

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

МЕТОДИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО



ЛЕНИНГРАД
«НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1991

Геодинамические реконструкции. Методическое руководство / Мин-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т.— Л.: Недра, 1991.— 144 с.: ил.

Приведен обзор методик геодинамических реконструкций на современном этапе, а также металлогении орогенных поясов и складчатого фундамента континентов. Рассмотрены методы изучения геологических формаций как индикаторов геодинамических обстановок. Произведена геохимическая классификация химических элементов, выделены группы центробежных, летучих центробежных, центростремительных элементов и элементов-океанитов, описаны методы выявления геологических формаций океанического и островодужного происхождения в разрезах складчатых областей, перечислены изменения и дополнения, необходимые для введения в практику геологосъемочных и поисковых работ. Изложена методика изучения и дана классификация вулканических и plutонических формаций, охарактеризована металлогеническая специфика различных типов гранитондов.

В качестве примера приведены результаты исследований Кызылкумского геодинамического полигона, геодинамическая модель строения складчатого фундамента полигона, а также палинпластические реконструкции размещения тектонических комплексов формаций, слагающих складчатый фундамент полигона для рубежа силура и девона и для визейского века. Проведен анализ геодинамических обстановок формирования эндогенных месторождений Кызылкумского полигона; выделены перспективные на золото участки.

Табл. 7, ил. 49, список лит.— 260 назв.

Авторы:

С. С. Шульц мл. (огв. исп.), *Ш. Э. Эргашев*, *В. А. Гвоздев*

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ МЕТОДИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО

Редактор издательства В. С. Селиванов
Обложка художника Н. И. Абрамова
Технический редактор Н. П. Старостина
Корректор Н. А. Соколова

Н/К

Сдано в набор 22.01.91. Подписано в печать 15.05.91. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага офсетная № 2. Гарнитура литературная. Печать офсетная. Усл. печ.
л. 9,00 + 1 вкл. (0,42 усл. печ. л.). Усл. кр.-отт. 9,67. Уч.-изд. л. 11,51. Тираж 2000 экз.
Заказ № 150/1489. Цена 2 р. 50 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 18.

ПО-3 Ленуприздата, 191104, Ленинград, Литейный пр., 55.

Выпущено по заказу Всесоюзного научно-исследовательского геологического
института (ВСЕГЕИ)

Г 1804030000—320
043(01)—91 Заказное

ISBN 5—247—02773—6

© ВСЕГЕИ, 1991

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящее методическое руководство составлено по заказу Управления региональной геологии и геологосъемочных работ Министерства геологии СССР в соответствии с планом работ по «Отраслевой геодинамической программе Министерства геологии СССР на 1986—1990 гг. и на период до 2000 г.» по разделу А («Разработать и внедрить методологию геодинамического анализа, методику и технологию палеогеодинамических реконструкций для региональных геологических исследований, прогнозирования и поисков месторождений твердых полезных ископаемых на основе теории тектоники литосферных плит, концепции геодинамики раннего докембрия и тектонической расслоенности литосферы») и по входящим в этот раздел проблеме А. II («Провести опытно-методические работы по ГПГИ на опытных геодинамических полигонах») и заданию А. I. 2 («Выявить палеогеодинамические обстановки формирования и размещения месторождений важнейших видов твердых полезных ископаемых; разработать и внедрить методику составления прогнозно-минерагенических карт на геодинамической основе»).

Главная цель руководства — способствовать внедрению в работы по крупномасштабной геологической съемке и поискам месторождений полезных ископаемых методик геодинамических палинспастических реконструкций и прогнозирования эндогенного оруденения на геодинамической основе. Авторы стремились при этом показать различие двух типов эндогенного оруденения — дошарьяжного и послешарьяжного, различное структурное положение которых в составе складчатого фундамента необходимо учитывать при металлогеническом прогнозе, что, к сожалению, далеко не всегда делается в настоящее время.

Методическое руководство составлено в соответствии с договором на создание научно-технической продукции № 1423424/532 между ВСЕГЕИ и Управлением региональной геологии и геолого-съемочных работ Министерства геологии СССР.

Научные и полевые исследования в Средней Азии на территории Кызылкумского геодинамического полигона проводились совместно с коллективом геологов Центральной комплексной космогеологической партии ОМЭ САИГИМС под руководством Ш. Э. Эргашева, сотрудниками сектора геодинамики САИГИМС П. А. Мухиным и Ю. С. Савчуком и сотрудником ГРЭ «Кызылкумгеология» Ш. Ш. Сабдушевым.

Раздел 1.3.4 написан С. С. Шульцем мл. и В. А. Гвоздевым; гл. 5 — С. С. Шульцем мл. и Ш. Э. Эргашевым; остальные разделы пособия — С. С. Шульцем мл. В оформлении графики и вычерчивании карт принимали участие инженеры-картографы ВСЕГЕИ Н. П. Хуцкая и Г. И. Савенкова, которым авторы выражают глубокую благодарность.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

**МЕТОДИКА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ
РЕКОНСТРУКЦИЙ
НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ**

ГЛАВА I

**ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ
КАК ИНДИКАТОРОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ
ОБСТАНОВОК ЭПОХ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ — ОСНОВА
МЕТОДИКИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ**

**1.1. Геохимическая классификация химических элементов.
Методика выявления формаций океанического происхождения
в разрезах складчатых областей**

Основой современного объяснения процессов формирования и развития земной коры (внешней алюмосиликатной оболочки Земли, слагающей верхнюю часть литосферы) является представление о нескольких последовательных этапах корообразования:

1) последовательное формирование первичной океанической коры и литосферы над восходящими ветвями мантийно-океанической конвекции в зонах срединно-океанических хребтов;

2) растекание (спрединг) океанической литосферы и перемещение новообразованной океанической коры от тыловых частей литосферных плит к фронтальным;

3) поглощение (субдукция) океанической коры в субдукционных зонах и формирование вторичной, более дифференцированной и более сложно построенной коры континентального типа над этими сейсмофокальными зонами (рис. 1). Над субдукционными зонами формируются очаги андезитовых и гранитоидных магм. С увеличением глубины этих зон возрастает общая щелочность магм в очагах над ними и особенно резко повышается содержание калия, рубидия, стронция, бария, циркония.

Исследованиями последних лет установлена комплементарность составов базальтов и гипербазитов в срединно-океанических хребтах. Эти породы рассматриваются соответственно как вещество формирующейся океанической коры и «рестит» нижней части океанической литосферы [Кау е. а., 1970; Дмитриев, 1973; Добрецов, 1981; Маракушев, Безмен, 1983] — тугоплавкий остаточный дунит-гарцбургитовый слоистый комплекс, образующийся в процессе выплавки базальтовых магм из мантийного астеносферного вещества.

Таким образом, главный процесс, приводящий в движение литосферные плиты, управляющий формированием океанической и кон-

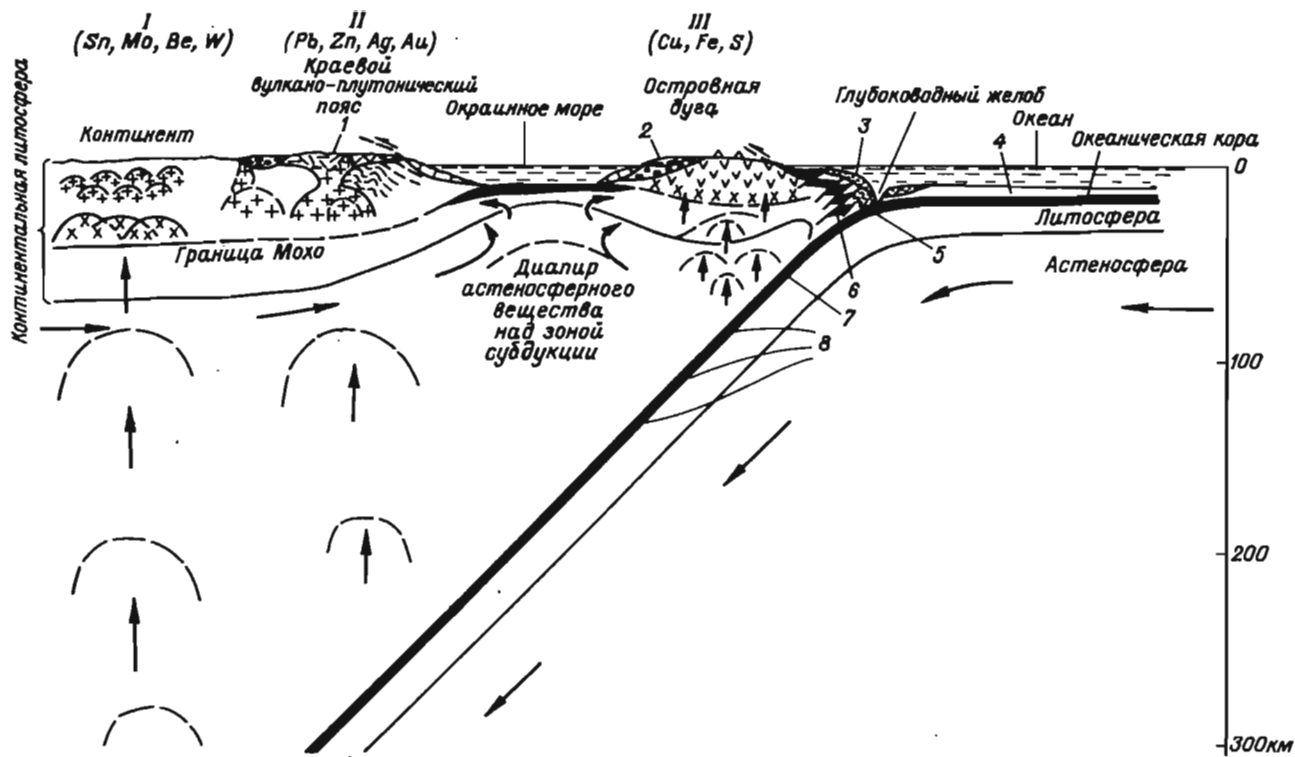


Рис. 1. Схематический обобщенный разрез субдукционной зоны с указанием расположения главнейших формирующихся над ней вулcano-плутонических и рудных формаций (по С. С. Шульцу м.л., 1973, с дополнениями).

I—III — зоны: I — оловоносных гранитоидов и щелочных массивов; II — риолитовая; III — андезитовая.

1 — субквентные вулканиты; 2 — паралические угли, флиш, моласса; 3 — флиш, олистострома; 4 — океанические осадки; 5 — серпентинитовый меланж; 6 — динамометаморфические сланцы; 7 — амфиболиты; 8 — эклогиты.

тинентальной земной коры и определяющий их состав,— это непрерывно протекающий в глубинах Земли процесс дифференциации вещества земных недр, процесс разделения Земли на оболочки различного состава: алюмосиликатную кору, магнезиально-силикатную мантию, металлическое ядро. Каждая горная порода — это продукт определенного этапа дифференциации планетного вещества; следовательно, она занимает определенное место в общем ряду дифференциации вещества Земли. Обобщение и сравнение данных о химическом составе пород каждого из формационных комплексов, слагающих внешние оболочки Земли,— гранатовых лерцолитов верхней мантии, океанических базальтов, островодужных вулканических и плутонических формаций и континентальных гранитоидов — и их сравнение с химическими составами хондритовых метеоритов позволяет выявить единый последовательный ряд глубинной дифференциации вещества Земли и проследить поведение большинства химических элементов в этом ряду (рис. 2 и 3).

В ряду глубинной дифференциации земного вещества химические элементы ведут себя по-разному, в связи с чем их можно разделить на четыре группы, которые можно назвать группами центробежных, летучих центробежных, центростремительных химических элементов и элементов-океанитов (термины Ю. Г. Шербакова и С. С. Шульца мл.)

Химические элементы, относящиеся к первой группе, характеризуются относительно низкими потенциалами ионизации и большими ионными радиусами по сравнению с элементами других групп. Они накапливаются во внешних оболочках Земли на всех рассматриваемых последовательных этапах дифференциации ее вещества (см. рис. 2 и 3). Среди них можно выделить сильные центробежные элементы, степень концентрации которых в континентальной коре сравнительно с их содержанием в хондритах возрастает более чем в 100 раз. Это уран, торий, калий, рубидий, цезий, стронций, барий, бериллий, редкие земли. К слабым центробежным элементам, накопление которых в процессе дифференциации и формирования континентальной коры не превышает двух порядков, относятся алюминий, натрий, кремний, бор, литий, цирконий, вольфрам, гафний, олово, свинец.

Элементы, относящиеся к группе летучих центробежных, первоначально значительно сокращают свои содержания в верхней мантии сравнительно с хондритами (возможно, за счет существенной потери этих элементов в период формирования планеты), но затем они непрерывно накапливаются в океанической и еще более в континентальной коре, а особенно в биосфере Земли, которая в основном состоит из этих элементов. Это углерод, кислород, водород, фосфор, азот, сера, фтор, хлор, бром, иод, мышьяк, селен, теллур, ртуть.

Элементы, относящиеся к группе центростремительных, непрерывно вытесняются из внешней оболочки Земли и, судя по их очень высокому содержанию в металлических метеоритах, концентрируются в ядре нашей планеты. Для них характерны высокие потенциалы ионизации и малые ионные радиусы. В эту группу входят железо, никель, кобальт, хром, магний, медь, цинк, марганец, золото, серебро, платина, осмий, иридий, рений, рутений, палладий. Наиболее сильные центростремительные эле-

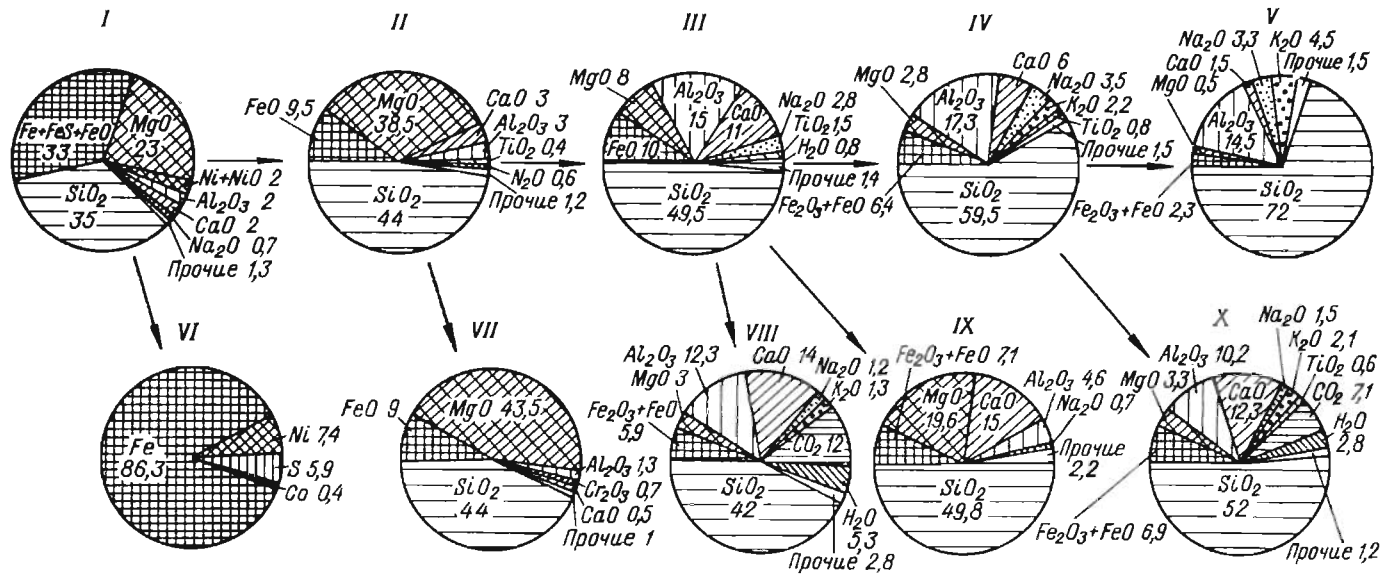


Рис. 2. Ряд глубинной дифференциации вещества Земли в процессе формирования ее внешних оболочек — верхней мантии, океанической и континентальной коры (по С. С. Шульцу и др., 1978).

Показаны химические составы главнейших геологических формаций, составляющих внутренние и внешние оболочки Земли (составы даны в оксидной форме в весовых процентах). I—V — основной ряд глубинной дифференциации от протопланетного вещества к континентальной коре; VI—X — остаточные комплексы, отделившиеся от исходного вещества в процессе дифференциации.

I — метеориты хондритового типа — наиболее близкие аналоги исходного недифференцированного вещества, сформировавшего нашу планету; II — отторженцы вещества верхней мантии Земли, выносимые на ее поверхность, — гранатовые дерлориты; III — базальты и габброиды срединно-океанических хребтов; IV — андезиты и андезито-базальты островных дуг; V — граниты материков; VI — железные метеориты, вероятные аналоги земного ядра; VII — дунит-гарцбургитовый «кредит» нижних частей разрезов альпийских офиолитов; VIII — осадки океанов; IX — нижняя часть разреза континентальной коры; X — осадки континентов.

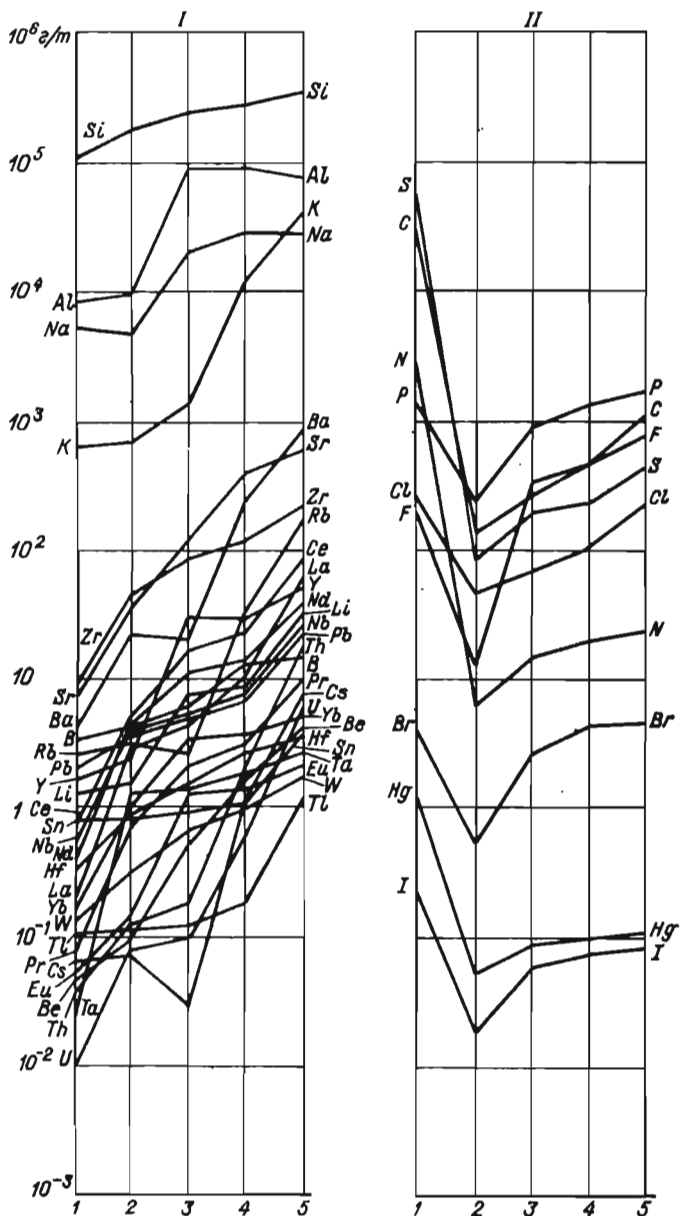
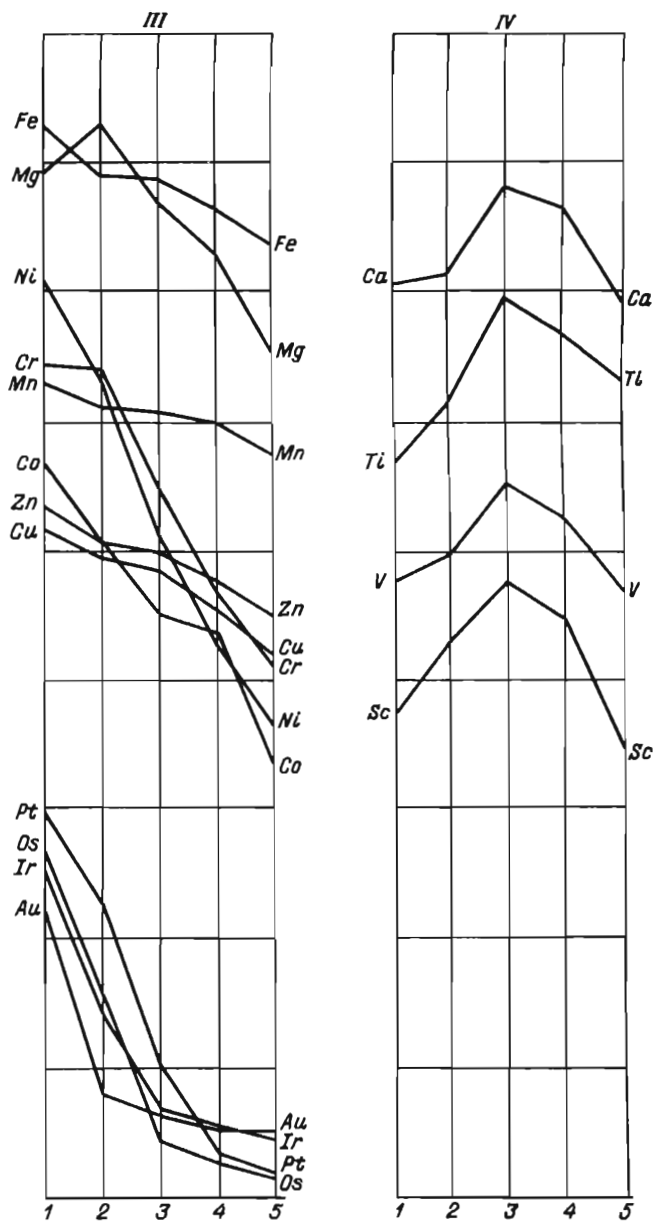


Рис. 3. Поведение химических элементов в ряду глубинной дифференциации вещества Земли (по С. С. Шульцу мл., 1978).

Химические элементы отчетливо разделяются по своему поведению в процессе дифференциации на группы: I — центробежных, II — центробежных летучих, III — центростремительных, IV — элементов-океанитов. В каждой диаграмме — пять вертикальных



линий, на которых в логарифмическом масштабе отложены содержания (весовые доли) химических элементов данной группы: 1 — в хондритах, 2 — в гранатовых лерцолитах астеносферы, 3 — в базальтах и габбро срединно-океанических хребтов, 4 — в андезитах и андезито-базальтах островных дуг и 5 — в гранитах континентов.

менты, сокращающие свои содержания в континентальной коре сравнительно с хондритами более чем в 500 раз,— это никель, платина, хром; наиболее слабые центростремительные элементы — медь, цинк, марганец.

Лишь четыре элемента, которые можно назвать элементами-океанитами, ведут себя неоднонаправленно на последовательных этапах дифференциации вещества нашей планеты, накапливаясь в верхней мантии и максимально в океанической коре, а затем резко сокращая свои содержания в континентальной коре. Это кальций, титан, ванадий и скандий. По содержанию в породах изучаемых геологических формаций этих элементов, особенно титана, ванадия и скандия, можно почти безошибочно определять формации океанического происхождения, как осадочные, так и магматические, куда бы они впоследствии не были перемещены и где бы ни находились в настоящее время [Шульц мл., 1978, 1984].

Чем объясняется такое поведение химических элементов? Можно заметить, что большинство *s*- и *f*-элементов попадает в группу центробежных, а ряд *d*-элементов — в группу центростремительных (рис. 4). Однако в последнюю группу входит и магний (*s*-элемент), а такие *d*-элементы, как гафний, тантал, вольфрам, попадают в группу центробежных. Большинство сидерофилов и некоторые халькофилы относятся к третьей группе. В группу центробежных входят многие литофильные элементы, но наряду с ними и такие типичные халькофилы, как свинец, висмут и таллий.

Как уже отмечалось выше, поведение элементов в ряду глубинной дифференциации, является, по-видимому, суммарной функцией их потенциалов ионизации и атомных объемов: чем больше потенциал ионизации и чем меньше атомный объем, тем полнее вытесняется такой элемент из внешних оболочек Земли; максимальную же концентрацию в континентальной коре имеют элементы с максимальными потенциалами и максимальными объемами. Это дает основание полагать, что энергетические характеристики ионов и электромагнитные силы оказывают на процесс дифференциации вещества Земли существенное влияние, и потому этот процесс нельзя, по-видимому, ограничивать термо-гравитационными взаимодействиями, что обычно делают геофизики.

Поведение химических элементов в ряду глубинной дифференциации дает возможность по результатам химических анализов горных пород и геологических формаций выявлять их генезис и условия образования. Примеры использования такой методики при тектонических исследованиях уже имеются в геологической литературе [Pearce, Cann, 1971; 1973; Gale, Roberts, 1974; Pearce, 1975; Добрецов, 1975; Pearce, Gale, 1977; Best, 1978; Добрецов, 1981]. Успешно применяется, в частности, разработанная Дж. Пирсом и Дж. Канном методика разделения базальтовых формаций океанического, островодужного, окраинно-материкового и внутриматерикового траппового происхождения по содержанию в базальтах титана, циркония, иттрия, хрома и других элементов. В орогенных областях базальтоидные формации различного происхождения сложно дислоцированы, участвуют в строении различных по тектоническому положению тектонических покровов и шарьяжных структур, в

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII						
1	(H)							H	He					
2	Li	Be	B	C	N	O	F		Ne					
3	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl		Ar					
4	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni				
	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br		Kr					
5	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd				
	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I		Xe					
6	Cs	Ba	La*	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt				
	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At		Rn					
7	Fr	Ra	Ac**	Ku										
* Лантаноиды														
	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
** Актиноиды														
	Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	(No)	(Lr)

Рис. 4. Периодическая система химических элементов (по С. С. Шульцу мл., 1978). Элементы разделены по их поведению в ряду глубинной дифференциации вещества Земли: 1 — центробежные, 2 — летучие центробежные, 3 — центростремительные, 4 — океаниты.

связи с чем понимание их первоначального происхождения оказывается крайне существенным как при палинспастических построениях, так и при металлогеническом анализе. Еще большее значение имеет региональное изучение зональных изменений содержания калия, рубидия, цезия, стронция, бария в вулканических и плутонических формациях орогенических областей. Такая зональность позволяет определить вероятное направление наклона субдукционных зон в геологическом прошлом и может быть использована при тектоническом и металлогеническом анализе [Купо, 1961; 1966; Dewey, Bird, 1971; Шульц мл., 1973; 1978; Зоненшайн и др., 1973; 1976; Ковалев, 1973; 1978; и др.].

Изучение степени концентрации в породах элементов-океанитов (титана, ванадия, скандия), таких центростремительных элементов, как магний и хром, а также таких сильных центробежных элементов, как калий, рубидий, цезий, цирконий, стронций, барий, позволяет с высокой степенью достоверности выявлять формации океанического происхождения в разрезах складчатых поясов [Pearce, Cann, 1973; 1975; Добрецов, 1981; и др.]. Для этого составляются диаграммы содержания указанных элементов или их комбинаций в изучаемых горных породах, на которых выделяются поля пород океанического происхождения и пород, формирование которых происходило в других обстановках — в островных дугах, вблизи континентальных окраин, во внутри-

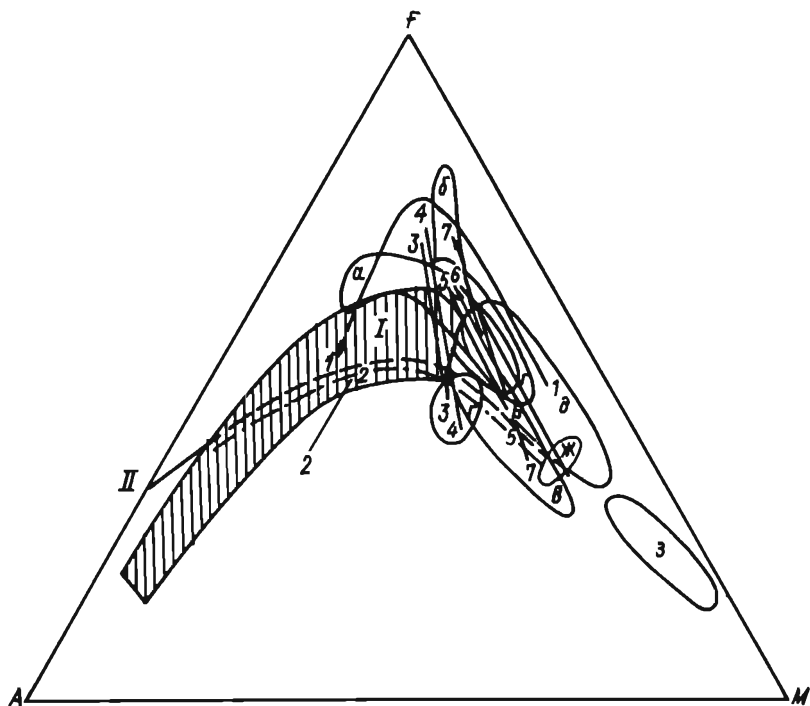


Рис. 5. Эволюционные диаграммы А-Ф-М вулканических и плутоинических формационных комплексов океанического происхождения Кызылкумского геодинамического полигона и Нуратинских гор (по Т. Ш. Шаякубову и др., 1988, с дополнениями).

a-z — поля составов вулкаников и габброидов Тихого океана (эталонные серии): *a* и *б* — разлома Кларин (а — базальты, б — габбро); *в* и *г* — Императорского хребта (*в* — базальты, *г* — габбро); *д* и *з* — поднятие Хесса (*д* — базальты, *з* — габбро); *ж* — сдвиг Мёррей (габбро); *I* и *II* — вулканики (для сравнения): *I* — Курило-Камчатской дуги; *II* — Байкальского рифта.

1-7 — тренды вулканических и метаморфических серий палеозойского фундамента Кызылкумов и Нуратинских гор: *1, 5* и *б* — зеленые и голубые сланцы тектонической единицы Маджерум: иттунысайской свиты (Нуратау) (*1*), учкудуктауской свиты (Тамдытау) (*5*) и кумбулакской свиты (Букантау) (*б*); *2* и *3* — эффузивы тектонической единицы Балпантау: балпантауской свиты (Тамдытау) (*2*) и сангрунтауской свиты (Сангрунтау) (*3*); *4* и *7* — амфиболиты тектонической единицы Тасказган: тасказганской свиты гор Джитымтау (*4*) и тасказганской свиты гор Ауминза (*7*).

Как видно из диаграмм, тренды всех (кроме *2*) перечисленных вулканических и метаморфических серий располагаются в полях пород океанического происхождения.

континентальных рифтах и т. д. (рис. 5—7). В случае наличия только данных полных силикатных анализов наиболее целесообразно пользоваться для выявления формаций океанического происхождения методикой, разработанной Н. Л. Добрецовым [1981], который предложил для этого рассчитывать коэффициенты океаничности K_1 и K_2 по формулам $K_1 = \text{MgO} + 2\text{TiO}_2 - 3\text{K}_2\text{O}$, $K_2 = (\text{MgO} / \sum \text{FeO}) \cdot \text{TiO}_2$, а также коэффициент глиноземности $KA = \text{Al}_2\text{O}_3 - 0,5 \sum \text{FeO} - 2\text{TiO}_2$ и коэффициент щелочности $KЩ = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (рис. 8 и 9).

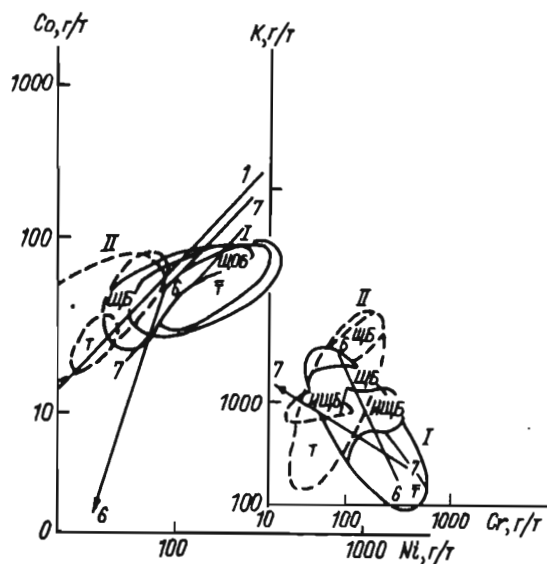
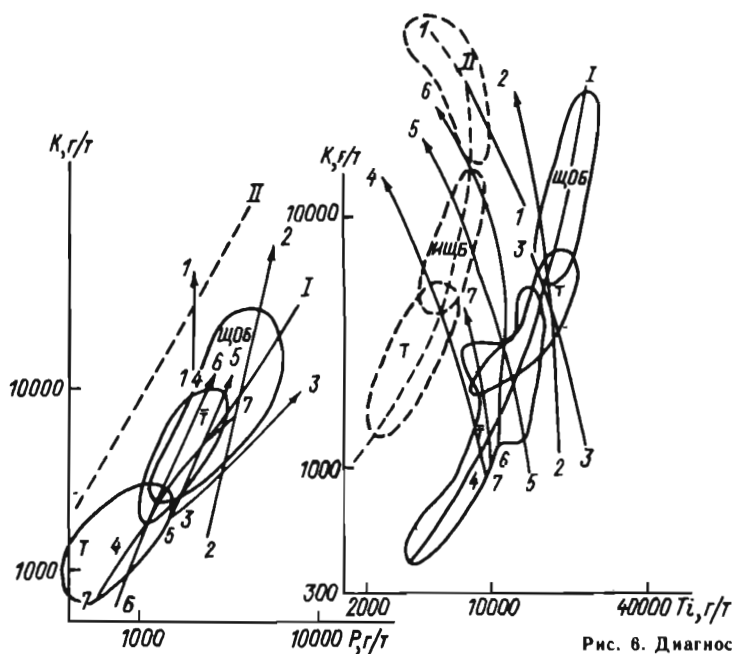


Рис. 6. Диагностические диаграммы для определения геодинамических обстановок формирования вулканических и зеленосланцевых формационных комплексов Кызылкумского полигона и Нуралинских гор (по Т. Ш. Шаякубову и др., 1988, с дополнениями).

I и II — тренд океанических базальтов (I) и базальтов островных дуг (II).

Поля развития океанических серий: Т — толенты срединно-океанических хребтов; ЩОБ — толенты океанических островов и плато; ЩОБ — щелочные оливиновые базальты; ЩБ — щелочные базальты; ИЩБ — известково-щелочные базальты.

1—7 — тренды вулканических и зеленосланцевых серий: 1 — тасказганской свиты Нуратау, 2 — аумизинской свиты гор Ауминза, 3 — тасказганской свиты Тамдытау, 4—6 — иттунысайской свиты гор Сангрунтау (4), гор Букантау (5) и гор Нуратау (6), 7 — учкудуктауской свиты гор Тамдытау.

Как видно из диаграмм, все перечисленные формационные комплексы отчетливо тяготеют к полям пород океанического происхождения.

