. 132—150.
6. *Сигачева Н.Н., Самыгин С.Г., Мусатов Д.И.* и др. Крупномасштабные карты отдельных районов Казахстана (Северо-Западное Предчингизье) // Тез. докл. XXI Всесоюз. тектон. совещ. М., 1988. С. 69—71.
7. Тектоника Казахстана: Объясн. зап. к тектон. карте Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. 139 с.
8. *Щерба И.Г.* Олисторомы в неогене Дарвазского хребта // Геотектоника. 1975. N 5. С. 97—108.

*А.А. Белов, Ю.В. Карнаух, В.Л. Омельченко*

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА МАСШТАБА 1:50 000

Основы наших представлений о геологии Передового хребта Большого Кавказа заложены трудами геологов начала века и прежде всего В.Н. Робинсона. Существенно продвинулись знания о структуре хребта после работ Д.С. Кизевальтера [10]. Составленный им профиль через хребет вошел даже в учебник по геотектонике [7]. Представления об узких, простирающихся вдоль хребта структурно-формационных зонах, разделенных длительно развивающимися глубинными разломами, просуществовали без принципиальных изменений до середины 1970-х г., когда появились первые статьи о тектонических покровах в Передовом хребте [3, 5, 11]. Были установлены время покровообразования — начало—середина визейского века, главные шарьяжные пластины и их соотношение с палеоструктурами, проявлениями магматизма и метаморфизма. Итог этому периоду изучения тектоники Передового хребта подведен в монографии Е.В. Хаина [12], опиравшегося на новую стратиграфическую схему палеозоя, разработанную Л.Д. Чегодаевым.

Однако структура Передового хребта оказалась еще более сложной. В настоящее время происходит пересмотр (процесс этот еще только начался) сложившихся представлений с учетом вторичных надвиговых усложнений. Оказалось, что первоначальный пакет визейских покровов не только сминаясь в складки и нарушался субвертикальными разрывами, но и подвергался дополнительно неоднократным надвиговым деформациям, в которые наряду со среднепалеозойскими комплексами оказались вовлечены и верхнепалеозойские и юрские образования.

**Визейские покровные единицы и их формационное наполнение.** Передовой хребет в тектоническом отношении принадлежит южному краю Скифской плиты, вовлеченному в поднятие Большого Кавказа в конце альпийского этапа развития. На Тектонической карте Передового хребта Большого Кавказа выделены структурные этажи: I — раннегерцинский, охватывающий нижний и средний палеозой и представленный системой аллохтонов; время покровообразования устанавливается четко, в пределах позднего турне—среднего визе, т.е. отвечает судетской фазе складчатости; II — позднегерцинский — неавтохтон I, представленный верхним палеозоем и триасом; III — индосинийские надвиговые дислокации — предраннеюрские; IV — раннеальпийский — неавтохтон II, охватывающий нижнюю—среднюю юру.

Наибольший интерес в структурном отношении представляют собой герцинские аллохтоны: Марухский, Кизилкольский и Тоханский покровы. Каждый из них показан на карте своим цветом. Крапом черного цвета на цветном фоне каждого покрова даны фор-

мации осадочных, вулканогенных и интрузивных пород, отвечающие тем или иным структурно-формационным палеозонам.

В соответствии с полевым изучением и палеореконструкциями, произведенными в последние годы как авторами, так и другими геологами (Л.П. Зоненшайн, Г.И. Баранов, И.И. Греков, Е.В. Хаин, Ш.А. Адамия, И.Д. Шавишвили, И.П. Гамкредидзе), в Марухский покров входят формации, образовавшиеся в палеоокеаническом бассейне Палеотетис и в глубинных частях коры этого бассейна. Это прежде всего офиолитовая ассоциация ( $PE_3?$  —  $PZ_2$ ), развитая в полном объеме. Она охватывает: 1 — вулканогенно-осадочные образования тебердинской свиты ( $O(?)$  —  $S$ ) — гомолог первого слоя океанической коры (алевролиты, песчаники, апотуфогенные хлоритовые сланцы, реже мраморы и черные кремни); 2 — вулканогенные образования карабекской свиты ( $PZ_1$ ) — гомолог второго слоя океанической коры (толеитовые базальты, андезитобазальты, спилиты, вариолиты, гналокласты, реже кремни, плагиограниты); 3,4 — плутонические образования — гомолог третьего слоя океанической коры и верхов мантии: 3 — габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, реже плагиограниты (среди габброидов имеются многочисленные тела и несколько генераций жил габбро-пегматитов, по монофракции амфибола из этих пегматитов получено два значения по  $K-Ar$ -методу:  $457 \pm 13$  млн лет и  $493 \pm 15$  млн лет, а по монофракции альбита  $295 \pm 9$  млн лет, что говорит, вероятно, об ордовикском или более древнем возрасте метаморфизма этих пород и подтверждает древний возраст габброидов) [12]; 4 — серпентинизированные гипербазиты (преимущественно по гарцбургитам, а также по лерцолитам, клинопироксенитам и т.д.).

Маломощной отдельной пластиной (не более 100—150 м) или серий чешуй представлены в Марухском покрове отложения силура и девона. Местами по характеру взаимоотношений отдельных типов пород они напоминают олистострому. Они сложены глинисто-кремнистыми и глинисто-алевритистыми часто углистыми сланцами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Ранее эти толщи выделялись под местными названиями, такими, как ахчиминарская или марухская свиты. Е.В. Хаин [12] обособил их в самостоятельный кремнисто-терригенный покров средней тектонической единицы, соответствующей Марухскому покрову в принятом нами делении. К Марухскому покрову относится также сениит-монцитонитовая формация, образовавшаяся уже гораздо позже, в конце среднего палеозоя.

Кизилкольский и Тоханский покровы сложены структурно-формационными комплексами, образовавшимися в более позднее время, в процессе усложнения, структурной дифференциации палеоокеанической области Палеотетиса, когда на его северном краю образовалась активная окраина западнотихоокеанского типа. В это время, в начале девона, возникли островная вулканическая дуга (гряда) Большого Кавказа и задуговой (красвой) морской бассейн, отчлененный дугой от основного океанического пространства.

Формации островной дуги входят в Кизилкольский покров. Это

бимодальная базальт-риолитовая формация даутской свиты ( $D_1 - D_2$ ); непрерывно дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая формация кизилкольской свиты ( $D_1 - D_2$ ), представленная более разнообразными, чем предыдущая, набором пород: эффузивами (спилитами, вариолитами, дацитами, перлитами, натровыми риолитами) и туфами, кремнистыми сланцами, яшмами, вулканогенно-терригенными породами; туфотурбидитовая формация эльмезтюбинской и пщицерской свит ( $D_2$ ), представленная туфами преимущественно основного состава, туффитами, туфопесчаниками, конгломератами, гравелитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, яшмами; туфотерригенная прибрежно-шельфовая формация пщицерской и семиродниковской свиты ( $D_2 - D_3$ ), представленная туфами преимущественно основного состава, туффитами, туфопесчаниками и туфоконгломератами, кремнистыми сланцами; формация субщелочных базальтов ( $D_2gv_2$ , по Г.Д. Афанасьеву, по К—Аг-методу 327 млн лет), принадлежащая пщицерской свите; формация грубого флиша картджуртской и семиродниковской свит ( $D_3fr$ ), сложенная конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами и содержащая глыбы рифовых известняков живета—франа.

Тоханский покров охватывает комплекс задугового бассейна Большого Кавказа. Это терригенная формация континентального склона и подножия (аспидная и флишоидная) артыкчатской и андюкской свит ( $D_2gv - D_3fr$ ), представленная глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями и линзами известняков, кремней, конгломератов, основных и средних вулканических пород.

Интереснейшим формационным образованием Передового хребта являются мелководные морские терригенно-карбонатные отложения фамена-турне-пастуховской, гаралыкайской, гидамской, таханской, балконарзанской, богословской свит. Они входят в состав верхней части разрезов Кизилкольского и Таханского покровов и обычно находятся в подошве Марухского покрова. Это зрелые кварцевые и олигомиктовые песчаники, алевролиты, гравелиты и редко мелкогалечные кварцевые, иногда пуддинговые, конгломераты, аргиллиты, известняки с остатками мелководных организмов, песчаные известняки. Их состав и особенности свидетельствуют об обстановке шельфовой седиментации, которая возникла здесь в предколлизийную стадию тектонического покоя. Новообразованный шельф объединил территориально две предшествующие палеозоны: островной дуги и задугового бассейна и примыкал к расположенному севернее Бечасынскому микроконтиненту.

Еще по старым данным С.М. Кропачева, толща фамена—турне Кизилкольского покрова, прослеженная от р. Марухи и горы Пастухова к юго-западу до пос. Архыза, верховий р. Кыфар-Агур и хребта Абишира-Ахуба, меняется в мощности от 1000 м до, возможно, 60—70 м при одновременном изменении состава от более грубого до более тонкообломочного с выклиниванием и уменьшением мощности известняковых пластов.

Вслед за эпохой тектонического покоя в конце турне—начале визе произошли главные герцинские деформации, расслоение и ску-

чивание в покрывную систему предшествующих палеотектонических зон. Процесс этот был, вероятно, импульсный и геологически очень быстрый. Формациями, образование которых можно отнести к этому периоду, являются породы ачхиминарской и марухской свиты и олистоstromы полянской свиты. Возраст последней, по нашим представлениям, укладывается в рамки позднего турне—среднего визе. В ее составе имеются олистолиты среднедевонского флиша, известняков девона—турне, силурийских кремнисто-глинистых отложений, фрагменты офиолитовой ассоциации, офиолито-кластовые конгломераты. Флиш и силурийские отложения в олистолитах, вероятно, принадлежали ранее океанической палеозоне и попали в олистоstromу при разрушении лобовой части Марухского покрова.

**Формирование неоавтохтона-I и индосинийские дислокации.** После образования системы покровов Передового хребта, коррелирующихся по времени с судетской фазой герцинского тектогенеза, и несколько более поздних (постбашкирских) деформаций в Предкавказье на Северном Кавказе сформировалась активная окраина Андского типа. В условиях такой окраины шло накопление в наложенных мульдах и прогибах верхнепалеозойских и пермско-триасовых угленосных и красноцветных континентальных моласс в сопровождении субэвразального вулканизма. Этот комплекс образует позднегерцинский структурный этаж или неоавтохтон-I, который показан на карте оранжевым цветом.

В позднегерцинский этаж входят также три интрузивные формации: гранитовая (Сз, Кубанский комплекс), диорит-гранодиоритовая (PZз, Худесский комплекс) и граносиенит-порфирировая (PZз, Тебердинский комплекс).

Неоавтохтонные образования начинаются с верхневизейских светлых кварцевых конгломератов, местами содержащих также гальку плагиогранитов и переходящих по простираению в полимиктовые офиолитокластовые конгломераты с галькой кристаллических сланцев. Следует отметить, что незначительные угловые несогласия в основании верхнего визе свидетельствуют о том, что смятие в складки систем покровов в рассматриваемой области произошло главным образом позже, в течение позднего палеозоя и раннего мезозоя. Значительный вклад в этот процесс внесло формирование в течение верхнего палеозоя конседиментационных складок, подтверждаемое анализом фаций, мощностей и перерывов в каменноугольных и пермских отложениях [4]. Однако этого недостаточно. Новые наблюдения показали, что верхнепалеозойские—карбоновые и пермские отложения участвуют в чешуйчатых и складчатых дислокациях, которые сформировались в течение постседиментационной фазы. К сожалению, мы сейчас не имеем надежного стратиграфического репера, который датировал бы нам время этой фазы. Можно лишь предположить, что она синхронна индосинийским деформациям, которым подверглась десская серия Сванетии и триасовые толщи на западе Передового хребта в бассейнах рек Лабы и Белой. Угловые несогласия в основании нижней юры несомненно отражают индосинийские движения, но в целом являются

для большинства районов суммарным эффектом всех предшествующих деформаций.

На карте выделены Зараусская группа индосинийских надвиговых пластин, которые расчешуивают верхнюю часть Кизилкольского покрова и закрашены более светлым оттенком коричневого цвета, чем расположенная ниже Картджюрская пластина. Точно так же двумя оттенками оранжевого цвета показаны верхнепалеозойские надвиговые образования индосинийской эпохи.

**Формирование неоавтохтона-II и раннепальпийские (батская фаза) дислокации.** После индосинийской эпохи тектогенеза ситуация на Северном Кавказе заметно изменилась: закрылся остаточный бассейн Палеотетиса и на его месте образовалась складчатая зона Южного склона Большого Кавказа, наилучшим образом представленная в Сванетии. Позднепалеозойские горные хребты были снивелированы, и прекратился вулканизм континентальной окраины, сместившийся в позднем триасе в северное Предкавказье. К Европейской окраине присоединился Закавказский континентальный блок. К югу от него, по представлениям многих геологов, произошло новообразование океанического Неотетиса. На его северной континентальной окраине с раннего лейаса начал формироваться морской краевой бассейн Большого Кавказа. К северу от него располагался подвижный шельф Скифской плиты, в фундамент южной части которой и входили тогда герцинские и индосинийские структуры Передового хребта. На шельфе сформировался чехол ниже-среднеюрских отложений или неоавтохтон-II. На тектонической карте он показан голубым цветом.

Наши исследования последних лет показали, что в зоне Передового хребта существуют, кроме известных ранее простых складок и субвертикальных разрывов, затрагивающих юрскую толщу и ее фундамент, также надвиги более древних пород на юрские [6]. Так, в бассейне р. Худес установлено пологое надвижение девонских вулканогенных толщ на нижнеюрские отложения, названное нами Эльмезтюбинским надвигом. Во фронтальной его части на поверхности наблюдается зона смятия мощностью 1—2 м, в тыловой части надвига падение плоскости нарушения более крутое. Это показывает, что корневая зона его не выходит за пределы Передового хребта. Амплитуда перемещения около 6 км. Близкие по характеру нарушения известны в бассейне р. Уруп, в Северной Осетии и в других местах. Время образования всех этих пострanneюрских надвигов логичнее всего связывать с раннеальпийскими (батской фазы) деформациями, значение которых в образовании покровной структуры всего Большого Кавказа недавно было подчеркнуто С.И. Дотдзевым [8].

На тектонической карте различными цветовыми и штриховыми знаками также показано следующее.

Различные геологические границы и элементы залегания, включая и элементы залегания в эффузивах (подушечных блоков, отдельных лавовых потоков и т.д.).

Разрывные и складчатые нарушения: оси складок, морфология

складок, возраст складок и разломов, морфология, кинематика и масштаб проявления разрывных нарушений (т.е. региональных и более высоких порядков). Для сбросов, взбросов и сдвигов показаны величины и направление смещения по нарушению. Наиболее значительные разрывные нарушения обозначены номерами. К сожалению, мы не располагаем конкретными данными о величине перемещения тектонических покровов.

Метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций в отдельных местах. Для большинства пород Передового хребта характерны более низкие стадии метаморфизма, которые не обозначаются, чтобы не перегрузить карту знаками.

Проявления гидротермальных, метасоматических и рудообразующих процессов. Знаком обозначены лиственитизированные серпентиниты вдоль разломов.

Палеомагнитные векторы и углы наклонения.

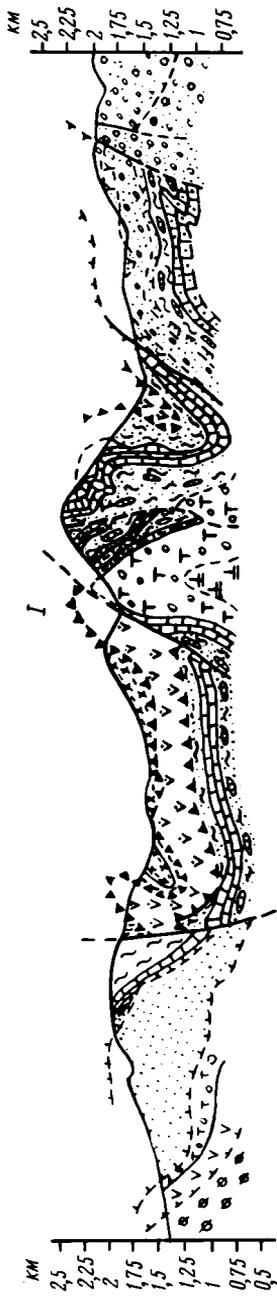
Постколлизийные (после закрытия Неотетиса) формации горно-складчатых систем, показанные желтым цветом. Это дацит-липаритовые лавы г. Эльбрус и аллювиальные, делювиальные и прочие четвертичные отложения. В краевой части Главного хребта выделены глубокометаморфизованные кристаллические сланцы неопределенного палеотектонического положения и возраста.

**Общая характеристика структуры Передового хребта.** В итоге длительного периода различных деформаций в Передовом хребте представлена структура, которую на отрезке Теберда-Малка можно охарактеризовать как дивергентное покровно-складчато-надвиговое сооружение (рисунок). Западнее ее осевая часть срезана позднейшими дислокациями, а строение сохранившейся части более простое [5, 12].

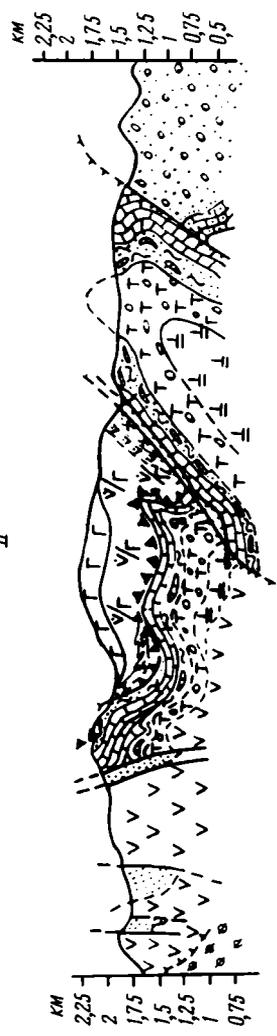
После герцинского скупивания и покровообразования, в результате которого ликвидировались структуры с океанической корой, начали формироваться сутурные зоны типа Тырнаузской. Они разделили блоки с разными структурно-формационными комплексами, разными с точки зрения возраста, метаморфизма и насыщенности магматическими телами и, следовательно, разными по физико-механическим свойствам.

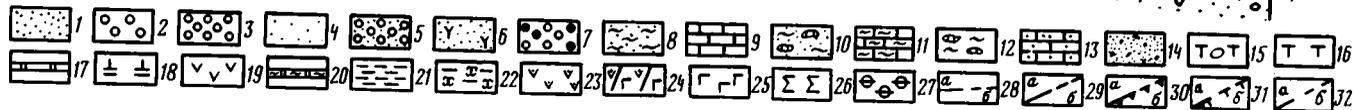
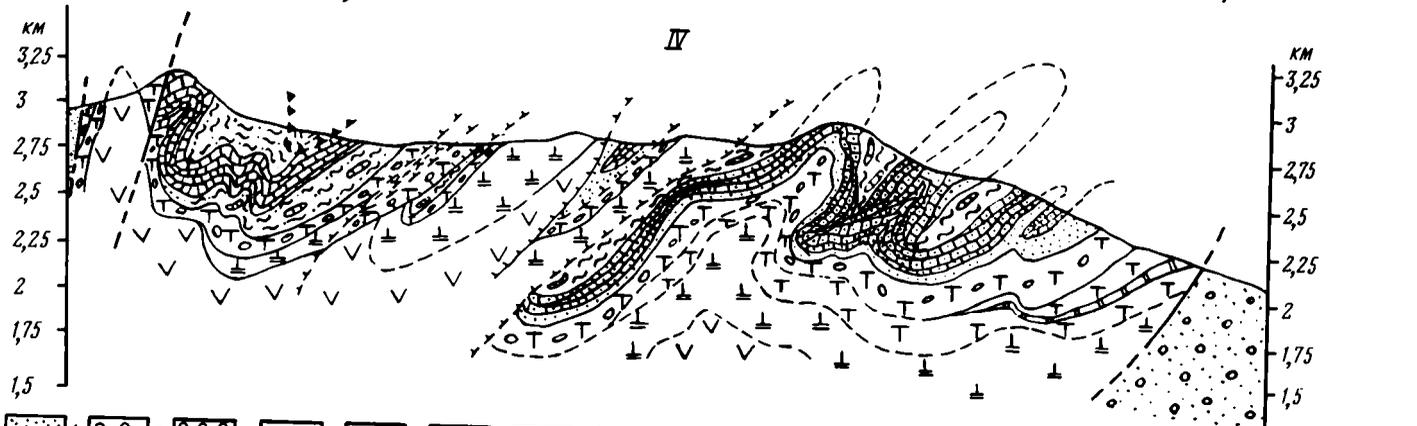
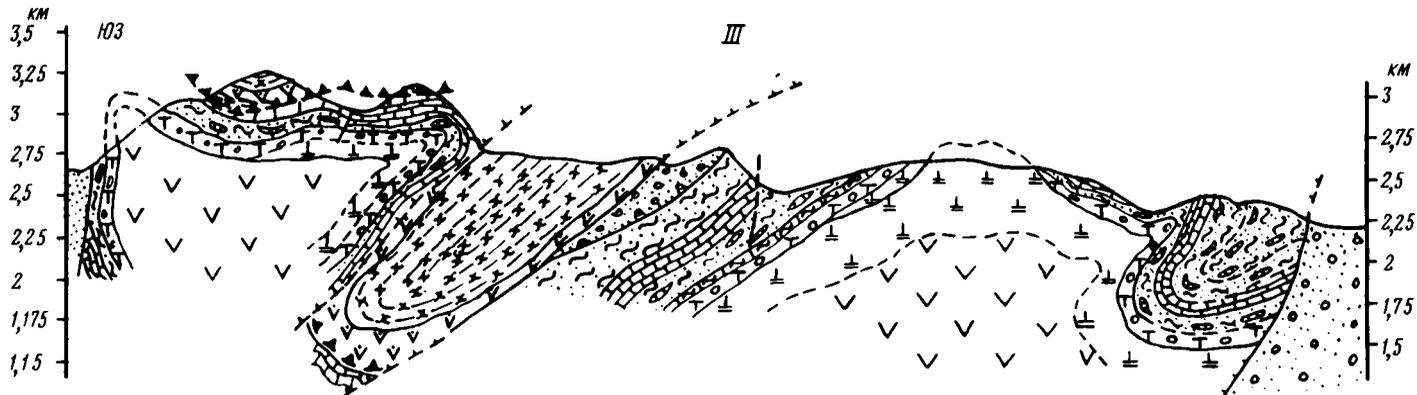
Затем при последующих сжатиях происходило уже лишь смятие в складки и внутриконтинентальное скалывание, усложнение имеющейся покровной структуры, и определяющую роль в этих сложных процессах играли межсутурные блоки и сутурные швы. Между ними зона Передового хребта была сжата с выжиманием материала вверх и его разваливанием в обе стороны. Образовавшаяся структура слегка асимметрична в восточной части с более ярко выраженной вергентностью к северу, чем к югу.

Подобный тип структур уже давно был замечен геологами в Альпах, в Гималаях, на востоке Азии и в других местах, и на его основе были разработаны гипотезы втягивания (Ф.А. Вейнинг-Мейнес) и засасывания (О. Амферер, Э. Краус и др.). Все авторы справедливо отмечали необходимость значительного сокращения первичной ширины тех палеозон, вещественное выражение которых пред-



II





ставлено в современной структуре. При этом предполагалось, что выдавливание шарьяжей идет из так называемых рубцовых зон в обе стороны с одновременным пододвиганием к ним масс на глубине. Затем по обе стороны от рубца происходит скалывание и возникают надвиги.

Применительно к Большому Кавказу эти представления развивал Г.Д. Ажгирей [1, 2]. Зону Передового хребта, или Тырнауз-Пшекишскую, он считал одной из рубцовых зон, и, надо сказать, что многое из подмеченного им вполне справедливо, только объяснение может быть иным. Однако в нашу задачу сейчас не входит обсуждение механизма образования структуры Передового хребта. Отметим только, что рубцовые зоны, или сутуры, на Большом Кавказе возникали в стадии формирования аккреционных комплексов и коллизии и что направление движения основных масс покровов было не двусторонним, а односторонним, а дивергентность складчатости и надвигов возникла уже позже в коллизионную и постколлизионную стадии развития структуры.

Для сутурной зоны Передового хребта характерна многоэтапность деформаций. Наиболее ранними являются пологие шарьяжи и, возможно, лежащие изоклинальные складки, о чем свидетельствует перевернутое залегание некоторых пластин Марухского покрова. Они образовались при обдукции и повторно деформиро-

Геологические профили через Передовой хребет: I, II — по левому и правому берегу р. Теберды, III, IV — междуречье рек Теберды и Даута

**НЕОАВТОХТОН.** 1 — красноцветные молассы верхней перми-триаса, 2 — сероцветные и красноцветные молассы аксаутской и киньрадской свит нижней перми, 3—5 — верхневизейские-верхнекарбоновые угленосные молассы (3 — конгломераты, 4 — песчаники, 5 — нерасчлененные конгломераты и песчаники), 6 — биотитсодержащие туфопесчаники среднего карбона, 7 — верхневизейские конгломераты с галькой кварца и пород офиолитового комплекса. **АЛЛОХТОН.** 8—20 — Кизилкольский покров: 8, 9 — гидамская свита (8 — верхняя подсвита (фамен—турне), алевролиты, алевропесчаники, прослой известковистых сланцев, 9 — нижняя подсвита (фамен), известняки), 10, 11 — гаралькайская свита (фран?—фамен) (10 — алевролиты, песчаники, прослой известняков, 11 — известковистые сланцы), 12—14 — пастуховская свита (фамен) (12 — верхняя подсвита, алевролиты, алевропесчаники, прослой известняков, 13 — средняя подсвита, известняки, известковистые песчаники, известковистые сланцы, 14 — нижняя подсвита, монокварцевые песчаники, алевролиты), 15 — семиродниковская свита (живет—фран), туфопесчаники, туфоконгломераты с галькой плагногранитов, вулканитов и известняков, 16, 17 — пиццерская свита (эйфель—живет) (16 — туфопесчаники, 17 — кремнистые сланцы), 18—20 — даутская свита (нижний девон) (18 — натриевые риолиты (кварцевые альбитофиры), 19 — базальтоиды, 20 — кремнистые сланцы, яшмы); 21—26 — Марухский покров: 21 — ачминарская свита (средний палеозой), филлиты, граувакковые песчаники, олистостромовые образования, 22—26 — офиолитовая ассоциация (22 — тебердинская свита (ордовик?—силур), апотуфогенные зеленые сланцы и филлиты с просями песчаников, мраморов и черных кремней, 23, 24 — карабекская свита (нижний палеозой): базальтоиды (23), базальтоиды со сложной сетью жил габбро (24), 25 — габбро, 26 — гипербазиты); 27 — кристаллические породы Главного хребта; 28—31 — геологические границы и разрывные нарушения, проведенные с большей (а) и меньшей (б) степенью достоверности: 28 — согласные стратиграфические, 29 — несогласные стратиграфические, 30 — надвиги предпоздневизейские, 31 — надвиги и взбросо-сдвиги предположительно индосинийские, 32 — крутопадающие нарушения — сбросы, взбросы, сдвиги

вались при коллизии. Для поздних этапов формирования структуры возможно существенное значение крупных продольных сдвигов.

Хотелось бы отметить, что такая сложная аккреционно-коллизонная структура, как Передовой хребет, на наш взгляд, может быть расшифрована лишь при картировании масштаба не мельче 1:25 000, а при съемках масштаба 1:50 000 для таких районов должны быть предусмотрены особые увеличенные нормативы времени (иначе будет выдаваться брак).

**Перспективы Урупского рудного поля в свете покровной модели его геологического строения.** Возможность практического применения основных положений, отраженных на тектонической карте масштаба 1:50 000, может быть проиллюстрирована на примере Урупского рудного поля, находящегося в западной части зоны Передового хребта. В его пределах разведан ряд медноколчеданных рудных залежей вулканогенно-осадочного генезиса, включая известное Урупское месторождение.

Рудовмещающие островодужные вулканогенно-осадочные отложения девона, входящие в состав Кизилкольского покрова, надвинуты на толщу филлитовидных сланцев андрюкской свиты, принадлежащей Тоханскому покрову. Глубокие горизонты рудного поля в течение ряда лет изучались поисковыми скважинами. Анализ полученных материалов позволяет предположить, что в пределах рудного поля кизилкольский покров состоит из ряда частично надвинутых одна на другую литопластин более высокого порядка, вследствие чего на отдельных участках отмечается тектоническое сдвигание разреза.

Выделяется пять литопластин (с востока на запад): Себельдинская, Урупская, Власенчихинская, Гудковская и Нахширская [9]. Состав и стратиграфическая последовательность отложений, слагающих эти пластины, одинаковы. Их основной объем составляют вулканы даутской свиты. В пределах Нахширской литопластины они согласно перекрыты отложениями пцицерской свиты, на которых согласно залегают терригенные отложения семирудниковской свиты. В остальных пластинах эти отложения отсутствуют вследствие тектонического срезания и эрозии. В основании Гудковской и Урупской литопластин отмечаются филлиты андрюкской свиты, это свидетельствует о том, что в покровообразование более высокого порядка были вовлечены не только фрагменты Кизилкольского, но и часть разреза Тоханского покрова, на который он был первоначально надвинут [9].