1.2. Основные этапы тектоно-магматического цикла в его современном понимании

Появление концепции тектоники литосферных плит принесло новую мобилистскую трактовку орогенического цикла, впервые предложенную Т. Уилсоном в 1968 г. [Wilson, 1968].

Орогенические пояса, как и фундамент континентов в целом, предстали перед исследователями как сложно построенный агломерат переработанных аллохтонных пластин, блоков и чешуй, скучивавшихся над зонами субдукции геологического прошлого и прорванных вулканоплутоническими формациями андезитового и гранитоидного рядов — «глубинными пузырями» вещества, поднимавшимися из этих зон. Фундамент состоит из разновозрастных складчатых поясов, чаще всего представляющих собой полосы новообразованной континентальной коры. В пределах складчатых поясов выявляются пакеты аллохтонов, сложенные формациями преимущественно океанического происхождения, формациями островных дуг и их шельфов (ранее эти участки складчатых поясов обычно выделяли под названием эвгеосинклинальных зон), а также пакеты аллохтонов, сложенные в основном шельфовыми формациями континентов (эти участки орогенических поясов обычно называли многоэосинклинальными зонами). Участки континентальной коры (края

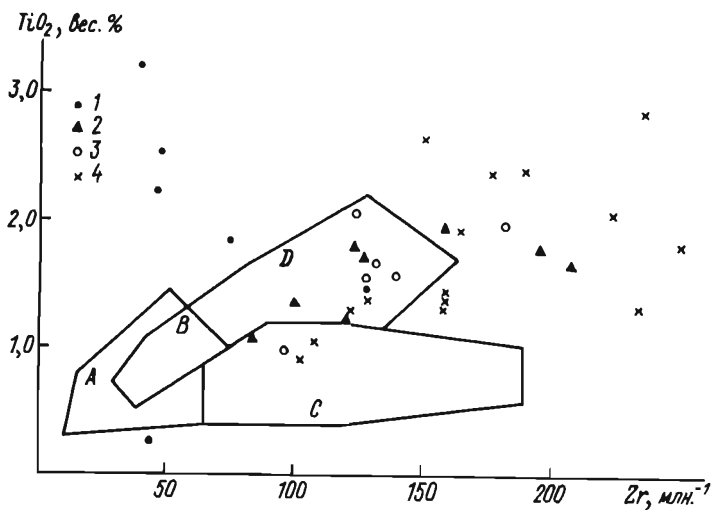


Рис. 7. Пример диаграммы расчленения различных типов изверженных пород основного состава океанического, островодужного и континентального происхождения. Поля различных типов базальтов даны по Дж. Пирсу и Дж. Каниу [Pearce, Cann, 1973]. Поля А и В — низкокальциевые толеиты (LKT); поля С и В — известково-щелочные базальты (СAB); поля В и D — глубоководные океанические базальты (OFB). На диаграмме показано размещение составов плутонических и лавовых формаций, образующихся вблизи субдукционной зоны, с внешней и внутренней стороны островной дуги. 1—3 — внутридуговой бассейн: 1 — габбронды, 2 — комплекс параллельных даек, 3 — шаровые лавы; 4 — задуговой бассейн — параллельные дайки и шаровые лавы. Диаграммы такого же характера составляются и по другим парам элементов, содержащихся в базальтах: титан-иттрий, титан-хром.

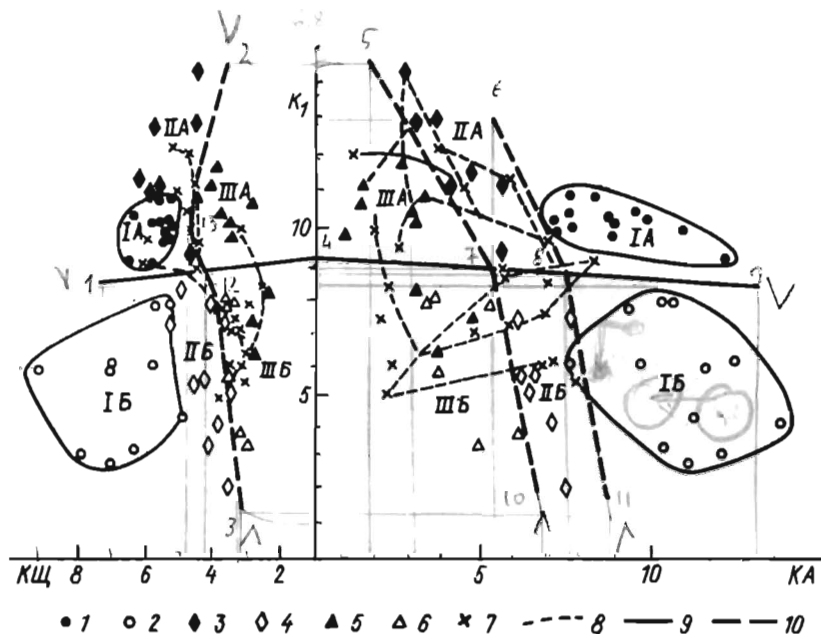


Рис. 8. Петрохимические особенности океанических и континентальных базальтов (по Н. Л. Добрецову [1981], с дополнениями).

1—6 — средние составы базальтов (залитыми знаками показаны формации океанического происхождения, незалитыми — островодужные и континентальные формации базальтоидного ряда): 1 и 2 — плаггиотолиты и высокоглиноземистые базальты (1 — срединно-океанических хребтов, 2 — островных дуг); 3 и 4 — толеитовые базальты (3 — океанических островов, 4 — континентальных траппов); 5 и 6 — щелочные оливиновые базальты (5 — океанических островов, 6 — континентов); 7 — базальты континентальных рифтов; 8 — тренды изменения составов; 9 — граница составов океанических и континентальных базальтов; 10 — границы составов островодужных базальтов и внутриконтинентальных траппов.

Поля распространения: IA — базальтов срединно-океанических хребтов, IB — базальтов островных дуг, IIIA — толеитов океанических островов (горячих точек), IIIB — толеитов континентальных траппов, IIIA — щелочных оливиновых базальтов океанических островов, IIIB — щелочных базальтов континентов.

$K_2 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O$; $KA = Al_2O_3 - 0,5\Sigma FeO - 2TiO_2$; $KЩ = Al_2O_3 / (K_2O + Na_2O)$.

континента и срединные массивы внутри складчатых поясов), подтянутые к зоне субдукции, образуют области вулканоплутонической активизации. Шарьяжное строение орогенических областей на континентах и фундамента континентов в целом получает логическое объяснение как результат поглощения (субдукции), выбрасывания (обдукции) и скупивания вещества коры на границах сходящихся плит.

Понимание орогенического тектоно-магматического цикла в новом мобилистском варианте сделало излишним долгое время существовавшее в геологии умозрительное представление о геосинклиналях. Представление об орогеническом цикле наполнилось актуалистическим содержанием. Появилась возможность сопоставить последовательные стадии цикла с различными геодинамическими обстановками, которые могут быть прослежены в настоящее время в разных участках земных материков и океанов, островных дуг и глубоководных желобов. В наиболее общей форме последовательность событий орогенического цикла представлена

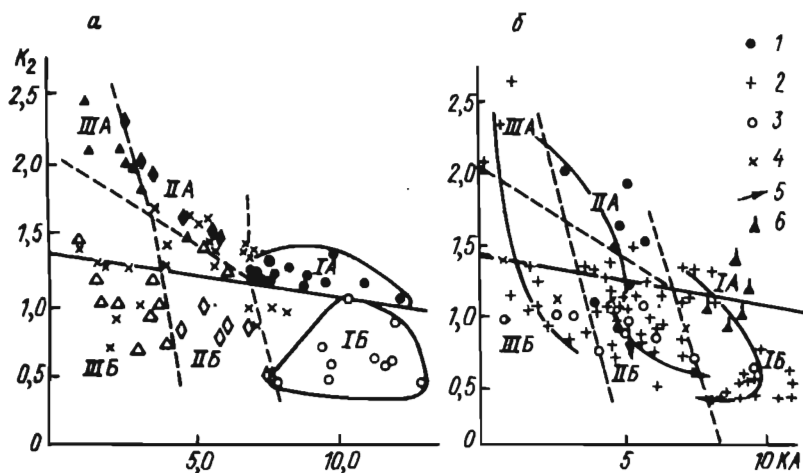


Рис. 9. Сравнение средних составов современных базальтов (а) и базальтов складчатых областей (б) (по Н. Л. Добрецову [1981]), с дополнениями).

Условные обозначения к рис. 9, а те же, что к рис. 8; к рис. 9, б:

1—4 — базальты (1 — палеозоя и мезозоя Тихоокеанского пояса, 2 — палеозоя Урала, 3 — рифей и венда Русской платформы, 4 — рифтовых зон Русской платформы); 5 — направление тренда изменения составов базальтов; 6 — амфиболиты тасказганской свиты Кызылкумов; поля распространения на рис. 9, б те же, что и на рис. 8.

на рис. 10. Цикл Уилсона дополнен здесь двумя стадиями: стадией вторичного рифтогенеза и формирования окраинных морей в результате астеносферного диапиризма и стадией рифтогенеза средиземноморского типа, приводящего к усложнению структуры линейного орогена в процессе раскрытия внутренних и средиземных морей [Шульц мл., 1973; 1978; 1984].

Каждый новый орогенический тектоно-магматический цикл начинается со стадии заложения систем молодых рифтогенных структур (рис. 10, 1), которой часто предшествует общее воздымание и растяжение участков континентальной коры, формирование восходящих струй мантийной конвекции и систем «горячих точек» и щелочного базальтового вулканизма. Рифтогенезу может предшествовать также площадной трапповый вулканизм, захватывающий иногда обширные участки континентов. Площадное растяжение сменяется, как правило, формированием линейных систем рифтов, классическими примерами которых на разных этапах их развития и последовательного раскрытия являются Верхне-Рейнский грабен, Байкальский рифт, Великие Африканские рифты, рифты Красного моря и Аденского залива.

Рифтогенная стадия в формационных комплексах орогенических областей фиксируется «грабеновыми фациями» и красноцветными щелочными базальтовыми континентальными формациями [Dewey, Bird, 1970; 1971]. С формациями этой стадии часто связаны месторождения медистых сланцев, углей и эвапоритов.

Следующей стадией (рис. 10, II) является стадия существования молодого океана атлантического типа с пассивными окраинами, не обрамленными субдукционными зонами. Срединно-океанические хребты молодых океанов обычно хорошо выражены в рельефе, так как скорость спрединга в них меньше, чем в океанах, на окраинах которых существуют глубоководные желобы и происходит субдукция океанической литосферы. В краевых частях молодых океанов накапливаются значительные по мощности толщи терригенных и биогенных осадков: по подсчетам А. И. Лисицына [1973] ежегодно с поверхности суши сносятся около 25 млрд. т. вещества и около 500 млрд. т. биогенного материала образуется в год в верхнем 100-метровом слое океанических вод. Последний лишь в очень незначительном количестве отлагается в виде осадков на океаническом дне. В основном осадконакопление в океанах обусловлено терригенной седиментацией.

На определенной стадии раскрытия молодых океанов в их периферических частях на границах с континентами происходит деструкция плит и заложение зон поглощения океанической коры — субдукционных зон. С момента их формирования начинается сокращение океанического бассейна (рис. 10, III). Первоначально субдукция происходит непосредственно у краев континентов, где развиваются области активного вулканизма и гранитоидного магматизма; как вулканиты, так и гранитоиды становятся все более кислыми по мере погружения субдукционной сейсмофокальной зоны под материк (андийский тип субдукционного процесса). Позже в результате разогрева и диапиризма астеносферного вещества в зоне субдукции происходит формирование вторичных рифтогенных раздвиговых структур в краевых частях континентов над субдукционными зонами и раскрытие окраинных морей типа Японского или Охотского (рис. 10, IV). Отброшенные в сторону океана полосы континентальной коры становятся фундаментом, на котором происходит накопление молодых островодужных вулканогенно-осадочных комплексов отложений с широким развитием медного, медно-полиметаллического и полиметаллического, золотого и серебряного колчеданного оруденения. Особенно широко в вулкано-осадочных разрезах островодужных ассоциаций представлены стратиформные месторождения золотосодержащих цинково-свинцово-медных сульфидных руд типа Куроко, медно-цинковых колчеданных руд типа Бесси и накапливаемых в шельфовых зонах островных дуг стратиформных месторождений медистых сланцев типа манто (чилийского типа).

Активная субдукция океанической литосферы на следующем этапе орогенического цикла приводит к замыканию океанического бассейна, столкновению и соединению двух континентов и к формированию в месте их сочленения нового орогенического пояса — линейного орогена, имеющего многопокровную шарьяжную внутреннюю структуру (рис. 10, V). В составе орогена можно выделить систему слагающих его тектонических единиц (пластин или чешуй), для каждой из которых характерен свой внутренний тектонический стиль, своя литологическая, петрохимическая и металлогеническая специфика. Снизу вверх в разрезах линейных орогенов во многих случаях удается выявить и опознать:

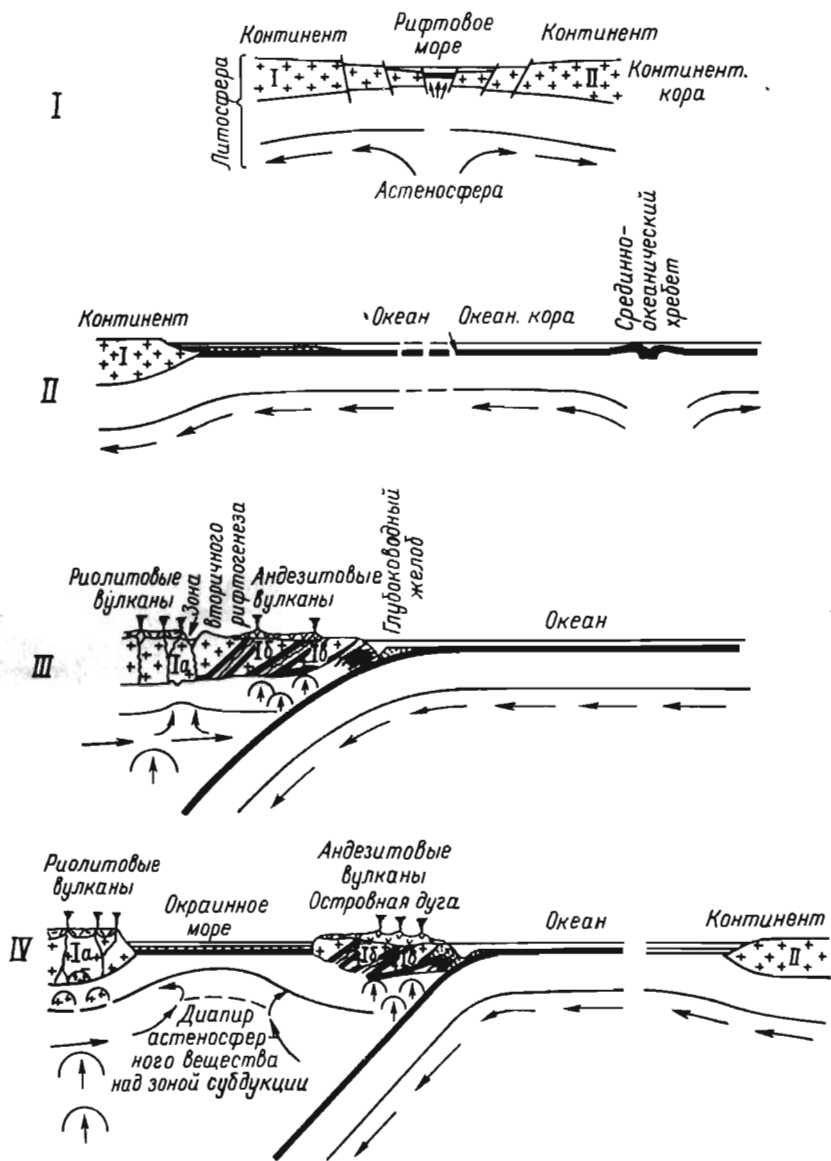
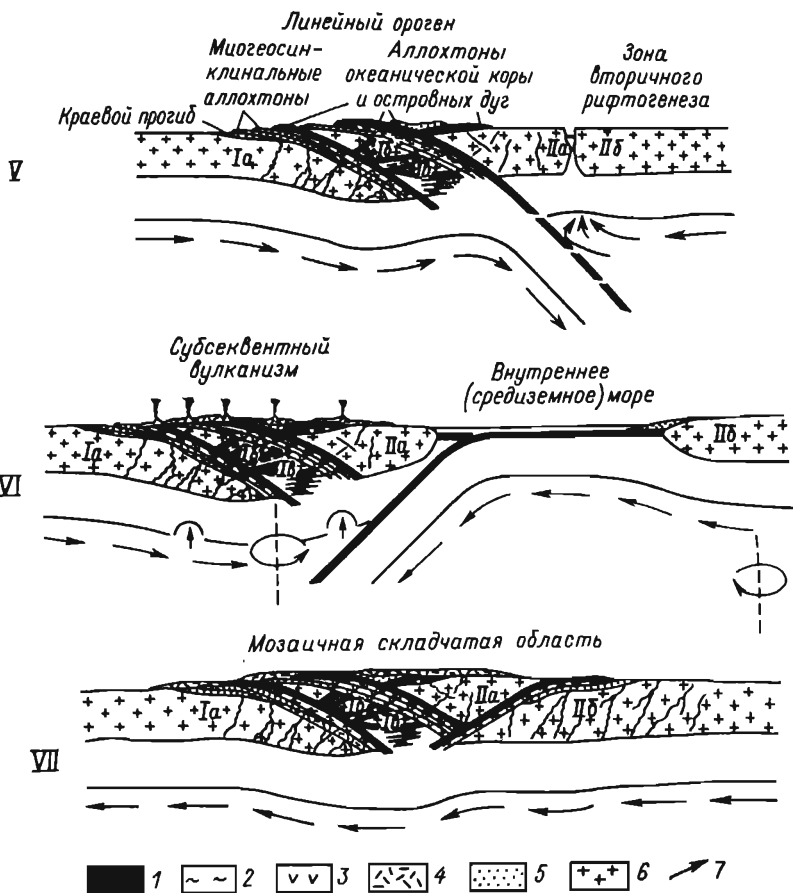


Рис. 10. Тектоно-магматический цикл формирования складчатой области (закономерные этапы формирования складчатых поясов континентов) (по С. С. Шульцу м., 1973).

I — раскол континента и разрыв континентальной коры; II — раскрытие молодого океана; III — существование зрелого океана, в окраинных частях которого уже сформированы зоны субдукции — поглощения океанической коры, уходящие под края прилегающих континентов; IV — развитие зон субдукции: отрыв и отбрасывание в сторону океана краевых частей континентов и раскрытие окраинных морей (микроокеанов); V — формирование складчатого горного пояса: столкновение континентов и замыкание



располагающихся между ними океанов; VI — сдвиговые деформации, вторичные раздвиги и вращательные движения, деформирующие образованную после закрытия океана горную складчатую страну; с этим этапом связано раскрытие морей средиземноморского типа и активнейший вулканизм; VII — консолидация складчатой области и формирование мозаичных складчатых областей типа Иранского нагорья или Казахского щита. I и II (цифры на схемах) — части континента, расчлененного при раскрытии молодого океана; Ia — блоки более древней континентальной коры; Ib и Ia — субдуцированные под край континента формационные комплексы островодужного и океанического происхождения, нарастающие континентальную кору (впоследствии — в составе островной дуги, позже — в складчатом фундаменте орогенной области); IIa и IIb — блоки коры обдуцируемого континента, расчлененные при формировании внутриорогенных средиземноморских бассейнов корой океанического типа. 1 — океаническая кора и аллохтоны океанической коры в складчатых областях; 2 — зоны развитых голубых и зеленых сланцев; 3 — андезитовые лавы и туфы; 4 — кислые лавы и туфы; 5 — осадочные отложения; 6 — гранитно-метаморфическая континентальная кора; 7 — направления движения вещества астеносферы.

а) метаморфизованные формационные комплексы форланда — субдуцированного края континента (чаще всего — лишь в краевой части орогенического пояса);

б) аллохтоны, сложенные шельфовыми формациями пассивной окраины субдуцированного края континента и континентального склона (палеошельф);

в) аллохтоны, сложенные формациями окраинных морей (микроокеаническими формациями);

г) аллохтоны островодужного происхождения (одной или нескольких островных дуг);

д) главный реликтовый рубец замкнувшегося океана и глубоководного желоба — геосура (сутурная зона, сутурный шов). Этот рубец фиксируется офиолитовыми ассоциациями горных пород (чешуями и пластинами океанической литосферы) и ассоциациями зеленых и голубых сланцев с характерным низкотемпературным высокобарическим метаморфизмом осадочных и вулканогенных толщ;

е) метаморфические формации фундамента обдуцированного края континента;

ж) вулканогенно-осадочный чехол обдуцированного края континента.

Многопокровная структура линейного орогена почти всегда осложняется позднейшей послешарьяжной складчатостью, гранитоидным магматизмом (обычно нескольких генераций) и системами интенсивных сдвиговых дислокаций.

В некоторых случаях орогенический цикл завершается формированием линейного орогена или системы линейных орогенов (таких, как Урал, Аппалачи, Гималаи). Нередко на этапе послешарьяжных сдвиговых дислокаций происходит раскрытие вторичных средиземных морей (в одних случаях новообразованных, в других являющихся реликтами замкнувшегося океана), в пределах которых формируются новые, меньшие по размерам вторичные пары зон спрединга и субдукции (например, в современном Средиземном море Балеарская и Восточно-Средиземноморская зоны спрединга и Калабрийская и Критская зоны субдукции) (рис 10, VI). Этот этап характеризуется обычно интенсивным процессом субсеквентного вулканизма и магматизма, формированием мощных молласовых и олистостромовых комплексов, неоднократным возобновлением процессов шарьирования, складчатости и орогенеза, сложными вихревыми и ротационными движениями, скручиванием первоначальной орогенической структуры, активным рудообразованием, формированием мозаичных орогенических областей.

После такой перестройки орогеническая складчатая область обычно превращается в плато, перекрытое полями развития мощных толщ субсеквентных вулканических и плутонических формаций, залегающих автохтонно или параавтохтонно на многопокровном складчатом фундаменте или прорывающих этот фундамент, внутренняя структура которого (включая деформированные реликты сутурных швов) обнажена лишь в пределах ограниченных участков возникшего орогена (рис. 10, VII). Именно такие складчатые области описывались под названием «ядерных зон» или «мозаичных складчатых областей».

1.3. Формации — индикаторы геодинамических обстановок

Любой комплекс горных пород осадочного, магматического, метаморфического или метасоматического происхождения всегда отражает в своем химическом и минералогическом составе, текстурах и структурах пород обширную информацию, которая позволяет, как правило, достаточно точно определить условия формирования пород комплекса (давление и температуру, при которых происходило формирование пород, палеошироту района формирования, определяемую по палеомагнитным характеристикам), а также литологические, петрохимические и металлогенические характеристики изучаемого комплекса пород. Особое значение для понимания реальной геологической структуры изучаемой складчатой области имеет исследование формаций — индикаторов структурных зон складчатых областей, маркирующих швы на месте замкнувшихся океанов геологического прошлого. Такими формациями-индикаторами являются офиолитовые комплексы, комплексы зеленых и голубых сланцев (празинитов), олистостромовые комплексы. Огромное значение имеет также детальное изучение главных продуктов субдукционного процесса — плутонических гранитоидных и вулканических эффузивных формаций.

1.3.1. Офиолиты

Термин «офиолиты» в современном понимании вошел в геологическую литературу после появления работ Г. Штейнманна [Steinmann, 1897; 1906; 1926], в особенности после опубликования его фундаментального доклада «Офиолитовые зоны в Средиземноморских горных цепях», сделанного им в Мадриде на XIV сессии Международного геологического конгресса в 1926 г. Так была названа ассоциация горных пород, встречающаяся почти в каждом складчатом поясе и характеризующаяся своим закономерно повторяющимся разрезом. В эту ассоциацию пород входят (снизу вверх по разрезу): 1) серпентинитовый меланж, иначе говоря, тектонически окатанные блоки горных пород в серпентинитовой основной массе, захваченные и перемещенные этой массой в процессе ее пластического движения; 2) дунит-гарцбургитовый комплекс чередующихся слоев чисто оливиновых и оливин-ортопироксеновых ультраосновных пород, иногда тонкорасслоенных, но сохраняющих стандартный химический состав и не несущих следов магматической дифференциации в закрытых камерах (иногда его называют комплексом мантийных реститовых перидотитов или метаморфических перидотитов); 3) кумулятивный комплекс, сложенный чередующимися слоями перидотитов, пироксенитов, оливиновых габбро, анортозитов, троктолитов и габбро-норитов, как с расслоенными, так и с массивными текстурами; 4) комплекс уралитизированных и амфиболитизированных габброидов, амфиболитов и габбро-амфиболитов с невыдержанными по простиранию линзами и зонами плагиогранитов; 5) ассоциация параллельно-полосчатых диабазовых даек — подводящих каналов для залегающих выше подушечных лав; 6) комплекс спилитизированных базальтовых лав с шаровой и

подушечной отдельностью; 7) комплекс глубоководных кремней или кремнисто-карбонатных осадков.

Удивительное сходство разрезов офиолитовых комплексов и ассоциаций горных пород, обнаженных в различных орогенических областях фанерозойского возраста было отмечено не только Г. Штейнманном, но и Э. Зюссом [1909] и Р. Штаубом [1928], которые активно поддерживали предположение Г. Штейнманна о том, что выходы офиолитовых ассоциаций в разрезах складчатых областей могут оказаться блоками и чешуями океанической коры, маркирующими швы замкнувшихся океанов прошедших геологических эпох. Это предположение было убедительно обосновано Г. Хессом, который сопоставил разрезы детально изученных им офиолитовых ассоциаций с геофизическими разрезами океанической литосферы и показал на многочисленных примерах петрохимическое и геохимическое сходство образцов, драгируемых из осевых рифтовых зон срединно-океанических хребтов, с образцами пород, изученных им в разных странах мира офиолитовых ассоциаций. Вывод Г. Хесса о тождественности офиолитовых разрезов разрезам океанической коры и верхней мантии современных океанов и окраинных морей, опубликованный и обоснованный им в 1964 г. [Hess, 1964], был, возможно, не менее важным, чем введенные им в геологию представления о разрастании океанического дна и поглощении (субдукции) океанической коры.

Представление об офиолитовых ассоциациях пород в орогенических поясах континентов Земли как о пластинах и блоках океанической литосферы геологического прошлого, зажатых в орогенических поясах между толщами пород, которые сформировались вблизи краевых частей древних континентов и были пододвинуты под океаническую литосферу или надвинуты на нее в процессе замыкания некогда существовавших океанов, разделявших эти континенты, получило дальнейшее развитие в трудах Р. Дитца и Дж. Холдена [Dietz, Holden, 1966], А. В. Пейве [Пейве, 1969; Пейве и др., 1971; 1972], А. Л. Книппера [1969; 1970; 1975], Дж. Дьюи и Дж. Берда [Dewey, Bird, 1970; 1971], Р. Колмана [Coleman, 1971; 1977; Колман, 1979]; Г. Н. Савельевой [1987] и многих других исследователей (рис. 11 и 12).

В сентябре 1972 г. в США была проведена Пенроузская конференция по офиолитам, стимулировавшая интерес к их изучению во многих странах мира. В мае — июне 1973 г. в Москве был проведен первый международный симпозиум «Офиолиты в земной коре»; в Средней Азии и на Кавказе были проведены экскурсии симпозиума с осмотром офиолитовых разрезов. С 1974 г. в Италии под редакцией П. Пассерини издаются периодически выходящие сборники статей и докладов «Ophiolites», посвященные описанию, сравнительному анализу и детальной петрохимической и геохимической характеристике офиолитовых ассоциаций различных орогенических поясов и областей, а также их металлогенической характеристике и описанию рудопроявлений и месторождений, связанных с ними рудных комплексов.

С 1976 г. под руководством Н. А. Богданова (СССР) в рамках Международной программы геологической корреляции, утвержденной на

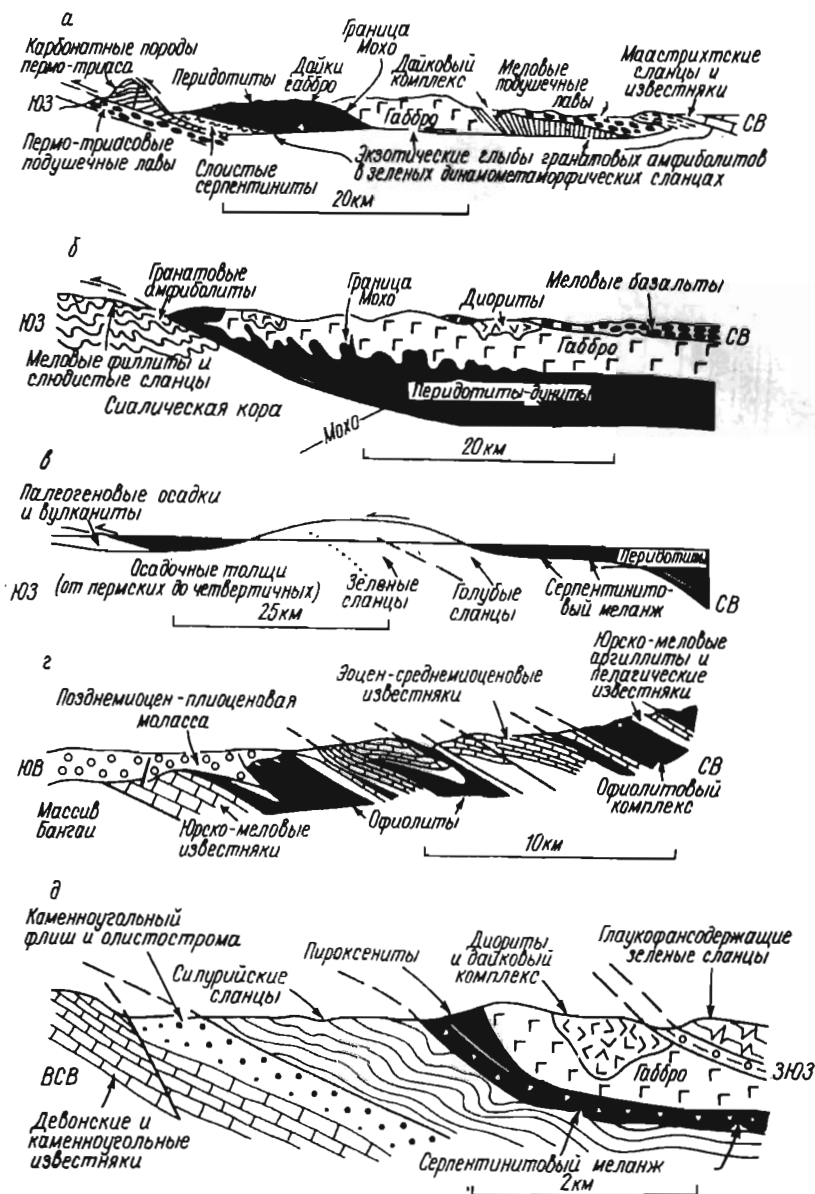


Рис. 11. Разрезы офиолитовых ассоциаций.

а — разрез офиолитового комплекса Вурнинос, Греция (по Ж. Брюнну [Brünn, 1969 г.]);
 б — разрез офиолитового покрова Семайл, Оман (по Э. Бейли [Bailey, 1973 г.]);
 в — схематический разрез офиолитового покрова Папуа, Новая Каледония (по Е. Мурсу [Mooges, 1969]);
 г — разрез офиолитов в районе массива Банган, Пакистан (по Г. Дэвису [Davies, 1968]);
 д — разрез Ченгельдянского офиолитового аллохтона, горы Тамдытау, Кызылкумы (по С. С. Шульцу мл. [1976])

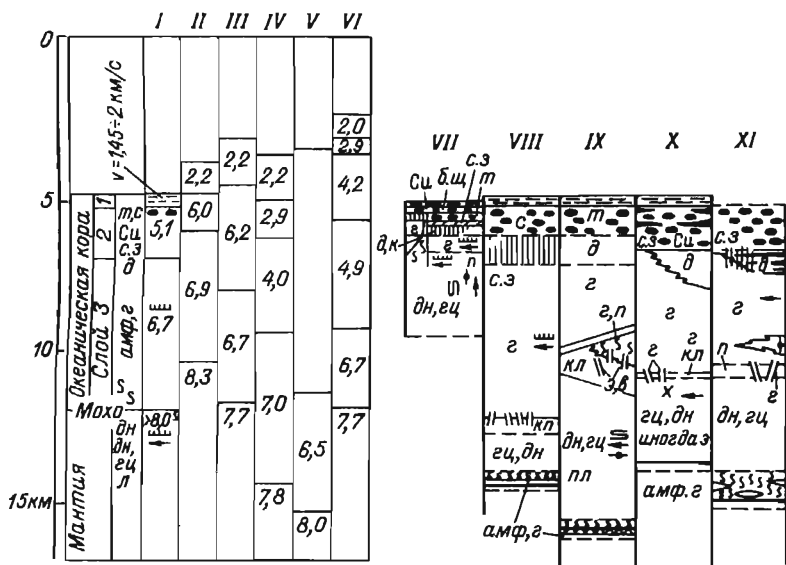


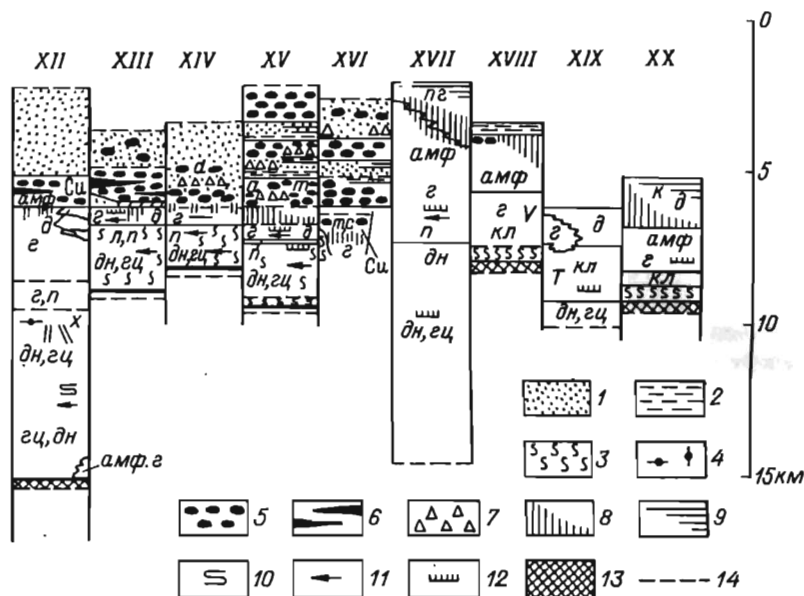
Рис. 12. Разрезы океанической коры и верхней мантии по данным геофизических исследований (I—VI) в сопоставлении с разрезами офиолитовых комплексов складчатых поясов (VII—XX) (по Дж. Дьюи и Дж. Берду [Dewey, Bird, 1971], с дополнениями С. С. Шульца мл. [1978]).

I — типовой разрез океанической коры; II — Южно-Фиджийский бассейн [Karig, 1970]; III — Японское море [Melard, 1967]; IV — Алеутский бассейн [Shog, 1964]; V — Охотское море [Аверьянов и др., 1961]; VI — Алеарский бассейн [Hersey, 1965]; VII — Троодос, Кипр [Мурс, Вайн, 1973]; VIII — Семайл, Оман [Reinhardt, 1969]; IX — Вурнос, Греция [Mooges, 1969]; X — Папуа, Новая Гвинея [Devies, 1968]; XI — Каньон Маунтин, Орегон, США [Thager, 1969]; XII — Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд [Whilliams, 1971]; XIII — Бей-Берт; XIV — Мингс Байт; XV — Беттс Коув; XVI — Литл-Бей-Хед (XIII—XVI — все Ньюфаундленд [Dewey, Bird, 1971]); XVII — Войкар-Сынинский массив, Полярный Урал [Перфильев, Руженцев, 1973; Савельева, 1987]; комплексы: XVIII — каратауский, хр. Султан-Увайс [Шульц мл., 1972; 1984]; XIX — тебинбулакский, хр. Султан-Увайс [Шульц мл., 1972; 1978]; XX — ченгельдинский, Тамдытау [Сабдушев, Усманов, 1971].

XXV сессии Международного геологического конгресса, проводятся работы по проекту «Офиолиты континентов и сопоставимые океанические породы». В самых различных складчатых областях мира зоны развития альпинотипных офиолитов стали рассматриваться в качестве границ, разделяющих формационные комплексы, накопление которых происходило во многих случаях на больших расстояниях друг от друга, измеряемых иногда тысячами километров, в пределах шельфовых областей различных континентов и островных дуг геологического прошлого. Эти комплексы были скучены и соединены друг с другом и сформировали складчатый фундамент орогенических поясов в процессе замыкания океанов геологического прошлого.

1.3.2. Зеленые и голубые сланцы (празиниты)

Особая роль зеленых и голубых сланцев в структурах складчатых поясов и их тесная пространственная связь с комплексами пород ультра-



1 — вулканогенный флиш и туфы; 2 — кремнистые сланцы, аргиллиты, карбонатные породы; 3 — серпентиниты; 4 — хромитовые залежи; 5 — шаровые базальтовые лавы; 6 — массивные базальты; 7 — андезит-базальты и плагнограниты; 8 — комплекс полосчатых поперечных диабазовых даек; 9 — интенсивно амфиболлизированные комплексы; 10 — изоклиная складчатость в слоистых толщах дунит-гарцбургитового рестига; 11 — расслоенность течения; 12 — кумулятивная слоистость; 13 — серпентинитовый меланж; 14 — тектонические контакты.

a — андезиты; *амф* — амфиболиты; *амф.г* — гранатсодержащие амфиболиты; *б.щ* — щелочные базальты; *в* — вебстериты; *г* — габбро, троктолиты, нориты; *гц* — гарцбургиты; *д* — диориты, кварцевые диориты; *дн* — дуниты; *с.з* — комплекс зеленых и голубых субдукционных сланцев (празиниты); *к* — кварцевые кератофиры; альбититы; *кл* — клинопироксениты; *л* — лерцолиты; *п* — пироксениты; *пг* — плагнограниты; *с* — спилиты; *т* — толенты; *э* — энстатиты *Си* — медное оруденение; *Т* — титаномагнетитовое оруденение; *В* — рудопроявления и местонахождения ванадия; *Х* — хромитовые месторождения.

основного состава была установлена геологами достаточно давно, в конце XIX в. В 1886 г. Кальковский дал подробное петрографическое описание этих метабазальтовых и метасланцевых пород, состоящих преимущественно из вторичного амфибола (чаще всего актинолита), эпидота и хлорита, в которых присутствуют также альбит, а иногда вторичный карбонат; эти породы он назвал празинитами. Во Франции подобные породы были описаны под названием блестящих сланцев (*schistes lustrées*), в Швейцарии — под названием сланцев Бюнднер.

В работах В. Новарезе [Novarese, 1895], С. Франчи [Franchi, 1898], Г. Штейнманна [Steinmann, 1895; 1897; 1906] было выявлено структурное положение комплексов, сложенных празинитами и ультраосновными породами, залегающими в Альпах между аллохтонными комплексами гельветских (европейских по происхождению) и австралийских (гондванских по происхождению) покровов Альп, что позволило считать эти комплексы с их своеобразным стилем метаморфизма

образованиями, возникшими за счет вулканогенно-осадочных формаций, накапливавшихся в обширном океане мезозойско-палеогенового времени, который Э. Зюсс назвал океаном Тетис. Тогда же было установлено, что во многих случаях зеленосланцевые комплексы содержат глаукофан; породы с высоким содержанием глаукофана стали называть голубыми сланцами. Позже П. Эскола [Escola, 1929; 1939] показал, что зеленые и голубые глаукофансодержащие сланцы относятся к самостоятельной фации метаморфических сланцев. Их образование, как показал В. Эрнст [Ernst, 1961], происходит в условиях относительно низких температур и высоких давлений. Была выявлена прогрессивная метаморфическая зональность, характерная для районов развития зеленых и голубых сланцев [Miashiro, Vappo, 1958]. В 1960 г. А. Миясиро ввел в геологию важнейшее понятие о парных метаморфических поясах, один из которых относится к типу низкого, а другой — высокого давления, и показал размещение этих поясов в Японии. Эти его выводы изложены и в монографии, вышедшей в русском переводе [Миясиро, 1976].

К концу 1960-х годов геологи, изучавшие зеленосланцевые глаукофансодержащие ассоциации в разных странах мира — Р. Колман [Coleman, 1967], В. Эрнст и И. Секи [Ernst, Seki, 1967], Э. Бейли и М. К. Блейк [1969], связали формирование глаукофансодержащих сланцев с субдукционным процессом. В 1970 г. Р. Колман ввел в геологию представление об обдукции — шарьировании зеленосланцевых и офиолитовых комплексов на окраинные части островных дуг и континентов в процессе коллизии и орогенеза.

К настоящему времени прогрессивная метаморфическая зональность, характерная для районов выходов зеленых и голубых сланцев в орогенических поясах, и тектоническое значение этих пород как индикаторов сутурных швов на месте существовавших в геологическом прошлом субдукционных зон приняты большинством специалистов-петрологов.

Однако если в европейской и американской геологической литературе закономерности генезиса и структурного положения глаукофансодержащих зеленосланцевых ассоциаций и их роль в строении сутурных зон складчатых поясов были достаточно полно выявлены уже к концу 1960-х годов, то в работах отечественных геологов доньше можно встретить самые различные представления о закономерностях формирования этих пород. В частности, в работах среднеазиатских геологов продолжают господствовать воззрения на эти образования как на фрагменты докембрийского (рифейского или даже раннепротерозойского) континентального складчатого фундамента, на котором формировались наложенные области палеозойского геосинклинального осадконакопления [Ахмеджанов, Борисов, 1975; Белькова, Огнев, Кангро, 1972; Макарычев, 1978; и мн. др.]. И это делается, несмотря на то что во многих районах Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня хорошо изучены и детально описаны постепенные переходы между разновозрастными фаунистически охарактеризованными толщами палеозойских эффузивов и сланцев и толщами зеленых и голубых сланцев [Шульц мл., 1976; Довжиков, 1978; Зубцов, 1980; Шванов, 1983].

1.3.3. Олистостромы (дикий флиш)

Своеобразные осадочные комплексы, характеризующиеся нагромождением неотсортированных, различных по размерам и составу обломков пород, залегающих в качестве включений в ритмично слоистых толщах водных осадков, издавна описывались геологами практически почти во всех складчатых областях мира. Первоначально их часто путали с тектоническими брекчиями и ледниковыми образованиями; но тонкослоистая мелкообломочная ритмичная матрица с гранокластической слоистостью, образующая цемент этих образований, и их генетическое родство с типично флишевыми толщами, с которыми они постоянно связаны взаимными переходами, четко отличают их как от тектонических брекчий, так и от тиллитов. Постепенно выявилась и еще одна характерная особенность подобных толщ: их частая (хотя и не повсеместная) приуроченность к подошвам доскладчатых тектонических покровов, подошвам шарьяжей.

В середине XIX в. подобные осадочные комплексы называли чаще всего «конгломератами запутанного напластования». Так называл их, например, «отец кавказской геологии» Г. Абих [Абих, 1873], подробно описывавший толщи такого типа задолго до Ф. Сальмораджи [Salmoiraghi, 1881], Л. Бомбичи [Bombici, 1882] и Дж. Узелли [Uzelli, 1883], которые предложили для подобных образований название «argilles scagliose» — «обломочные» или «чешуйчатые» глины. В 1886 г. Ф. Кауфман дал этим образованиям широко употребляемое и доныне название «дикий флиш» [Kaufmann, 1886], а Г. Шардт [Schardt, 1898] показал и убедительно доказал, что дикий флиш Швейцарских Альп образовывался в процессе шарьирования, который обычно сопровождался дроблением и разрушением лобовых частей движущихся шарьяжей и захоронением образующихся обломков в осадках морского дна, подстилающих ползущую шарьяжную пластину. При этом многие чужеродные обломки в диком флише Швейцарии (который стали называть ультрагельветским флишем) имеют огромные размеры — до сотен метров и даже одного километра в толщину и многие километры в длину и ширину, представляя собой по существу обособленные части шарьяжных пластин; такие обломки стали называть «экзотическими блоками».

Поскольку под диким флишем многие геологи в начале и середине XX в. стали понимать не только осадочные, но сильно тектонизированные комплексы с хаотическим нагромождением глыб, а иногда и просто тектониты, специалисты стали выделять среди толщ дикого флиша относительно слабо нарушенные комплексы осадочно-оползневоего образования, названные К. Мильюрини [Migliorini, 1933] «орогеническими оползнями», а Дж. Флоресом [Flores, 1955] — «олистоstromами», т. е. оползневыми осадками. Последний термин приобрел широкую популярность и в 1970—1980-е годы в значительной мере вытеснил из геологической литературы термин «дикий флиш», а в некоторых странах (Италия, СССР) совершенно заменил его. Однако, поскольку термин «олистоstrom» применим лишь к осадочным тектонически непереработанным толщам, для более широкого определения хаотических комплексов

Л. Шермерхорн ввел более универсальный термин «микстит» [Schermorchorn, 1966].

Олистостромовые комплексы, как подчеркивают многие изучавшие их авторы [Flores, 1955, Abbate e. a., 1970, Elter, Trevisan 1973], несомненно, могут иметь различное происхождение. Однако чаще всего они образуются за счет разрушения фронтальных частей тектонических покровов при их продвижении в бассейн седиментации. Об этом свидетельствует как тектоническое положение олистостромовых комплексов, в основной своей массе приуроченных к границам шарьяжных пластин в разрезах складчатых областей, так и возрастная связь олистостромовых комплексов с эпохами наиболее интенсивных тектонических и орогенических движений, одновозрастность многих олистостромовых ассоциаций пород в пределах протяженных на десятки тысяч километров складчатых поясов. Так, например, для большинства варисцийских складчатых сооружений Урало-Монгольского орогенического пояса характерно наиболее широкое развитие олистостромовых комплексов среднекаменноугольного возраста (в большинстве случаев — второй половины московского века среднего карбона), а для Альпийско-Гималайского пояса — широкое распространение олистостром позднеэоценового возраста.

1.3.4. Вулканыты

Изучение вулканических образований издавна занимает одно из центральных мест в понимании процессов формирования земной коры и ее современного строения.

«Гипотеза поднятия» — первая законченная геотектоническая концепция, разработанная в наиболее полном виде Леопольдом фон Бухом и развитая А. Гумбольдтом — явилась закономерным итогом развития взглядов вулканической школы в геологии; некоторые ее положения сохраняют значение до настоящего времени.

Противопоставление базальтоидного толетитового вулканизма океанов андезитовому и кислому вулканизму островных дуг и окраинно-континентальных орогенов андийского типа сыграло важную роль в выявлении двуэтапности формирования земной коры, в определении сущности процессов спрединга и субдукции и в конечном итоге в становлении теории тектоники литосферных плит.

Изучение взаимосвязи между глубиной сейсмических толчков в субдукционных сейсмофокальных зонах и составом вулканических серий лавовых комплексов, формирующих вулканические постройки над этими зонами, позволило сформулировать один из важнейших законов геологии — закон Куно [Куно, 1959; 1961], согласно которому содержание многих химических элементов — калия, рубидия, цезия, бария, стронция, редких земель — в вулканиках определяется глубиной наиболее глубоких сейсмических толчков под вулканом и размерами пути, который предстоит преодолеть мантийным дифференциатам, флюидам, растворам и газам при их восхождении от сейсмофокальной зоны к земной поверхности. В дальнейшем это соотношение, выявленное Х. Куно, детально изучалось многими вулканологами, тектонистами, геофизиками

и металлогенистами — И. Куширо, У. Дикинсоном, Т. Хатертоном, Д. Нинковичем, Дж. Хейсом, К. Лефевром и другими. Эти исследования положили начало новой стремительно развивающейся науке, которая была названа японским геологом С. Уеда сравнительной субдуктологией.

Состав вулканических серий всегда прямо связан с их генезисом. В последние годы появился ряд методов, позволяющих достаточно точно определять первоначальную приуроченность вулканитов к той или иной геодинамической обстановке их формирования. Был предложен ряд диаграмм, позволяющих по петрохимическим и геохимическим данным восстанавливать геодинамические условия формирования базальтовых, андезитовых, кислых и щелочных вулканических серий. При этом используются редкоземельные элементы, рубидий-стронциевое и стронций-кальциевое отношения (первое для калий-натриевых серий, второе для натриевых серий). Используются также $R-K$ - и $K-Ti$ -отношения (см. рис. 6). Одним из наиболее перспективных направлений при определении геодинамических условий формирования базальтоидных серий в настоящее время считается «плюмтектоника», основанная на изучении количественных соотношений изотопов свинца в базальтах. Используются также диаграммы взаимных соотношений глинозема и диоксида титана. Популярны методики разделения основных вулканитов океанического, островодужного, континентально-рифтового происхождения и базальтоидов «горячих точек» на континентах и в океане, предложенные Дж. Пирсом и Дж. Канном [Pearce, Cann, 1971; 1973; Pearce, 1975]; в Советском Союзе также широко используется методика, предложенная Н. Л. Добрецовым [1975; 1981]. Последняя удобна тем, что основана на данных полных силикатных анализов и не требует определения содержаний малых и редких элементов.

Большое значение имеют данные о скорости спрединга, определяемой по содержаниям в базальтах некоторых породообразующих оксидов. Интересные данные получены В. В. Матвеенковым [1984] при определении зависимости скорости спрединга от содержаний в базальтах диоксида титана. Было установлено, что при скорости спрединга более 5 см / год в базальтах резко уменьшается количество вкрапленников и повышается содержание диоксида титана.

Во многом изменились за последние годы и представления об условиях образования и фашиальной принадлежности многих вулканитов. Появились работы, связывающие пузыристую в толеитовых базальтах океанического дна с глубиной излияний; возникло новое направление в изучении газовых включений в вулканических породах, позволяющее с достаточно высокой степенью точности определять глубинность сейсмофокальной зоны под вулканом и глубину расположения питающего вулкан магматического очага (или очагов).

В настоящее время субарральные вулканические фации изучены значительно лучше, чем субаквальные. Однако в разрезах складчатых поясов субакральные фации вулканитов встречаются чаще, чем субарральные. Они представлены лавовыми потоками, часто через брекчи переходящими в гиалокластиты и подушечные лавы, которые четко диагностируются даже в очень измененных породах. В подушечной

лаве в поперечном срезе обычно хорошо выделяются следующие зоны (от края к центру): гялиновые корочки закаливания, зоны сферолитов, мелко-редкопорфировые базальты, все более полно раскристаллизованные ближе к центру подушки — до диабазов. Перечисленные лавокластические фации, особенно в переотложенном состоянии, часто ошибочно определяются как эксплозивные субаэральные фации.

1.3.5. Гранитоиды

Проблема происхождения, состава и структурного положения массивов гранитоидов в орогенических поясах и закономерностей размещения связанных с ними месторождений полезных ископаемых является стержневой, определяющей в понимании строения и металлогенической специфики континентальных орогенов. Гранитоиды — главный продукт субдукционного процесса. Огромное значение для понимания их природы и зональности имеет закон Куно. Однако закономерности размещения гранитоидов в орогенических областях и их рудоносности почти повсеместно оказываются значительно более сложными, чем зональные изменения химизма и рудоносности вулканитов, формирующихся над современными субдукционными зонами. Уже давно многие геологи указывали на существование двух принципиально различных типов гранитоидов. Эти типы называют по-разному: сиалические и симатические гранитоиды [Беляев, Рудник, 1978]; высокоглиноземистые и нормальные гранитоиды [Изох, 1965; Изох и др., 1975]; ильменитовые и магнетитовые гранитоиды [Ishihara, 1977]; S-граниты и I-граниты [Chappel, White, 1974; White, Chappel, 1977].

В литературе последних лет чаще всего употребляется терминология австралийских геологов Б. Чепела и А. Уайта: коровые S-граниты (*sedimentary granites*, осадочные граниты), возникающие за счет переплавления осадочных толщ земной коры, противопоставляются мантийным I-гранитам (*igneous granites*, изверженным гранитам), возникающим в результате селективного плавления мантийного базитового субстрата и легкоплавких компонентов ультраосновных пород мантии. Б. Чепел и А. Уайт предложили серию диагностических признаков, позволяющих легко различать между собой комплексы S-гранитов и I-гранитов (табл. 1). В грубом приближении I-граниты в целом соответствуют биотит-роговообманковой тоналитовой ассоциации пород, а S-граниты — двуслюдяной ассоциации гранитов нормального ряда. Существенные различия двух выделенных типов четко проявляются и в характере ксенолитов и включений в гранитоидах (в S-гранитах резко преобладают метасадочные ксенолиты, в I-гранитах — ксенолиты диоритового и смешанного состава). С разными типами гранитов связывается и разное оруденение: с S-гранитами — вольфрамовое, оловянное; с I-гранитами — медно-порфировое, молибденовое, иногда золото-серебряное.

Разделение гранитов на два класса — I- и S-граниты — было вскоре расширено введением дополнительных групп A-гранитов для анорогенных щелочных гранитоидов с высоким содержанием кремнезема, щелочей,

ТАБЛИЦА 1

Типы гранитондов, по Б. Чепелу и А. Уайту

I-граниты	S-граниты
<p>Относительно высокое содержание натрия: Na_2O, как правило, более 3,2% в кислых разностях, выше 2,2% в более основных разностях</p> <p>Молекулярное содержание $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ менее 1,1</p> <p>Пересчет на CIPW: нормативный диоксид или менее 1% нормативного корунда</p> <p>Широкий спектр составов (от кислых до основных)</p> <p>Закономерные изменения химизма плутонов; линейные или близкие к линейным вариационные диаграммы</p>	<p>Относительно низкое содержание натрия: Na_2O обычно менее 3,2% в породах с содержанием около 5% K_2O, менее 2,2% в породах с 2% K_2O</p> <p>Молекулярное содержание $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ более 1,1</p> <p>При пересчете на CIPW более 1% нормативного корунда</p> <p>Относительно незначительное колебание содержаний химических элементов в составе пород при постоянном высоком содержании кремнезема</p> <p>Вариационные диаграммы нелинейны и более разнообразны</p>

фтора, циркония, ниобия, гафния, иттрия и редкоземельных элементов и низким кальция, бария и стронция, кристаллизующихся при относительно высоких температурах из чистых (без реститовой части) расплавов [Loiselle, Wones, 1979; White, Chappel, 1983] и M-гранитов для высококальциевых щелочноземельных плагногранитов, как правило, островодужного происхождения [White, 1979]. Еще позже У. С. Питчер разделил I-граниты на два подтипа — кордильерский и каледонский, для первого из которых характерно широкое развитие тоналитов до монцогранитов с частыми переходами к габброидным породам и интенсивной медно-порфировой минерализацией, а для второго — контрастные гранодиорит-гранитные ассоциации с малыми телами роговообманковых диоритов и габбро, высоким содержанием кварца, сравнительно высоким отношением $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (от 0,705 до 0,709) и относительно слабой минерализацией [Pitcher, 1983] (табл. 2). По существу перечисленные методики развивают известное положение Х. Рида [1950], что существуют «граниты и граниты», иначе говоря, плутоны, возникающие в результате переплавления пород осадочного происхождения, палингенеза и анатексиса, и плутоны, образованные при застывании глубинных магм и выплавки мантийного происхождения. Чаще всего гранит — это смесь переплавленного корового вещества (S-компоненты) и возгонки мантийных дифференциатов (I-компоненты). В островодужных и раннеорогенных гранитоидах I-компонента преобладает; в позднеорогенных и субсеквентных гранитоидах значительно большую роль начинает играть переплавленный метаосадочный материал. Но почти никогда S-граниты не являются гранитами чисто осадочного или даже чисто корового, а I-граниты — чисто мантийного происхождения.

Ряд исследователей в работах, опубликованных в последние годы [Reagse e. a., 1984; Brown e. a., 1984], основываясь на статистическом анализе содержаний породообразующих малых и редких химических элементов в гранитах и прежде всего на содержании в них таких

ТАБЛИЦА 2

Типы гранитоидов, по У. С. Питчеру, и их рудоносность

M-граниты	I-граниты (кордильерский тип)	I-граниты (каледонский тип)	S-граниты	A-граниты
Плагιοграниты, подчиненные габбро	Преобладают тоналиты, но наряду с ними присутствует спектр пород от диоритов до монцогранитов с различным содержанием кремнезема. Часто присутствуют габбро	Гранодиориты и граниты в контрастной ассоциации с включением малых тел роговообманковых диоритов и габбро	Граниты с высоким содержанием кремнезема. Преобладают лейкократовые монцограниты, но гранитоиды с высоким содержанием биотита местами имеют значительное распространение	Биотитовые граниты в единых сериях со щелочными гранитами и сиенитами. Резкоконтрастные ассоциации пород кислого и основного состава
Роговая обманка и биотит; пироксен	Роговая обманка и биотит; магнетит, сфен	Биотит преобладает; присутствуют ильменит и магнетит	Мусковит и красный биотит; ильменит, монацит, гранат, кордиерит	Зеленый биотит. Щелочные амфиболы и щелочные пироксены; астропиллит
Калиевый полевой шпат интерстициальный; части микроструктуры	Калиевый полевой шпат интерстициальный и ксеноморфный	Калиевый полевой шпат обычно интерстициальный; порода часто обогащена кварцем	Калиевый полевой шпат обычно в виде мегакристаллов со сложной многофазной историей. Часто наблюдается аутометасоматоз	Пертитовые прорастания
Ксенолиты основных изверженных пород	Ксенолиты диоритов; могут содержать реститовый материал	Разнообразный состав ксенолитов	Среди ксенолитов преобладают метаосадочные образования	Разнообразные ксенолиты, также включения магматических основных пород
—	$Al/(Na + K + Ca/2)$ менее 1,1	$Al/(Na + K + Ca/2)$ около 1	$Al/(Na + K + Ca/2)$ более 1,05	Обогащенность щелочами и фтором

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ менее 0,704	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ менее 0,706	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ менее 0,709, но более 0,705	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ более 0,708	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,703 до 0,712
Малые по размерам плутоны кварцдиоритово-габбрового состава	Значительные по размерам и разнообразные по форме удлиненные батолиты; иногда сложные кальдероны	Изолированные разрозненные комплексы в виде плутонов и штоков	Многочисленные батолиты и плутоны, меньшие по объему и имеющие более диапировую природу, чем I-граниты	Кальдероны и плутоны центрального типа обычно относительно малых объемов
Ассоциируют с островодужными вулканитами	Ассоциируют с большими объемами андезитов и дацитов	Иногда ассоциируют с андезито-базальтовыми лавами «платобазальтовых» ассоциаций пород	Могут ассоциировать с кордиеритсодержащими лавами, но чаще лишены значительных по объему вулканических эквивалентов	Ассоциируют с кальдерами, заполненными щелочными лавами
Кратковременный многократный плутонизм	Очень длительный по продолжительности эпизодический плутонизм	Кратковременный посткинematический плутонизм	Син- и посткинematический плутонизм умеренной продолжительности	Кратковременный плутонизм
Океанические островные дуги	Континентальные окраины андийского типа	Коллизии каледонского типа	Герцинитипные континентальные коллизии (иногда внутрикратонные сдвиговые)	Посторогенные и анорогенные обстановки
Открытое складкообразование, метаморфизм погружения	Вертикальные движения; латеральное сжатие; метаморфизм погружения	Надвиги и взбросо-сдвиги; ретроградный метаморфизм	Интенсивное сжатие; метаморфизм низких давлений с гранитообразованием	Сводовообразование и рифтогенез
Медно-порфировая и золотая минерализация	Медно-порфировая и молибденовая минерализация	Интенсивная минерализация наблюдается редко	Оловоносные и вольфрамовые грейзены и минерализация жильного типа	Колумбит, касситерит и флюорит

элементов, как рубидий-ниобий-иттрий [Pearce e. a., 1984], рубидий-тантал-гафний, неодим, самарий, иттербий [Wopen e. a., 1987], достаточно уверенно выявили устойчивые различия между океаническим, островодужным, коллизионным и внутриплитным типами гранитоидов; а совсем недавно появились, наконец, и работы, в которых сопоставляются и коррелируются классификации гранитоидов, предложенные Б. Чепелом, А. Уайтом, У. Питчером, с одной стороны, и Дж. Пирсом и Дж. Брауном — с другой [Pearce e. a., 1987].

ГЛАВА 2

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА КОНТИНЕНТОВ

Изложенное выше мобилистское понимание тектоно-магматического цикла заставляет дать принципиально новую оценку закономерностям размещения полезных ископаемых в орогенических поясах. Как явствует из вышесказанного, эндогенная металлогения орогенических поясов должна быть четко разделена на: а) дошарьяжную металлогению, свою для каждого тектонического комплекса, пластины или чешуи; б) послешарьяжную, сквозную металлогению эпохи внедрения гранитоидов в многопокровное шарьяжное сооружение, оформившееся над субдукционной зоной; в) субсеквентную металлогению эпохи перестройки первичной структуры линейного орогена; г) металлогению платформенного этапа.

Специфические комплексы полезных ископаемых характерны для зон растяжения и раздвигов, предшествующих спредингу, для пластин и блоков океанической литосферы в разрезах складчатых поясов, для вулканоплутонических комплексов, формирующихся над субдукционными зонами, для зон трансформных разломов, зон коллизии и сгущивания блоков континентальной коры в процессе орогенеза (табл. 3).

Среди зон растяжения и раздвигов могут быть выделены несколько типов: зоны площадного растяжения континентальной коры и траппового вулканизма; зоны линейных раздвигов и рифтов в континентальной коре; раздвиговые зоны с разрывом сплошности коры (зоны красноморского типа), а также зоны концентрических плутонов, формировавшихся над «горячими гочками» геологического прошлого.

Районы развития трапповых излияний обычно безрудны. Иногда к краевым частям трапповых полей приурочены месторождения норильского типа, часто с платиной и палладием, иногда также с кобальтом, золотом и серебром. К узлам пересечений крупных раздвиговых разрывных структур и оперяющих их разломов иногда оказываются приуроченными алмазоносные кимберлитовые трубки.

С зонами внутриконтинентальных рифтовых областей типа Великих Африканских рифтов связан щелочной и ультращелочной магматизм, формирование карбонатитовых комплексов с апатитом и вермикулитом, медно-урановых руд, редкоземельного оруденения, развитие озерных

рассолов и эвапоритов с отложением калиевых и натриевых солей, магнетита, фосфатов; в некоторых случаях наблюдается также развитие тантало-ниобиевого оруденения.

Раздвиговые структуры красноморского типа характеризуются развитием осадков, обогащенных железом, марганцем, медью, цинком, свинцом; подстилающий их фундамент в осевых зонах раздвигов представляет собой (судя по геофизическим данным, по данным драгирования и бурения) типичный разрез океанической литосферы. В некоторых случаях с формациями подобных раздвиговых структур связаны битуминозные глинистые сланцы, к которым приурочены стратифицированные месторождения меди, стратифицированные свинцово-цинковые и серебро-свинцово-цинковые месторождения.

Возможными следами проплавления континентальной коры восходящими струями дифференциатов мантийного вещества, поднимающимися из нижних частей мантии Земли — «горячими точками» — являются **цепочки концентрических массивов** апатитоносных нефелиновых сиенитов и щелочных гранитоидов. Массивы такого типа протягиваются в виде закономерно ориентированных рядов на Кольском полуострове, в районе Ветреного Пояса Северной Карелии, в Финляндии, Швеции, Норвегии, а также в Южной Африке (провинция Карру, комплекс Инсизве). Размещение и ориентировка цепочек этих массивов, возможно, отражают направление перемещений литосферных плит над «горячими точками» мантии Земли в геологическом прошлом.

С офиолитовыми разрезами чешуй и блоков **океанической коры и мантии** в орогенических областях континентов связаны месторождения хромитов, платины, титаномагнетита, талька, асбеста, кобальта, никеля, иногда железа и марганца. Месторождения хромитов обычно концентрируются в верхних частях разрезов мантийного дунит-гарцбургитового «рестита», непосредственно подстилающих в офиолитовых аллохтонах породы океанической коры — кумулятивные оливиновые габбро (хромиты аллохтонов Папуа в Новой Каледонии, Масинлок на Филиппинах, Гулеман в Турции, месторождение Кемпирсай на Урале, месторождения Кубы, Индонезии). Нередко тела хромитов сохраняют форму будин и линз первичных слоев в кумулятивно расслоенных толщах рестита; первичная ненарушенная форма кумулятивных слоев хромитовых руд наблюдается в Бушвелде и в Великой Дайке Родезии; сходная слоистость характерна для смятых в складки хромитоносных дунит-гарцбургитовых кумулятивных реститовых толщ Урала, имеющих типично осадочное строение, хотя это и магматические, а не водные осадки (Крака, Халиловский массив, Ревдинское и Первомайское месторождения Ключевской группы и др.).

Месторождения платины и титаномагнетита связаны с офиолитовыми разрезами, подвергающимися более значительной тектонической переработке в зонах субдукции. Эти разрезы залегают в настоящее время в виде выжатых (обдущированных) сложно изогнутых и частично переплавленных аллохтонных чешуй и пластин. Месторождения платины и титаномагнетита связаны с клинопироксенит-габбро-анортозитовыми частями офиолитовых разрезов; такое же положение они занимают в

ТАБЛИЦА 3

Характерные вулкано-плутонические и осадочные формации и полезные ископаемые вулкано-плутонических поясов (по С. С. Шульцу мл. [1973])

Характеристика	Области	
	внутри литосферных плит	
	Разрывы континентальной коры	
	Области внутриконтинентального растяжения и рифтогенеза	Расколы, раздвиги, астроблемы (?) на континентальной коре
Характерные примеры областей, поясов, массивов или аллохтонных комплексов данного типа	Великие Африканские разломы, разломы Сибирской платформы	Великая Дайка Родезии, Бушвелд, Садбери
Характерные вулкано-плутонические формации	Кимберлиты, мелилиты, базальты, щелочные базальты, фонолиты, щелочные породы, карбонаты	Кумулятивно расслоенные плутоны основного — ультраосновного состава
Характерные осадочные формации	Угли, эвапориты, «грабеновые фации»	—
Характерные полезные ископаемые и рудные формации	Алмазы, Nb, TR, Ta, Li, Be, Zr, Cs, V, P	Cr, Pt, Ti, Cu, Ni
Примеры месторождений	Алмазы: Кимберли, Моллин (ЮАР), Мир (Якутия); Nb: Луэш (Конго); TR: Каронге (Руанда)	Cr, Pt, Cu, Ni, Ti: Бушвелд (ЮАР), Садбери (Канада)

Бушвелде, в Садбери и в габбро-анортозитовых массивах Адирондак-Лабрадорского пояса Северной Америки. Нередко аллохтонные пластины платиноносных офиолитовых комплексов в разрезах орогенических областей образуют своеобразные изометричные структуры, напоминающие на космических снимках груды перевернутых битых тарелок (например, платиноносные массивы Денежкин Камень, Кумба, Кытлым на Северном Урале).

Месторождения никеля и кобальта чаще всего связаны с силикатными рудами, приуроченными к корам выветривания офиолитовых аллохтонов (Новая Каледония, Куба, Филиппины, Индонезия). С ла-

главнейших структурных элементов земной коры и зон

растяжения

на границах литосферных плит

Формирование океанической коры

Срединно-океанические хребты

Окраинные и средиземные моря

Океаническая кора и мантийный «рестит»
(на континентах и островных дугах —
в офиолитовых аллохтонах)

Области вторичного рифтогенеза и микроокеанических бассейнов над зонами всасывания (их формации в складчатых поясах—в аллохтонах)

Срединно-океанические хребты, офиолитовые аллохтоны Новой Каледонии, Филиппин, Кубы, Индонезии, Полярного и Южного Урала

Концентрические массивы платиноносного пояса Урала, Аляски, Британской Колумбии, Венесуэлы

Окраинные моря северо-западной части Тихого океана, Карибское море, Средиземное и Черное моря, Валлийская зона Альп, Вардарская зона динаридов

Сверху вниз: базальты, спилиты, амфиболиты, кумулятивно расслоенные габброиды, троктолиты, клинопироксениты, дуниты, гарцбургиты

Базальты, спилиты, амфиболиты, кумулятивно расслоенные габброиды, гипербазиты

Радиоляриты, кремни, карбонаты, иногда граувакки

На ранних этапах «грабенные фации», угли, эвапориты; в окраинных и средиземных морях турбидиты, флиш, граувакки

Сг, Ni, Со, Fe, тальк, асбест

Pt, титаномagnetит, тальк, асбест

В офиолитовых аллохтонах Сг, Ti, Ni, Со, Pt; в осадочных разрезах угли, нефть, газ. Mn, Fe, Cu, Pb, Zn, иногда K, Li, Na, В

Сг: Кемпирсай (Урал), Масинлок (Филиппины), Гулеман (Турция); Ni, Со, Сг: Папуа (Новая Каледония); тальк: Зинельбулак (Султануздаг); асбест: Баженовское (Урал)

Pt: Кытлым (Урал); Ti, Pt: Качканар (Урал)

Сг—Ti: Монте-Роза, Дора-Майна (Альпы); Mn: месторождения Малых Карпат; Mn, Fe: Рудобанья (Венгрия); угли: Западный Сахалин

теритными корами выветривания офиолитовых аллохтонов связаны также крупные месторождения бурых железняков (Куба, Индонезия, Филиппины, Гвинея). С вулканогенными и с вулканогенно-кремнистыми разрезами океанического происхождения ассоциируют месторождения марганца (гондиты Индии и Африки); в последнее время высказываются предположения об океаническом происхождении железистых кварцитов.