Пакет аллохтонных пластин слагает раннегерцинский структурный этаж, который с размывом и угловым несогласием перекрыт верхнепалеозойской молассой (неоавтохтон-I) и морскими терригенными субплатформенными осадками нижней юры (неоавтохтон-II).

Главный вывод, имеющий важное поисковое значение, заключается в том, что все известные рудные залежи при увязке разрезов с учетом тектонического сдвигания оказываются приуроченными к одному стратиграфическому уровню — к подошве толщи

туфов смешанного состава. В каждой из литопластин этот уровень сохранен от эрозии или тектонического срезания лишь на отдельных участках. В пределах Урупской и Власенчихинской пластин эти участки практически полностью опоискованы и на них выявлены месторождения Урупской группы: Урупское в Урупской пластине; Власенчихинское, Первомайское и Водораздельное во Власенчихинской пластине. Аналогичные участки в Себелдинской, Гудковской и Нахширской пластинах практически не затронуты опоискованием и на них следует сосредоточить в дальнейшем поисковое бурение.

Анализ структуры Урупского рудного поля может представлять и более общий интерес при структурно-тектоническом картировании и проведении поисково-разведочных работ на колчеданоносных рудных полях, расположенных в аналогичных сложнодислоцированных аккреционно-коллизийных регионах.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Ажгирей Г.Д.* Обзор некоторых важных проблем геологии Большого Кавказа // Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. С. 3—57.
2. *Ажгирей Г.Д.* Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977. 155 с.
3. *Баранов Г.И., Греков И.И., Нетреба А.В.* Доюрский магматизм Кавказа // Тез. докл. II регион. петрогр. совещ. по Кавказу, Крыму, Карпатам. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1973. С. 102—104.
4. *Белов А.А.* Тектоническое развитие центральной части Северного Кавказа в верхнем палеозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1961. 36 с.
5. *Белов А.А., Омельченко В.А.* Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа // Геотектоника. 1976. N 2. С. 44—56.
6. *Белов А.А., Омельченко В.Л.* Поздневарисские и постварисские надвиги в доверхнеюрском фундаменте Северного Кавказа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. N 9. С. 14—20.
7. *Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Геологтехиздат, 1954. 606 с.
8. *Дотдугев С.И.* О покровном стросении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. N 5. С. 94—106.
9. *Карнаух Ю.В.* Покровная модель Урупского рудного поля // Геология руд. месторождений. 1987. N 4. С. 95—98.
10. *Кизевальтер Д.С.* О стросении и развитии Передового хребта Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. N 6. С. 64—81.
11. *Кропачев С.М., Греков И.И., Момот С.П., Корень Т.Н.* Марухский покров в палеозое Северного Кавказа // Сов. геология. 1976. N 1. С. 77—85.
12. *Хаин Е.В.* Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984. 95 с.

*В.И. Борисенко, А.В. Рязанцев, К.Е. Дегтярев, А.С. Якубчук,  
Е.А. Бабичев, О.Е. Беляев, В.М. Бесстрашнов, Н.А. Герасимова,  
А.Д. Гидаспов, Б.Я. Журавлев, Ю.Ф. Кабанов, М.Я. Кац,  
Л.А. Курковская, М.З. Новикова, Э.М. Спиридонов,  
В.Г. Степанец, А.В. Тевелев*

## **ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА**

До недавнего времени тектонические обобщения исследований геологов МГУ базировались на представлениях о решающей роли вертикальных перемещений блоков земной коры, разделенных глубинными долгоживущими разломами [6]. В настоящее время особое внимание уделяется признакам проявления тектонической расслоенности земной коры палеозоид Казахстана. Основные результаты отражены на геологических картах, созданных в Центральноказахстанской экспедиции в последние годы и заключаются, в частности, в установлении широкого распространения тектонических покровов и олистостром в структуре нижнего палеозоя и силура, реконструкции разрезов тектонизированных разновозрастных офиолитов, установлении ореолов зонального метаморфизма, проявленного в нижнепалеозойских комплексах, доказательстве значительной роли латеральных тектонических перемещений блоков в конце среднего и в позднем палеозое, а также в мезозое.

Учет этих особенностей в сочетании с данными по петрохимии магматических образований дает возможность для достаточно обоснованных сопоставлений реконструируемых палеоструктур с их вероятными актуалистическими эквивалентами, развивающимися на сиалистическом или меланократовом основании: рифтами, окраинно-морскими бассейнами, островными дугами и океанами. Устанавливаемые структурно-формационные зоны являются деформированными фрагментами палеоструктур. Элементы некоторых, особенно дофлишевых, формаций наблюдаются лишь в составе тектонических покровов или глыб в меланжах и олистостромах.

Ниже кратко освещены некоторые новые данные о структуре и составе додевонских образований, а также об особенностях молодого среднепалеозойского рифтогенеза, завершившегося образованием зон смятия в позднем палеозое.

**Структура и вещественные комплексы ранних палеозоид Центрального Казахстана.** На основании анализа распространения докембрийских метаморфических комплексов в земной коре Казахстана (рис. 1) выделяются два геоблока: Западный и Восточный [20].

В пределах Западного геоблока докембрийские метаморфиты, представляющие фрагменты сформированной к середине рифея континентальной коры, пользуются широким распространением. В Восточном геоблоке эти комплексы практически отсутствуют и набор формаций указывает на возникновение в венде палеоокеанического

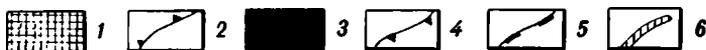
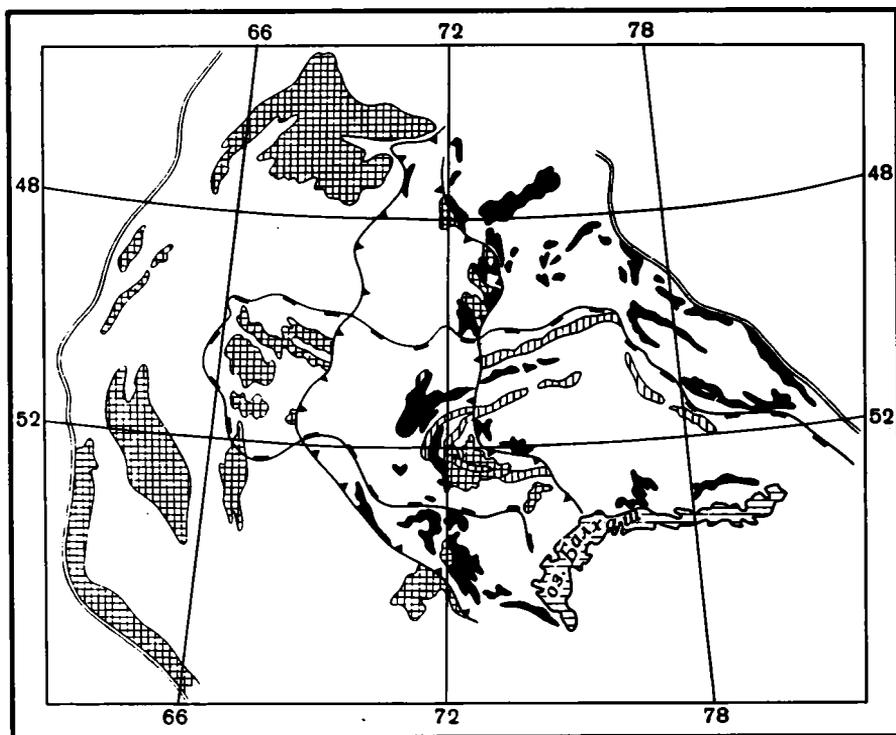


Рис. 1. Схема элементов структуры палеозойд Центрального Казахстана

1 — докембрийские метаморфические комплексы; 2 — граница Западного и Восточного геоблоков (восточная граница распространения докембрийских метаморфитов); 3 — раннепалеозойские офиолиты, кремнистые и кремнисто-базальтовые толщи; 4 — западная граница распространения раннепалеозойских геосинклинальных комплексов; 5 — контур Джунгаро-Балхашской складчатой системы; 6 — шовные надвиговые зоны в ее пределах

бассейна. Здесь установлены разновозрастные офиолиты, кремнисто-базальтовые комплексы с базальтами океанического и окраинно-морского типа, дифференцированные формации с вулканитами островодужного типа, флиш, олистостромы и пестроцветные молассы.

Офиолитовые комплексы присутствуют и в Западном геоблоке, к примеру, фрагменты их аллохтонно залегают на метаморфическом докембри — массивы Шайтантас, Ешкеульмес [10], район гор Ортау-Космурун [2] — и на среднеордовикском флише (Тасмолинский массив). Кроме того, в восточной зоне геоблока, в современной структуре, наблюдается тектоническое совмещение докембрийских метаморфитов и нижнепалеозойских комплексов океанического происхождения, свойственных Восточному геоблоку (рис. 2,3). Здесь

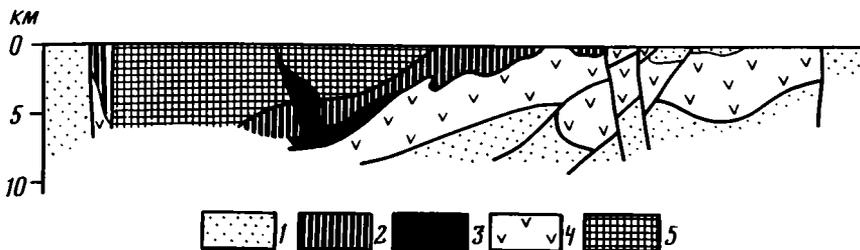


Рис. 2. Геологические разрезы Ишкеольмесской зоны Западного геоблока на широте совхоза "Минский" (по В.И. Борисенку)

1 — ордовикский флиш; 2 — кремнисто-базальтовая формация кембрия и нижнего ордовика; 3 — серпентинитовые покровы и протрузии; 4 — дифференцированная вулканическая серия кембрия; 5 — метаморфические породы докембрия



Рис. 3. Геологический разрез зоны сочленения Западного и Восточного геоблоков на широте горы Семизбугу (по А.В. Рязанцеву)

1 — девонско-каменноугольный чехол; 2 — флиш и олистостромы среднего и верхнего ордовика с запечатанными в них тектоническими покровами средне-ордовикской кремнистой формации; 3 — кремнистая формация верхнего кембрия—нижнего ордовика; 4 — среднеордовикская (?) тектонизированная олистострома; 5 — контрастная спилит-кератофировая формация нижнего—среднего кембрия; 6 — кремнисто-карбонатно-базальтовая с субшелочными базальтами и базальтовая с толлитами формации венда—нижнего кембрия; 7 — нижнепалеозойские образования, претерпевшие зональный метаморфизм вплоть до амфиболитовой фации; 8 — офиолитовые покровы с серпентинитами, расслоенными габбро, плагиигранитами; 9 — метаморфический докембрий

широко представлены кембрийско-ордовикские кремнисто-базальтовые комплексы (в районе г. Степняк, гор Ишкеольмес и др.). К нижнему—среднему кембрию относятся распространенные в бассейне р. Селеты и в горах Ереметау дифференцированные вулканические серии — урумбайская, акжарская, телескольская свиты, а также контрастные формации — кникбайская и керимбайская свиты [5]. Возраст и структурное положение отдельных кремнисто-базальтовых и дифференцированных вулканических серий в настоящее время недостаточно обоснован. Они, вероятно, слагают тектонические покровы, так как зачастую подстилаются олистостромами и залегают выше дислоцированных толщ ордовика. Например, севернее гор Ишкеольмес недифференцированные венд-нижнекембрийские базальты (сазинская свита) в составе тектонического покрова

залегает на терригенных породах нижнего—среднего ордовика. Выше базальтов располагаются тектонические пластины кремнистых пород, содержащие аренигские конодонты (ирадырская свита). Среднекембрийские эффузивы урумбайской свиты, принадлежащие к дифференцированной серии, надвинуты на карбонатно-терригенную верхнеордовиковую таукенскую свиту (см. рис. 2).

Образования, относящиеся к группе кремнистых формаций (алгабасская, мынадырская, каратасская и бурубайтальская свиты), возраст которых установлен по находкам конодонтов и отвечает интервалу от позднего кембрия до конца раннего ордовика, слагают крупный тектонический покров, который почти повсеместно подстилается более молодой, чем кремнистые свиты (мыншокурская, карашошакская, ельшибайская), олистостромой. В кремнистых глыбах этого олистострома в горах Ерементау и Атасуйском районе обнаружены аренигские конодонты, в Атасуйском районе, по данным Н.А. Герасимовой и М.З. Новиковой, в алевролитах матрикса найдены конодонты среднего ордовика. Следует особо подчеркнуть, что нигде, в частности в горах Ерементау, кремнистая формация не имеет отмечавшихся ранее [6] стратиграфических контактов с докембрием. Находящиеся в тектонических покровах кембрийско-раннеордовикские кремнистые и вулканогенные образования "запечатываются" средне- и верхнеордовикским флишем с олистостромами (изобильная, еркебиданкская, маньбайская свиты, тынкудукская серия). В Степнякском районе флиш среднего—верхнего ордовика замещается вулканогенно-осадочной дифференцированной формацией (сагская серия, лидиевская, малисорская, маятасская свиты). Раннепалеозойская история развития структуры Западного геоблока завершается становлением гигантских плутонов позднеордовикского крыккудукского гранодиоритового комплекса.

В Восточном геоблоке реликты разновозрастной коры океанического типа расположены на площади закономерно, подчеркивая элементы первичной зональности. К востоку от гор Ерементау, в Бошекульской зоне выделяется ерементауская серия венд-раннекембрийского (по микрофитолитам) возраста. В районе гор Тобезал, Акшоки, Жуантюбе она залегает в видимом основании разреза и с параллельным несогласием перекрывается верхнеордовикской терригенной тынкудукской серией, содержащей олистостромовые пачки. Разрез дублируется в дислоцированных тектонических покровах. Ранее последовательность в системе аллохтонов принималась за нормальный стратиграфический разрез верхнего кембрия [3]. В нижней части разреза ерементауской серии выделяется кремнисто-карбонатно-базальтовая жельтауская свита, а в верхней — базальтовая тиесская свита. Восточнее, в районе гор Семизбугу и Тиес, ерементауская серия слагает ядра антиформ и имеет стратиграфические контакты только с перекрывающим среднеордовикским олистостромом (акшагыльская свита).

Субщелочные высокотитанистые базальты жельтауской свиты сходны по химическому составу с базальтами океанических островов. Базальты тиесской свиты близки к толеитам абиссальных равнин.

На диаграммах Zr—Ti и Co—Ni [9] фигуративные точки вулканитов попадают на тренды и поля океанических базальтов, а на диаграмме Cr—Y [12] большая часть точек расположена в поле базальтов срединно-океанических хребтов.