Большое значение для металлогении, как уже указывалось выше, имеет детальное изучение петрохимической и металлогенической зональ-

Характеристика	Области сжатия на гра	
	Формирование кон	
	Вулкано-плутонические пояса и области	
	Глубина расположения	
	100—180 км	
	Зоны андезитового вулканизма	
	Островные дуги (в складчатых поясах — в аллохтонах)	Андезитовые пояса о краин континентов и срединных массивов
Характерные примеры областей, поясов, массивов или аллохтонных комплексов данного типа	Япония, Курильская Алеутская дуги, Тагильский и Магнитогорский аллохтоны Урала, эффузивные аллохтоны Южного Тянь-Шаня	Андезитовые пояса Анд и Кордильер, Центрального Казахстана
Характерные вулкано-плутонические формации	Андезиты, андезито-базальты, контрастные серри, плагиограниты, градиориты, монзониты	Андезиты, латиты, дациты, гранодиориты, монзониты
Характерные осадочные формации	Карбонаты, глинистые сланцы, турбидиты, флиш, олистостромы (последние маркируют эпохи шарьирования)	Карбонаты, флиш, моласса
Характерные полезные ископаемые и рудные формации	Cu, Fe, S, Au, Ag, в меньшей степени Pb, Zn, Hg	Cu, Fe, Pb, Zn, Au, Ag, Mo, в меньшей степени Hg—Sb
Примеры месторождений	Cu—Pb—Zn: руды Куроко (Япония); Cu: медноколчеданные месторождения Урала и Мугоджар; Au—Ag: месторождения о-ва Хонсю (Япония); Fe—Cu: магнетит-халькопиритовые скарновые руды Кубы, Пуэрто-Рико	Cu: Чукикамата, Эль-Теньенте, Эль-Сальвадор (Чили); Cu, Mo, Pb, Zn: Бингем (США); Au—Ag: Эль-Оро и другие золото-серебряные месторождения Мексики, Гондураса, Коста-Рики

нищах литосферных плит			Области сдвиговых дислокаций и трансформных разломов (на континентах)
тинентальной коры			
активизации над зонами всасывания			
зон всасывания			
180—280 км	280—400 км	> 400 км	
Зоны риолитового вулканизма	Зоны оловоносных и редкометальных гранитоидов	Зоны щелочных и ультращелочных массивов	

Риолитовые и дацит-липаритовые субсеквентные пояса: Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский; Рудный Алтай, Срединный и Юго-Западный Тянь-Шань	Яно-Колымская и Охотско-Чукотская провинции оловоносных гранитоидов, пояс восточного обрамления плато Колорадо	Пояс щелочных и ультращелочных массивов Швеции, Норвегии и Кольского полуострова	Сдвиг Сан-Андреас (Калифорния); Байкальский рифт и рифты Забайкалья
Риолиты, дациты, латиты, кварцевые монцитоны, граниты	Липариты, трахиллипариты, пегматиты, двуслюдяные и щелочные граниты, сиениты	Фонолиты, базальты, нефелиновые сиениты, инолиты, уртиты, карбонаты	Базальты, андезит-базальты, щелочные базальты, фонолиты
Кластические красноцветные отложения, моласса, карбонаты и глины мелководных эпиконтинентальных морей, аллювиальные отложения	---	---	Эвапориты, угленосные континентальные толщи, аллювиальные отложения
Pb, Zn, Au, Ag, Mo, Hg—Sb—F, алуниты	Sn, W, Be, Zr, Bi, Mo, Th, U, V	Апатиты, Nb—Ta, Li, Be, Zr, Sr, Tr	B, K, Li, Na, F, Hg—Sb
Pb, Zn, Cu: Ленингорское, Зыряновское (Алтай), Хандиза (Юго-Западный Тянь-Шань); Pb, Zn: Морокочи (Перу); Ag, Pb, Zn: месторождения Мексики, запада США и Канады; Hg—Sn: Хайдаркан (Южный Тянь-Шань), Идрия (Югославия), Нью-Альмаден (Калифорния)	Sn: Лалагуа (Боливия), месторождения Яно-Колымской и Охотско-Чукотской провинций (СССР); Sn—W: Пирквитес (Аргентина); U—V: месторождения плато Колорадо (США)	Карбонатитовые месторождения: Фен (Норвегия), Альпо (Швеция), Кайзерштуль (ФРГ) и др.; апатиты: Хибинский массив (Кольский полуостров)	В: Крамер (Калифорния); B, K, Li: Сёрлс-Лейк (Калифорния); Hg, Sb: Сальфер-Банк (Калифорния)

ности **вулcano-плутонических комплексов над зонами субдукции**. Детально проанализированы различия в составах лав вулканов и в глубинных плутонических породах, формирующихся и формировавшихся в прошлом над участками сейсмофокальных зон с различной глубиной гипоцентров землетрясений [Kuno, 1966; Dickinson, Hatherton, 1967; Lefèvre, 1973; 1975; Best, 1975]. Установлена прямая зависимость содержания рубидия, стронция, хрома, бария и ряда других центробежных химических элементов от глубины сейсмофокальной зоны под современными вулканами; в результате прослежена петрохимическая зональность продуктов вулканизма над сейсмофокальными зонами вкрест простирания последних. Эта зональность отчетливо сказывается и на химизме гранитных плутонов, что показано на обширном фактическом материале [Dickinson, 1973; 1975; Зоненшайн и др., 1976; Ковалев, 1978; 1985; Абрамович, Клушин, 1978; Митчелл, Гарсон, 1984].

Петрохимическая зональность гранитоидных массивов в складчатых орогенических поясах, определяющая их металлогеническую специфику, четко сказывается на форме этих массивов и их выходов на земную поверхность. На космических снимках орогенических поясов и выходов пород складчатого фундамента континента хорошо прослеживаются сутурные швы, места выходов офиолитов и зеленосланцевых комплексов, фиксирующих рубцы замыкания океанических бассейнов и субдукционных зон прошедших геологических эпох. Направление наклона субдукционных зон в прошлом устанавливается по закономерному изменению составов и формы выходов на поверхность гранитоидных массивов — от вытянутых удлинённых форм плагиогранитных и банатитовых массивов, насыщенных кальцием и натрием, но сильно недонасыщенных калием, через червеобразные и бумерангообразные формы тоналитовых массивов, приплюснутые амебообразные формы адамеллитовых массивов к трубчатым строгоовальным и концентрическим формам тел, насыщенных и перенасыщенных калием щелочных гранитов [Шульц мл., 1983; 1984].

Изображения на космических снимках и аэрофотоснимках гранитоидных массивов по форме их выхода на земную поверхность разделены на три группы: концентрические, брахиформные (удлинённые) и линейные. В каждой из этих групп выделено по 12 морфологических типов, которым приданы самостоятельные названия, отражающие внешнее сходство облика гранитных плутонов на космических снимках с определенными предметами, животными или геометрическими фигурами (рис. 13)

Многие из выделенных морфологических типов массивов характерны для определенных петрогенетических типов плутонических формаций со своей характерной и специфической металлогенией. Так, к районам развития на поверхности или на небольшой глубине адамеллитовых массивов типов «амеба» и «восьмерка» в Кызылкумах (характерным примером такого плутона является массив Ауминза в горах Ауминзатау) приурочено золотое оруденение, локализующееся в черносланцевой формации «пестрого бесапана», выполняющей роль коллектора (месторождения Мурунтау, Даугыз), тогда как тоналитовые массивы (например, Бокалинский массив гор Букантау, тип «бумеранг») стерильны в

отношении золотого оруденения. Медно-порфировое и медно-полиметаллическое оруденение связано обычно с гипабиссальными плутонами монцонитового и сиенито-диоритового состава. С массивами такого типа, легко распознаваемыми на космических снимках (морфологические типы «пень», «корень», «дракон»), связаны крупнейшие медно-порфировые месторождения Чили, Перу, США, Мексики — Чукикамата, Эль-Теньенте, Эль-Сальвадор, Бингем, месторождения Малазийского медно-порфирового пояса на Филиппинах. К этому же типу относятся многие месторождения СССР, в частности месторождения Алмалыкского рудного района Срединного Тянь-Шаня (Кальмакыр), Центрального Казахстана (Бошекуль, Коксай), Закавказья (Каджаран, Агарак).

Тип «амеба» характерен и для золотоносных адамеллитов Франции и запада США. Для типов «стручок», «четки» характерно заполнение лейкократовыми гранитоидами с оловорудной минерализацией — массивы Рудных гор, колымские, бурейские, сихотеалинские массивы, массивы Нигерии.

Особый интерес представляют типы «кольцо», «бусы», которые часто фиксируют на снимках массивы апатитоносных пород, иногда с медно-никелевым оруденением. Это концентрические массивы проплавления, о которых уже говорилось выше. Тип «мешок» характерен для тел сиенито-диоритов и их лейкократовых дериватов с развитием скарнового и грейзенового вольфрамового и молибден-вольфрамового оруденения (Срединный Тянь-Шань, Зирабулакские горы, Центральный Казахстан). Тип «труба» типичен для высокофтористых литиевых щелочных гранитоидов часто с редкоземельным и с тантало-ниобиевым оруденением.



















Типоморфный анализ массивов гранитоидов и закономерностей их размещения в орогенических поясах и в окраинных областях современных континентов (например, в Кордильерах, в Андах, на востоке Австралии) и в островных дугах (Япония, Филиппины) показывает, что как над современными зонами субдукции, так и над их аналогами в геологическом прошлом можно выделять:

1) зону андезитового вулканизма с интрузиями плагиигранитного, гранодиоритового и монцонитового ряда (банатитами) с медноколчеданными и железоколчеданным оруденением, с золотом, серебром, самородной серой, иногда также с медно-полиметаллическим порфировым оруденением;

2) зону риолитового вулканизма с гранитными интрузиями нормального и монцонитового ряда с полиметаллическим, медно-полиметаллическим сульфидным оруденением, месторождениями меди, медно-золотыми и медно-молибденовыми месторождениями порфирового типа, золото-серебряно-молибденовым, золото-серебряным, золото-кварцевым и сурьмяно-ртутным оруденением;

3) зону грейзеновых рудных полей с вольфрамовым, молибденовым и бериллиевым оруденением, оловоносных существенно калиевых гранитоидов с широким развитием пегматитов;

4) зону развития щелочных и ультращелочных вулcano-плутонических комплексов с редкоземельным, тантало-ниобиевым, апатитовым, стронциевым оруденением.

Диагоны	Синкинематические				Посткинематические	
	„Змея”	„Гусеница”	„Дракон”	„Корень”	„Стручок”	„Бусы”
Линейные						
	Cr, Ni, Co, Ti, V	Fe, Cu, S	Cu, Pb, Zn	Cu, Mo, Pb, Zn	P, Cu, Ni	Cu, Ni
Бразоформно - удлиненные	Заполнения (конформные)				Проплавления	
	„Лук”	„Щит”	„Бумеранг”	„Седло”	„Амеба”	„Клякса”
						
	Sn, W, Mo, Be	Bi, Mo, Th, U	W, Be	Hg, Sb	Au, Ag, Mo	Pb, Zn, Au, Ag, U
Концентрические	Сводовых поднятий				Депрессий и	
	„Круг”	„Овал”	„Шестигранник”	„Восьмерка”	„Кубок”	„Медуза”
						
	P, Al, Ni, Co	Cu, Au, Ag	Li, Rb, Sr (?)	Au, Ag	Cu, Pb, Zn (?)	Ta, Nb, Cu, Au, Ag

зон растяжения		Посткинематические щелевые			
„Четки“	„Ожерелье“	„Мела“	„Стрела“	„Топор“	„Клин“
Sn, W, Be	W, Be, Sn	Li, Rb, Cs, F	Ni, Co, Cr	Cr, Pt, Cu	Li, Be, Cs, V, P
(дисконформные)		Зон взрыва и раздвига			
„Мешок“	„Лень“	„Труба“	„Звезда“	„Лабиринт“	„Паук“
W, Mo, Be, U	U, Th, W, Be	Li, F, REE	Ta, Nb, Li	Алмазы, B, Li, K	B, K, Li
прогибов		Визревых структур			
„Тарелка“	„Кольцо“	„Визрь“	„Источник“	„Воронка“	„Конский хвост“
Pt, Os, Ir, Ti, V	P, Ni, Co, Cu, Pt, Rh	Cu, Pt, Os, Rh, Pd	Cu, Ni, Co	Sr, REE	Ta, Nb, REE

Рис. 13. Схема классификации plutonic massifs по форме их выходов на земную поверхность и облику на космических и высотных снимках с указанием их металлогенической специфики (по С. С. Шульцу мл., 1984, с дополнениями).

Зоны андезитового вулканизма в одних случаях располагаются в системах островных дуг, в других — на окраинах континентов. Островодужные вулканы андезитового ряда нередко развиваются на океанической коре и наращивают ее разрезы. Для зрелых островных дуг и островодужных аллохтонов складчатых областей характерна такая последовательность формаций (по времени и в разрезе снизу вверх): 1) спилит-диабазовая (толеитовая); 2) спилит-кератофировая (контрастная); 3) андезито-базальтовая; 4) андезито-дацитовая (существенно туфогенная) или андезито-риолитовая; 5) карбонатная (с ксенотуфами в основании) или существенно кремнистая. С контрастными спилит-кератофировыми и с андезито-риолитовыми частями вулканогенных разрезов связаны медноколчеданные и медноколчеданно-полиметаллические месторождения (руды типа Куроко и типа Бесси в Японии, колчеданные месторождения меди на Филиппинах, на Урале, в Мугоджарах) и месторождения самородной серы (Япония).

Стратиформные медные и медно-полиметаллические колчеданные месторождения, залегающие в вулканических и вулканогенно-осадочных разрезах островодужных пород, в настоящее время выявлены и хорошо изучены в различных складчатых областях. Тектонотипами подобных разрезов являются разрезы рудовмещающих миоценовых зеленых туфов, граувакковых толщ и базальтоидных вулканитов Японии. Руды типа Куроко залегают обычно среди лавобрекчий и туфов кислого состава в грабенообразных прогибах; в нижних своих частях рудные залежи сложены желтоватыми медноколчеданными рудами, а в верхних — черными полиметаллическими рудами с высоким содержанием бария. Большинство специалистов связывают образование таких руд с деятельностью подводных гидротермальных источников, функционировавших на склонах риолитовых вулканических построек [Horikoshi, 1969; 1976].

Несколько иной тип месторождений представляют стратиформные медно-цинковые колчеданные месторождения типа Бесси. Они размещаются среди мощных граувакковых толщ, обломочных карбонатных пород или кварцитов, обычно глубоководных, переслаивающихся с базальтами и туфами базальтов. Скорее всего подобные руды могли образовываться в условиях континентального склона или континентального подножия на участках, где при миграции подножия над океанической горячей точкой активизировался базальтоидный вулканизм [Mitchell, 1976].

Месторождения типа Куроко и типа Бесси имеют широкое распространение в разрезах орогенических поясов фанерозойского возраста. К месторождениям типа Куроко можно отнести, в частности, многие месторождения Иберийского колчеданного пояса в Испании (Рио-Тинто, Тарсис и Ла Зарза), большую группу колчеданных позднепалеозойских месторождений Португалии (Лоузаль и Алкустрель), медноколчеданные месторождения девонского возраста Южного Урала и Мугоджар (Сибай, Блява, Гай, Приорское и др.), медно-полиметаллическое месторождение Бучано на Нью-Фаундленде, залегающее в вулканогенно-осадочных толщах ордовикского и раннесилурийского возраста, месторождения колчеданных медно-полиметаллических руд Иерсвик и Скурувас в андезито-базальтовых толщах раннепалеозойского возраста с характерным

островодужным типом разреза на территории Норвегии, месторождения Авока в Ирландии, Батерст в Новом Южном Уэльсе, колчеданные полиметаллические юрские месторождения северного склона Большого Кавказа и многие другие.

Характерными примерами колчеданных месторождений типа Бесси можно считать медноколчеданные месторождения Матаамбре на Кубе, месторождения Видлин на Шотландских островах, медно-цинковые ранне-палеозойские месторождения Норвегии, такие как Радхаммер, Киллингдал, Биртаварре, Квикне; к этому же типу Ф. Соукинс относит также группу медно-цинковых месторождений района пролива Принс-Уильям на Аляске [Sawkins, 1976].

С зонами кайнозойского андезитового вулканизма андийского окраинно-континентального типа и с гипабиссальными плутонами кварцевых монзонитов и монзонит-порфиров в этих зонах связаны крупнейшие медно-порфировые и медно-полиметаллические месторождения Чили, Перу, США и Мексики — Чукикамата, Эль-Теньенте, Эль-Сальвадор, Бингем и др. Характерна приуроченность этих месторождений к узлам ортогональных систем рудоконтролирующих разрывов, значение которых для прогноза рудных месторождений обосновано многими детальными исследованиями последних десятилетий [Kutina, 1969; 1974; 1980; Kutina, Fabbri, 1972; Kutina, Carter, 1975; Фаворская, Томсон и др., 1974; Кочнева, Томсон, 1976; Волчанская, 1981; и др.].

Во многих работах последних двух десятилетий убедительно показана прямая связь систем рудоконцентрирующих разрывов на континентах с системами трансформных разломов океанической коры; рудоконцентрирующие структуры континентов рассматриваются как прямое продолжение трансформных разломов [Ковалев, 1978, 1985; Ушаков, 1974; Ушаков, Галушкин, 1978; 1979; 1983; Митчелл, Гарсон, 1984].

Зоны риолитового вулканизма, как правило, развиваются на сформировавшейся континентальной коре. С риолитовыми поясами над зонами субдукции и их аналогами — дацит-липаритовыми краевыми вулканоплутоническими поясами и областями субсеквентного вулканизма — связаны крупные полиметаллические месторождения: «полиметаллический концентр» Тихоокеанского кольца, месторождения Рудного Алтая, Срединного и Юго-Западного Тянь-Шаня, Центрального Казахстана. Сульфиды полиметаллов легко поддаются гидротермальному переносу и могут отлагаться среди карбонатных толщ в участках континентов и срединных массивов, прилегающих в периоды рудообразования к зонам развития кислого риолитового вулканизма (руды хр. Каратау в Тянь-Шане, месторождение Морокочи в Перу и многие другие). При позднейшем внедрении гранитных и гранитоидных магм в вулканогенные толщи полиметаллическое оруденение перераспределяется, преобразуясь в оруденение скарнового типа (месторождения Алмалык и Алтын-Топкан в Срединном Тянь-Шане, Тречпа в Югославии и др.).

В последние годы в литературе, посвященной металлогеническому прогнозу, все шире начинают выделять особый тип месторождений, тесно связанный с месторождениями в вулканических толщах и имеющий возраст и состав руд, сходные с возрастом и составом руд вулканогенных

рудных месторождений, однако по своему характеру являющийся переходным между вулканогенными и невулканогенными месторождениями. А. Митчелл и М. Гарсон [1976; 1984] предложили называть месторождения этой группы месторождениями чилийского типа или типа манто. Стратифицированные залежи руд типа манто обычно располагаются среди вулканогенно-осадочных и осадочных пород в верхних частях разрезов вулканических толщ, формирующихся над субдукционными зонами в континентальной обстановке; они сложены сульфидами меди и полиметаллов, характеризуются обычно высоким содержанием серебра и золота; для таких месторождений характерно большое количество рудных и минерализованных стратифицированных горизонтов различной мощности. Наиболее характерные месторождения этого типа встречаются в юрских и раннемеловых осадочных толщах в Чили и на юге Перу. К ним близки колчеданные месторождения стратифицированного вулканогенно-осадочного типа с касситеритом и гематитом, широко развитые на западе США, в Мексике, в Боливии и на северо-западе Аргентины, которые выделены Р. Силлитое [Sillitoe, 1977] под названием месторождений мексиканского типа.

Сурьмяно-ртутные месторождения часто локализуются на поверхностях крупных шарьяжных перекрытий в складчатых областях (месторождения Хайдаркан в Южном Тянь-Шане, Идрия в Югославии, Нью-Альмаден в Калифорнии), а также на линиях трансформных сдвигов и поверхностях других расколов и разрывов. Их формирование чаще всего совпадает по времени с эпохами внедрения гранитных батолитов.

Щелочные калиевые гранитоиды, формирующиеся над более глубинными участками субдукционных зон (280—400 км), обогащены оловом, вольфрамом, бериллием, молибденом, литием, иногда ураном. Пояс оловоносных гранитоидов, обрамляющих западную часть Тихоокеанского кольца, протягивается от Чукотки до Индонезии; его возможным смещенным продолжением является Восточно-Австралийский пояс. В Северной Америке гранитоиды со сходной минерализацией обрамляют с востока плато Колорадо и уходят в Мексику; они характерны также для многих срединных массивов областей палеозойской и альпийской складчатостей (Центральный Французский массив, Рудные горы, средние массивы Центрального Казахстана).

А. Митчелл и М. Гарсон [1984] рассмотрели структурное положение поясов развития щелочных гранитоидов с оловянной и вольфрамовой минерализацией по отношению к окраинно-материковым системам надвиговых структур и магматическим поясам и выделили особый класс тыловодужных магматических поясов с характерным для них оруденением. К этому классу они отнесли, в частности, Западный оловорудный пояс Юго-Восточной Азии, пояс мусковитовых гранитов с оловянной и вольфрамовой минерализацией штатов Невада и Айдахо в США, Боливийский пояс позднегерцинических месторождений олова и вольфрама. Они рассмотрели типы тыловодужного магматизма, с которым связаны месторождения олова, вольфрама, молибдена и бериллия, и показали, что существуют два главных типа гранитоидных массивов, несущих оруденение: 1) плюмазитовые щелочные гранитоиды, часто

располагающиеся среди вулканических пород кислого состава, с которыми связаны, в частности, позднегеретичные месторождения олова в Боливии, меловые и палеогеновые оловорудные месторождения Юго-Восточной Азии и оловоносные месторождения мусковитовых гранитоидных массивов Восточных Кордильер в США; 2) адаметлитовые массивы с грейзеновым молибдено-вольфрамовым, иногда даже и оловоносным оруденением, характерным примером которых может служить палеогеновый батолит Айдахо в США [Bennet, 1980]; для этого типа месторождений характерны высокие содержания в породах урана, тория и радиоактивного изотопа калия (^{40}K).

С межгорными прогибами и с депрессиями в пределах поясов грейзеновой и редкометальной минерализации связаны гидротермальные и инфильтрационные урановые и урано-ванадиевые месторождения (месторождения плато Колорадо в США).

Со щелочными и ультращелочными концентрическими и кольцевыми комплексами, которые формируются над еще более глубинными участками субдукционных зон, связаны месторождения тантало-ниобатов, апатита, циркония, стронция, редких земель. Эти комплексы также вытягиваются цепочками, образуя протяженные пояса (пояса щелочных массивов Швеции и Норвегии — массивы Фен, Альнен и др.; пояс щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова — Хибинский и Ловозерский массивы). Близкие по составу комплексы формируются внутри континентов в зонах развития «горячих точек» и начального внутриконтинентального рифтогенеза. Широкое развитие в таких зонах получают карбонатитовые комплексы. О том, как они формируются, дает яркое представление действующий активный карбонатитовый вулкан Олдоиньо-Ленгаи в Восточно-Африканском рифте Танзании. На многих карбонатитовых месторождениях встречаются глубинные плутонические породы кимберлитового ряда, кимберлитовые дайки и даже кимберлитовые трубки взрыва. Примерами могут служить карбонатитовые центры Рангва в Кении, Нгуалла в Танзании, Альнен в Швеции, Фен в Норвегии. Однако кимберлитовые породы этих карбонатитовых центров не являются алмазонасными и сформировались на меньших глубинах, чем алмазонасные кимберлиты.

Большое значение в размещении оруденения имеют **концентрические структуры** различных размеров — от структур диаметром многие сотни километров до небольших овальных и концентрических структур диаметром несколько километров и трубок взрыва, имеющих еще меньшие размеры. Важная роль концентрических структур в строении земной коры и в размещении в ней рудных месторождений была установлена сначала при анализе морфоструктур континентальной коры [Попова, 1966; Соловьев, 1973; 1978; Соловьев, Рыжкова, 1975]; повсеместная распространенность концентрических структур в континентальной коре была выявлена при анализе материалов космических съемок и отражена в огромном количестве публикаций. Концентрические структуры можно разделить на несколько главных морфологических типов: сводовые поднятия или купола; сводовые прогибы; кольцевые поднятия; кольцевые рвы; купольно-кольцевые структуры; структуры вращения; вихре-

вые структуры; астроблемы. Многие крупные вулканические аппараты имеют отчетливую концентрическую или овально-концентрическую форму. Особенно широко распространены купольные и купольно-кольцевые структуры.

На происхождение концентрических структур в настоящее время нет единой точки зрения. Возраст концентрических структур обычно может быть определен методом сравнительного анализа мощностей разновозрастных отложений внутри концентрических структур и по их обрамлению (конседиментационного анализа мощностей). Большинство купольных структур представляет собой длительно существующие сводовые поднятия, время заложения которых определяется возрастом наиболее древних отложений, мощности которых резко сокращены в пределах поднятия и резко увеличиваются за его границами. Поскольку возраст концентрических структур часто хорошо коррелирует с возрастом эпох орогенеза, а сами концентрические структуры располагаются вблизи сформировавшихся в эти эпохи складчатых поясов, частично в их пределах, а частично на краях платформ в зонах сопряженной активизации, можно предполагать, что большинство купольных структур формировалось над субдукционными зонами и «горячими точками» (геологического прошлого и современности) в процессе воздымания и застывания в верхах мантии и в коре поступающих снизу порций дифференцированного разуплотненного вещества. Эти разогретые и разуплотненные области, иногда формирующиеся в результате ряда последовательных этапов дифференциации и селективной кристаллизации вещества, нередко образуют на поверхности систему вложенных одна в другую купольных структур разных размеров типа «матрешка в матрешке».

В других случаях концентрические структуры представляют собой системы крупных депрессий, обширные зоны проседания, иногда также сложно вложенные одна в другую (Южный Каспий, Северный Прикаспий). Широким развитием пользуются овальные и полуконцентрические структуры надвигового происхождения, формирование многих из которых непосредственно связано с развитием островодужных ассоциаций над субдукционными зонами и с косыми расколами литосферы в краевых частях континентов, возникающими в процессе сжатия и скупивания вещества континентальной коры и литосферы молодых орогенических поясов. Характерные примеры таких полуконцентрических структур можно наблюдать в больших количествах на территории Восточной и Юго-Восточной Азии, Верхоянской системы хребтов, территории Восточного Прибайкалья и Забайкалья.

Широким развитием пользуются также вихревые структуры, детально изученные и классифицированные несколькими поколениями китайских геологов. Наиболее известными работами, посвященными анализу таких структур, являются работы Ли Сы-Гуана [1957; 1958; 1962]. Классическими примерами вихревых структур (наряду с вихревой структурой Лут на территории Восточного Ирана, описанной Ли Сы-Гуаном) являются структуры Центрального Казахстана, Ферганской сигмиды, Карпат и Балкан.

Новое понимание геодинамических закономерностей формирования геологических формаций и месторождений полезных ископаемых требует внесения существенных изменений в практику организации и производства геологосъемочных и геологопоисковых работ, которая определяется существующими инструкциями (в частности, для крупномасштабных съемок «Инструкцией по организации и производству геологосъемочных работ и составлению Государственной геологической карты СССР масштаба 1:50000 (1:25000)», 1986 г.).

Целью геологосъемочных работ является обеспечение всех отраслей народного хозяйства, равно как и всех проводимых научных исследований, качественной геологической информацией, создание высококачественной геологической карты и других карт геологического содержания. Но эта цель невыполнима без перевода геологосъемочных работ на современную геодинамическую основу, без выявления геодинамических условий формирования каждой картируемой геологической формации, каждого геологического тела и объекта, без проведения геодинамических реконструкций и создания палинспастических схем первоначального размещения районов осадконакопления и рудообразования как для эпох, предшествовавших процессу формирования континентальной коры изучаемого региона, так и для коллизионной и постколлизионной эпох.

Ниже перечисляются главные изменения и дополнения, которые, по мнению авторов настоящего пособия, должны быть введены в практику геологосъемочных и поисковых работ, и прежде всего в практику крупномасштабных геологосъемочных работ масштаба 1:50000.

3.1. Предполевой период. Подготовительные работы

После получения геологического задания на проведение геологосъемочных работ в пределах конкретной территории (в котором определено целевое назначение работ, границы объекта, последовательность проведения работ, ожидаемые результаты и сроки выполнения) для производства работ организуется партия (группа), состав которой определяется проектом в соответствии с действующими нормативными документами исходя из задач и объемов работ.

В предполевой период проводится сбор всей имеющейся геологической информации по региону, систематизация и обработка этой информации.

Необходим сбор информации и по всей территории, прилегающей к картируемому региону, выявление его геологической позиции и места в структуре складчатого пояса или платформы, составной частью которых он является.

Среди выходов на земную поверхность геологических образований в пределах региона устанавливаются образования платформенного чехла и складчатого фундамента.

Среди осадочных и вулканогенных образований выявляются разновозрастные геологические тела, устанавливается их стратиграфическая последовательность, создается банк имеющихся палеонтологических данных, а также каталог всех имеющихся определений абсолютного возраста и палеомагнитных определений (как магнитостратиграфических, так и магнитных палеоширот).

Устанавливается сутурная зона (или сутурные зоны) — швы замкнувшихся океанов геологического прошлого в пределах складчатого пояса, маркируемые офиолитами. Устанавливается положение картируемого региона по отношению к ближайшим к нему сутурным зонам.

В случае наличия в пределах изучаемого региона plutонических пород ультраосновного состава (включая маломощные тела, прослои или даже примазки серпентинитов) необходимо выяснить, являются ли эти породы реликтами или частями альпинотипных офиолитовых ассоциаций, для чего следует проверить, изменяется ли в породах соотношение магnezияльной форстеритовой и железистой фаялитовой компонент (в гипербазитах альпинотипных офиолитовых разрезов это соотношение остается постоянным и близко к 9:1; кристаллизационная дифференциация и боуэновский тренд не прослеживаются).

В предполевой период необходимо провести полный сбор и обобщение петрохимической и геохимической информации по картируемому региону, включающей все имеющиеся в наличии полные силикатные и количественные спектральные анализы. Эта информация должна быть собрана как из опубликованных, так и из всех фондовых работ по региону.

На картируемую площадь и прилегающие к ней территории должны быть заказаны (через НПО «Аэрогеология» или непосредственно через Госцентр «Природа» и ГУГК) и получены качественные материалы аэрокосмических съемок — приведенные к масштабам карт космические снимки регионального, локального и детального уровней генерализации, космофотокарты и космофотосхемы, в том числе обязательно в масштабе снимаемой карты, выполненные в разных спектральных диапазонах, в разное время дня и в различные сезоны аэрофотоснимки, а также топокарты соответствующих масштабов.

Проводится дешифрирование всех собранных дистанционных материалов и их геодинамический анализ: выявляются зоны разрывных нарушений разных рангов — сдвигов, сбросов, взбросов, поддвигов, надвигов, раздвигов, сводовых поднятий, сводовых депрессий, концентрических и вихревых структур разных размеров; оконтуриваются видимые на снимках plutонические тела и в зависимости от их формы и имеющегося материала химических анализов делаются предположения о составе картируемых plutонических тел и об их возможной металлогенической специфике.

Проводится сбор всей имеющейся геофизической информации, анализируются карты магнитных и гравитационных аномалий, карта теплового потока, профили ГСЗ, данные ВЭЗ и МОВ.

Обобщается металлогеническая информация по району исследований, составляется каталог известных на время начала геологосъемочных работ месторождений и рудопроявлений, устанавливается их геологичес-

кая и тектоническая приуроченность, характер и типы оруденения, морфология рудных тел, выявляются прямые и косвенные признаки оруденения на дистанционных материалах, проводится оценка шлиховых ореолов, увязка имеющихся геофизических и геохимических аномалий с рудными объектами.

3.2. Полевые работы. Методика сбора полевого материала

Целью полевых работ является сбор фактического материала, необходимого для составления полноценной геологической карты, разработки геодинамических реконструкций, моделей формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, составления тектонической и прогнозно-металлогенической карт и карты закономерностей размещения полезных ископаемых на геодинамической основе.

При проведении полевых работ необходимо учитывать существенно различное строение платформенного чехла и складчатого фундамента изучаемой территории. Если для платформенного чехла соблюдается принцип Стенона — чем ниже залегают осадочные слои, тем они древнее, то складчатый фундамент устроен по-другому: он имеет аккреционное многопокровное шарьяжное строение, и каждая из слагающих его тектонических единиц имеет свою стратиграфию, свой разрез, свою геологическую историю. В обязанности геолога-съемщика входит не только выявление тектонических единиц, слагающих складчатый фундамент и изучение их разрезов, но и определение геодинамических условий формирования горных пород, слагающих эти разрезы, и установление петрохимических особенностей и металлогенической специфики, характерных для каждой выделенной тектонической единицы фундамента.

В случае наличия в пределах картируемой территории выходов на земную поверхность альпинотипных офиолитовых ассоциаций горных пород целесообразно начинать работы по геологической съемке изучаемого региона с картирования и изучения этих ассоциаций пород, в одних случаях маркирующих сутурные швы изучаемой складчатой области, а в других представляющих собой бескорневые офиолитовые аллохтоны или тектонические окна, в пределах которых оказываются обнаженными офиолитовые комплексы. Устанавливаются их разрезы, производится их сопоставление друг с другом и с эталонными, хорошо изученными в других складчатых областях разрезами офиолитов (как это сделано, например, на рис. 12).

Выявляется специфика разрезов офиолитовых ассоциаций в пределах изучаемой территории, например: различная мощность серпентинитового меланжа в основании офиолитового разреза, мономиктовый (только с обломками формаций океанического происхождения) или полимиктовый характер меланжа; широкое или, наоборот, ограниченное развитие в разрезах офиолитовой ассоциации дайковых диабазовых серий; наличие или отсутствие в офиолитовом разрезе плагиогранитов и т. д.

Корневые зоны развития офиолитовых ассоциаций, фиксирующие шовные участки мест замыкания океанов геологического прошлого (сутуры), отделяются в процессе картирования от бескорневых клип-

пенов, обычно имеющих относительно незначительную мощность и не уходящих на глубину. Методика такого разделения разработана Р. Колменом [1979] и С. В. Руженцевым [1976]. При этом большую пользу оказывают геофизические материалы, и прежде всего карты локальных аномалий магнитного и гравитационного полей. Корневые сутурные зоны четко выделяются по резким положительным аномалиям как магнитного, так и гравитационного поля, тогда как бескорневые аллохтоны офиолитов при сохранении положительных магнитных аномалий (часто меньшей интенсивности) характеризуются более спокойными и усредненными значениями локальных аномалий поля силы тяжести.

Картируемые в поле офиолитовые ассоциации редко имеют классический полный разрез: расслоенный дунит-гарцбургитовый комплекс, залегающий на серпентинитовом меланже, слоистые дуниты с гранокластической сортировкой зерен; чередующиеся слои анортозитов, клинопироксенитов, троктолитов, анортитовых габбро и габбро-норитов; битовнитовые и лабрадоровые габбро; габбро-амфиболиты; метасоматические амфиболиты; дайковый комплекс, сложенный толеитовыми базальтовыми породами; комплекс шаровых лав того же состава и венчающий разрез комплекс листоватых кремней, иногда чередующихся с кремнисто-карбонатными и карбонатными прослоями. Чаще всего геолог-съемщик имеет дело с блоками и чешуями, сложенными лишь отдельными участками офиолитового разреза, многие части которого в реальных разрезах, изучаемых в поле, не сохранились. Нередко отдельные участки первоначального разреза офиолитовой ассоциации представляют собой блоки, плавающие в массе серпентинитового меланжа. Однако в любом случае при картировании офиолитов в поле необходимо составлять как можно более полный и детальный разрез тех участков выходов офиолитовой ассоциации пород, где она сохранилась в наименее нарушенном виде. Необходим представительный отбор образцов по разрезу; особенно внимательно должны быть изучены те участки разреза офиолитовой ассоциации, с которыми чаще всего ассоциируют хромиты (дунитовый комплекс), титаномagnetит (клинопироксенитовая часть разреза), марганцевые руды (нижняя часть разреза габброидов), медноколчеданное оруденение (контрастная часть разреза в базальтоидных шаровых лавах, содержащая прослойки кератофилов метасоматического происхождения). Коры выветривания над гипербазитовой частью разреза офиолитовой ассоциации должны быть детально исследованы с целью выявления возможного никель-кобальтового оруденения.

Следующим объектом изучения при проведении геологосъемочных работ в районах развития офиолитовых ассоциаций целесообразно сделать празинитовые зеленосланцевые и голубосланцевые комплексы, обычно ассоциирующие в сутурных зонах складчатых областей с офиолитовыми ассоциациями. Устанавливается их аллохтонное обдукционное или, напротив, нижележащее субдукционное положение по отношению к офиолитовым разрезам. Для этого выявляется, с какой частью разреза офиолитовой ассоциации — верхней дайково-лаво-кремнистой или нижней гипербазитовой — контактируют празинитовые зеленосланцевые комплексы.

Необходимо проводить в поле представительный отбор образцов для изучения химизма и минералогии как из офиолитовых разрезов, так и из празинитовых зеленосланцевых комплексов. При этом целесообразно отбирать одновременно образцы для химического исследования (на химанализ), для шлифов и пришлифовок, образцы на палеомагнитные исследования, включая отбор ориентированных образцов для определения палеоширот формирования изучаемых пород. При изучении зеленых и голубых сланцев выявляются участки сутурных зон, в пределах которых зеленосланцевые комплексы сложены преимущественно метасадочными (метапелитовыми и метаграувакковыми) породами, и участки, где они представлены метаэффузивными (метабазитовыми и метаандезитовыми) образованиями. В первом случае празиниты имеют обычно кварц-альбит-хлорит-эпидотовый состав, во втором преобладают кварц-эпидот-актинолитовые, иногда роговообманкосодержащие зеленые сланцы.

В верхней части разреза большинства тектонических единиц, слагающих складчатый фундамент, почти всегда широкое распространение получают олистостромовые ассоциации горных пород (дикий флиш). Вопросом первостепенной важности для геолога-съемщика является установление (лучше всего по фауне в цементе олистостром) точного возраста олистостромового комплекса, который обычно соответствует этапам наиболее активного сокращения площади океанов и микроокеанов геологического прошлого, замыкания океанов и шарьяжеобразования. За рубежом широко распространена методика установления возраста коллизионных процессов и времени формирования континентальной коры изучаемой складчатой области по возрасту тех олистостромовых комплексов в разрезах изучаемой территории, в составе которых начинают появляться олистолиты гранитоидов и plutонических пород с достаточно высокими содержаниями оксида калия (более 2% K_2O).

Изучение олистостромовых комплексов дает в руки геолога-съемщика чрезвычайно важный материал, поскольку именно эти комплексы чаще всего разделяют в разрезе складчатого фундамента тектонические единицы самого различного происхождения, накопление осадочных толщ которых нередко происходило в различных геодинамических обстановках на значительном удалении друг от друга. Поэтому важно внимательно и полно изучить состав и процент распространенности олистолитов различного происхождения в олистостромовых ассоциациях, установить их формационную принадлежность, изменение в составе цемента и связь с нижележащим, как правило, подстилающим олистостромовую ассоциацию флишевым разрезом. Ценную информацию дает сопоставление данных по изменению мощности олистостромовых комплексов в разных участках изучаемой территории.

Нередки случаи, когда в разрезах складчатого фундамента принимают участие несколько олистостромовых комплексов разного возраста и происхождения, непосредственно контактирующие друг с другом. Поэтому особое значение приобретает внимательное исследование цемента олистостромовых комплексов и отбор фаунистических и микрофаунистических остатков из этих комплексов, которые позволяют проводить их достаточно корректную датировку.

Главная задача геолога-съемщика при проведении съемок складчатой области — выявление слагающих эту область комплексов тектонических покровов (тектонических единиц) в ее пределах и установление их соотношений друг с другом на всей площади исследуемой территории, а также в других районах выходов этих тектонических единиц на земную поверхность. Необходимо изучить формационный состав каждой из выделенных тектонических единиц при проведении геологосъемочных работ, исследовать стратиграфическую последовательность осадочных толщ в пределах каждой единицы; при этом особое внимание следует обращать на то, какие формации характерны для подошвы выделяемой тектонической единицы и какие для ее кровли. Следует помнить, что в подошве тектонического покрова многие элементы нормального стратиграфического разреза изучаемого тектонического комплекса могут отсутствовать.

При проведении полевых работ следует проводить специальные исследования по проверке наличия или отсутствия обломков гранитоидов в составе конгломератов в разрезах изучаемых тектонических комплексов. Наличие обломков гранитоидов однозначно свидетельствует о следах разрыва фундамента континентальной окраины или достаточно денудированных зрелых островных дуг.

Уже в поле необходимо составлять типовые стратиграфические разрезы для каждой выделяемой тектонической единицы; при этом должен изучаться характер изменчивости этих разрезов по площади, а также их литологические и фаунистические характеристики.

Особое внимание следует обращать на поиски органических остатков в так называемых немых толщах, при внимательном изучении которых почти всегда можно обнаружить многочисленные остатки микрофоссилий, хитиновых, остатки планктона и растительности. Во многих случаях необходима постановка целенаправленных тематических работ с привлечением специалистов — палеонтологов и палеоботаников.

Важной частью полевых исследований является изучение структурных характеристик картируемых тектонических единиц. Определяется вергентность складчатости и последовательность этапов деформаций, приведших к формированию наблюдаемых в настоящее время тектонических структур. Подробно методика структурного анализа формационных комплексов, слагающих тектонические покровы, изложена в монографиях В. С. Буртмана [1973; 1976].

В поле необходимо также проводить отбор образцов для определения палеомагнитных характеристик изучаемых формационных комплексов в пределах различных тектонических единиц. Для таких исследований выбираются разновозрастные фаунистически охарактеризованные формации горных пород из различных тектонических единиц. Отбор образцов по выбранным возрастным срезам из различных покровов и тектонических единиц изучаемой складчатой области для определения палеоширот мест их первоначального формирования является основным исходным материалом для составления палинспастических карт и схем для выбранных возрастных уровней. Методика отбора образцов для палеомагнитных

исследований подробно описана в книге «Палеомагнитология», изданной под редакцией А. Н. Храмова в 1982 г.

Выбор возрастных срезов для составления палинспастических карт желательно проводить коллективно, учитывая работы по съемке в пределах групп листов или даже сравнительно удаленных друг от друга территорий изучаемого складчатого пояса.

Примером работ такого типа, увенчавшихся успехом благодаря целенаправленной и согласованной работе большой группы специалистов из разных стран, является создание серии палинспастических карт последовательных этапов развития океана Тетис (десять возрастных срезов от поздней юры до современного периода с возрастными интервалами между ними от 10 до 35 млн. лет). На рис. 14 и 15 воспроизведены две карты из этого комплекса — для плинсбахского века позднюрской эпохи и для олигоцена.

За последние годы данные палеомагнитных определений палеоширот районов формирования горных пород, слагающих складчатые пояса, перевели палинспастику на качественно новый уровень и дали возможность составлять региональные палинспастические реконструкции для отдельных океанов и участков океанов геологического прошлого — океана Тетис [История океана Тетис, 1987 г.], Уральского палеоокеана [История развития Уральского палеоокеана, 1984 г.; Зоненшайн и др., 1987]. Но если для мезозойского и кайнозойского этапов геологической истории карты такого типа построены на богатом материале палеомагнитных определений палеоширот, то карты, построенные для более ранних геологических эпох фанерозоя и тем более протерозоя во многом гипотетичны и основаны на значительно более скудном и ограниченном материале палеомагнитных определений. Поэтому при полевых исследованиях, выполняемых в настоящее время, при отборе образцов для палеомагнитного определения палеоширот их формирования, необходимо строго придерживаться выбранных возрастных интервалов, для которых будет проводиться составление палинспастических схем.

Изучение каждого тектонического комплекса (тектонической единицы), участвующего в строении картируемой складчатой области, должно сопровождаться составлением стратиграфических разрезов с целенаправленным отбором образцов для определения геодинамических обстановок формирования слагающих этот комплекс пород. Особенно информативны для этих целей вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования и терригенные толщи (в особенности граувакки), в связи с чем отбор образцов из вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенных толщ на петрохимические и геохимические исследования должен быть особенно представительным (см. рис. 16—36).

Особое значение для понимания реального геологического строения изучаемой складчатой области и для прогнозирования эндогенного оруднения в ее пределах имеет тщательное изучение и качественное картирование гранитоидных формаций. Гранитоиды — главный продукт коллизионного процесса. Возраст наиболее древних гранитов в разрезе изучаемой складчатой области в большинстве случаев совпадает со

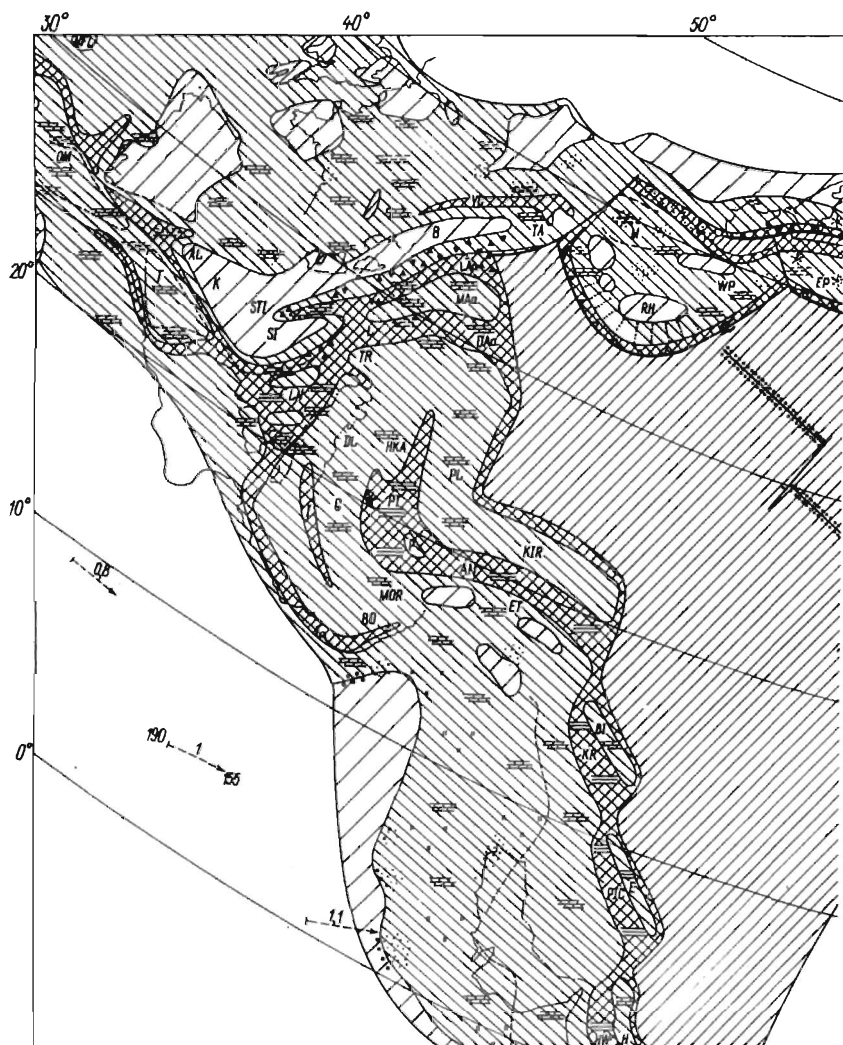
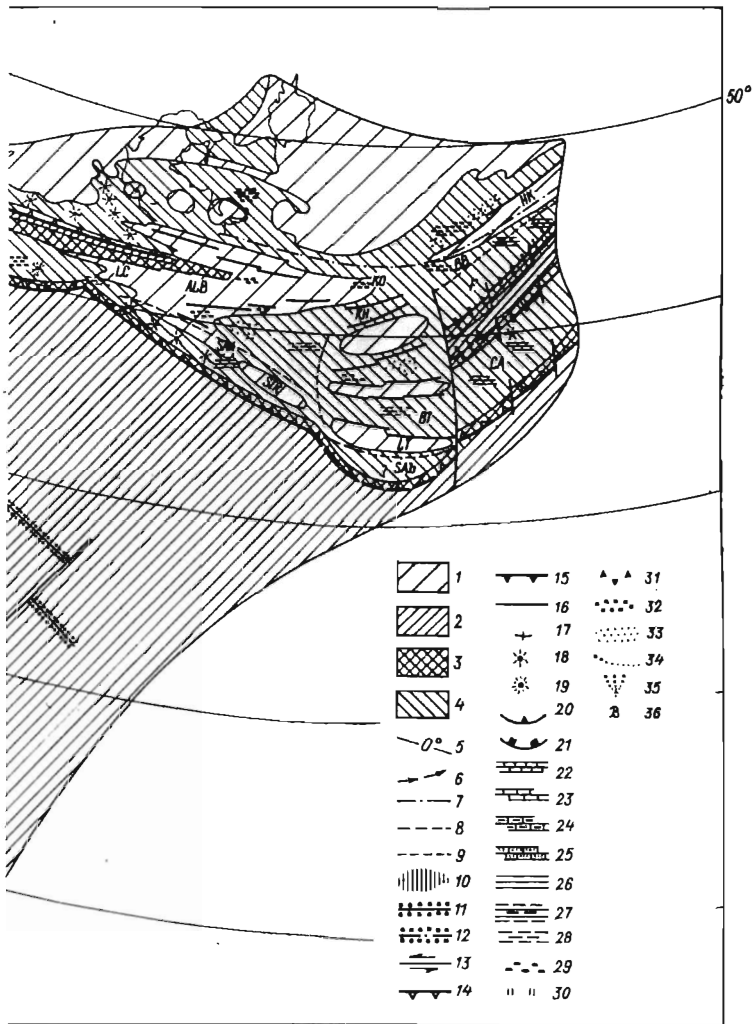


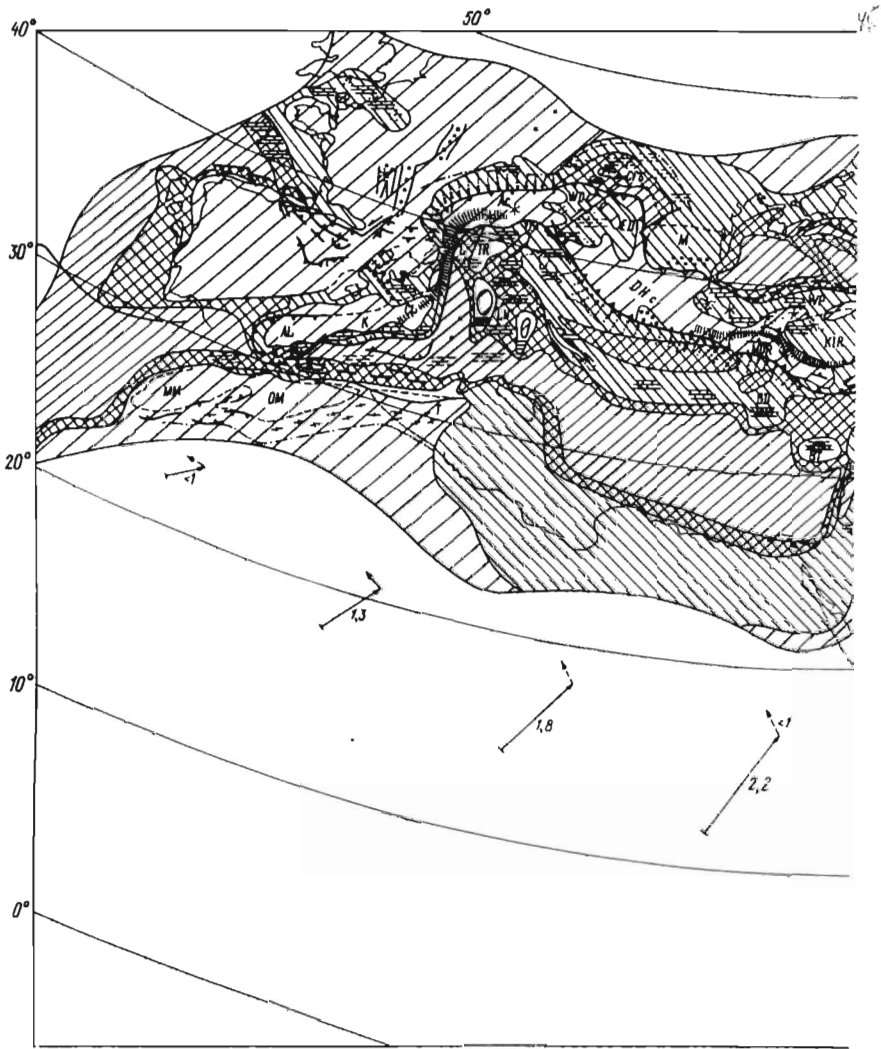
Рис. 14. Палинспастическая реконструкция западной части океана Тетис для палинсабхского века, 190 млн. лет назад (по Ж. Деркуру, Л. П. Зоненшайну и др. [Зоненшайн, 1987]).

1 — подвижные блоки (с любым типом коры); 2 — океаническая кора; 3 — тонкая континентальная кора; 4 — мощная континентальная кора; 5 — палеошироты; 6 — вектор движения; 7 — граница альпийских образований; 8 — граница блоков; 9 — граница фаций; 10 — метаморфизм; 11 — активный спрединговый хребт; 12 — спрединговый хребт отмерший; 13 — трансформный разлом; 14 — океаническая субдукция; 15 — надвиг; 16 — разрыв (сброс); 17 — складка; 18 — вулканизм; 19 — вулканизм и вулканокластические осадки; 20 — аккреционная призма, содержащая включение океанической коры; 21 — обдукция офиолитов; 22 — платформенные известняки; 23 — пелагические известняки; 24 — мергелистые известняки; 25 — песчанистые известняки; 26 — радиолярит; 27 — радиолярит и мергель; 28 — глинистый сланец; 29 — уголь; 30 — эвапорит; 31 — брекчия; 32 — конгломерат; 33 — песчаник; 34 — флиш; 35 — дельта; 36 — боксит. Ас — Альпы, АЛ — Альборан; АЛВ — Альборц; АН — Антилия; В — покров Бриансониз Французских Альп; ВВ — Банд-э-Баян; ВД — Бей Дагларн; ВІ — Биситун; ВТ — основание Троодоса; СА — Центрально-Афганистанский комплекс Гельменд; СФб — Карпатский флишевый бассейн; СЛ — Калабрия; ДНС — Динаро-Эллинская цепь; ДЛ —



Далматия; ДЗ — Дзирула; Е — экзотические блоки Нейриза; ED — Восточные Даиды; EP — Восточные Понтиды; ET — Восточные Тавриды; F — Фарах; G — Гаврово; GC — Большой Кавказ; H — Хайби; НК — Гиндукуш; HKA — Высокий Карст; HW — Хавазина; I — Ионийский покров; K — Кабилия; KB — Кабул; KD — Копетдаг; KH — Кур; KIP — Кирсехир; KM — Кемер; KR — Керманшах; KV — Кавир; L — Ломбард; LAa — нижние покровы Австральпид; LC — Малый Кавказ; LN — Лаго Negro; LT — Лут; M — Мезия; MAa — средние покровы Австральпид; MDR — Мендерес; MM — Марокканская Мезета; NFL — Ньюфаундленд; NS — Наин-Сабсевар; OM — Оранская Мезета; P — Парнас; PI — Пинд; PIC — Пншакун; PL — Пелагонийский покров; PH — Родопы; SAB — Южно-Армянский блок; SAN — Самандей; SI — Сила; SIR — Сирия; ST — бассейн Южного Тавра; STI — Стило; T — Тунис; TA — Татры; TB — Таббас; TL — Талеш; TR — Тридентин; VAa — верхние покровы Австральпид; V — Ван; VL — покровы Вале Французских Альп; WD — Западные Даиды; WP — Западные Понтиды; Z — Захдан.

Буквенные обозначения соответствуют фрагментам различных участков современной континентальной коры Альпийско-Гималайского пояса от Атлантики до Памира, значки — осадочным и вулканогенным фациям накапливающихся осадков и геодинамическим обстановкам.



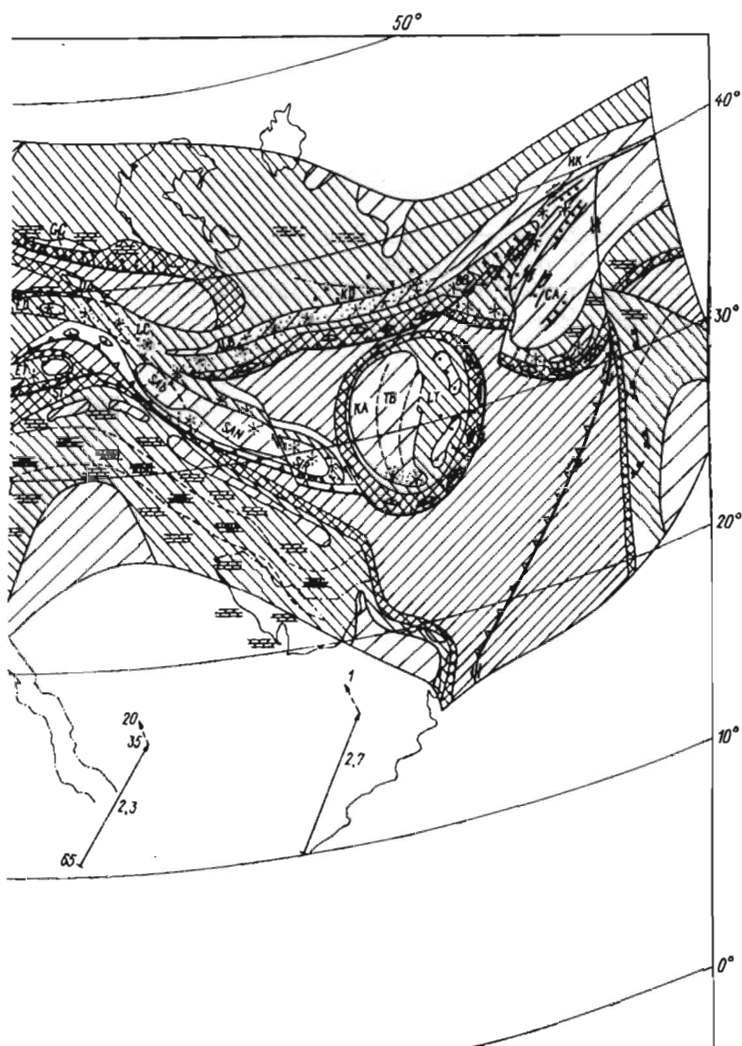


Рис. 15. Палинпастическая реконструкция строения западной части формирующегося Альпийско-Гималайского пояса для начала олигоцена, 35 млн. лет назад (по Ж. Деркуру, Л. П. Зоненшайну и др. [Зоненшайн, 1987]). Усл. обозначения см. на рис. 14.

временем формирования континентальной коры. Поэтому необходимо тщательное изучение всех гранитоидов массивов в пределах картируемой территории, установление их возраста, характера контактов с вмещающими толщами, случаев ассимиляции и переплавления вмещающих контактов, сбор и изучение ксенолитов и включений, отбор проб для определения отношения $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ в гранитах, которые указывают при относительно малых значениях этого отношения (меньше 0,708) на преобладание мантийного вещества в составе гранитной магмы, а при значении этого отношения больше 0,708 — на преобладание в гранитной магме переплавленного корового вещества. Необходим также отбор проб для изучения газовой-жидких включений в гранитах.

В процессе полевых исследований должны быть осмотрены и исследованы известные месторождения и рудопроявления, проверены все сделанные в предполевой период металлогенические прогнозы, проведены общепонсковые работы, предусмотренные инструкцией при проведении ГСР-50. При этом геологам-съемщикам необходимо произвести четкое разделение известных месторождений и рудопроявлений на дошарьяжные, связанные в площадном отношении только с разрезом вмещающей их тектонической пластины (тектонической единицы), и послешарьяжные, сквозные.

Такое разделение обязательно должно быть отражено на составляемой геологической карте и на карте полезных ископаемых, в легендах которых месторождения и рудопроявления полезных ископаемых дошарьяжной группы должны быть обозначены индексами и условными обозначениями, отличными от индексов и условных обозначений, принятых для месторождений послешарьяжной и субсеквентной групп.

В процессе полевых работ необходимо внимательно изучать мощности и характер четвертичных отложений, закономерности их размещения, которые во многих случаях могут быть достаточно полно выявлены только с помощью магнитостратиграфических исследований и установления реальных мощностей отложений, накопившихся за две последние палеомагнитные эпохи — эпоху прямого магнитного поля Брюнес (последние 660 тыс. лет) и эпоху обратного магнитного поля Матуяма (660—2200 тыс. лет). Картирование реальных мощностей четвертичных отложений позволяет проследивать на глубину различные по плотности геодинамические комплексы, в частности скрытые на глубине массивы гранитоидов, и наносить на карту их границы.

Большое значение имеет и изучение в поле следов новейших тектонических движений — сдвигов, раздвигов, зон сжатия. Изучение новейшей геодинамики целесообразно проводить с комплексным использованием материалов дистанционных съемок и карт, на которых нанесены места сейсмических толчков, зафиксированных на протяжении последних десятилетий. Наиболее значительные сейсмоактивные зоны должны быть изучены в поле, засняты в крупном масштабе и показаны на геологической карте с указанием направленности и скорости проходящих тектонических процессов.

Полевые работы должны сопровождаться проведением полевого геодинамического анализа, облетами и наземными исследованиями всех

опорных участков, представляющих наибольший интерес для понимания общей структуры картируемого региона или представляющих интерес в отношении прогнозирования различных видов полезных ископаемых. Все выделенные в поле тектонические единицы должны быть закартированы, установлены границы между ними на местности и дан прогноз взаимоотношений между ними на глубину. Должна быть составлена таблица сопоставления стратиграфических разрезов всех выделенных тектонических единиц и предварительная схема взаимного расположения мест накопления выделенных комплексов (палинспастическая схема или несколько палинспастических схем для разных возрастных интервалов). Должна быть составлена карта новейшей тектоники, основанная на материалах дешифрирования аэро- и космических снимков. Должна быть составлена предварительная карта прогноза полезных ископаемых на всю картируемую территорию. Полевые исследования должны сопровождаться полевой документацией в виде полевых дневников, журналов опробования, геологических разрезов и опорных профилей, полевых стратиграфических колонок и геодинамических разрезов, наземных и аэрофотосъемок изучаемого региона.

3.3. Камеральные работы

Обработка всех собранных в поле материалов должна проводиться на основе актуалистического метода аналогий с современными геодинамическими обстановками. Поэтому камеральная обработка собранных в поле геологических материалов должна основываться на сравнительном анализе этих материалов и материалов по изучению осадочных, вулканических и плутонических образований, формирующихся в настоящее время в различных геодинамических условиях.

Представляется нецелесообразным употребление в практике геологического картирования и в легендах составляемых геологических, тектонических и металлогенических карт геосинклиальной терминологии, поскольку существующие методики выявления геодинамических обстановок формирования горных пород, как правило, позволяют более точно и более узко определить их генетическую принадлежность, чем это позволяет геосинклиальная терминология. Так, например, геологические формации, относимые обычно к группе эвгеосинклиальных, могут реально принадлежать формациям рифтовых зон срединно-океанических хребтов, океанического ложа, океанических островов, внутренних и внешних частей островных дуг, окраинных морей (микроокеанических бассейнов) и т. д. При составлении геологической карты необходимо выявление именно такой дробной и точной геодинамической привязки.

Для проведения такой привязки за последние годы разработаны различные методики, большая часть которых основывается на детальном петрохимическом и геохимическом изучении образцов горных пород изучаемых формаций и нанесении данных химических, спектральных и минералогических анализов на соответствующие дискриминантные диа-

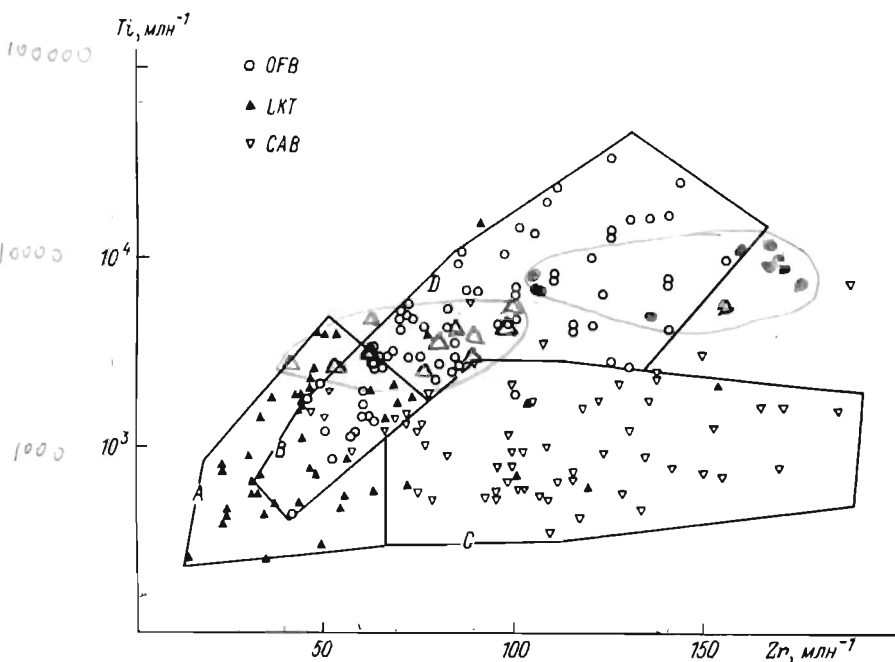


Рис. 16. Дискриминантная диаграмма $Ti-Zr$ для выявления геодинамических обстановок формирования базальтов (по Дж. Пирсу и Дж. Канну [Pearce, Cann, 1973]). На диаграмму нанесены данные по содержанию Ti и Zr в базальтах океанического ложа (*OFB*), низкокальциевых толеитов (*LKT*) и известково-щелочных базальтов (*CAB*). Базальты океанического происхождения попадают в поля *D* и *V*, низкокальциевые толеиты — в поля *A* и *B*, известково-щелочные базальты — в поля *C* и *V*.

граммы. Наиболее полно разработаны методики определения геодинамической природы и условий накопления базальтоидных и других вулканогенных формаций основного и среднего состава. К таким методикам относятся разработанные Дж. Пирсом и Дж. Канном [Pearce, Cann, 1973; 1975] дискриминантные диаграммы для диагностики базальтоидов по малым и редким элементам: цирконию, иттрию, хрому, титану. Впоследствии эти методики были существенно развиты и усовершенствованы [Pearce et al., 1977; 1981]. При этом в работах указанных авторов предложено использовать для диагностики геодинамических обстановок формирования вулканических пород основного состава уже такой широкий спектр химических элементов, как титан, цирконий, иттрий, хром, ниобий, тантал, лантан, иттербий, самарий, неодимий, стронций, торий, скандий (рис. 16 и 17). Наряду с этим Дж. Пирсом [Pearce, 1976] параллельно разработана методика определения генетической принадлежности изучаемых формаций основных вулканических пород только по данным полных силикатных анализов, специально статистически обработанных с целью выявления дискриминантных функций, позволяющих получать на суммарных диаграммах самостоятельные поля для базальтов срединно-океанических хребтов, базальтов океанического ложа, базаль-

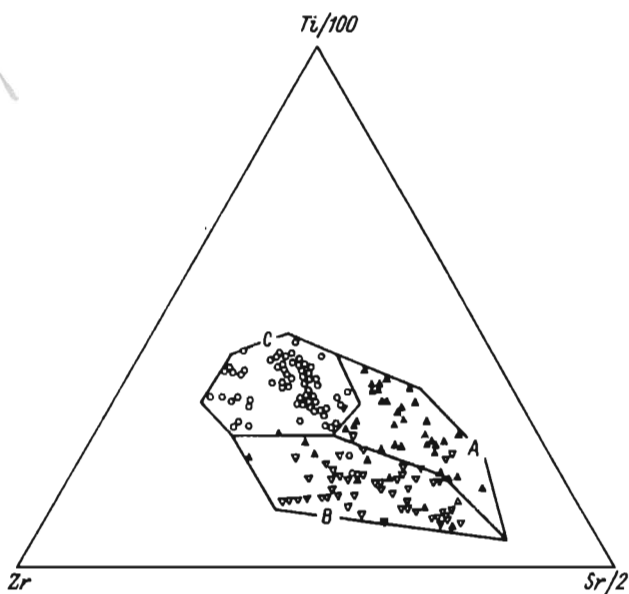
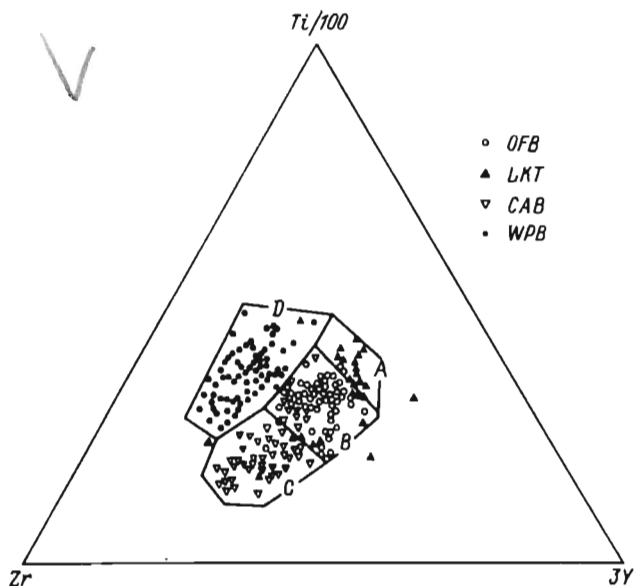


Рис. 17. Дискриминантные диаграммы $Ti/100-Zr-3Y$ и $Ti/100-Zr-Sr/2$ для расчленения базальтов различного происхождения (по Дж. Пирсу и Дж. Канну [Pearce, Cann, 1973]).

Внутриплитные базальты (т. е. базальты океанических островов и континентальные базальты — *WPB*) попадают в поле *D*, базальты океанического ложа (*OFB*) — в поле *B*, низкокальциевые толенды (*LKT*) — в поля *A* и *B*, известково-щелочные базальты (*CAB*) — в поля *C* и *B*.

тоидов океанических островов и островных дуг и шошонитовых вулканических серий (рис. 18).