Более поздний — ранне-среднекембрийский этап характеризует офиолитовая ассоциация, элементы которой изучены в Бошекульском районе [21], а также в окрестностях гор Семизбугу и Тиес. В основании офиолитового разреза наблюдаются аллохтонные пластины, сложенные серпентинитами, которые сменяются вверх расслоенным комплексом с пироксенитами, троктолитами, габбро-норитами, габбро, тоналитами и плагиогранитами. Выше располагается комплекс параллельных даек [21]. С офиолитами ассоциирует контрастная бимодальная базальт-риолитовая формация. Венчающие ее разрез натриевые дациты и риолиты сходны по химическому составу с тоналитами и лейкократовыми плагиогранитами из разреза расслоенного комплекса и, по-видимому, комагматичны им. Для кислых плутонических пород Бошекульского района имеются радиологические датировки  $568 \pm 59$  млн лет [21] по молибдену Re—Os-методом. Толентовые базальты и сопровождающие долериты дайкового комплекса по содержаниям кобальта и никеля соответствуют океаническим базальтам, а на диаграммах Cr—Y [12] тяготеют к полю островодужных толентов.

В Бошекульской зоне выделен комплекс субщелочных расслоенных габброидов, которые вместе с серпентинитами образуют аллохтонные массивы (Астаховский, Кояндинский, Восточно-Тиесский, Олентинский). Разрез их представлен роговообманковыми и флогопитовыми перидотитами, клинопироксенитами, горнблендитами, габбро и альбититами. Для Олентинского массива имеются цифры абсолютного возраста 480—510 млн лет, полученные по флогопиту и роговой обманке K—Ar-методом [22]. Имея близкую структурную позицию с офиолитами, массивы субщелочных габброидов существенно оторваны от них по возрасту и характеризуют иной геотектонический режим. Не исключено, однако, что субщелочной состав обусловлен поздним метасоматозом и цифры абсолютного возраста характеризуют время его проявления.

Иной тип более молодых офиолитов распространен восточнее и образует в современной структуре Майкаин-Кызылтасский пояс, изученный В.Г. Степанцом, М.З. Новиковой, А.С. Якубчуком, Л.Л. Германом, Н.А. Герасимовой, И.Е. Кузнецовым, А.Д. Гидасповым. Офиолитовые массивы здесь находятся в различном залегании: образуют пакеты пластин, помещенные внутрь олистостромового комплекса среднего—позднего ордовика (горы Агырек и Косгомбай); слагают шарьяжи на складчатой структуре среднего ордовика—силура (горы Кызыл-Тумсек, Толпак); находятся в видимом основании разреза нижнего палеозоя—силура и перемещены вместе с ним (массив Караулчеку). В этом поясе по типу строения и возрасту офиолитов выделены три структурно-формационные зоны.

Западная, Майкаинская, в которой офиолиты слагают серию тектонически разобщенных аллохтонных массивов (Агырекский, Кос-

а также на других участках проявлены ореолы зонального метаморфизма умеренных давлений [14]. Метаморфизованы породы расчлененных комплексов габброидов, еремантауской серии и майсорской свиты. Возраст метаморфизма, вероятно, ограничивается средним ордовиком, так как обломки метаморфизованных пород содержатся в среднеордовикских олистостромах (мыншокурская и акшагыльская свиты), хотя локально на склонах гор Семизбугу и Тасчеку метаморфизованы и среднеордовикские олистостромы. К востоку и северу от горы Семизбугу в полосе шириной 3 км последовательно повышается степень метаморфизма от пренит-пумпеллитовой фации до зоны зеленой роговой обманки амфиболитовой фации. Ранее все метаморфические породы в пределах этой зоны относились к нижнему протерозою [6].

Тектонические покровы развиты в Западном и Восточном геоблоках на разных структурных уровнях. Их выявление и изучение затруднено тем, что они интенсивно переработаны последующими дислокациями. Присутствие тектонических покровов, выявленных при геологическом картировании, подтверждается геофизическими данными.

На севере гор Нияз с помощью картировочного бурения изучены фрагменты разрушенного тектонического покрова, представленного пластинами и блоками, сложенными мусковит-кварц-полевошпатовыми сланцами с альмандином и ставролитом и гнейсами нижнего протерозоя. Они располагаются в основании олистострома мыншокурской свиты, залегая вместе с ним на кварцитах и сланцах рифея.

На севере гор Еремантау тектонический покров, сложенный дифференцированными вулканитами телескольской свиты, вероятно, раннекембрийского возраста, залегает выше кремнистой формации позднего кембрия—раннего ордовика. Тектонический контакт подчеркивается линзовидными телами серпентинитового меланжа.

В Бошекульской зоне к северу от горы Коянды имеются примеры тектонического залегания пластин с гнейсами и амфиболитами на зеленых сланцах.

Покровы, в которых находятся кремнистые формации, отделенные от офиолитовых комплексов (алгабасская, ержанская, мынадырская, каратасская и бурубайтальская свиты), подстилаются тектонизированными олистостромами и запечатываются средне- и верхнеордовикским флишем. Их формирование, вероятно, происходило в среднем ордовике. Состав обломков в подстилающих олистостромах, а также характер структурно-фациальной зональности свидетельствует о перемещении этих покровов с востока на запад.

В районе гор Тобежал, Акшоки, Жуантобе в шарьяжах, выявленных картированием и подтвержденных глубоким бурением, дублируются элементы разреза, включая верхнеордовикские. В горах Шакшан, урочище Жарык, у оз. Сасыксор в тектонических покровах сближены фрагменты фациальных зон, характеризующихся различными полнотой и составом разреза верхнего ордовика. В Селетинском районе аллохтоны, сложенные кембрийскими контрастными и

дифференцированными вулканогенными сериями, местами подстилаются позднеордовикскими олистостромами, залегают выше смятых в складки терригенных пород ордовика.

К северу от гор Ишкеольмес, на востоке гор Еремантау, на востоке Кокчетавской возвышенности метаморфический докембрий надвинут на нижнепалеозойские образования. К юго-востоку от гор Кокчетау фиксируются доинтрузивные (докрыккудукские) тектонические покровы.

Отмеченные примеры свидетельствуют о формировании тектонических покровов на нескольких этапах в ордовике и раннем силуре. В связи с установлением покровно-складчатых структур представляется необоснованным проводившееся ранее районирование с выделением антиклинориев и синклинориев.

Олистостромы имеют ордовикский, силурийский возраст. По положению в структуре их можно разделить на две группы. К первой относятся тектонизированные олистостромы, подстилающие аллохтонные пластины и генетически с ними связанные (мыншокурская, акшагыльская и другие свиты). Эти олистостромы имеют полимиктовый состав, в них присутствуют обломки пород, подстилающих олистостром, и перекрывающего покрова, а также породы из других районов. Обломки и матрикс неравномерно катаклазированы, милонитизированы и развальцованы. Олистостромы второй группы залегают внутри стратиграфических разрезов. Так, в Оленты-Шидертинском и Селетинском районах они фиксируются на трех уровнях среднего и верхнего ордовика. Токайский покров Северо-Западного Предчиргизья, сложенный кремнистыми породами, залегают на силурийском олистостроме [17, 18]. Некоторые элементы нижнепалеозойского разреза наблюдаются только в гальках и олистолитах в ордовикских терригенных толщах, в первую очередь это относится к известнякам с позднекембрийской фауной.

**История развития Западного и Восточного геоблоков в раннем палеозое—силуре.** В венде и раннем кембрии после деструкции рифейской континентальной коры образовался Казахско-Монгольский бассейн с корой океанического типа [20]. Внутри океанической структуры, вероятно, сохранились блоки рифейской сиалической коры. Еремантауская серия, являясь примером палеоокеанического комплекса, по составу и строению разреза близка к разрезам внутриокеанических поднятий с утолщенной корой [13].

В конце раннего кембрия происходит заложение Чингизско-Северо-Казахстанской островной дуги, развивающейся до позднего ордовика. Имея гетерогенное основание, она образована различными вулканогенными формациями — контрастными спилит-кератофировыми, бонинитовыми, слабо дифференцированными на энзиматических блоках и непрерывно дифференцированными базальт-риолитовыми и базальт-андезитовыми с высокоглиноземистыми и низкотитанистыми базальтоидами на энсиалических. В результате образования этой дуги происходит отделение от Казахско-Монгольского палеоокеана окраинно-морского Майкаин-Балхашского бассейна. Комплексы, характеризующие зону сочленения палеоокеанического бассейна и микро-

континента, в современных структурах не обнаружены. В конце кембрия начинается спрединг в Майкаин-Балхашском задуговом бассейне и формируется раннеордовикская офиолитовая ассоциация. По разные стороны от осевой зоны на разновозрастном офиолитовом основании с начала ордовика происходит накопление осадочных комплексов, возраст подошвы которых закономерно удревняется при удалении от нее. В формирующихся кремнистых осадках наблюдаются латеральные изменения состава. Вблизи продолжающей развиваться островной дуги заметна примесь туфогенного материала, тогда как ближе к Западному геоблоку проявляется кварцево-сланцевый терригенный материал, снесенный с микроконтинента.

Начало отмечавшегося ранее [20] рифтогенеза в Западном геоблоке произошло, скорее всего, в позднем кембрии. Вероятно, это время формирования щелочных кислых эффузивов свиты Тасу [5], комплексов щелочных ультрамафитов с нефелиновыми сиенитами [4] и субщелочных расслоенных габброидов.

В связи с продолжающимся рифтогенезом в Западном геоблоке и задуговым спредингом в Восточном в конце раннего и начале среднего ордовика происходит обдуцирование кремнистых комплексов Восточного геоблока и перемещение их на докембрийские метаморфические толщи. Одновременно с обдукцией начинается субдукция коры Восточного геоблока под Западный (см. рис. 2). К позднему лланвируну приурочено начало развития Степнякской островодужной системы, а также заложение Байдаулетовской островной дуги. Островные дуги соседствуют с прогибами, заполняющимися флишем. К этому времени спрединг в Майкаинском районе завершается и продолжается только в Балхашском бассейне. В конце позднего ордовика заканчивается развитие островных дуг и окраинного бассейна. Это этап тектонического скупивания с образованием покровов, олистостромов и морских моласс. Сближение докембрийских сиалических масс с новообразованными в островных дугах привело к формированию мощной континентальной коры. Завершение этого процесса в Западном геоблоке зафиксировано внедрением гранодиоритов Кыркудукского комплекса. В восточной и южной частях Восточного геоблока процессы скупивания происходили и в силуре.

Дальнейшая геодинамическая эволюция земной коры Центрального Казахстана происходила в существенно иных геодинамических обстановках на сформированной континентальной коре. Примером ее являются Спасская, Успенская, Акжал-Аксоранская (см. рис. 1) зоны смятия, изученные в Джунгаро-Балхашской складчатой области. Имеются различные точки зрения на историю развития и формирования этих зон [7, 19]. По Ю.Ф. Кабанову, каждая зона смятия развивается на месте рифтогенного прогиба и представляет собой на современном срезе совокупность двух структурных элементов — сутуры (след захлопнувшегося рифта) и сопряженного с ней надвигового пояса, сложенного динамометаморфизованными толщами. Зоны смятия связаны с зонами глубинных разломов: протягиваются на

250—500 км при ширине 2,5—15 км, имеют дизъюнктивные границы, надвиговые пояса сложены породами, испытавшими динамометаморфические преобразования. Обычной для зон смятия является последующая тектономагматическая переработка. В развитии зон смятия выделяется несколько стадий: первая — деструктивная рифтогенная (живет—ранний визе) — проходит на фоне общего погружения в обстановке растяжения; вторая — относительного покоя (средний визе—поздний карбон) — характеризуется восходящими вертикальными движениями, сопровождающимися формированием орогенного чехла; третья — структурного оформления зоны (ранняя пермь) — в результате горизонтального сжатия смыкаются борта рифтогенных прогибов, выжимаются толщи, заполнявшие их; четвертая — тектономагматической переработки (ранняя—поздняя пермь) — формируются щелевые интрузии, субвулканы, дайковые и жильные пояса, резко наложенные по отношению к динамометаморфическому структурному парагенезису. Зоны смятия являются внутриконтинентальными коллизионными комплексами, сформировавшимися как внутри, так и на границах смежных геоблоков на заключительных этапах формирования земной коры.

В заключение следует подчеркнуть важную роль мезозойских и кайнозойских вертикальных и горизонтальных движений в формировании современной структуры Казахстана и отметить, что активные тектонические движения продолжались вплоть до юры и в более позднее время.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Бесстрашнов В.М., Герасимова Н.А., Герман Л.Л.* и др. Особенности строения нижнепалеозойских комплексов Тектурмасского и Майканин-Кызылтасского районов // Тез. докл. XXI Всесоюз. тектон. совещ. М., 1988. С. 14—15.
2. *Беспалов В.Ф.* Тектонические покровы в Центральном Казахстане // Докл. АН СССР. 1976. Т. 207, N 3. С. 676—679.
3. *Борисенко В.И., Герасимова Н.А., Зайцев Ю.А.* и др. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Ерементау-Ниязского антиклинория // Геология раннегеоантиклинальных комплексов Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 10—53. (Материалы по геологии Центр. Казахстана; Т. 20).
4. Геологические карты Казахской ССР. 1:500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Объясн. зап. Алма-Ата, 1981. 322 с.
5. Геология Северного Казахстана: (Стратиграфия). Алма-Ата: Наука, 1987. 221 с.
6. *Зайцев Ю.А.* Эволюция геосинклиналей: (Овальный концентрический — зональный тип). М.: Недра, 1984. 206 с.
7. *Кабанов Ю.Ф.* Проблемы тектоники восточной части Карагандинского бассейна // Вопросы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 562—574 (Материалы по геологии Центр. Казахстана; Т. 10).
8. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
9. Магматические комплексы Казахстана: Чингиз-Тарбагатайская складчатая система. Алма-Ата: Наука, 1982. 166 с.
10. *Макарычев Г.И., Гесь М.Д., Позикова В.И.* Докембрийские офиолиты Улуту в свете стадийного развития земной коры // Геотектоника. 1983. N 4. С. 60—74.
11. *Никитин И.Ф.* Ордовик Казахстана. Ч. 1. Стратиграфия. Алма-Ата: Наука, 1972. 233 с.
12. *Пирс Дж.А., Линпарт С.Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных морей. М.: Мир, 1987. С. 134—165.

13. Пуцаровский Ю.М., Хераскова Т.Н. Типы и формации океанических и палео-океанических бассейнов // Раннегеосинклиналиные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 4—34.

14. Рязанцев А.В., Герман Л.Л. Геодинамические обстановки раннего палеозоя в Оленты-Шидертинском районе Центрального Казахстана // Тез. докл. XXI Всесоюз. тектон. совещ. М., 1988. С. 64—65.

15. Рязанцев А.В., Герман Л.Л., Дегтярев К.Е. и др. Нижнепалеозойские хаотические комплексы в Восточном Еремантау (Центральный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, N 2. С. 405—410.

16. Рязанцев А.В., Румянцева Г.Ю. Ордовикские олистостромы Оленты-Шидертинского района (северо-восток Центрального Казахстана) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, N 4. С. 42—51.

17. Самыгин С.Г. Центральный и Восточный Казахстан // Тектоническая расчлененность литосферы и геокартирование. М.: Недра, 1988. С. 25—38.

18. Сигачева Н.Н., Самыгин С.Г., Мусатов Д.И. и др. Крупномасштабные карты отдельных районов Казахстана (Северо-Западное Предчирчингизье) // Тез. докл. XXI Всесоюз. тектон. совещ. М., 1988. С. 69—71.

19. Суворов А.И. Тектоническая деление литосферы: проблемы и перспективы изучения // Геотектоника. 1981. N 2. С. 3—20.

20. Тектоника Казахстана: (Объясн. зап. к тектонической карте Вост. Казахстана масштаба 1:2 500 000). М.: Наука, 1982. 136 с.

21. Хромых Б.Ф. Новые данные о венд—раннепалеозойском развитии и металлогении Бошекульского рудного района // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. Вып. 6 (292). С. 20—34.

22. Щербуняев М.П., Аракелянц М.М., Ляпичева А.А., Найденов Б.М. Первая находка раннепалеозойских щелочных ультрамафитов на северо-востоке Центрального Казахстана // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, N 6. С. 1440—1442.

23. Якубчук А.С., Степанец В.Г., Герман Л.Л. Рои пластинчатых даек, субпараллельных расчлененности в офиолитовых массивах, — свидетели спрединга // Там же. 1988. Т. 298, N 5. С. 1193—1197.

УДК 551.24

*В.Н. Пучков, В.И. Ленных, В.А. Бабенко, Л.Н. Беляков,  
В.В. Ведерников, Б.Я. Дембовский, К.С. Иванов, А.В. Коровко  
В.Ф. Коробков, В.Н. Смирнов, М.А. Шишкин, В.Р. Шмелев*

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КАРТЫ УРАЛА

На Урале раньше, чем в других регионах, новые, мобилистские представления были выражены в виде достаточно детальной тектонической карты. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000, составленная в 1976 г. под руководством академика А.В. Пейве [7], отразила такие важнейшие положения новых представлений, как вывод о рифтовом характере раннепалеозойских процессов на Урале, об океаническом (меланократовом) фундаменте его эвгеосинклиналиных структур, о появлении в среднем палеозое новообразованных участков с переходным типом коры (предположительно — островных дуг); о значительной роли позднепалеозойского сжатия и шарьирования в образовании современных уральских структур. Все эти положения сохраняют свое значение и сейчас, таким образом, данная карта прошла проверку временем и ее следует брать за основу при анализе тектоники Урала. Вместе с тем работы последних лет внесли много нового в понимание тектоники этого региона

прежде всего благодаря существенным успехам в изучении стратиграфии восточных зон палеозойского Урала, а также развитию новых представлений об особенностях его докембрийской тектоники. Поэтому уже сейчас требуется внесение определенных усовершенствований в тектонические карты Урала. В дальнейшем это должно привести к необходимости переработки и нового издания вышеуказанной карты. Однако и сейчас ряд изменений в трактовке структур Урала удалось отразить на уральских макетах к Геодинамической карте СССР масштаба 1:2 500 000 и к Тектонической карте Европы масштаба 1:5 000 000; на Тектонической карте севера Урала и Печорской плиты масштаба 1:1 000 000, одной из основных задач при составлении которой было проведение детального тектонического районирования. С другой стороны, развертывание работ по Геокарте-50 требует разработки и совершенствования методики более крупномасштабного тектонического картирования с отражением элементов геодинамики. Возможно, наиболее оптимальным для этих целей окажется масштаб 1:200 000. Примером являются предварительные макеты тектонических карт масштаба 1:200 000 и 1:100 000, составленные для Лемвинской зоны Полярного Урала, Кемпирсайского района Южного Урала и для Восточно-Уральской зоны на Среднем Урале.

При тектоническом картировании Урала следует учитывать целый ряд новых важных сведений и разработок. Так, в зонах распространения метаморфических комплексов (Максютовском, Сысертско-Ильменогорском, Салдинском и др.) обнаружены фрагменты метаморфизованных серпентинитовых меланжей — тела серпентинитов и других метабазитов с включениями преобразованных родингитов (лавсонитовых, роговообманковых) и других пород. Эти факты и новые материалы о составе и метаморфизме древних блоков позволили установить, что в их разрезах, считавшихся нормальными стратиграфическими, на деле тектонически совмещены формации континентального или континентально-рифтогенного типа с офиолито-подобными, испытывавшими в дальнейшем совместную структурно-вещественную эволюцию. Прослеживание зон метамеланжа при геологическом картировании имеет важное значение для расшифровки структуры метаморфических комплексов, построения стратиграфических схем, прогнозных оценок. Так, для Максютовского блока Южного Урала, в котором раньше выделялось четыре (или шесть) стратиграфических подразделения, предполагается наличие двух тектонически совмещенных серий: нижней, существенно-терригенной, содержащей тела рутиловых эклогитов, и верхней, офиолитовой, с рудопроявлениями марганца, талька, колчедана. Вопрос о проявлении на Урале рифейской офиолитовой ассоциации в настоящее время дискутируется, решение этих вопросов в значительной мере зависит от картирования вышеупомянутых комплексов. Нам представляется, что это должен быть район, где видно, как офиолиты перекрываются с размывом фаунистически охарактеризованным ордовиком. Есть основания предполагать такие взаимоотношения на хребте Енгане-Пе (Полярный Урал).

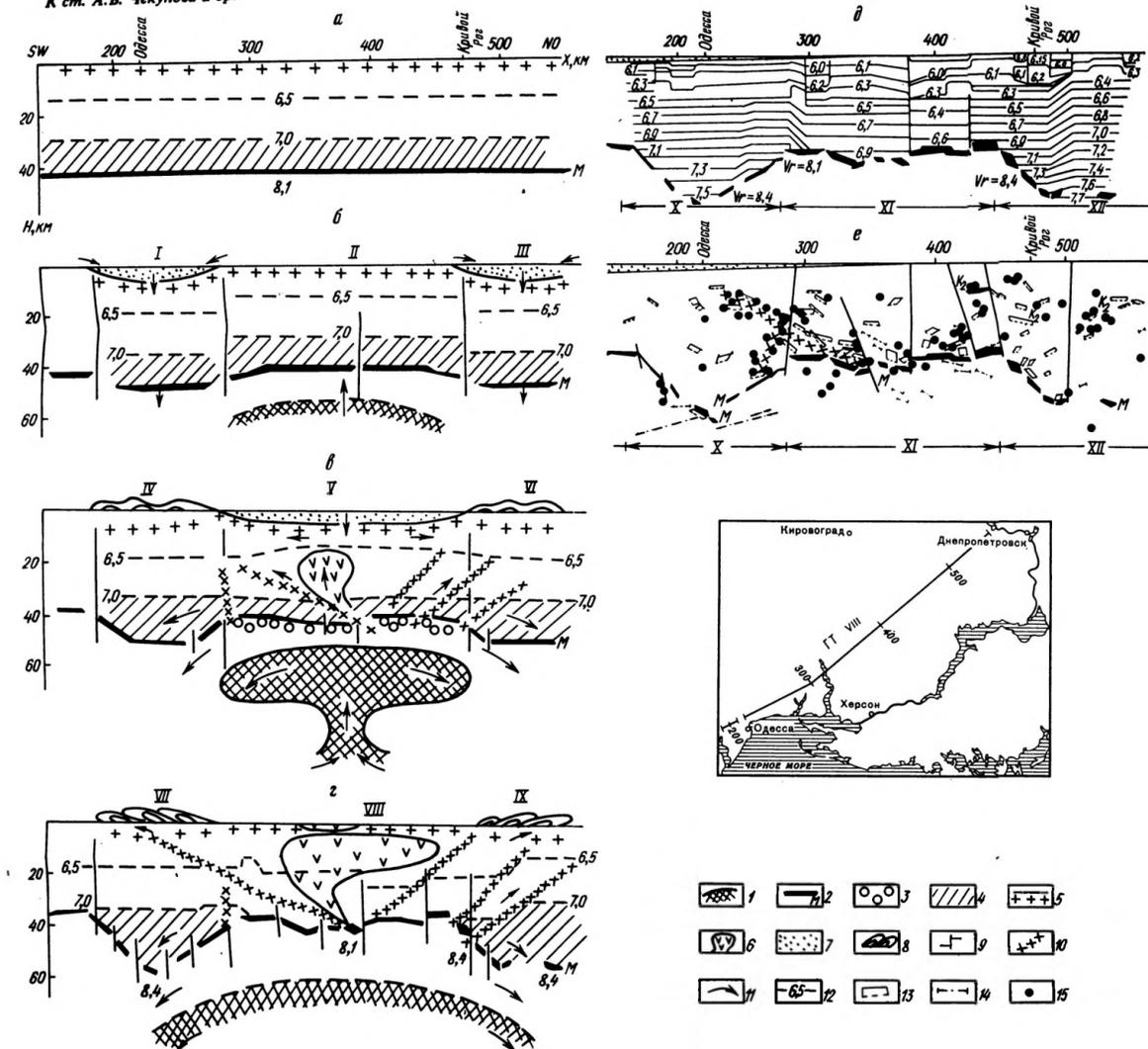


Рис. 2. Кировоградский протомастилит и этапы его эволюции в конце архея (а), в начале раннего протерозоя (б), в раннем протерозое (в), в конце раннего протерозоя (г) на основе фактического сейсмического материала, использованного совместно с данными гравиметрии, магнитометрии, геотермии и геологии для ретроспективного анализа: скоростная модель (д) и сейсмический разрез (е) вдоль геотрансверса (ГТ) VIII (Одесса—Кривой Рог) (см. врезку).  
1 — предполагаемый астенолит; 2 — поверхность М; 3 — зона возможных термодинамических преобразований вещества на контакте кора—мантия; 4 — «базальтовый» комплекс; 5 — кристаллический субстрат; 6 — магматический материал мантийной генерации в коре; 7 — осадки; 8 — дислоцированные осадки; 9 — разломы; 10 — пологие зоны срыва и поступления магмы в кристаллическую кору; 11 — направление перемещения материала;

12 — изоскорости (км/с); 13 — отражающие площадки в коре и доверительные интервалы их построения; 14 — отражающие элементы в мантии; 15 — точки дифракции.  
I — Одесско-Ядловская протогеоинклиналь; II — Кировоградский протомассив (размы); III — Криворожско-Крупещкая протогеоинклиналь; IV — Одесско-Ядловская складчатая зона; V — седimentация на Кировоградском протомассиве (ингуло-ингулецкие биотитовые гнейсы); VI — Криворожско-Крупещкая складчатая зона; VII — Одесско-Ядловский ороген; VIII — глубокий прогрев, магматизм, метаморфизм, образование кировоградских гранитов, общая гранитизация, Корсунь-Новомиргородский магматический диапир; IX — Криворожско-Крупещкая ороген; X — Голованевский блок (Одесско-Ядловская зона); XI — Кировоградский блок; XII — Приднепровский блок (Криворожско-Крупещкая зона)

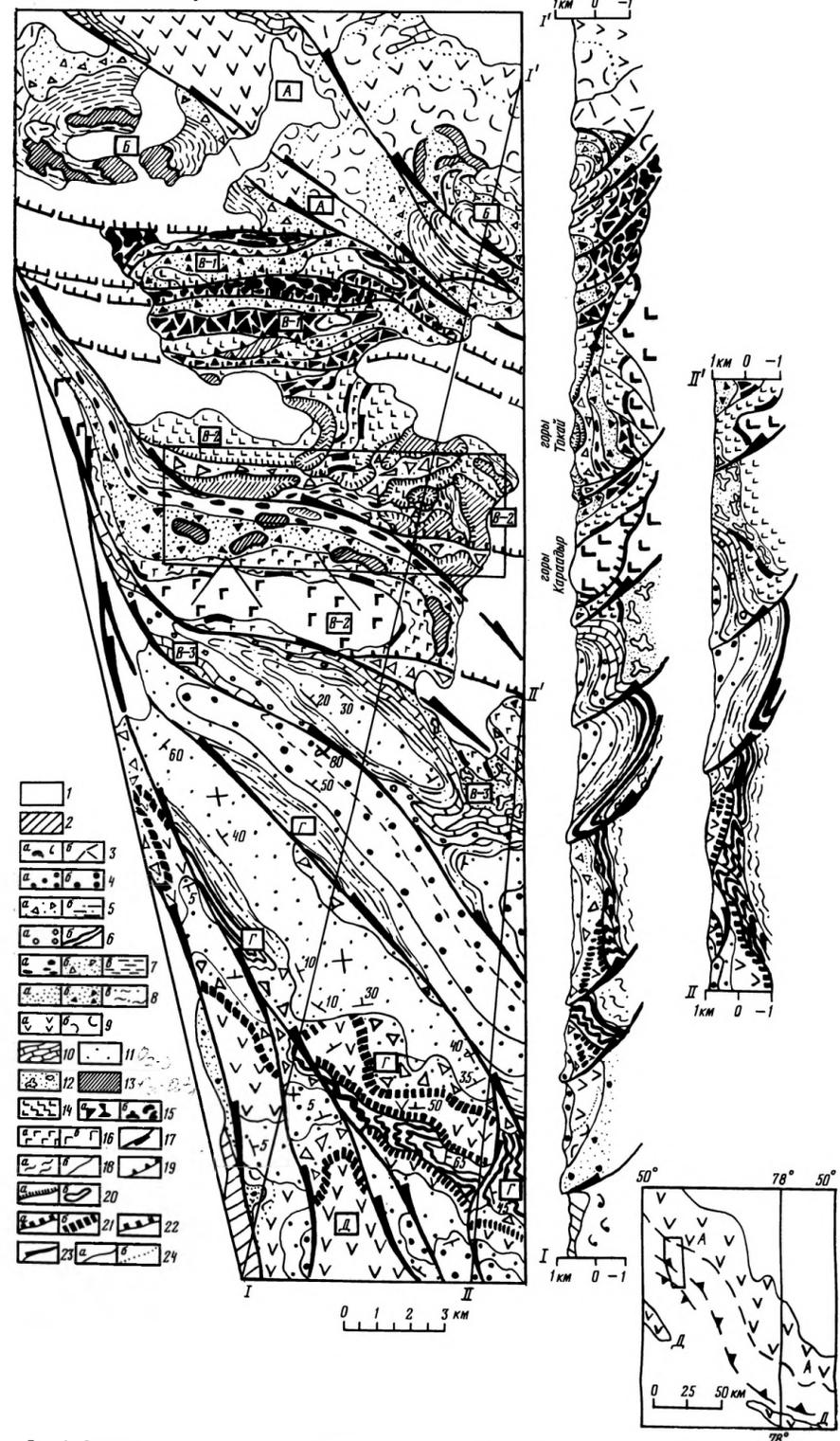


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта района гор Токай  
1 — кайнозойские отложения; 2 — средний-верхний девон: известняки, алевролиты, песчаники; 3 — нижний девон: туфогенно-осадочные отложения (только на разрезе I—Г) (а), субвулканические тела преимущественно кислого состава (б); 4 — верхний лlandoверн—венлок: косослоистые песчаники нижней толщи (а), конгломераты, гравелиты, песчаники средней и верхней толщи (б); 5 — нижний—средний лlandoверн: олигостромы (а), терригенно-флишодные толщи (б); 6 — нижний лlandoверн: конгломераты (а), алевролиты, аргиллиты (б); 7 — верхний ордовик—нижний силур: ритмично слоистые брекчи (б), алевролиты, аргиллиты, песчаники (а); 8—10 — верхний ордовик: 8 — осадочный комплекс (алевролиты, песчаники, туффиты (а), свальские брекчи (б), тонкообломочные отложения, показанные только на разрезах (а)), 9 — вулканогенный комплекс преимущественно среднего состава (вулканиты и субвулканические образования (а), тефротурбидиты (б)), 10 — рифогенные известняки; 11 — средний—верхний ордовик: ритмично-слоистые граувакки; 12 — нижний—средний ордовик: грубообломочная хаотическая толща; 13—15 — кембрий — нижний тремадох, фрагменты офиолитового разреза;