Удобную и хорошо действующую методику геохимической диагностики толеитов океанического и островодужного происхождения предложили Л. Беккалува, Д. и М. Оненштеттеры [Vessaluva e. a., 1979]. Она основана на использовании дискриминантных диаграмм с нанесением по оси ординат (в логарифмическом масштабе) отношений содержаний Ti / Cr , а по оси абсцисс — содержаний никеля (рис. 19), и диаграмм отношений содержаний Va / Y (рис. 20).

Еще более удачна предложенная Э. Д. Малленом [Mullen, 1983] методика определения генезиса базальтовых пород и выявления среди них базальтоидов океанического и островодужного происхождения на дискриминантной диаграмме, показывающей соотношение оксида марганца, диоксида титана и оксида фосфора (рис. 21 и 22).

Были разработаны и методики расчленения пород океанического и островодужного происхождения, претерпевших зеленокаменный метаморфизм и превращенных в празинитовые зеленокаменные ассоциации. Для таких пород Р. Койшем, Ф. Флемингом, М. Ларсеном, Р. Пойнером и Дж. Сейбертом [Coish e. a., 1985] предложены дискриминантные диаграммы $FeO-MgO-Al_2O_3$ (рис. 23, здесь частично использована методика, предложенная Дж. Пирсом в 1977 г.) и $Hf-Th-Ta$ (рис. 24).

Широко используются для геохимической диагностики вулканогенных формаций различного происхождения данные о содержании в вулканитах редкоземельных элементов (РЗЭ). Действенные методики использования данных о содержании РЗЭ для выявления геодинамической природы изучаемых вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций разработаны Ю. А. Балашовым [1976]. Так, например, на составленной им корреляционной диаграмме отношений La / Yb — содержание калия (рис. 25) четко отбиваются друг от друга толеиты океанического происхождения, островодужные базальты и базальтоиды внутриконтинентальных рифтов. Ю. А. Балашовым и А. Я. Шараськиным разработан метод сравнительного изучения различных типов комагматических серий пород островных дуг на семикомпонентной диаграмме, основанной на закономерных изменениях содержаний двух групп редкоземельных элементов $Ce \rightarrow Sm \rightarrow Dy \rightarrow Yb$ и $Nd \rightarrow Gd \rightarrow Er$ [Балашов, 1976] (рис. 26).

Важные данные о геодинамических обстановках генезиса вулканических пород основного состава приносит и изучение изотопных составов малых и редких элементов. За последние годы установлены закономерные связи соотношений изотопных составов стронция, неодимия и гафния в изверженных горных породах океанов, островных дуг и континентов, выявлена отрицательная корреляция между отношениями $^{87}Sr / ^{86}Sr$ и $^{143}Nd / ^{144}Nd$ (рис. 27 и 28) для пород мантийного происхождения. Е. В. Шарковым и А. А. Цветковым [1986], А. А. Цветковым и Д. З. Журавлевым [1986] составлены диаграммы распределения редкоземельных элементов в щелочных сериях вулканитов рифтовых и островодужных зон и в траппах континентов (рис. 29—32), исследованы соотношения изотопов $Hf-Nd-Sr$ в океанических базальтах и базальтах островных дуг (рис. 33 и 34) и континентальных окраин (рис. 35).

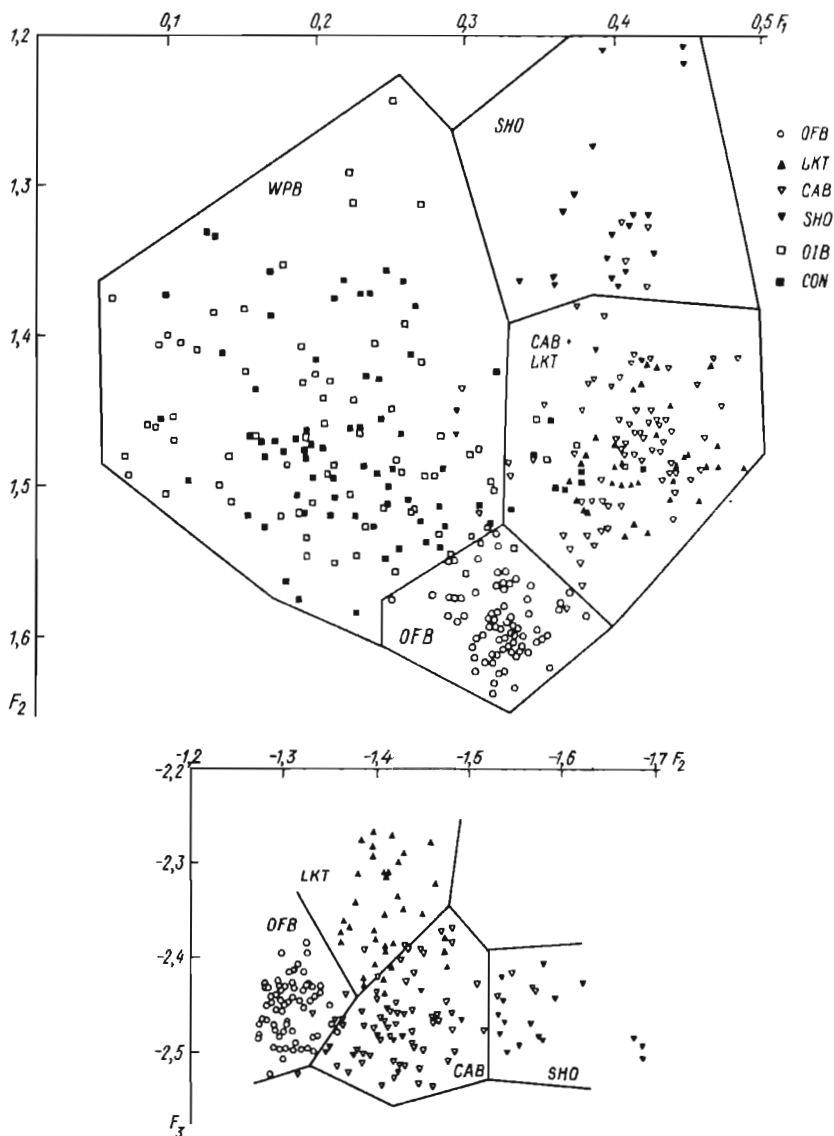


Рис. 18. Дискриминантная диаграмма, составленная на основании обработки данных полных силикатных анализов базальтов океанического ложа (OFB), низкощелочных толентов (LKT), известково-щелочных базальтов (CAB), шохонитов (SHO), базальтов океанических островов (OIB) и континентальных базальтов (CON) (по Дж. Пирсу [Pearce, 1976]).

По осям абсцисс и ординат отложены дискриминантные функции F_1 , F_2 и F_3 , рассчитанные на ЭВМ: $F_1 = +0,0088 \text{ SiO}_2 - 0,0774 \text{ TiO}_2 + 0,0102 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,0066 \text{ FeO} - 0,0017 \text{ MgO} - 0,0143 \text{ CaO} - 0,0155 \text{ Na}_2\text{O} - 0,0007 \text{ K}_2\text{O}$; $F_2 = -0,0130 \text{ SiO}_2 - 0,0185 \text{ TiO}_2 - 0,0129 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,0134 \text{ FeO} - 0,0300 \text{ MgO} - 0,0204 \text{ CaO} - 0,0481 \text{ Na}_2\text{O} + 0,0715 \text{ K}_2\text{O}$; $F_3 = -0,0221 \text{ SiO}_2 - 0,0532 \text{ TiO}_2 - 0,0361 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,0016 \text{ FeO} - 0,0310 \text{ MgO} - 0,0237 \text{ CaO} - 0,0614 \text{ Na}_2\text{O} - 0,0289 \text{ K}_2\text{O}$.

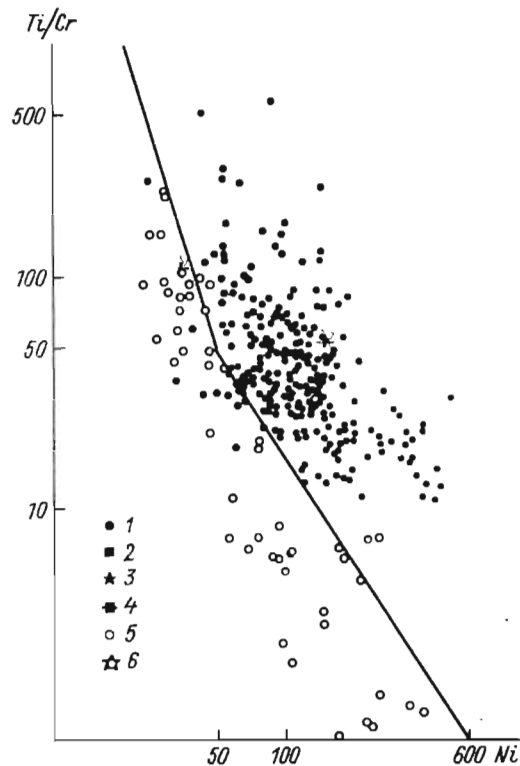
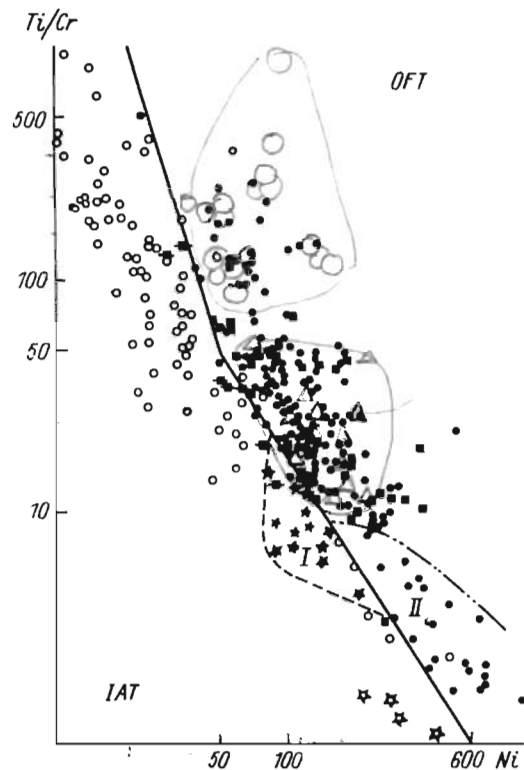


Рис. 19. Дискриминантные диаграммы $Ti/Cr-Ni$.

Слева — современные базальты толентовой группы ($40\% < O < 56\%$) островодужного (IAT) и океанического (OFT) происхождения. 178 анализов толентов океанического дна (1) и 84 анализа островодужных толентов (5) позволяют эмпирически установить границу между двумя типами. Особое внимание следует обратить на кальциевые базальты рейса 37 Гломара Челленджера (3), базальты окраинных морей (2), лавы задуговых бассейнов (4) и бокситы (6); I — поле известковистых базальтов, II — поле магниевых базальтов и пикритов.

Справа — базальты и метабазальтовые породы различных офиолитовых комплексов разделены на две группы. Офиолитовые комплексы океанического происхождения (1) хорошо отчлняются от островодужных офиолитов (5) (по [Veccaluva e. a., 1979]).

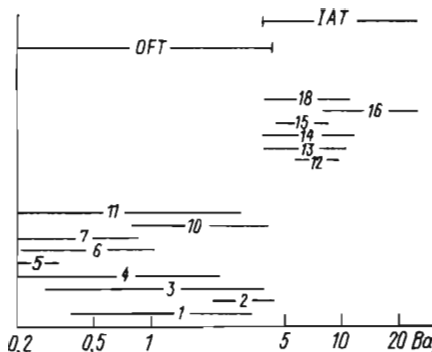


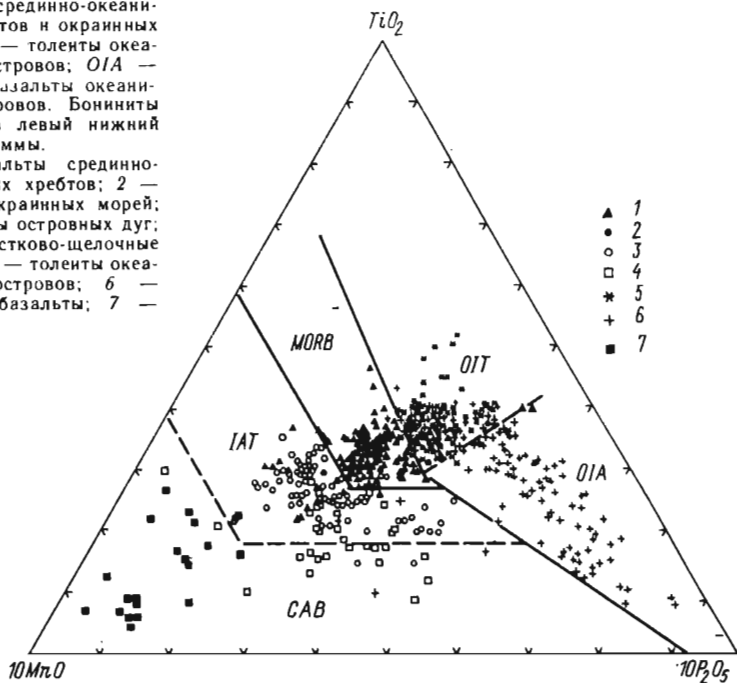
Рис. 20. Соотношение содержаний Ba/Y в океанических (*OIT*) и островодужных (*IAT*) толентах. В целом отношение Ba/Y менее чем 4,4 у океанических и более чем 3,9 у островодужных толентов (по [Vessalva e. a., 1979]).

1, 2 и 10 — Срединно-Атлантический хребет, рейс 37 Гломара Челленджера; 3 — Мозамбикский хребет, рейс 25; 4 — Индийский океан, рейс 28; 5 — Тихий океан, рейс 32; 6 — Центрально-Индийский хребет; 7 — Индийский океан, рейс 26; 11 — Срединно-Атлантический хребет, рейсы 2 и 3; 12—19 — островодужные толенты: 12 — Тонга; 13 — Фиджи; 14 — Колвинские острова; 15 — Малая Антильская дуга; 16 — Новые Гебриды; 18 — Тонга-Кермадек.

Рис. 21. Дискриминантная диаграмма $TiO_2-10MnO-10P_2O_5$ для базальтов и андезито-базальтов современных океанов и островных дуг (при 45—54% SiO_2 в породах) (по Э. Д. Маллену [Mullen, 1983]).

CAB — известково-щелочные базальты; *IAT* — толенты островных дуг; *MORB* — базальты срединно-океанических хребтов и окраинных морей; *OIT* — толенты океанических островов; *OIA* — щелочные базальты океанических островов. Бониниты попадают в левый нижний угол диаграммы.

1 — базальты срединно-океанических хребтов; 2 — базальты окраинных морей; 3 — толенты островных дуг; 4 — известково-щелочные базальты; 5 — толенты океанических островов; 6 — щелочные базальты; 7 — бониниты.



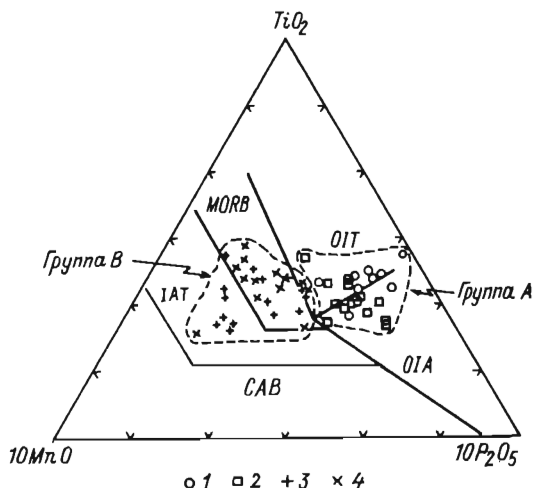


Рис. 22. Диаграмма $TiO_2-10MnO-10P_2O_5$ (по Е. Маллену [Mullen, 1983]). Выделены поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), толеитов океанических островов (OIT), толеитов островных дуг (IAT) и известково-щелочных базальтов (CAB). Континентальные толеиты могут встречаться во всех полях. На диаграмму нанесены аналитические данные по зеленосланцевым комплексам группы Камел Хамп в западной части штата Вермонт, США (1 — Тиббит Хилл, 2 — Хантингтон, 3 — Джиллет Понд, 4 — Хэнкок). Некоторые из этих комплексов (группа А) попадают в поля базальтов океанических островов, другие (группа В) — в поля базальтов срединно-океанических хребтов и островных дуг [Coish e.a., 1985]).

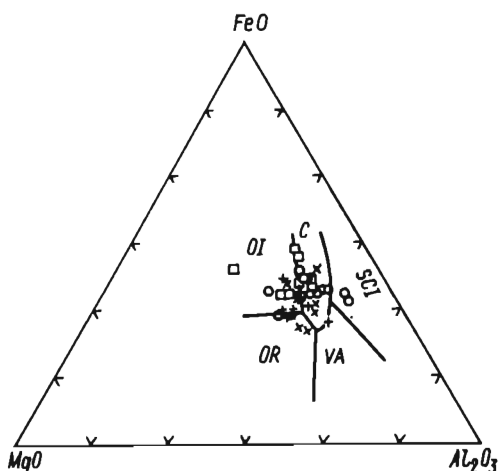


Рис. 23. Диаграмма $FeO-MgO-Al_2O_3$. Выделены поля базальтов океанических хребтов OR, океанических островов OI, континентальных базальтов C, пород вулканических островных дуг VA, базальтов островных центров спрединга SCI (по Пирсу и др., [Pearce e. a., 1977]).

На диаграмму нанесены данные по зеленосланцевым комплексам группы Камел Хамп, штат Вермонт, США [Coish e. a., 1985].

Усл. обозначения см. на рис. 22.

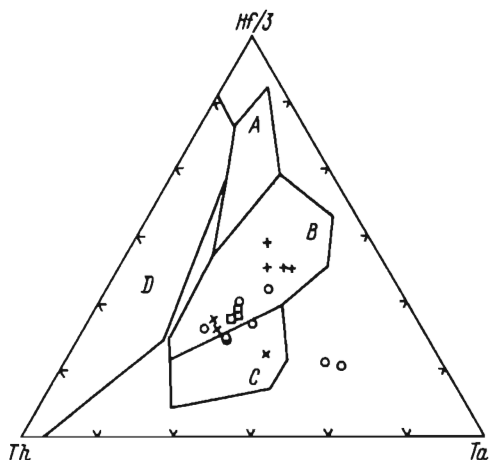


Рис. 24. Диаграмма Hf/3 — Th — Ta. Выделены поля N- и E-типов базальтов срединно-океанических хребтов (соответственно поля A и B), поле внутриплитных щелочных базальтов (поле C) и вулканических пород (поле D) (по Д. А. Вуду [Wood, 1980]).

На диаграмму нанесены данные по зеленосланцевым комплексам группы Камел Хамп, штат Вермонт, США [Coish e. a., 1985].

Усл. обозначения см. на рис. 22.

М. Бхатия и Р. Круком [Bhatia, Crook, 1986] разработана методика выявления геодинамических условий формирования граувакковых толщ и турбидитных комплексов терригенных пород в разрезах складчатых областей на основании анализа содержаний в них малых и редких элементов и составления дискриминантных диаграмм лантан-торий-скандий, торий-скандий-цирконий, отношение титана к цирконию — отношение лантана к скандию; отношение лантана к иттрию — отношение скандия к хрому, позволяющих достаточно точно диагностировать формации внутриокеанического происхождения, формации океанических и окраинно-материковых островных дуг, пассивных и активных континентальных окраин (рис. 36).

Большой интерес представляет предложенное Дж. Пирсом, Н. Харрисом и Э. Тиндлом [Pearce e. a., 1984] расчленение гранитоидов различного происхождения по их петрохимии и содержанию в них малых и редких элементов (рис. 37—40). Типовые содержания химических элементов, как породообразующих, так и малых, в различных по геодинамическому происхождению типах гранитоидов сведены этими авторами в таблицу (табл. 4), которую целесообразно использовать для грубой первичной диагностики гранитоидных массивов картируемой территории.

Среди других типов гранитоидов легко выделяются по петрохимическим особенностям комплексы субсеквентных посторогенных гранитов (А-гранитов), для определения которых Дж. Уолоном, К. Карри и Б. Чеппелом [Whalen e. a., 1987] предложены дискриминантные диаграммы, по оси ординат которых откладываются отношения содержаний гафния к алюминию, а по оси абсцисс — содержания суммы щелочей, отношения железа к магнию, оксида калия к оксиду магния, содержания циркония, ниобия, иттрия, олова (рис. 41).

Одновременно с петрохимическим изучением привезенных образцов и проб пород производится обработка палеомагнитных материалов с выявлением палеоширот мест накопления изучаемых формационных комплексов и на этой основе вносятся уточнения и исправления в палин-

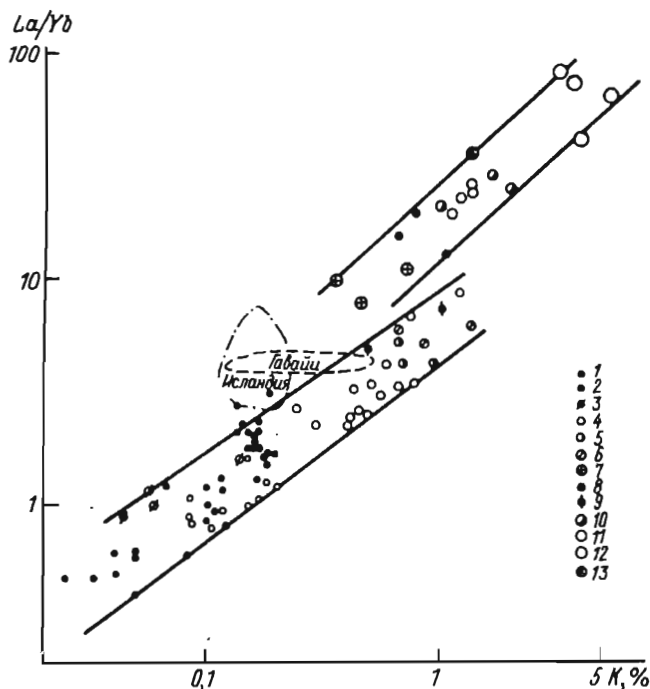


Рис. 25. Корреляция отношений La/Yb с концентрацией K в первичных магмах — толентах, высокоглиноземистых и щелочных базальтах различных провинций (по Ю. А. Балашову [1976]).

1 — толенты океанического дна [Кау е. а., 1970], 2 — толенты хребта Рейкьянес [Schilling, 1973]; 3 — высокоглиноземистые разности толентов океанических хребтов [Кау е. а., 1970]; 4 — континентальные толенты — траппы Сибирской платформы [Балашов, 1966]; 5 — высокоглиноземистые базальты Курильских островов и Камчатки; 6 — высокоглиноземистые и нормальные субщелочные базальты Стинс Маунтэн [Schilling, 1966, 1969]; 7 — пикриты и щелочные базальты Гавайских островов [Helmke, Haskin, 1973]; 8 — пикриты и базальты серии умеренной щелочности Восточно-Африканского и Западно-Африканского рифтов и Коморских островов [Герасимовский и др., 1972; Flower, 1971]; 9 — субщелочные базальты Коморского архипелага и о. Сен-Поль [Балашов и др., 1971; Flower, 1971]; 10 — пикритовые базальты о. Гоф [Zielinski е. а., 1970]; 11 — меллититовые базальты серии повышенной щелочности Восточно-Африканского рифта [Илупин и др., 1971]; 12 — меланократовые разности каллевой щелочной серии Западного Африканского рифта [Герасимовский и др., 1972]; 13 — оливиновые мельтейгит-порфиры Турьего полуострова [Балашов, Шараськин, 1966].

спастические схемы и карты, составленные в предполевой период и во время полевых исследований.

Одновременно уточняется модель закономерностей формирования и локализации месторождений полезных ископаемых в картируемых геодинамических комплексах; совершенствуется и дополняется легенда составляемой геологической карты. Данные палеомагнитных определений палеоширот сопоставляются с данными по петрохимической зональности вулканических и плутонических комплексов. Проводится раздельное изучение вулканических формаций, залегающих в пределах конкретных

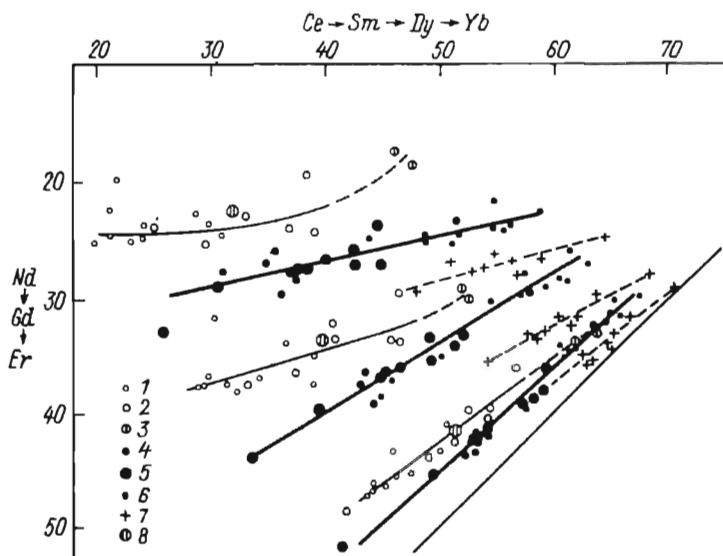


Рис. 26. Три типа комплементарных соотношений в трех комагматических сериях пород островных дуг, сопоставленные на семикомпонентной диаграмме по методу Ю. А. Балашова, А. Я. Шараськина [1966].

1 — толеиты; 2 — андезиты и андезито-базальты толеитовой группы; 3 — дациты штата Вашингтон (США); 4 — высокоглиноземистые базальты; 5 — андезиты; 6 — дациты и липариты; 7 — щелочные базальты, муджериты, трахиандезиты; 8 — хондриты.

тектонических единиц складчатого фундамента и накопившихся до эпохи шарьирования, а также субсеквентных вулканических серий, формировавшихся в эпохи коллизии и орогенеза и «запечатывавших» комплексы тектонических покровов складчатого фундамента. При этом особое внимание должно быть обращено на выявление закономерностей изменения химических и минералогических составов одновозрастных вулканических серий в разрезах складчатых поясов и их картируемых участков, в частности на закономерные изменения содержания таких сильных центральных элементов, как калий, рубидий, стронций, цирконий, барий, редкие земли. Во многих случаях это позволяет установить, в каком направлении в соответствующие эпохи были наклонены субдукционные зоны, над которыми происходило формирование изучаемых вулканических ассоциаций пород.

Интересные результаты могут быть получены при обработке достаточно представительных выборок силикатных анализов на ЭВМ с проведением последовательно факторного и кластерного анализа; при этом сопоставляются комплексы аналитических данных эталонных формаций, формирующихся в настоящее время в островных дугах, срединно-океанических хребтах, в пределах окраинных морей, на активных окраинах континентов, а также в рифтовых зонах и районах трапповых базальтоидных излияний. Эти комплексы химических составов пород эталонных формаций сопоставляются и анализируются совместно с химическими

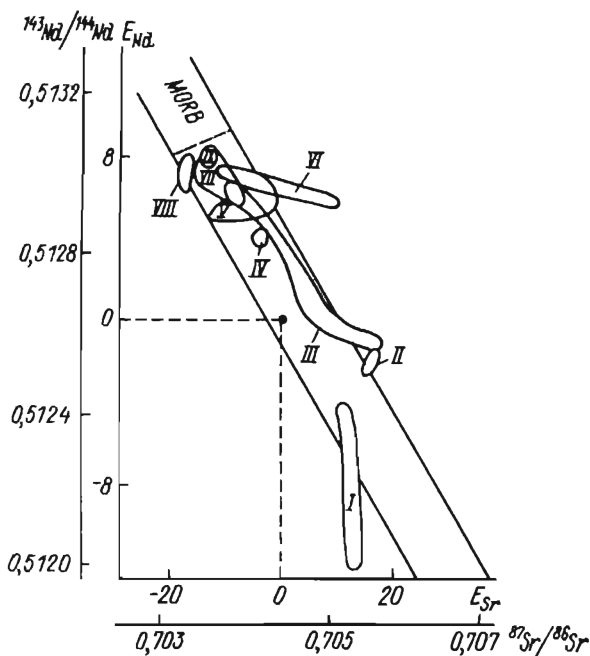


Рис. 27. Диаграмма $E_{Sr}-E_{Nd}$ для магматических пород океанов и континентов, характеризующихся развитием в геодинамическом режиме расширения [Цветков, Журавлев, 1986].

I — континентальный рифтовый магматизм — рифт Рио-Гранде; II—IX — интратипитный магматизм: II — о. Тристан-да-Кунья, III — Патагония, IV — о. Буве, V — Гавайские острова, VI — Азорские острова, VII — о. Исландия, VIII — о. Асеньон (о. Вознесения), IX — море Скоттия.

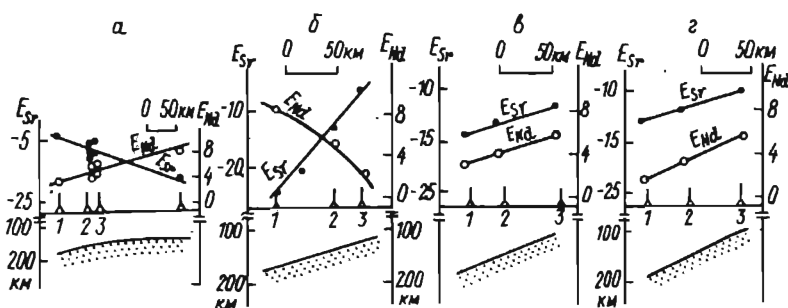


Рис. 28. Корреляция изотопных параметров E_{Nd} и E_{Sr} в базальтах вулканов островных дуг с глубиной зоны Бенъофа [Nohda, Wasserburg, 1981].

а — Центральная Япония (1 — Миоко, 2 — Асама, 3 — Хаконе); б — Северо-Восточная Япония (1 — Кампу-Сан, 2 — Мориуши, 3 — Хачимантай); в — Центральные Курилы (1 — Чирикотан, 2 — Экарма, 3 — Онекатан); г — Северные Курилы (1 — запад пр. Дианы, 2 — восток пр. Дианы, 3 — Симушир).

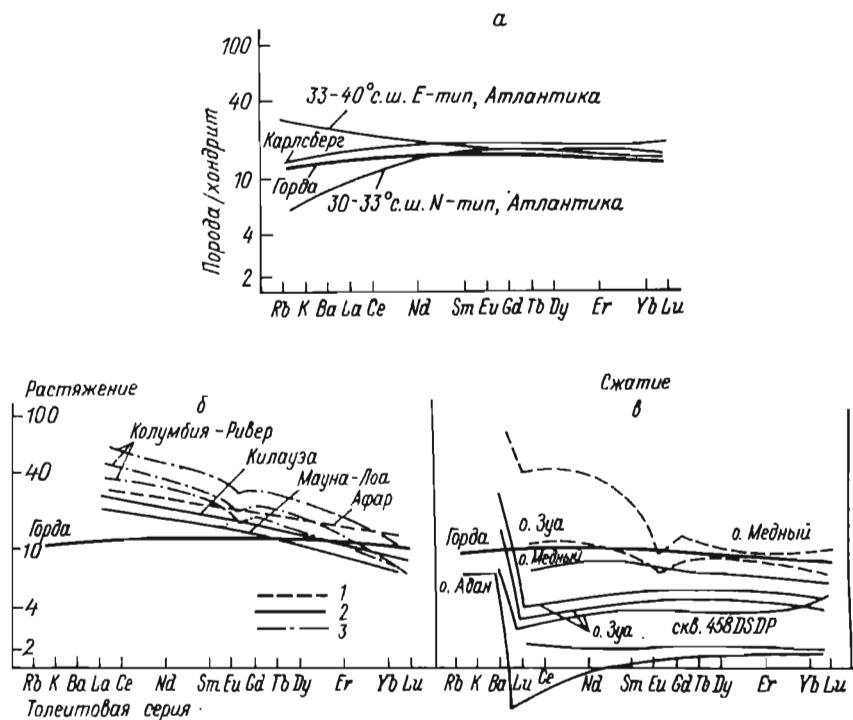


Рис. 29. Распространение редкоземельных элементов в породах толетовых серий зон сжатия и растяжения (по Е. В. Шаркову и А. А. Цветкову [1986]). а — срединно-океанические хребты; б — рифты (1), острова (2), траппы (3); в — островные дуги.

анализами пород формационных комплексов изучаемой складчатой области. Такой сравнительный анализ может проводиться как между вулканическими и plutonicкими рядами формаций, так и между осадочными формационными комплексами разных типов.

По изменениям составов массивов гранитоидов в пределах картируемой площади изучается самостоятельно для каждой возрастной группы гранитоидных массивов отражение в их составах субдукционной зональности, с которой связана и металлогеническая специфика гранитоидных массивов. Подробно эта связь рассмотрена в гл. 2 (см. табл. 3).

Одновременно с изучением химизма гранитоидных массивов на основе сбора имеющихся и проведения дополнительных химических и минералогических анализов проводится изучение форм срезов гранитоидных массивов земной поверхности, анализируются их фотопортреты на высотных и космических снимках разных типов. Исходя из формы среза массивов делаются выводы об их возможной рудоносности. Для этого целесообразно использовать фотопортреты вулканических массивов на космических и высотных снимках масштабов 1:100 000, 1:200 000, 1:500 000 и 1:1 000 000. Для выявления возможной металлогенической

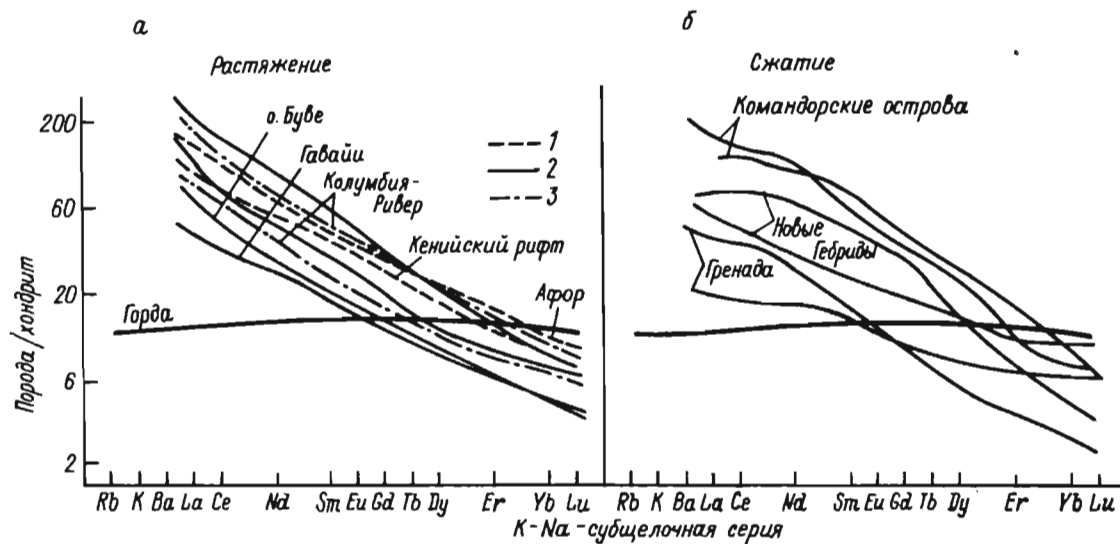


Рис. 30. Распределение редкоземельных элементов в породах К—Na-субщелочных серий зон сжатия и растяжения (по Е. В. Шаркову и А. А. Цветкову [1986]).
 а — рифты (1), острова (2), траппы (3); б — островные дуги.