13 — кремнистые туффиты, яшмы, фаниты, 14 — толенитовые базальты, 15 — меланж (базальтово-габбровый (а), серпентинитовый (б)); 16 — карбонатно-кремнисто-базальтовая толща верхнего кембрия—тремадока (а) и щелочные базальтоиды неясного возраста (б); 17, 18 — допозднеордовикские дислокации; 17 — тектонические покровы, 18 — зоны расщепления и динамометаморфизма (а), секущие разломы (б); 19 — границы позднеордовикско-раннесилурских аккреционных чешуи; 20 — токаяской системы (подшва главных пластин (а), клиппы (б)), 21 — акбастауской системы (подшва (а), кровля (б)); 22, 23 — позднепалеозойские разрывы; 22 — чешуйчатые надвиги, 23 — сдвиги-надвиги; 24 — границы: стратиграфические и интрузивные (а), фациальные (б). Фрагменты позднеордовикских—раннесилурских структур: А — Чингизская вулканическая дуга, Б — преддуговой прогиб, В — внешнее невулканическое поднятие (Токаяская аккреционная призма), Г — между дуги. Рамкой показаны контуры рис. 2. На врезке показано положение района относительно Чингизской и Акбастауской палеодуг и их фронтальных зон суживания

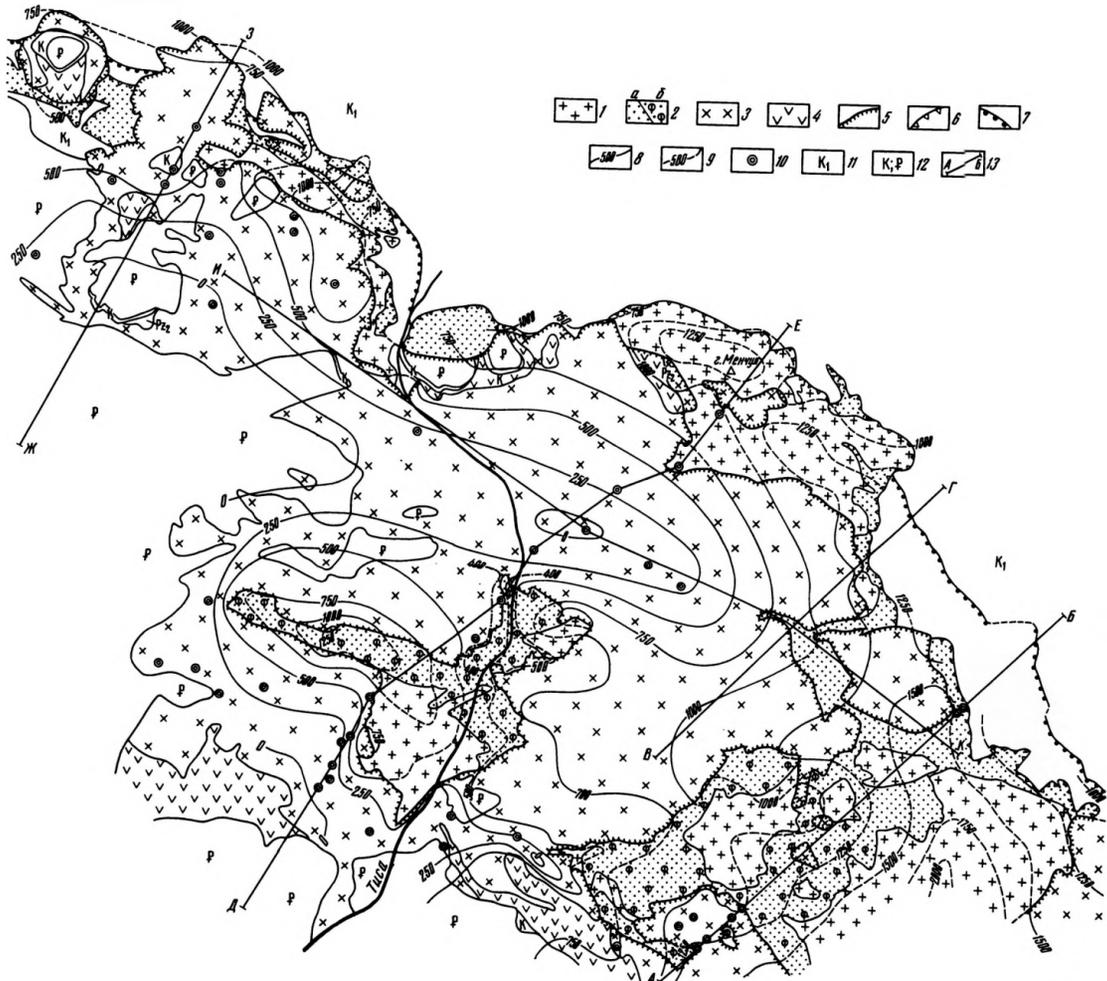


Рис. 1. Тектоническая карта Раховского массива  
1 — Белопотокский метаморфический комплекс (гнейсы, граниты PR); 2 — чехол на Белопотокском комплексе: неметаморфизованные осадочные отложения (С<sub>1</sub>—J<sub>1</sub>) (а), филлиты (б); 3 — Деловецкий метаморфический комплекс (R<sub>1</sub>—С); 4 — чехол осадочных отложений на Деловецком комплексе (Кузнецкая свита, PZ<sub>1</sub>); 5 — внешний контур Деловецкого тектонического покрова (надвиги, взбросы и сбросы); 6 — надвиг Белопотокского комплекса на раннемеловой флиш Раховской зоны и на верхнеюрские и нижнемеловые отложения Радомирской зо-

ны; 7 — надвиг фронтальной (Радомирской) чешуи; 8 — изогипсы подошвы Деловецкого шарьяжа на площади современного распространения этого тектонического покрова, м над уровнем моря; 9 — изогипсы подошвы Деловецкого шарьяжа, построенные с учетом высотных отметок рельефа на тех площадях, где породы тектонического покрова удалены эрозией; 10 — скважины; 11 — отложения неокома (Раховская зона); 12 — отложения поздней структуры; 13 — линии геологических разрезов

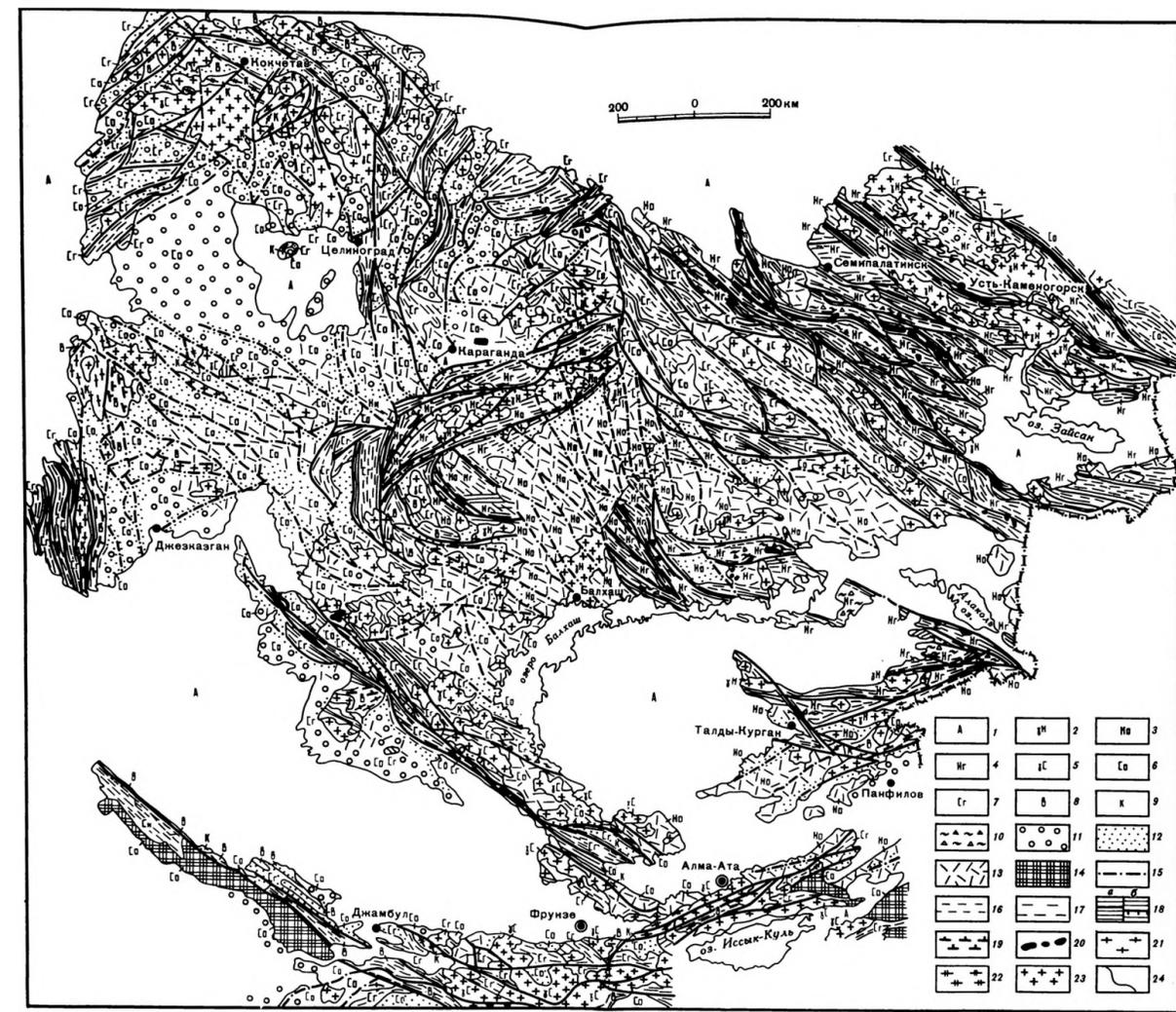
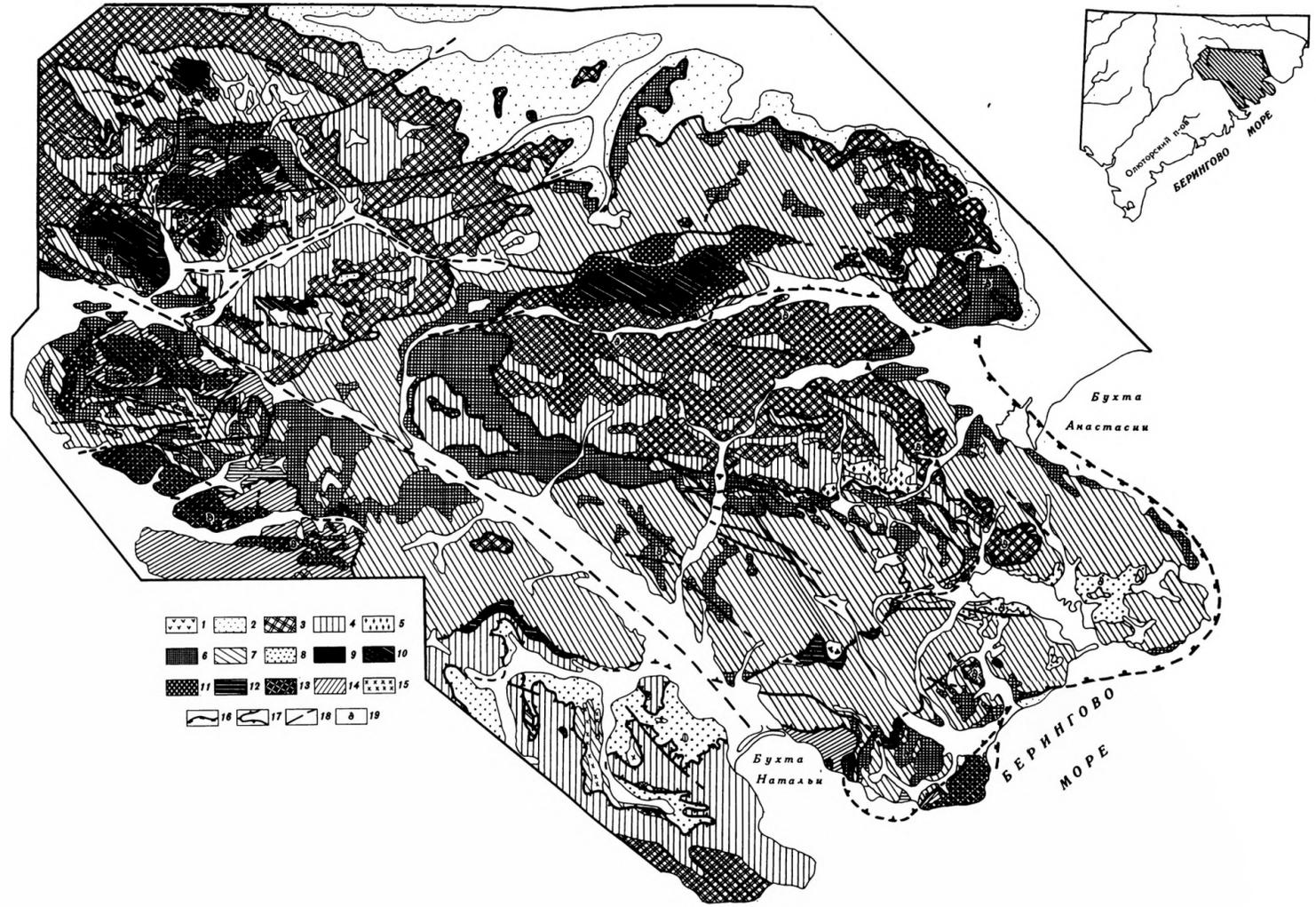


Рис. 2. Генерализованная тектонофациальная карта палеозойа Казахстана (легенда упрощена) (составили Е.И. Паталаха, А.В. Смирнов, В.В. Коробкин)

**ПЕРВИЧНАЯ ТЕКТОНИКА.** 1 — альпийский комплекс; 2 — герцинские гранитоидные плутоны; 3, 4 — герцинские комплексы; 3 — орогенный, 4 — геосинклинальный; 5 — каледонские гранитоидные плутоны; 6, 7 — каледонские комплексы; 6 — орогенный, 7 — геосинклинальный; 8 — байкальский комплекс; 9 — карельский комплекс. **ВТОРИЧНАЯ ТЕКТОНИКА.** 10—15 — эпизона; 10 — поверхностно-гравитационная складчатость (тектонофаши В, С); 11, 12 — отраженная складчатость; 11 — тектонофаши А, 12 — тектонофаши В; 13 — вулканотектоническая складчатость (текто-

фаши А, В); 14, 15 — шовная складчатость бескливажная; 14 — дисгармоничная (тектонофаши А—С), 15 — флексурно-моноклиальная (тектонофаши С) вдоль хрупких разломов; 16—20 — мезозона (шовная кливажная складчатость); 16 — низкой интенсивности (тектонофаши А), 17 — умеренной интенсивности (тектонофаши В), 18 — высокой интенсивности (тектонофаши С) вдоль зон вязких разломов; 18 — крутые (а), пологие (б), 19 — послонная (тектонофаши С), 20 — серпентинитовый меланж (тектонофаши С), 21, 22 — Катазона; 21 — шовная складчатость метаморфическая (тектонофаши С), 22 — глубинно-гравитационная складчатость (тектонофаши С); 23 — гранитоиды; 24 — контуры тектонических комплексов



К ст. А.Д. Казмирова и др.

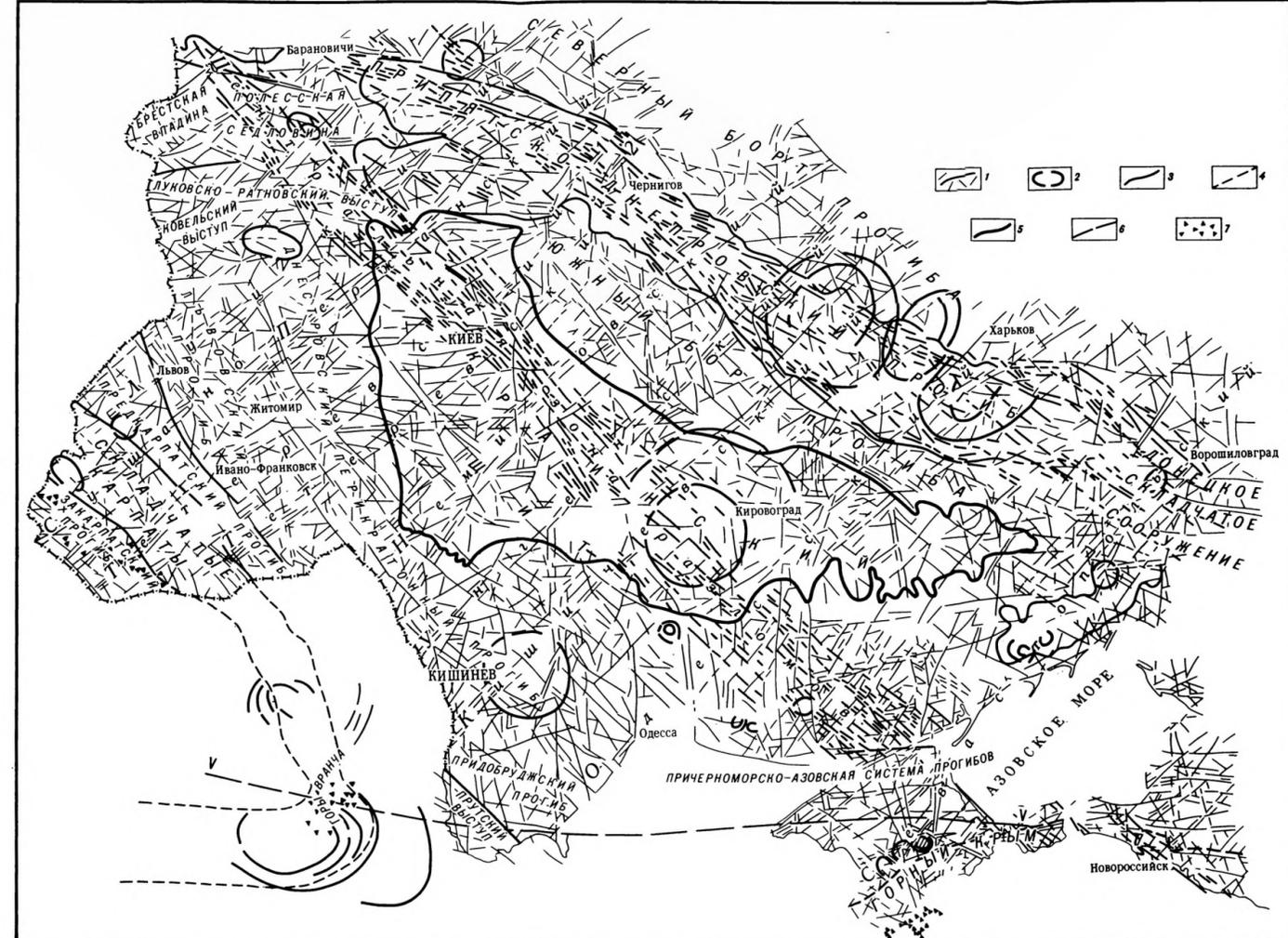


Рис. 1. Схема геологического строения фронтальной части Олюторской системы покровов в районе р. Ватына от оз. Эпильчик до бухты Натальи

**НЕОАВТОХТОН.** 1 — базальты, андезиты-базальты пахачинской свиты (N<sub>1</sub>). **АВТОХТОН.** 2 — туфотерригенные отложения коряжской серии (K<sub>1</sub>—P<sub>1</sub>). **АЛЛОХТОН.** 3—5 — Матюкская пластина; 3 — ватынская серия (K<sub>1a1</sub>—K<sub>1kt</sub>), кремнистый тип разреза, 4 — ачайваемская свита, нижняя подсвита (K<sub>1n</sub>—P<sub>1</sub>), вулканогенно-туфогенно-обломочные отложения, 5 — ачайваемская свита, верхняя подсвита (P<sub>1-2</sub>), грубо-обломочные, туфогенно-кремнисто-терригенные отложения; 6—8 — Эпильчикская пластина; 6 — ватынская серия (K<sub>1a1</sub>—K<sub>1kt</sub>), вулканогенно-кремнистый тип разреза, 7 — ачайваемская свита, нижняя подсвита

(K<sub>1n</sub>—P<sub>1</sub>), субаквальные вулканокластические отложения, 8 — ачайваемская свита, верхняя подсвита (P<sub>1-2</sub>), тонкообломочные терригенные отложения; 9—12 — габбро-гипербазитовые массивы; 9 — перидотиты, 10 — пироксениты, 11 — габбро, 12 — апоперидотитовые и апопироксенитовые серпентинитовые сланцы; 13, 14 — Снеговая пластина; 13 — ватынская серия (K<sub>1a1</sub>—K<sub>1kt</sub>), существенно вулканогенный тип разреза, 14 — ачайваемская свита, нижняя подсвита (K<sub>1n</sub>—P<sub>1</sub>), туфогенно-вулканомиктовые отложения; 15 — интрузивные тела диоритов (P<sub>1-2</sub>); 16 — Ватынский надвиг, отделяющий Олюторскую зону от Укляятского терригенного прогиба; 17 — границы покровных пластин; 18 — крутопадающие постпокровные разрывы; 19 — места находок фауны

Схема линсементов Юго-Запада СССР  
1 — линсементы; 2 — кольцевые структуры; 3 — тектонические границы складчатых областей; 4 — границы складчатых областей; 5 — контур Украинского щита по выходам докембрийских образований на дневную поверхность; 6 — профиль международного геотрансверса (V—V) "Керчь—Тарханкут—Вранча"; 7 — эпицентры землетрясений

В метаморфических комплексах Урала — гранулитовых, амфиболито-гнейсовых, эклогит-гнейсовых, альпинотипных, дунит-гарцбургитовых, платиноносных, дунит-клинопироксенит-габбровых и других — установлено широкое распространение более или менее мощных зон бластомилонитов различных *PT*-условий формирования и разного возраста. До недавних лет бластомилониты или не отмечались, или выделялись в качестве стратиграфических подразделений. Сейчас этим зонам уделяется большее внимание, им посвящен ряд публикаций [10, 11], но при крупномасштабном геологическом картировании роль их все-таки недооценивается. Картирование этих зон, фиксирующих различные надвиговые, сдвиговые и другие разрывные дислокации, имеет значение для расшифровки структуры района (комплекса), истории его формирования, металлогенических оценок. Отдельные бластомилонитовые зоны характеризуются повышенным содержанием редких элементов, золота, включают жилы кварца и гранулированного кварца и т.д.

Представления о широком развитии на западном склоне Урала процессов рифейского и раннепалеозойского рифтогенеза и диасхизиса [2], получившие большое распространение в последние годы, требуют значительной детализации тектонических карт в части выделения рифтогенных магматических формаций, а также реликтов горсто-грабеновых структур, присутствие которых предполагается, но до сих пор достоверно не доказано и не изображено на картах.

На Тектонической карте-76 [7] была сделана попытка представить массивы Платиноносного пояса как часть меланократового основания эвгеосинклинали, не отделяя от офиолитовой ассоциации. Сейчас показано, что платиноносная гипербазит-габбровая ассоциация занимает свое особое место в структуре и истории развития Тагило-Магнитогорской зоны и обладает четкими диагностическими признаками, отличающими ее от офиолитовой. Коренным отличием альпинотипной ассоциации является присутствие или отсутствие гарцбургитовой составляющей в разрезах. В случае совмещенного положения указанных комплексов (и нередко — отсутствия гарцбургитов) их идентификация становится возможной на основе характеристик вещественного состава [1].

Ультрабазиты альпинотипной ассоциации, в отличие от платиноносной, являются относительно маложелезистыми и имеют более высокое содержание хрома. Габброиды офиолитов, как правило, также отличаются малой железистостью ( $f \leq 0,45\%$  ат.), малой титанистостью, небольшими содержаниями фосфора. Кроме того, в альпинотипных габбро устанавливается низкий уровень содержания стронция (до 300 г/т), тогда как в платиноносных его содержание в 2—3 раза больше (до 2000 г/т). Массивы платиноносной ассоциации моложе офиолитовой, они прорывают и метаморфизуют ее. Их образование, вероятно, не связано с океанической стадией, как считалось раньше. Трудно себе представить их как порождение крайне деплетированной верхней мантии. Скорее, они каким-то образом связаны с зоной субдукции, т.е. с островодужной стадией развития зоны. В последнее время массивы, принадлежащие платино-

носной ассоциации, выявлены среди офиолитов Южного Урала (Хабарнинский массив и др.). Есть и обратные примеры, когда в массивах, считавшихся целиком принадлежащими платиноносному поясу, выявлены блоки офиолитов (массив Хорасюр и др.).

В последние годы в массивах альпинотипной и платиноносной ассоциаций на Урале произведен большой объем структурно-петрологических исследований, в частности закартированы по новой методике все крупные гипербазитовые массивы западных зон Урала. Изучение и картирование линейности, полосчатости (минеральной уплощенности) в ультрабазитах позволило выявить сложное тектоническое строение массивов, обусловленное сочетанием разномасштабной (и разновременной) складчатости и зон пластического течения, сформированных в разных *PT*-условиях. Синхронно с этими структурными преобразованиями нередко образуется динамометаморфическая зональность, картируемая по типам деформационных микроструктур (средним размерам зерен). Эти структурные преобразования сопровождаются дифференциацией (деплетированием) первичного мантийного вещества, со сменой лерцолитовых комплексов гарцбургитовыми и затем дунит-гарцбургитовыми. Формирование внутренней структуры массивов, как правило являющейся автономной по отношению к их окружению, происходило в течение нескольких этапов деформаций, вписывающихся в общую историю офиолитов — от спрединга через субдукцию к обдукции и континентальной коллизии [6, 9]. Данные этих исследований должны учитываться и дополняться при составлении крупномасштабных тектонических карт.

Несколько по-новому трактуются и многие вулканогенные формации, относившиеся к океаническим (некоторые из формаций параллельных диабазовых даек, а в ряде случаев — спилит-диабазовая, спилит-диабаз-кремнистая, контрастная натро-липарит-базальтовая).

В свое время С.Н. Ивановым и др. [2] был сделан вывод, что актогайский комплекс параллельных даек, подушечные лавы мугоджарского и карамалыташского комплексов Тагило-Магнитогорской структуры характеризуют зоны активного спрединга в древних срединно-океанических хребтах (СОХ). В пользу этого вывода наряду с геологическими приводились геохимические данные (в частности, низкие содержания К, Р, Rb, Sr). Однако по содержаниям Sr, Ni, La, La/Yb базальты западных Мугоджар несколько ближе к толеитам островных дуг. Содержания Ti в базальтах карамалыташской и других толщ понижены по сравнению с базальтами СОХ и ближе к толеитам островных дуг. Это становится понятным, если предположить, что эти базальты образовались не в СОХ, а в зонах тылового спрединга [5]. Здесь же, вероятно, образовались и "позднеокеанические" (по А.В. Пейве и др.) натро-липарит-базальтовые формации с колчеданными месторождениями уральского типа. Их нередко относят к островодужным формациям, скорее же всего, они находятся в одном латеральном ряду с островодужными.

В настоящее время показано, что часть комплексов, выделявшихся на Тектонической карте-76 [7] как переходные, вполне сопоставимы с островодужными, и их возможно выделять под таким

названием. В целом же изучение геохимических особенностей андезитовидных комплексов и их тектонического положения позволяет разделить их на островодужные и континентальные ("континентально-дужные"), т.е. комплексы япономорского и андийско-невадийского типов. С последними связаны более значительные объемы интрузивных комагматов; интервал их существования в целом несколько более поздний ( $S_1D_1$ ,  $D_2$  для островодужных;  $S_2$ ,  $D$ ,  $C$  — для континентальных).