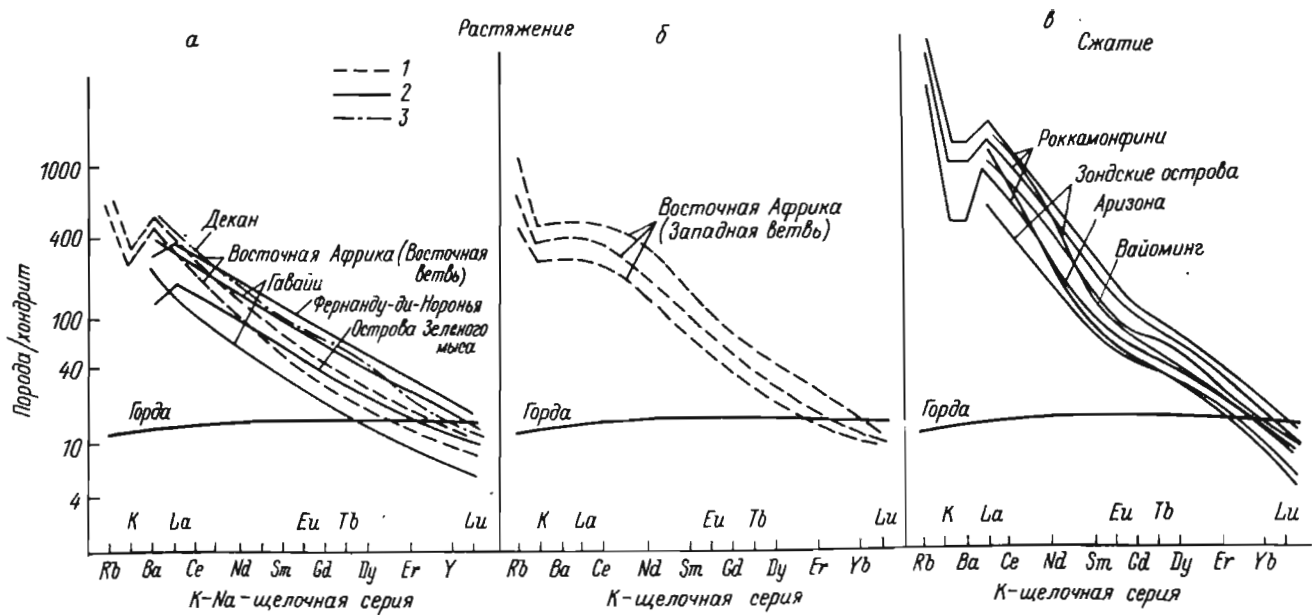


Рис. 31. Распределение редкоземельных элементов в породах К—Na- и К-щелочной серий зон растяжения и К-щелочной серии зон сжатия (по Е. В. Шаркову, А. А. Цветкову [1986]).
 а — рифты (1), острова (2), траппы (3); б — рифты; в — островные дуги, активные континентальные окраины.

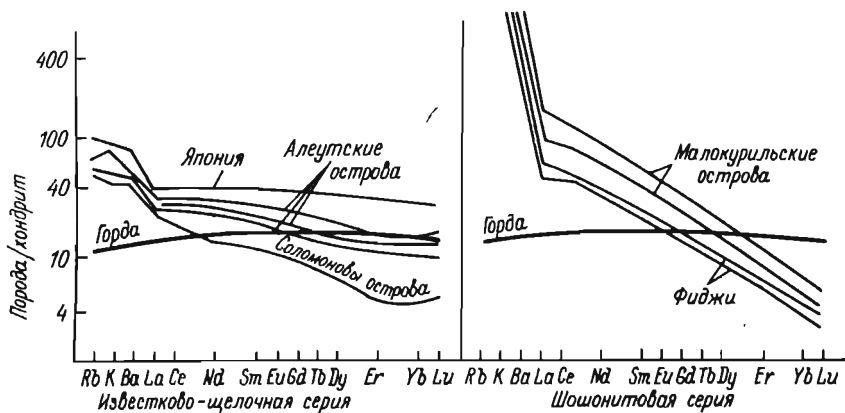


Рис. 32. Распределение редкоземельных элементов в породах известково-щелочной и шошонитовой серий островных дуг зон сжатия (по Е. В. Шаркову, А. А. Цветкову).

специфики изучаемых магматических формаций может быть использована таблица форм срезов plutонических массивов и их металлогенических характеристик, составленная С. С. Шульцем мл., приведенная в гл. 2 (см. рис. 13).

Данные химических анализов гранитоидных массивов и вулканических комплексов картируемой территории наносятся на карту и сопоставляются с отдешифрованными на космических и высотных снимках изучаемой территории концентрическими структурами и системами линейных разрывных нарушений. При этом обычно оказывается целесообразной постановка самостоятельных работ по изучению возраста, истории развития, морфологии и металлогенической специфики картируемых на территории исследуемого региона концентрических структур. Время их заложения обычно оказывается возможным определить исходя из конседиментационного анализа мощностей осадочных толщ платфор-

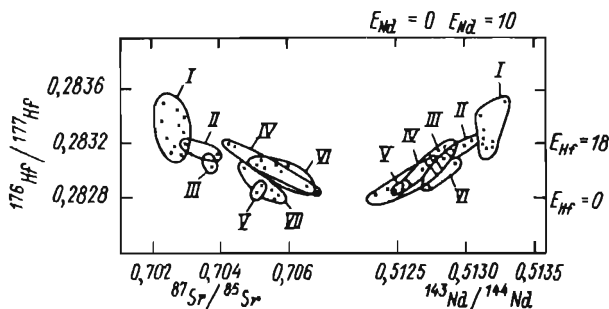


Рис. 33. Соотношение изотопов Hf—Nd—Sr в океанических базальтах зон растяжения [Цветков, Журавлев, 1986]. I — MORB; II — Галапагосские острова; III — о. Буве; IV — о-ва Общества; V — о. Тристан-да-Кунья; VI — о-ва Самоа; VII — о. Кергелен.

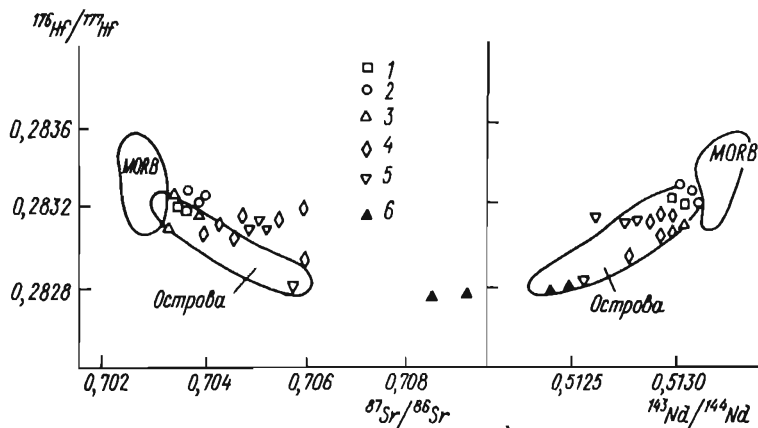


Рис. 34. Соотношение изотопов Hf—Nd—Sr в базальтах островных дуг [Цветков, Журавлев, 1986].
 1—6 — островные дуги: 1 — Марианская, 2 — Новобританская, 3 — Алеутская, 4 — Малоантильская, 5 — Зондорская, 6 — Банда; поля базальтов MORB и островов по [Patchett, 1983]; данные по Nd и Sr для дуг Зондорской и Банда по [Whitford, 1975; Whitford e. a., 1979, 1981]; остальные данные по [White e. a., 1976].

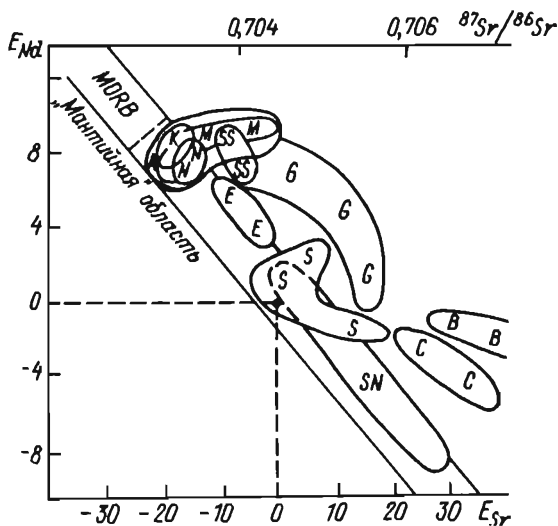


Рис. 35. Диаграмма E_{Sr} — E_{Nd} для магматических пород островных дуг и активных континентальных окраин, характеризующихся развитием в геодинамическом режиме [Цветков, Журавлев, 1986].
 А — Алеутская дуга (включая Командорские острова) [Журавлев и др., 1983]; К — Курильская дуга [Журавлев и др., 1983]; N — Новобританская дуга [Paolo e. a., 1979]; SS — Южно-Сандвичева дуга [Paolo e. a., 1979]; G — Малоантильская дуга (о. Гренада) [Paolo e. a., 1979]; M — Марианская дуга [Schilling, 1975]; S — Зондорская дуга [Whitford, 1975; Whitford e. a., 1979, 1981]; B — дуга Банда; E — Эквадорский энзиматический сегмент Анд Южной Америки; C — Северо-Чилийский энзиматический сегмент Анд Южной Америки; SN — Сьерра-Невада Северной Америки.

ТАБЛИЦА 4

Химический состав гранитоидов, формирующихся в различных тектонических обстановках (под Дж. Пирсу, Н. Харрису и Э. Тиндлу [Pearce e. a., 1984])

Компонент	Плагиограниты срединно-океанических хребтов				Островодужные гранитоиды		
	а Тоскана, Италия	с Смарт- вилл, Сьерра- Невада, США	в Срединно- Атлантиче- ский хребет близ 45° с.ш.	д Троодос, Кипр	а Оман	а Литтл- Порт, Ньюфа- ундленд	в Ямайка
SiO ₂	72,13	69,07	72,47	75,33	70,1	69,50	68,43
TiO ₂	0,23	0,51	0,33	0,23	0,53	0,16	0,33
Al ₂ O ₃	14,60	14,41	14,17	12,92	12,00	14,60	14,44
Fe ₂ O ₃	2,08	4,82	3,16	3,65	4,85	2,43	3,35
MnO	0,02	0,08	0,08	0,05	0,13	0,06	0,06
MgO	0,60	0,52	1,39	0,37	0,80	1,01	1,35
CaO	0,38	2,65	1,48	2,66	3,06	1,72	2,36
Na ₂ O	8,78	8,01	5,55	5,18	4,41	5,33	3,70
K ₂ O	0,10	0,04	0,24	0,14	0,28	1,22	3,13
P ₂ O ₅	0,29	0,09	0,06	0,04	0,11	0,07	0,12
H ₂ O	0,78	Не анал.	1,00	Не анал.	2,55	1,94	3,21
Сумма	99,99	100,20	99,83	100,57	99,42	98,04	100,48
Rb	<2	<2	<2	<2	<2	20	63
Sr	19	105	89	130	200	274	270
Ba	Не анал.	89	149	137	56	81	750
Zr	432	512	(285)	93	99	73	104
(Y)	129	88	(55)	35	44	19	10
Nb	20	14	(42)	5	2	6	9
Th	2,8	1,8	(3,4)	1,1	0,32	Не анал.	4,3
Ta	2,1	1,4	3,2	(0,35)	0,13	То же	0,79
Hf	16,95	11,8	7,6	2,7	3,03	»	2,89
La	23,4	Не анал.	43,8	Не анал.	4	»	17,7
Ce	76,0	56,9	81,7	14,9	10,7	»	31,6
Nd	40,8	42,0	35,1	10,6	10,3	»	15,4
Sm	10,0	11,6	7,7	3,6	3,7	»	2,2
Eu	1,45	2,62	1,62	1,48	1,11	»	0,67
Gd	11,0	13,1	8,8	4,4	5,0	»	Не анал.
Tb	2,27	2,6	1,3	0,94	0,97	»	0,3
Yb	15,03	11,06	6,9	4,26	4,54	»	1,37

менного чехла и складчатого фундамента в пределах изучаемой структуры и по ее обрамлению. Должна быть специально изучена возможная металлогеническая зональность внутри концентрических структур. Собираются и обобщаются материалы по изменению составов вулканических и plutонических формационных комплексов в пределах однотипных концентрических структур сходного диаметра и сходной геологической позиции. Изучаются также закономерности изменения химизма вулканических и plutонических формаций во времени.

Компонент	Внутриплитные граниты					
	с Чили	а Рифт Осло, Норвегия	а Сабалока, Судан	б Скергард, Гренландия	в Малл, Шотландия	в О-ва Вознесения
SiO ₂	74,50	73,16	70,41	76,02	73,26	71,61
TiO ₂	0,16	0,26	0,31	0,29	0,33	0,19
Al ₂ O ₃	12,52	12,28	13,01	12,60	12,55	11,68
Fe ₂ O ₃	1,00	2,72	3,79	1,95	3,73	4,48
MnO	0,01	0,20	0,05	0,02	0,08	0,14
MgO	0,07	0,10	0,12	0,08	0,08	0,17
CaO	0,29	0,23	1,34	0,06	1,07	0,13
Na ₂ O	3,56	6,14	2,90	4,07	4,05	5,50
K ₂ O	5,51	4,58	5,46	4,40	4,47	4,68
P ₂ O ₅	0,01	0,04	0,06	Не обн.	0,03	Не обн.
H ₂ O	0,94	Не анал.	1,74	0,76	0,08	0,08
Сумма	98,57	99,72	99,19	99,25	99,73	98,77
Rb	169	251	127	97	187	94
Sr	93	6	40	75	59	1
Ba	331	(80)	195	545	970	53
Zr	184	827	509	258	520	1089
(Y)	30	55	84	57	103	92
Nb	17	226	56	24	21	168
Th	20,33	(3)	18	9,06	18,03	24
Ta	1,75	(15)	3	1,54	2,11	16
Hf	5,73	(21)	15,5	7,4	14,86	42
La	40,1	72	196,9	39,4	53,4	90,6
Ce	85,8	139	404	96,4	119,4	274,4
Nd	36,2	Не анал.	182,4	38,6	58,0	122,2
Sm	8,4	9,8	29,2	7,7	14,2	17,2
Eu	0,76	1,38	1,84	1,06	2,36	2,09
Gd	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Не анал.	14,96	Не анал.
Tb	1,15	1,3	3,16	1,21	2,46	3,98
Yb	3,12	9,3	7,33	4,0	10,18	16,50

Все полученные материалы сопоставляются с существующими глобальными и региональными палинспастическими схемами и картами для различных геологических эпох. На составленные геологами-съемщиками палинспастические схемы, на которых указаны места накопления геологических формаций, слагающих картируемый регион, наносятся все полученные в процессе камеральной обработки материалов, собранных в поле, данные по геодинамической характеристике изучаемых формаций: места накопления формаций океанического, островодужного, шельфового, окраинно-континентального происхождения, устанавливаются границы континентальных массивов, островных дуг, субдукционных зон, срединно-океанических хребтов исходя из анализа палеомагнитных определений палеоширот мест формирования соответствующих формаций и петрохимических характеристик этих формаций.

В процессе составления таких карт и схем при анализе полученных материалов выявляются все спорные, требующие более детальной про-

Компонент	Коллизионные гранитоиды								
	а Юннань, Юго-Западный Китай	а Габуг, Тибет	а Юго-Западная Англия	в Новате, Итальянские Альпы	а Ба-русс, Пиренеи	в Ведретте ди Рнес, Восточные Альпы	в Кверигут, Пиренеи	d Оман	с Боливия
SiO ₂	73,18	74,56	71,73	76,20	73,89	70,69	72,3	72,3	65,63
TiO ₂	0,25	0,18	0,25	0,24	0,07	0,21	0,18	0,26	0,66
Al ₂ O ₃	15,03	13,34	14,55	14,21	15,80	15,31	14,15	14,11	14,98
Fe ₂ O ₃	1,14	1,63	2,17	0,28	0,26	2,19	1,91	2,33	4,73
MnO	0,01	0,05	0,03	0,03	0,00	0,07	0,04	0,10	0,01
MgO	0,45	0,44	0,46	0,11	0,20	0,48	0,37	2,19	2,40
CaO	1,49	1,58	0,69	1,05	1,14	2,76	1,33	2,63	1,64
Na ₂ O	3,40	2,92	2,52	3,61	4,37	3,29	3,49	2,70	3,54
K ₂ O	5,54	4,45	5,50	4,71	3,88	4,10	4,56	3,38	5,83
P ₂ O ₅	0,10	0,03	0,23	0,08	0,16	0,08	He	0,15	0,01
H ₂ O	0,25	0,81	1,36	0,23	0,76	0,62	анал. 1,39	He	He
Сумма	100,84	100,00	99,38	100,55	100,63	99,80	99,72	анал. 100,17	анал. 99,43
Rb	210	243	488	104	108	171	238	76	416
Sr	198	75	96	148	156	339	80	117	213
Ba	705	389	He анал.	484	260	He анал.	320	201	559
Zr	165	99	80	47	24	92	(160)	108	132
(Y)	7	25	13	23	15	(15)	(22)	20	24
Nb	6	16	13	4	10	(16)	(14)	8	12
Th	23,42	34,92	19,6	3,22	(1)	8,4	14,0	11,1	14,2
Ta	0,6	2,6	1,55	1,89	1,8	2,6	2,45	0,9	1,4
Hf	4,86	3,95	3,12	1,45	0,76	3,2	4,2	2,7	3,6
La	32,7	31,7	33,8	7,5	6,6	20	23,7	35,3	45,1
Ce	54,7	56,3	70,3	14,0	9,6	36	44	73,2	66,1
Nd	19,1	22,3	33,5	7,0	He	16	23	28,1	29,2
Sm	3,0	4,8	7,4	2,5	1,3	3,6	5,1	5,2	6,2
Eu	0,72	0,57	0,76	0,35	0,66	0,88	9,53	1,17	1,21
Gd	He анал.	He анал.	He анал.	3,1	He	He анал.	He	He	5,3
Tb	0,2	0,82	0,55	0,54	0,27	0,35	0,95	0,62	0,73
Yb	0,6	3,53	1,05	2,48	1,13	1,5	2,3	1,64	2,13

верки и сбора дополнительного материала участки картируемой территории; проводятся сопоставление и увязка всех имеющихся стратиграфических, петрографических и других геологических материалов.

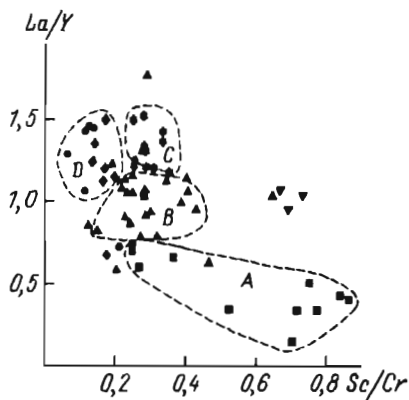
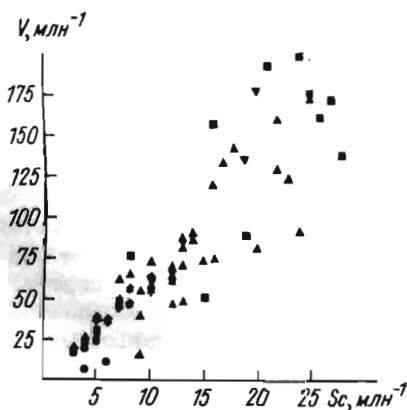
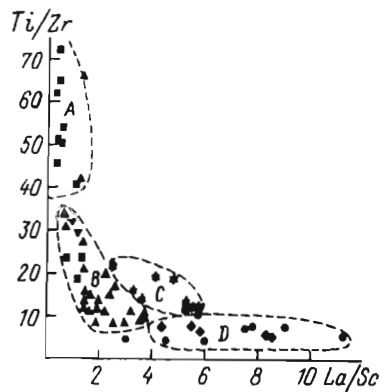
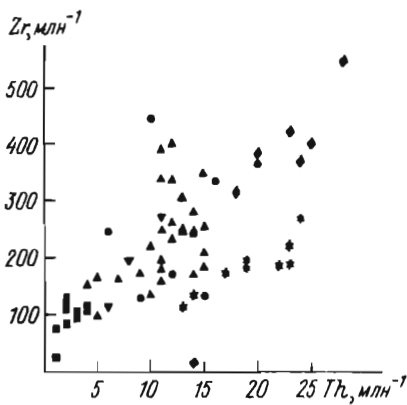
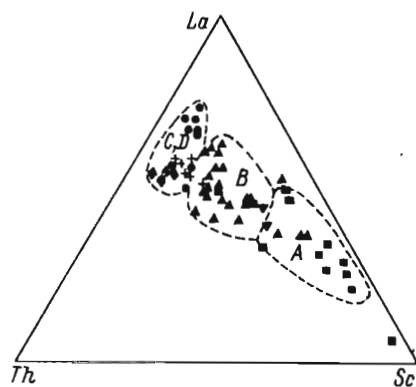
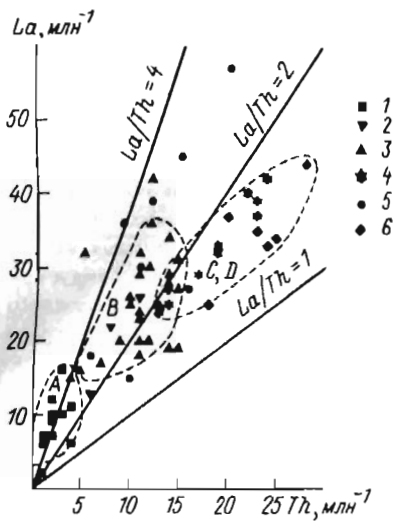
Обобщаются материалы по рудным месторождениям изучаемой территории. Специальному изучению подвергаются месторождения и рудопроявления дошарьяжного этапа для каждой тектонической единицы складчатого фундамента; определяются палеотектонические условия их формирования, и по каждой группе таких месторождений осуществляется металлогенический прогноз, основанный на тектоническом анализе

структурного положения и размещения на глубину формационных комплексов, относящихся к данной тектонической единице.

Самостоятельно изучаются все постшарьяжные сквозные металлогенические комплексы месторождений и рудопроявлений, сформировавшихся в эпоху коллизии и гранитообразования и в более поздние постколлизийные эпохи. Изучается металлогеническая зональность, связанная с каждой из эпох активного гранитообразования, выявляется роль систем линейных нарушений и концентрических структур, дешифрируемых на космических снимках, в размещении рудных месторождений. Выявляются закономерности размещения на картируемой площади рудных районов, узлов, полей, месторождений для каждого типа рудных объектов. Производится предварительный подсчет ресурсов в условных единицах или единицах объема картируемых рудных объектов. Производится количественная оценка ресурсов по отдельным участкам рудоносных площадей по категории R_3 , основанная на аналогиях с эталонными рудоносными участками. Даются рекомендации по направлениям дальнейших исследований перспективных площадей, учитывающие аккреционное строение складчатого фундамента и реальные границы тектонических единиц, которые его слагают, на глубине. Специальному изучению подлежат субсеквентные вулканические комплексы, «запечатывающие» формации многопокровного складчатого фундамента в эпохи коллизии и орогенеза, и формации платформенного чехла.

На заключительном этапе работ обобщаются все собранные материалы, создается модель формирования континентальной коры и всех главных слагающих ее формаций, а также полезных ископаемых для территории картируемого региона. Осуществляется металлогенический прогноз, основанный на всех собранных данных по металлогении картируемого региона, сравнительной характеристике изучаемых рядов формаций, субдукционной металлогенической зональности, на выявлении системной роли линейных разрывных нарушений и концентрических структур в размещении рудных объектов, а также на изучении локальной металлогенической зональности внутри концентрических структур и в узлах сеток разрывных нарушений различного возраста. При этом целесообразно максимальное использование дистанционных материалов космических и высотных съемок и по возможности машинная обработка этих материалов с целью выявления перспективных участков на различные виды оруденения.

Результаты исследований обобщаются в отчете, который должен включать следующие разделы: «Введение», «История геологического изучения региона» (в этом разделе должны быть приведены сведения об открытии и изучении всех важнейших рудных объектов картируемой территории и главнейших геологических формаций), «Методика работ», «Геодинамические комплексы (тектонические единицы складчатого фундамента, плутонические формации, субсеквентные формации, платформенный чехол)», «Металлогения геодинамических комплексов (дошарьяжная, послешарьяжная металлогения, металлогения платформенного чехла)», «Палеогеодинамические реконструкции», «История геологического развития», «Прогноз полезных ископаемых и рекомендации по направлениям



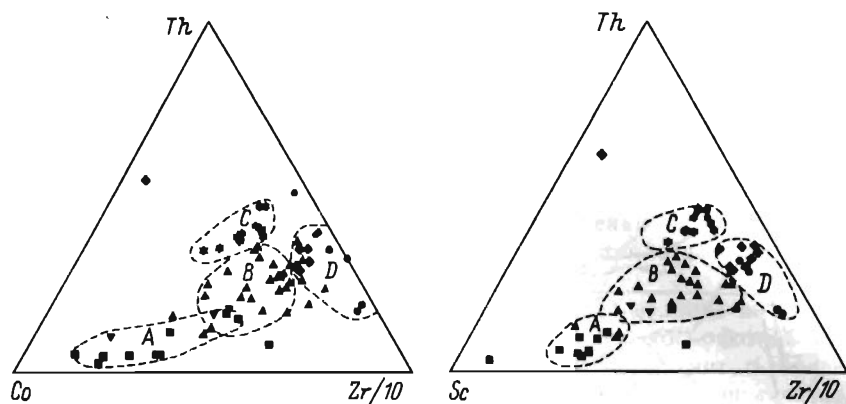
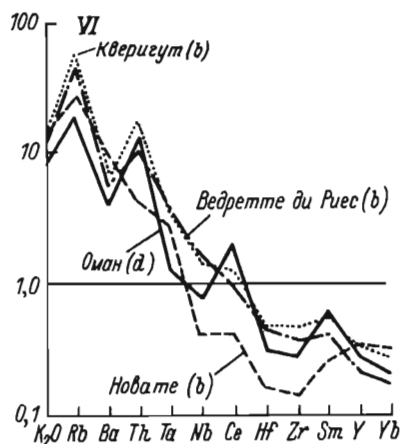
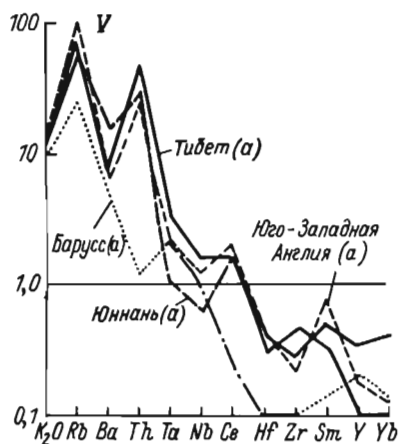
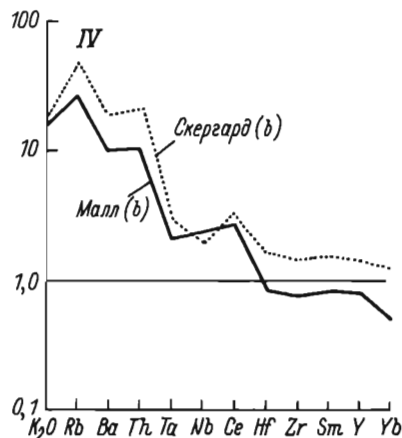
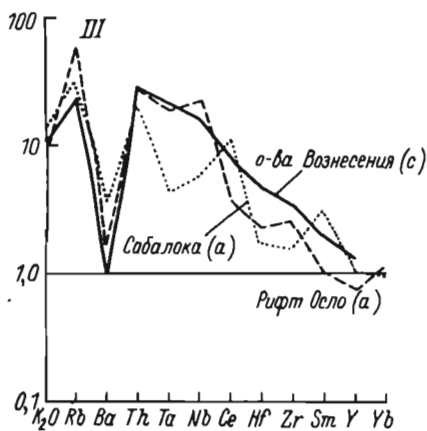
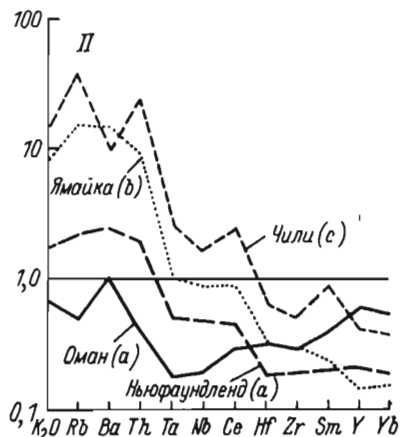
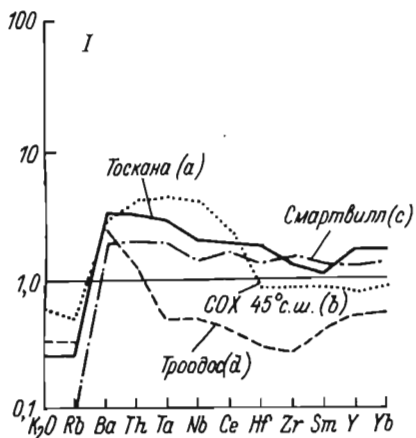


Рис. 36. Дискриминантные диаграммы La—Th, La—Th—Sc, Zr—Th, V—Sc, Ti/Zr—La/Sc, La/Y—Sc/Cr, Th—Co—Zr/10 и Th—Sc—Zr/10 для граувакк различного тектонического происхождения (по М. Бхатия и К. Круку [Bhatia, Crook, 1986]). А — океанические островные дуги (1 — комплекс Темворт, Восточная Австралия); В — островные дуги с развитой континентальной корой (2 — комплекс Темворт, 3 — комплекс Хилл Энд, там же); С — активные континентальные окраины (4 — комплекс Хаджинсон, Северо-Восточная Австралия); D — пассивные континентальные окраины (5 — комплекс Кукмен, Южная Австралия, 6 — комплекс Бендигго, там же)

дальнейших работ», «Заключение» с изложением основных результатов работ и перечнем важнейших полученных новых данных.

Итоговым документом геологосъемочных работ является геологическая карта, представляющая собой обобщенную сводку всего собранного геологического материала и одновременно сводку сделанных авторами на основе этого материала геологических построений и геодинамических реконструкций.

Всякая геологическая карта несет в себе элементы геодинамических реконструкций, поскольку возрастная раскраска и формационные индексы и крап отражают наши представления о том, когда и в каких условиях происходило накопление и формирование картируемых геологических формаций и какова их современная геологическая и тектоническая позиция. Однако если ранее геологическая карта отвечала прежде всего на вопросы **когда** (возрастная цветовая раскраска осадочных и метаморфических толщ) и **что** (цветовая раскраска plutонических комплексов, крап и индексы для осадочных толщ, специальные значки для тектонических нарушений, разрывов и складок), то в настоящее время информация, отражаемая на геологической карте, должна давать ответ и на вопросы **где** происходило формирование картируемых геологических образований (т. е. отражать палеошироты мест накопления осадочных и вулканогенных толщ каждой тектонической единицы в составе фундамента и мест формирования plutонических комплексов) и **как**, в каких условиях (в рифтовой зоне океанического хребта, на океаническом дне, в пределах внешней или внутренней части островной дуги, в окраинном море, на пассивной или активной континентальной окраине, в пределах



внутриконтинентального рифта и т. д.) формировался комплекс картируемых горных пород.

Эта информация должна содержаться в каждой составляемой геологической карте, поэтому авторы настоящей работы считают нецелесообразным создание особого вида карт — геодинамических карт. Гораздо правильнее добиться ревизии и пересмотра комплекса требований, предъявляемых ко всем листам Государственной геологической карты соответствующих масштабов, и внесения дополнений в утвержденные легенды, на основе которых эти карты составляются. Важнейшими из этих дополнений являются следующие.

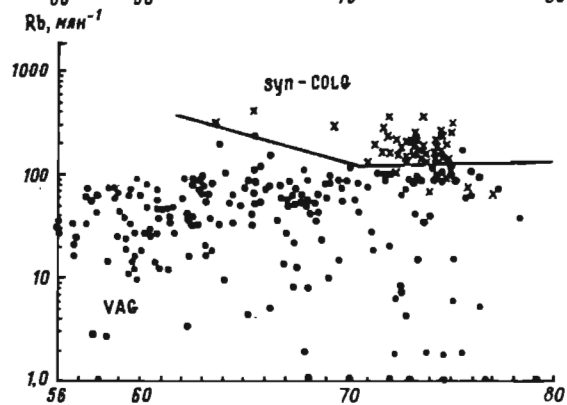
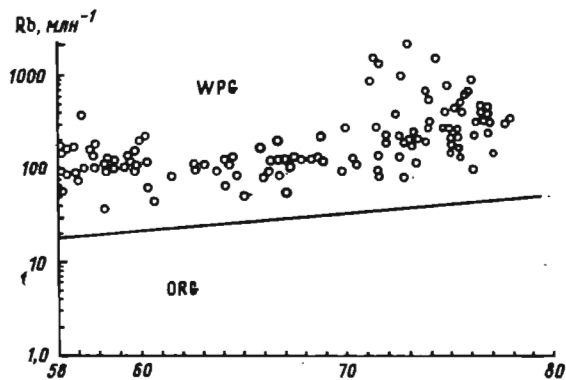
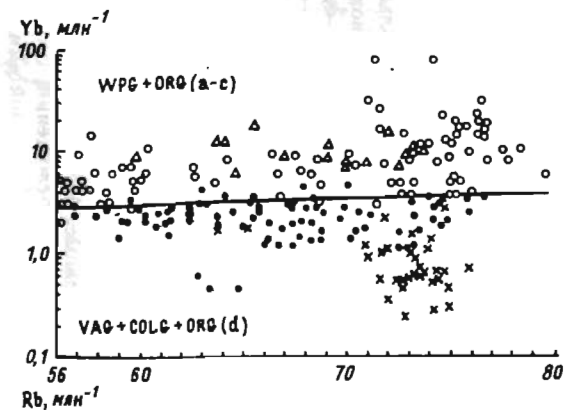
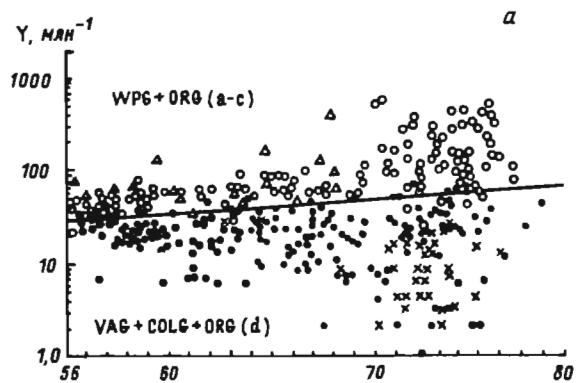
1. Листы Государственной геологической карты должны не только составляться, но издаваться на трансформированной космофотооснове, приведенной к масштабу составляемой карты. Следует считать обязательным отражение на карте крупнейших дешифрируемых линейментов, разрывов и концентрических структур и их геодинамических характеристик (раздвиг, левый или правый сдвиг, поддвиг, сброс, взброс, доскладчатый шарьяж, послескладчатый тектонический покров, вихревая структура, структура вращения, свод, депрессия и т. д.).