Континентальные вулканоплутониты, образывавшие краевые пояса андийско-невадийского типа, характеризуются геохимическими особенностями, отличающими их от островодужных. Наиболее показательны высокие содержания  $Rb$ ,  $Sr$  и  $K$ ; возрастают содержания  $Cr$ ,  $V$  и уменьшаются концентрации  $Ti$  и  $Y$ .

Так, фрагменты позднесилурийско-девонского краевого пояса выделяются Р.Г. Язевой и др. в Войкарской, Ивдельско-Краснотурьинской, Алапаевско-Челябинской зонах и Оренбургском Зауралье. С ними связаны вулканогенный флиш, вулканы андезито-базальтовой, трахит-базальтовой формаций, Тагило-Кушвинский габбро-сиенитовый комплекс, интрузии тоналит-гранодиоритовой формации. В позднем девоне—турне (визе) параллельно с формированием зилайского флиша в Восточно-Уральской зоне на континентальной коре формировались вулканоплутониты варненского и других андезитовидных комплексов, Пластовский и Зауральский пояса тоналит-гранодиоритовых формаций. В серпуховское—среднекаменноугольное время, также на континентальной окраине, формировались валерьяновская, иргизская и убаганская андезитовые формации.

Изменились и представления о возрасте многих формаций. Уточнение стратиграфии терригенно- и вулканогенно-кремнистых комплексов Урала, прежде всего на основе новых находок конодонтов [5], а в последнее время — хитинозой [3], дает в настоящее время возможность значительно более правильно, чем раньше, изображать на карте зональность, определяемую временем возникновения офиолитов, их смены островодужными комплексами, образования комплексов — индикаторов континентальной коры и др. [5, с. 29]. Вышеупомянутые данные позволяют также выделять сейчас на восточном склоне Урала комплексы микроконтинентов, со своим набором формаций автохтонного чехла. Мы уже отмечали [5], что в пределах Восточно-Мугоджарского блока нами выявлены фрагменты автохтонного чехла, в основании разреза которого лежит терригенно-карбонатная толща низов ордовика, а выше — конденсированная пачка глубоководных кремней ордовика—девона. Сейчас нами в Балкымбайском грабене Восточных Мугоджар выявлен и другой тип разреза отложений ордовика—девона — терригенно-карбонатный, по видимому, шельфовый [4]. Стратиграфические данные о распространении фациальных типов отложений наряду со структурными исследованиями позволяют обосновать выделение на Урале нескольких сутурных зон, трассируемых серпентинитовым меланжем. Наиболее ярко проявлен Сакмаро-Вознесенский меланж.

Благодаря литолого-стратиграфическим исследованиям на Урале

выявлены новые олистостромовые комплексы, в частности новый тип, связанный с пассивной континентальной окраиной (Шандинский олистостром Сакмарской зоны).

Накопление новых данных по морфологии структур Урала предъявляет новые требования к отражению их на тектонической карте. В частности, становится более ясным истинное место шарьяжей в структуре Урала, что позволяет избежать при тектоническом картировании как крайностей фиксизма, так и экстравагантностей ультра-наппизма. Следует отметить особую роль глубокого бурения на Урале в выяснении значения шарьяжей. С одной стороны, оно показало безусловное присутствие и важную роль этих структур. С другой стороны, заложение ряда скважин под идею почти всеобщего аллохтонного залегания уральских формаций привело к неудачам (скважины Сосновка-4, Кулгунино и др.). Уровень изученности структур Урала позволяет, например, отрицательно оценить идею о том, что Урал якобы целиком надвинут на Восточно-Европейскую платформу и карбонатные отложения Кизильской зоны представляют собой тектоническое окно. Не проходит сейчас и принятая на Тектонической карте-76 [7] идея о том, что Восточные Мугоджары — выступ автохтонного фундамента указанной платформы. В этом отношении значительно более удачным представляется принятое недавно предложение геологов севера Урала о бурении профиля из семи скважин глубиной 1,5 км через Лемвинский аллохтон с целью вскрытия потенциально нефтеносного автохтона. Для успешного решения этой задачи есть хорошие геологические предпосылки.

Говоря об отражении тектонических структур, нельзя не отметить также, что на Тектонической карте-76 [7] не показано время образования линейной складчатости, хотя этот признак является важной характеристикой структур, возраст этот неодинаков для разных зон Урала. Попытка отразить эти особенности структурных зон сделана на макете к Тектонической карте Европы масштаба 1:5 000 000.

В заключение необходимо подчеркнуть, что постоянно проводимая нами работа по углублению знаний о тектонике Урала имеет перед собой две цели: совершенствование методики и легенды для крупномасштабного тектонического картирования и подготовку к переизданию Тектонической карты масштаба 1:1 000 000 как основной для региона.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые массивы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
2. Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянина Г.П. Реликты рифтовой оксанической долины на Урале // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211, № 4. С. 939—942.
3. Карстен Л.А., Пучков В.Н. Новые данные о возрасте лагортинского и польнинского комплексов на Приполярном Урале // Ежегодник ИГГ, УрО АН СССР-86. Свердловск, 1987. С. 3—4.

4. *Пелевин И.А., Пучков В.Н.* Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Балкымбайского грабена (Восточные Мугуджары) // Новые данные по геологии Урала. Свердловск, 1987. С. 94—105.

5. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Новые данные по тектонике Урала // Геотектоника. 1987. N 2. С. 24—34.

6. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 404).

7. Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.

8. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 247 с.

9. *Шмелев В.Р., Пучков В.Н.* Особенности тектоники гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Геотектоника. 1986. N 4. С. 88—105.

10. *Ivanov S.N., Krasnobayev A.A., Rusin A.I.* Geodynamic regimes in the Precambrian of the Urals // Precambr. Res. 1986. Vol. 33. P. 189—208.

11. *Ivanov S.N., Rusin A.I.* Model for the evolution of the linear fold belt in the continents: example of the Urals // Tectonophysics. 1986. Vol. 127. P. 383—397.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие .....	3
<i>Л. М. Натапов, Н. В. Межеловский, А. В. Артемов, И. Л. Белкина, Н. Н. Белозерова, Г. П. Быстрова, М. А. Крауш, Д. А. Кукушкин, В. И. Смоленков.</i> Геодинамическая карта СССР .....	6
<i>А. Л. Книппер.</i> Методы картирования и изображения офиолитов на средне- и крупномасштабных тектонических картах .....	15
<i>Р. Г. Гарецкий, Р. Е. Айзберг.</i> Средне- и крупномасштабные тектонические карты платформенных областей (методика и принципы составления) .....	24
<i>С. В. Руженцев, С. Д. Соколов.</i> Тектоника покровно-складчатых поясов и геокартирование .....	30
<i>В. Д. Вознесенский, В. Л. Курмилев, В. Ф. Николаев.</i> Тектоническая карта в комплекте Госгеолкарты-50 .....	39
<i>С. И. Шерман, Р. М. Лобацкая, О. Б. Гинтов, Л. А. Сим.</i> Современные методы изучения и анализа разрывов при средне- и крупномасштабном картировании .....	44
<i>В. С. Федоровский.</i> Гранитогнейсовые купола и их крупномасштабное картирование .....	61
<i>Б. А. Натальин, Л. М. Парфёнов.</i> Структурная геология шовных зон (на примере Южно-Ануйской, Монголо-Охотской и Адыча-Тарынской) .....	69
<i>Е. И. Паталаха.</i> Тектонофациальный анализ как концепция и тектоническая карта .....	88
<i>А. Д. Казимиров, К. А. Крылов, Л. Б. Афанасьева, О. В. Астраханцев, Г. В. Полушин.</i> Крупномасштабное картирование бескорневых покровов юга Корякии (опыт картирования аккреционных комплексов) .....	94
<i>Л. М. Парфёнов, В. С. Оксан, А. В. Проконьев, С. С. Рожин, В. Ф. Тимофеев, Ф. Ф. Третьяков.</i> Детальные структурные исследования в Верхоянье, их значение для крупномасштабного геологического картирования .....	109
<i>П. П. Кузнецов, С. Ю. Беляев, А. С. Гибшер, В. А. Симонов, А. А. Терлеев.</i> Тектонические аспекты крупномасштабного геологического картирования в Юго-Восточной Туве .....	128
<i>Н. А. Крылов, Р. Г. Гарецкий, В. В. Глушко, М. Г. Распопова.</i> Тектоническая карта нефтегазоносных областей юго-запада СССР .....	134
<i>А. В. Чекунов, Л. Г. Галецкий, В. Б. Соллогуб.</i> Глубинное строение, тектоническое картирование и прогнозирование полезных ископаемых Украины .....	143
<i>П. Н. Кропоткин.</i> Тектонические карты части Мармарошской зоны шарьяжей (Восточные Карпаты) .....	159
<i>Н. Н. Сизачева, С. Г. Самыгин, С. М. Либерман.</i> Тектоническое скучивание в каледонидах Северо-Западного Предчингизья (Центральный Казахстан) .....	164
<i>А. А. Белоу, Ю. В. Карнаух, В. Л. Омельченко.</i> Тектоническая карта Передового хребта Большого Кавказа масштаба 1:50 000 .....	176
<i>В. И. Борисенко, А. В. Рязанцев, К. Е. Дегтярев, А. С. Якубчук, Е. А. Бабичев, О. Е. Беляев, В. М. Бесстрашнов, Н. А. Герасимова, А. Д. Гидаспов, Б. Я. Журавлев, Ю. Ф. Кабанов, М. Я. Кац, Л. А. Курковская, М. З. Новикова, Э. М. Спиридонов, В. Г. Степанец, А. В. Тевелев.</i> Палеозойская геодинамика Центрального Казахстана .....	187
<i>В. Н. Пучков, В. И. Ленных, В. А. Бабенко, Л. Н. Беляков, В. В. Ведерников, Б. Я. Дембовский, К. С. Иванов, А. В. Коробков, В. Ф. Коробков, В. Н. Смирнов, М. А. Шишкин, В. Р. Шмелев.</i> Тектонические карты Урала .....	198

## CONTENTS

Preface .....	3
<i>L.M. Natapov, N.V. Mezhelovskiy, A.V. Artemov, I.L. Belkina, N.N. Belozerova, G.P. Bystrova, M.A. Kraush, D.A. Kukushkin, V.I. Smolenkov.</i> Geodynamic map of the USSR .....	6
<i>A.L. Knipper.</i> The techniques for mapping and presentation of ophiolites on medium- and large-scale tectonic maps .....	15
<i>R.G. Garetsky, R.E. Aizberg.</i> Medium- and large-scale tectonic maps for platform areas (methods and principles of compilation) .....	24
<i>S.V. Ruzhentsev, S.D. Sokolov.</i> Tectonics of nappe-folded belts and geomapping .....	30
<i>V.D. Voznesensky, B.L. Kurmylev, V.F. Nikolaev.</i> A tectonic map in the State Geologic Map-50 set .....	39
<i>S.I. Sherman, R.M. Lobatskaya, O.B. Gintov, L.A. Sim.</i> Recent methods for study and analysis of faults in medium- and large-scale mapping .....	44
<i>V.S. Fedorovsky.</i> Granite-gneiss domes and their large-scale mapping .....	61
<i>B.A. Natalyin, L.M. Parfenov.</i> Structural geology of the geosuture zones (examples from South-Anyujan, Mongolo-Okhotian and Adycha-Tarynian zones) .....	69
<i>E.I. Patalakha.</i> Tectonofacies analysis as a conception and a tectonic map .....	88
<i>A.D. Kazymirov, K.A. Krylov, L.B. Afanasieva, O.V. Astrakhansev, G.V. Polunin.</i> Large-scale mapping of rootless nappes in southern Koryakia (an experience of accretion complexes mapping) .....	94
<i>L.M. Parfenov, V.S. Oksman, A.V. Prokopiev, S.S. Rozhin, V.F. Timofeev, F.F. Tretyakov.</i> Detailed structural studies in the Verkhoyansk region, their significance for large-scale geological mapping .....	109
<i>P.P. Kuznetsov, S.Yu. Belyaev, A.S. Gibsher, V.A. Simonov, A.A. Terleev.</i> Tectonic aspects of the large-scale geological mapping in Southeastern Tuva .....	128
<i>N.A. Krylov, R.G. Garetsky, V.V. Glushko, M.G. Raspopova.</i> Tectonic map of oil and gas bearing provinces in Southwestern USSR .....	134
<i>A.V. Chekunov, L.G. Galetsky, V.B. Sollogub.</i> Deep structure, tectonic mapping and mineral deposits forecasting in the Ukraine .....	143
<i>P.N. Kropotkin.</i> Tectonic maps for a part of the Marmaroshian charriage zone (Eastern Carpathians) .....	159
<i>N.N. Sigacheva, S.G. Samygin, S.M. Liberman.</i> Tectonic piling in the Caledonides of northwestern Chingiz region (Central Kazakhstan) .....	164
<i>A.A. Belov, Yu.V. Karnaukh, V.L. Omelchenko.</i> A tectonic map of the Peredovoi Range in Greater Caucasus (scale 1:50 000) .....	176
<i>V.I. Borisenok, A.V. Ryazantsev, K.E. Degtyarev, A.S. Yakubchuk, E.A. Babichev, O.E. Belyaev, V.M. Besstrashnov, N.A. Gerasimova, A.D. Gidasov, B.Ya. Zhuravlev, Yu.F. Kabanov, M.Ya. Kats, L.A. Kurkovskaya, M.Z. Novikova, E.M. Spiridonov, V.G. Stepanets, A.V. Tevelev.</i> Paleozoic geodynamics in Central Kazakhstan .....	187
<i>V.N. Puchkov, V.I. Lennykh, V.A. Babenko, L.N. Belyakov, V.V. Vedernikov, B.Ya. Dembovsky, K.S. Ivanov, A.V. Korovko, B.F. Korobkov, V.N. Smirnov, M.A. Shishkin, V.R. Shmelev.</i> Tectonic pams of the Urals .....	198

Научное издание

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
В СВЯЗИ СО СРЕДНЕ-  
И КРУПНОМАСШТАБНЫМ  
ГЕОКАРТИРОВАНИЕМ**

*Утверждено к печати  
Междуведомственным тектоническим комитетом*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*  
Технические редакторы *Л.Н. Богданова,*  
*Л.В. Русская*  
Корректор *Н.Ю. Кулагина*

Набор выполнен в издательстве  
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 39833

Подписано к печати 24.07.89. Т — 10379  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная N 1  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл. печ. л. 13,0+0,8 вкл. Усл. кр.-отт. 14,1  
Уч.-изд. л. 16,9

Тираж 750 экз. Тип. зак. 1702. Цена 3 р.40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485,  
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12