2. С геологической карты не должны сниматься четвертичные отложения; это должна быть карта реального геологического строения картируемой земной поверхности. Карты со снятием четвертичных отложений могут составляться как дополнительные. На картах должны быть нанесены изолинии мощностей четвертичных отложений, соответствующие данным бурения и определениям прямой и обратной намагниченности керна скважин по площади составляемой карты.

3. На геологической карте должны показываться реальные геологические тела, причем для осадочных формаций цветом показывается их возраст, а специальным крапом или условными значками — их состав и геодинамическая характеристика. В легенде карты должны быть указаны палеошироты мест формирования всех главных формационных комплексов, изображенных на карте. Плутонические формации должны расчленяться по их составу значительно более подробно, чем это делается на составляемых в настоящее время геологических картах и чем это отражено в существующих инструкциях. Предлагаемые значки для гранодиоритов должны быть упразднены и заменены самостоятельными знаками для амаеллитовых, тоналитовых, трондьемитовых комплексов плутонических пород.

4. Особыми знаками на Государственной геологической карте должны быть выделены породы альпинотипных офиолитовых ассоциаций, празини-

Рис. 37. Геохимические характеристики плагногранитов срединно-океанических хребтов (I), островодужных гранитоидов (II), внутриплитных гранитов (III), внутриплитных гранитов истощенной континентальной литосферы (IV), синколлизионных гранитоидов (V) и постколлизионных гранитов (VI). По оси ординат показаны содержания химических элементов в породах по отношению к их усредненным содержаниям в плагногранитах океанических хребтов [Pearce e. a., 1984].



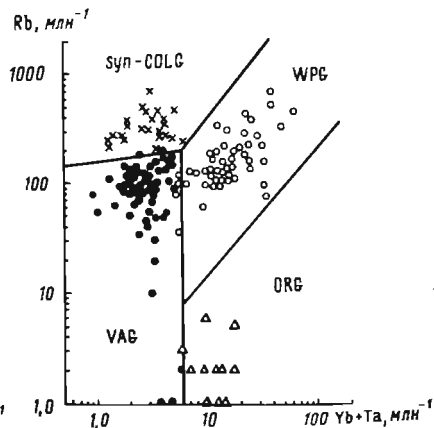
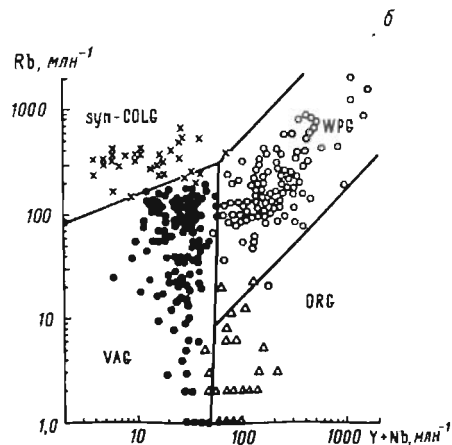
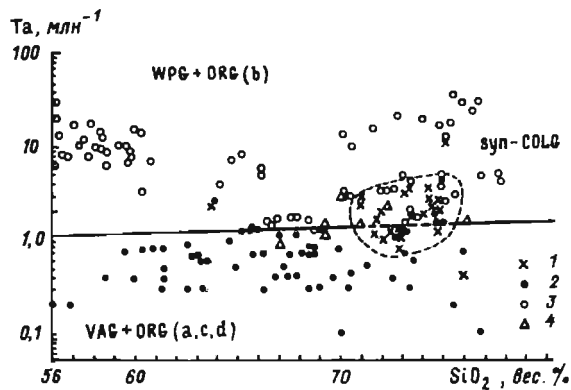
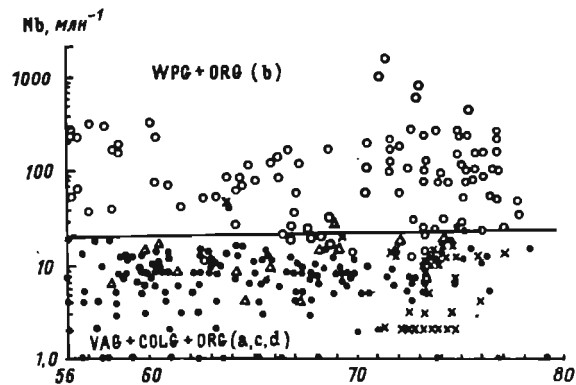


Рис. 38. Вариационные диаграммы отношений SiO_2 к Rb, Y, Yb, Ta и Nb (a) и дискриминантные диаграммы Rb—(Y + Nb) и Rb—(Yb + Ta) (б) для синколлизионных гранитов syn-GOLG (1), островодужных гранитоидов VAG (2), внутриплитных гранитов WPG (3), плагногранитов срединно-океанических хребтов ORG (4) [Pearce e. a., 1984].

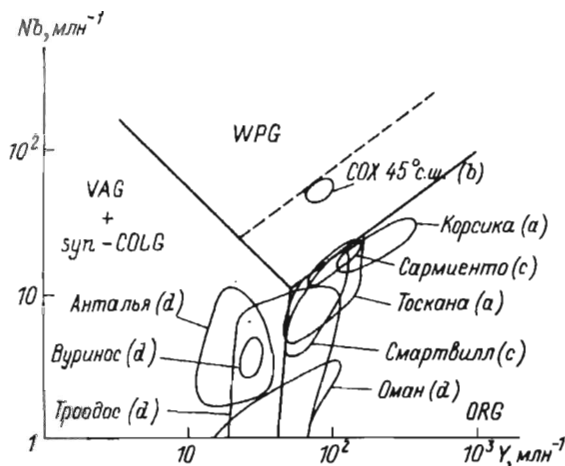


Рис. 39. Различия четырех подгрупп *a-d* плагиогранитов срединно-океанических хребтов и островных дуг на дискриминантной диаграмме $Y-Nb$ (их химический состав приведен в табл. 4) (по Дж. Пирсу, Н. Харрису и Э. Твидду [Pearce e. a., 1984]).

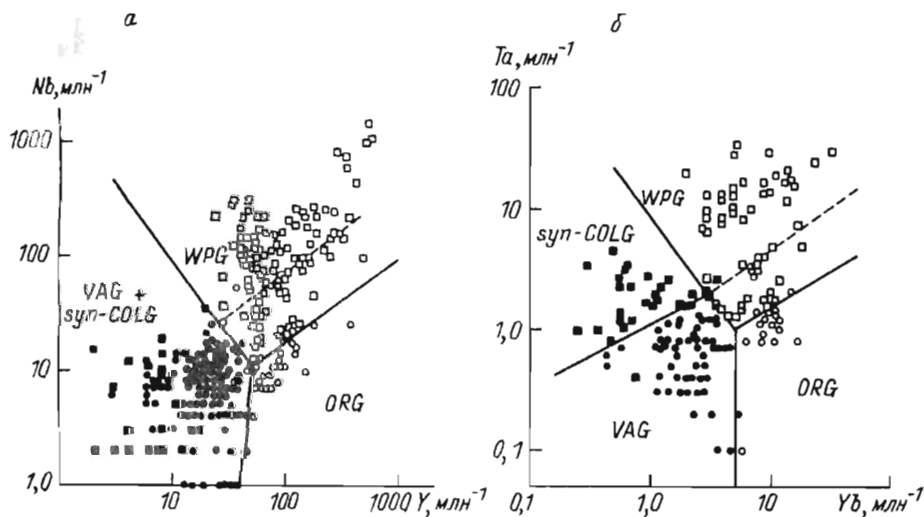


Рис. 40. Дискриминантные диаграммы $Nb-Y$ и $Ta-Yb$ для синколлизонных гранитов *syn-COLG*, внутриплитных гранитов *WPG*, островодужных гранитоидов *VAG* и плагиогранитов срединно-океанических хребтов *ORG* [Pearce e. a., 1984].

Штриховая линия — верхняя граница для плагиогранитов из аномальных сегментов океанических хребтов. Постколлизонные гранитоиды могут попадать в любые поля, кроме поля плагиогранитов срединно-океанических хребтов; субдукционные гранитоиды попадают обычно в поле островодужных гранитов.

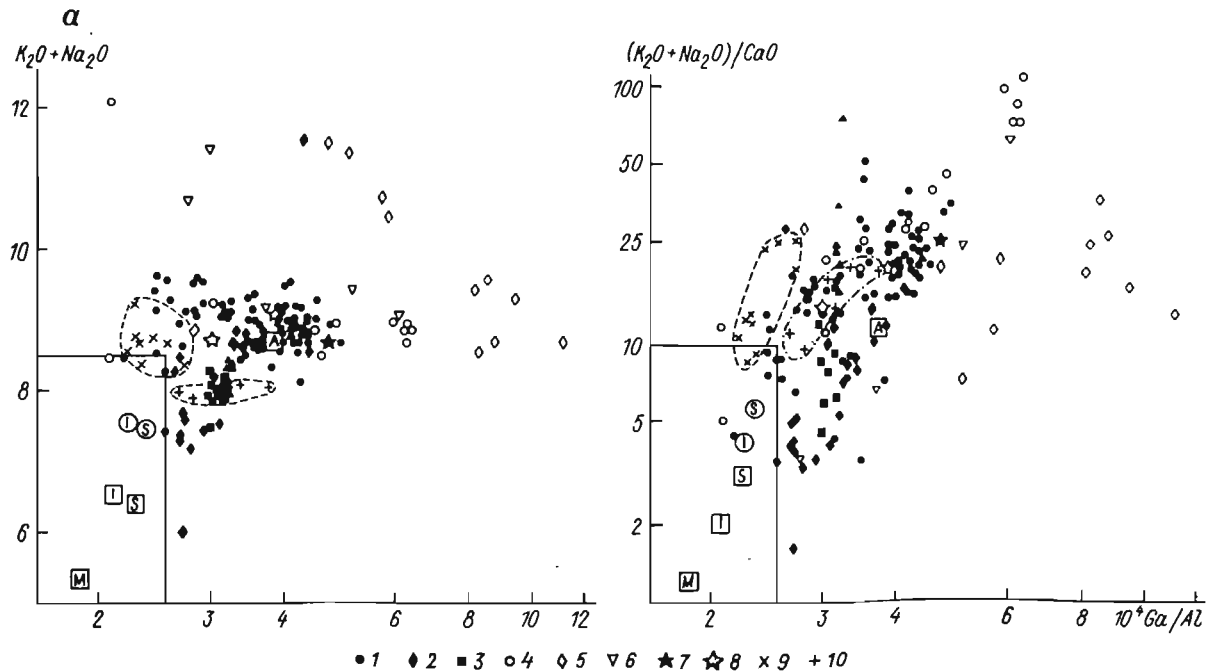
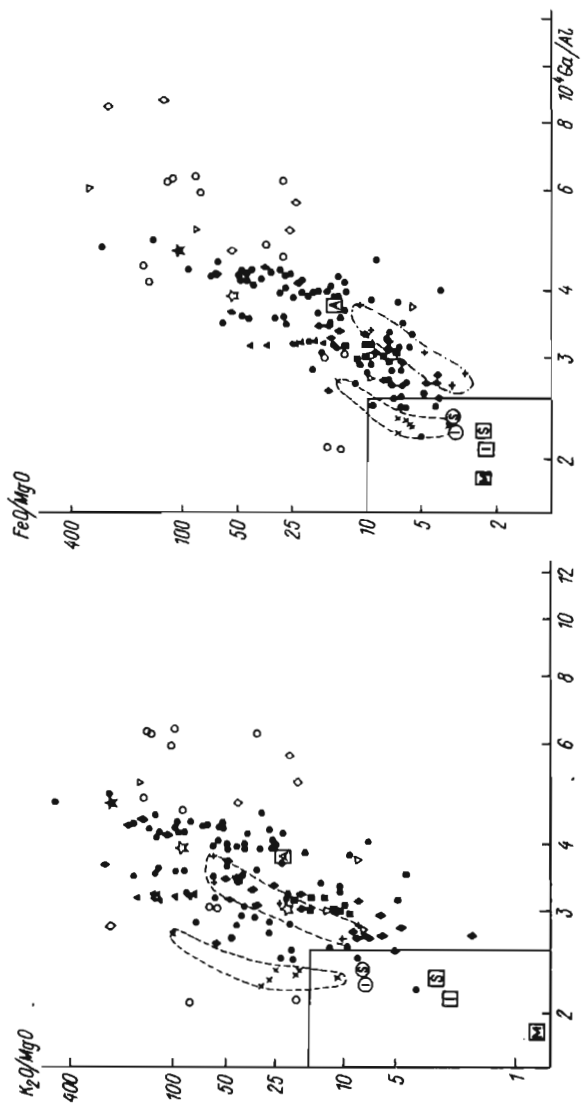
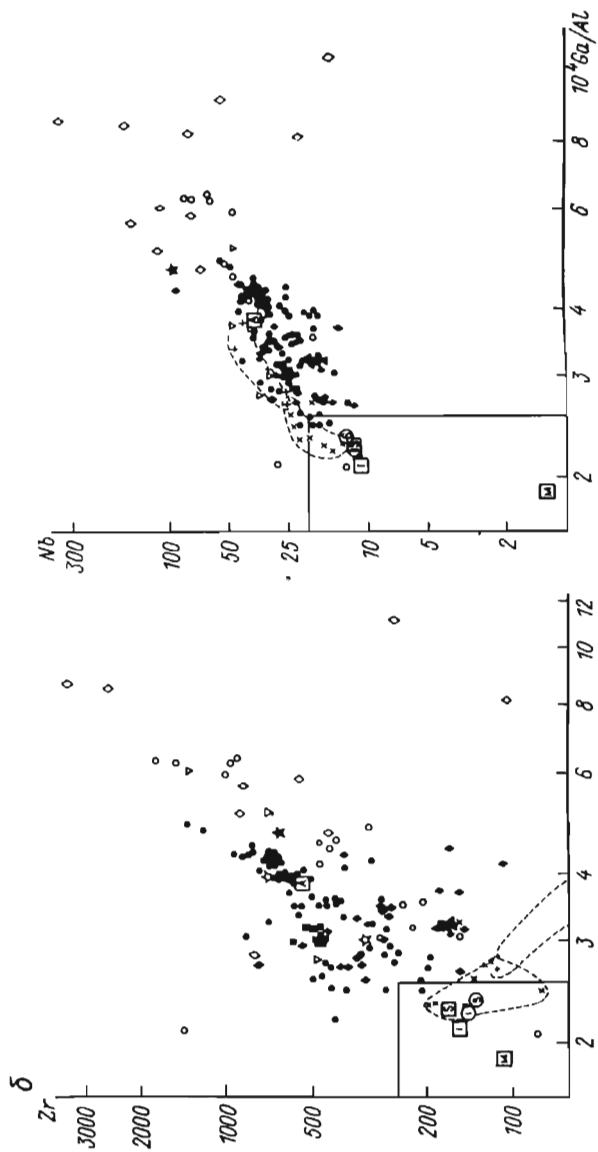
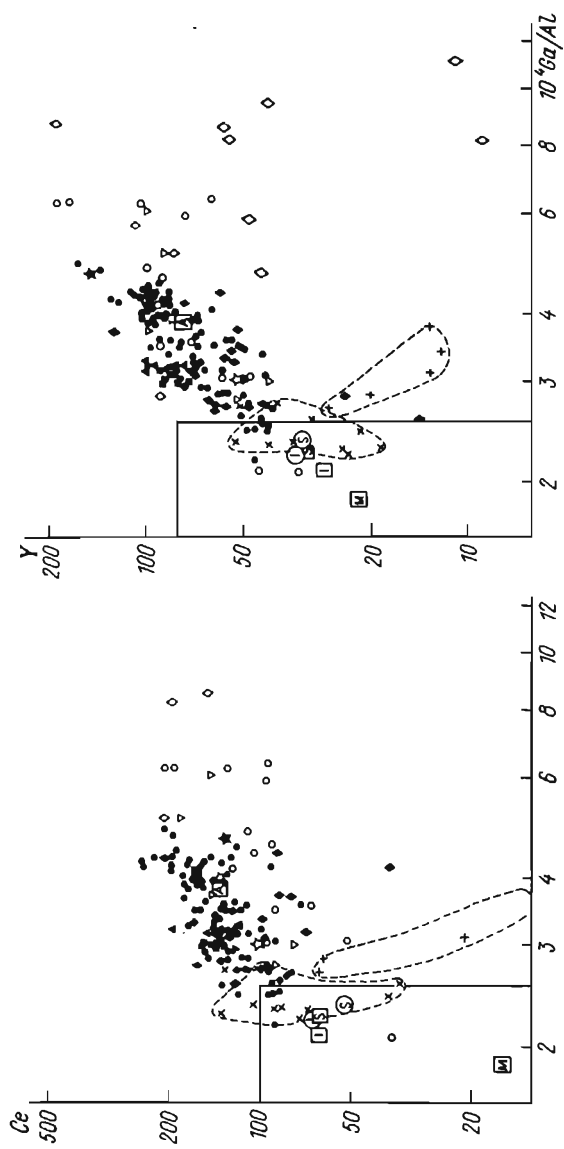


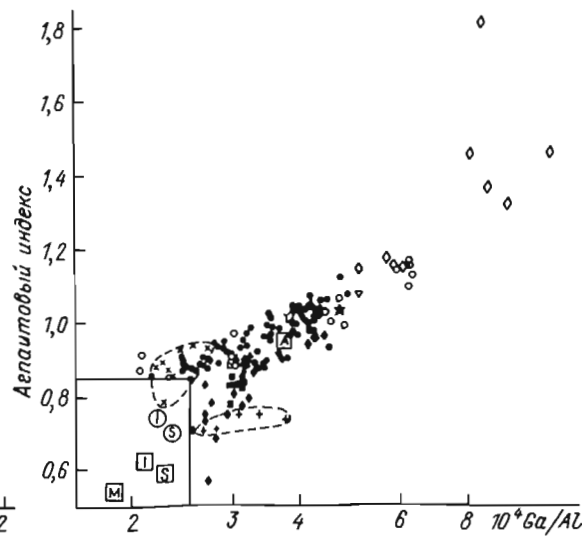
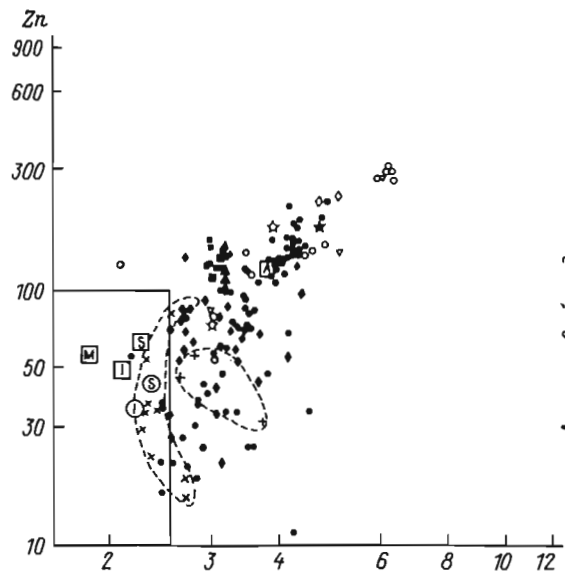
Рис. 41. Подпись на с. 94





Продолжение рис. 41.





Продолжение рис. 41.

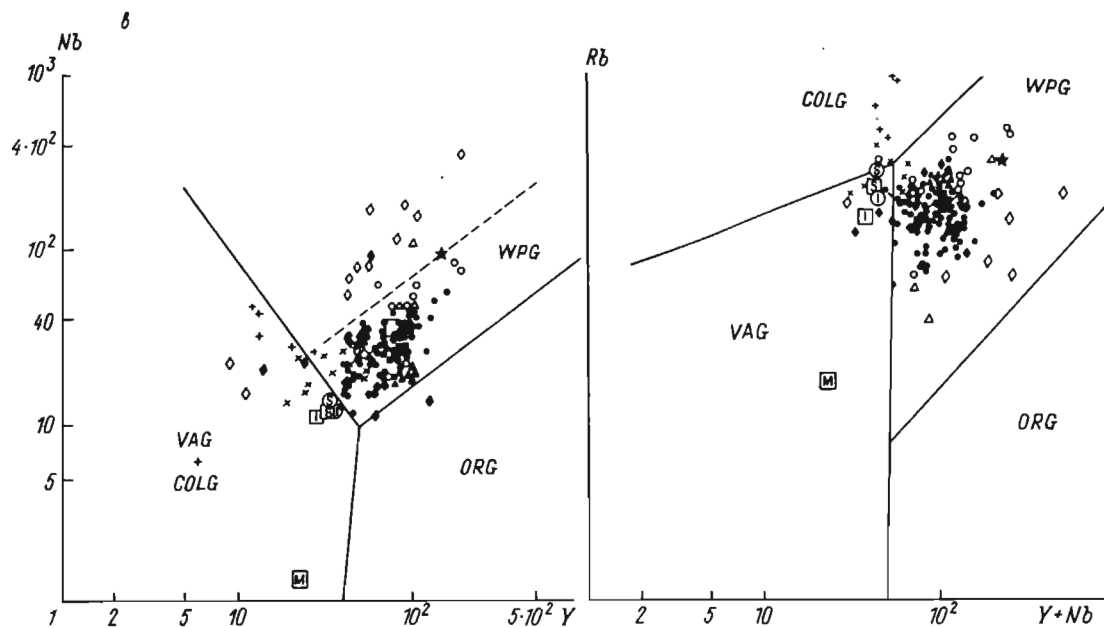


Рис. 41. Дискриминантные диаграммы для выявления субсеквентных щелочных анорогенных и посторогенных гранитов (А-гранитов) с высокими содержаниями кремнезема, щелочей, циркония, гафния, инобия, иттрия и низкими содержаниями кальция и стронция (а), дискриминантные диаграммы для выявления А-гранитов и отделения их от групп гранитов иного происхождения в системах координат (б) и размещение групп А-гранитов на диаграммах Nb—Y и Rb—(Y+Nb), по Дж. Пирсу и др. [Pearce e. a., 1984] (б).

Поля островодужных М-гранитов, коллизиионных I- и S-гранитов показаны квадратами в нижних левых частях диаграмм; 1—3 — А-граниты различных комплексов Лахланского складчатого поля Австралии (по А. Уайту и Б. Чеппелу [White, Chappell, 1983]); 4 — граниты комплекса Эвиза, Корсика; 5 и 6 — комплексы Шира и Уэлсфорд, Нигерия; 7 — граниты комплекса Сент-Лоренс, Ньюфаундленд; 8 — граниты комплекса Зил-Анленд, Ньюфаундленд; 9 — граниты комплекса Экли, Ньюфаундленд (фракционированные I-граниты); 10 — граниты комплекса Сэнди-Кейп, Тасмания (фракционированные S-граниты); поля фракционированных I- и S-гранитов ограничены штриховыми линиями (по Дж. Уоллену, К. Карри и Б. Чеппелу [Whalen e. a., 1987]).

товые комплексы пород, олистостромы различных типов и различного генезиса с точным указанием возраста для каждого олистостромового комплекса. Бескорневые офиолитовые аллохтоны должны быть четко отделены от офиолитовых комплексов, имеющих корни и фиксирующих положение сутурной зоны картируемого складчатого пояса.

5. Составление геологической карты должно сопровождаться составлением серии палинспастических карт и схем как для этапов, предшествующих формированию континентальной коры изучаемого региона, так и для этапов коллизии и позднейшего геологического развития.

6. Среди месторождений полезных ископаемых должны быть выделены и самостоятельно охарактеризованы в легенде карты месторождения дошарьяжного этапа формирования комплексов горных пород, слагающих самостоятельные тектонические единицы в составе складчатого фундамента, и послешарьяжные месторождения, сформировавшиеся в эпохи коллизии и гранитообразования, а также месторождения, связанные с субсеквентными вулканитами, и месторождения платформенного чехла.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КЫЗЫЛКУМСКОГО ПОЛИГОНА

ГЛАВА 4

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ КЫЗЫЛКУМСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

4.1. Вариссийский складчатый фундамент Кызылкумского геодинамического полигона

В настоящее время можно считать достаточно твердо установленным, что вариссийский складчатый фундамент и континентальная кора Кызылкумского геодинамического полигона, как и кора всей Кузылкумо-Алайской системы варисцид, образовались путем последовательного шарьяжного скупивания геологических формаций океанического и островодужного происхождения в позднем палеозое в процессе формирования Урало-Монгольского и Рейнско-Кунылунского вариссийских складчатых поясов при замыкании Борейского (Урало-Монгольского) океана и северной ветви океана Палеотетис. Океаническое происхождение многих формационных комплексов, участвующих в строении складчатого фундамента Кызылкумов, отмечалось и обосновывалось многими исследователями [Шульц мл., 1966; 1972; 1974; 1978; 1984; Сабдюшев, Усманов, 1971; Буртман, 1973; 1976; Перфильев, Руженцев, 1973; Акульшина, 1980; Мухин, Фадеева, 1982; Мухин и др., 1985].

Существенные перестройки, особенно в нижних своих частях, вариссийская континентальная кора Кызылкумов испытала в триасе, позднем мезозое и в олигоцен-четвертичное время. Эпохе формирования континентальной коры, сокращения и полного закрытия бассейнов с океанической корой (конец среднего карбона — начало перми) предшествовала эпоха длительной эволюции океанических бассейнов и систем островных дуг в их пределах. При этом одновременно с непрерывным формированием новых порций океанической литосферы и спредингом происходило поглощение океанической коры в зонах субдукции, сопровождавшееся тектоническим скупиванием и активным вулканизмом в островных дугах. В целом в геологической летописи домезозойского фундамента Кызылкумов от венда до карбона-перми устанавливаются все основные геодинамические обстановки тектоно-магматического цикла (цикла Уилсона).

В вариссийской структуре домезозойского фундамента Кызылкумов выделяется система залегающих друг на друге тектонических покровов, смятых в серию крупных антиформных и синформных складок, имеющих в настоящее время западно-северо-западное простирание. Благодаря

наложенным на шарьяжную структуру поздневарисцидским складчатым деформациям и позднейшим сдвиговым дислокациям, блоковым подвижкам и сводообразованию мезозойского и кайнозойского времени возникла современная конфигурация выходов на поверхность тектонических покровов, наиболее верхние из которых сохранились от эрозии в мульдах синформных складок в виде клиппенов, а нижележащие обнажены в ядрах антиформных складок в виде тектонических окон.

Следует подчеркнуть, что никакого «автохтона» или докембрийского фундамента под системой покровных структур варисцид Кызылкумов нет, что самые нижние покровы сложены относительно молодыми отложениями среднего и позднего палеозоя. Наблюдающиеся структурные соотношения между аллохтонными комплексами и данные сейсмологические исследования дают основание считать, что весь фундамент Кызылкумов (и Кызылкумо-Алая в целом) состоит из шарьированных друг на друга пакетов тектонических пластин, чешуй и лежащих складок. Только на крайнем востоке варисцид Алая, в Ферганском хребте в районе Кипчальминского ущелья и в верховьях Ясы из-под системы тектонических покровов обнажаются карбонатные толщи силурийского и девонского возраста, которые (вместе со сходными разрезами Кокшаал-Халыктауской системы варисцид в Сарыджазе, Муздуке и Башсугуне) могут гипотетически рассматриваться как параавтохтонные образования шельфа Таримской плиты.

Вывод о полной аллохтонности формационных комплексов, слагающих фундамент Кызылкумо-Алая, хорошо согласуется с данными региональных исследований глубинной структуры земной коры Кызылкумов, Алая и Тянь-Шаня по сейсмологическим профилям [Литосфера Тянь-Шаня, 1986 г.], которые показывают, что высокоскоростные границы внутри земной коры практически горизонтальны, а граница Мохо зеркальна по отношению к современному рельефу, что говорит о молодом позднекайнозойском возрасте этих границ и об отсутствии «докембрийского фундамента».

Покровные структуры фундамента Кызылкумов в конце карбона-перми были прорваны поднимавшимися снизу из субдукционных зон того времени массами разуплотненного вещества, газов, флюидов и расплавов, которые в процессе застывания и кристаллизационной дифференциации формировались в гранитоидные массивы, внедрявшиеся в многопокровную шарьяжную структуру фундамента. С внедрением гранитоидов связано, по-видимому, формирование в позднепалеозойское время крупных сводовых поднятий — сводов Букан, Тамды и Кульджук в Кызылкумах [Шульц мл., 1973; 1984], границы которых отчетливо дешифрируются на космических снимках изучаемой территории. В пределах этих обширных пологих сводов мощность мезозойских и кайнозойских отложений резко сокращена, что показывает конседиментационный характер продолжающегося и в настоящее время последовательного поднятия (всплывания) этих сводовых структур.

В пределах Кызылкумо-Алайских варисцид можно выделить две протяженные зоны — Тамдынско-Алайскую и Кульджуктау-Гиссарскую, соответствующие Северному и Южному секторам Южного Тянь-Шаня,

по А. К. Бухарину [1985]. Эти зоны разделены отчетливо выраженным тектоническим швом. На востоке Тамдынско-Алайская зона, S-образно изгибаясь, смещается Таласо-Ферганским правым сдвигом и находит продолжение в Кокшаал-Халыктауской варисцидной орогенической системе, располагающейся севернее Таримской плиты. Структуры, прямо продолжающие Кульджуктау-Гиссарскую зону, сложно изогнутые в Восточном Алае и в горах Уччат в Западной Кашгарии на территории Китая, огибают Таримскую плиту с юга и слагают систему хребтов Западного Куньлуна, отделяющую Тарим от Тибета [Stille, 1928; Яговкин, 1973; Поршняков, 1983].

С севера на Тамдынско-Алайскую зону варисцид, характеризующуюся южной вергентностью, надвинуты палеозойские складчатые образования Срединного Тянь-Шаня. На юге Тамдынско-Алайская зона контактирует с Кульджуктау-Гиссарской по тектоническому шву, обновленному кайнозойскими движениями. Южным ограничением Кульджуктау-Гиссарских варисцид является молодой взбросо-сдвиг, хорошо обнаженный в Южном и Юго-Западном Гиссаре, но на территории Кызылкумов скрытый под молодыми, неоген-четвертичными отложениями.

Последовательность, литологический состав и фаунистическая характеристика формационных рядов тектонических покровов, слагающих Тамдынско-Алайскую и Кульджуктау-Гиссарскую зоны, существенно различны. Это дает основание думать, что их пространственное совмещение произошло на поздних этапах варисцидного орогенического цикла, возможно, в одно время с внедрением крупных гранитоидных батолитов. Немаловажно и то обстоятельство, что Кульджуктау-Гиссарская зона значительно сильнее, чем Тамдынско-Алайская, деформирована послеолигоценовыми альпийскими тектоническими движениями и разбита ими на ряд круто наклоненных на север блоков, пододвинутых один под другой (рис. 42 и 43).

В составе Тамдынско-Алайской зоны Кызылкумо-Алайских варисцид С. С. Шульцем мл. [Шульц мл. и др., 1978] и Г. С. Поршняковым [1983] выделяются 12 комплексов тектонических покровов (тектонических единиц), залегающих один на другом. В составе Кульджуктау-Гиссарской зоны С. С. Шульцем мл. выделяются 9 тектонических комплексов; распространение некоторых из них неповсеместно. В Тамдынско-Алайской зоне это комплексы (снизу вверх; названия комплексов — по С. С. Шульцу мл.): Кипчальма, Яссы (выходят на поверхность лишь на востоке зоны и в Кызылкумах не обнажены), Мальгузар (Кокпатас), Тасказган, Алай (Мурун), Чаувай (Букан), Актур, Ташата, Катранбаши, Балпантау (Кулкудук), Кан (Чарыкты), Маджерум (Учкудуктау); в Кульджуктау-Гиссарской зоне это комплексы: Каратегин, Кундаджуаз, Дукдон, Чимтарга, Кокмайнак, Ягноб, Вашан, а также Арчалтур и Терекдаван (только в Восточном Алае).

На территории Кызылкумского геодинамического полигона, которая рассматривается в настоящей работе, из названных выше комплексов тектонических покровов обнажены и выходят на поверхность следующие комплексы: в пределах Тамдынско-Алайской зоны (включаящей горы Букантау, Кокпатас, Окжетпес, Джетымтау-1 и Джетымтау-2, Тахтатау,

Тамдытау, Ауминзатау, Бельтау, Джетымтау, Даугыз, Амантай, Аристантау, Арслантау) — Мальгузар, Тасказган, Мурун, Чаувай (Букан), Ташата, Балпантау, Кан, Маджерум (Учкудуктау), в пределах Кульджуктау-Гиссарской зоны (на территории полигона — горы Кульджуктау и горы Кокча) — Дукдон и Чимтарга (рис. 44).

Палеозойские формации, слагающие складчатый фундамент Кызылкумского геодинамического полигона, разнообразны по происхождению. Можно выделить следующие главные типы и подтипы разрезов раннего и среднего палеозоя, часто включая и отложения среднего карбона:

- 1) карбонатный и терригенно-карбонатный (островная дуга);
- 2) терригенно-вулканогенный андезит-базальтовый (внешний склон островной дуги);
- 3) вулканогенно-терригенный альбитофировый (внутренний склон островной дуги);
- 4) терригенный с гранокластической слоистостью (склон островной дуги);
- 5) терригенный и кремнисто-карбонатно-терригенный глубоководный (междуговой бассейн или океаническое ложе),
- 6) кремнисто-вулканогенный спилит-диабазовый (океаническое ложе);
- 7) метабазальтовый (метасоматически измененные отложения океанического ложа);
- 8) офиолитовый, часто с серпентинитовым меланжем в основании (чешуи нижних частей разреза океанической коры и верхней мантии, индикаторы сутурных зон);
- 9) зеленосланцевый с фрагментами глаукофансодержащих голубых сланцев (островодужные и океанические формации, подвергшиеся метаморфизму в субдукционных зонах);
- 10) олистостромовый (формации эпохи замыкания океанического бассейна и движений тектонических пластин и шарьяжей по океаническому дну).

Ведущими типами пород в разрезах отложений океанического ложа являются шаровые и подушечные базальтовые лавы, туфы и туффиты основного состава, меланократовые граувакки, глубоководные кремнистые и карбонатные илы; в разрезах внешних склонов островных дуг — аспидные, флишевые и флишоидные ритмически слоистые терригенные комплексы с гранокластической сортировкой осадков. В разрезах осевых частей и на внутренних склонах островных дуг ведущее место занимают мелководные биогермные карбонатные формации, иногда с линзами и желваками кремней, туфы и туффиты среднего и кислого состава, силлы и потоки андезит-базальтового и андезит-дацитового состава, альбитофиры, значительно реже риолитовые лавы в сочетании с ритмичными терригенными комплексами. Для зеленосланцевых разрезов субдукционных зон характерным является интенсивный стрессовый динамометаморфизм вулканогенных и вулканогенно-терригенных пород (эффузивов среднего и основного составов, туфов, туффитов, флиша), а также кремнистых пород, приводящий к формированию тонкополосчатых комплексов, в которых прослойки кварц-альбитового и кварц-альбит-

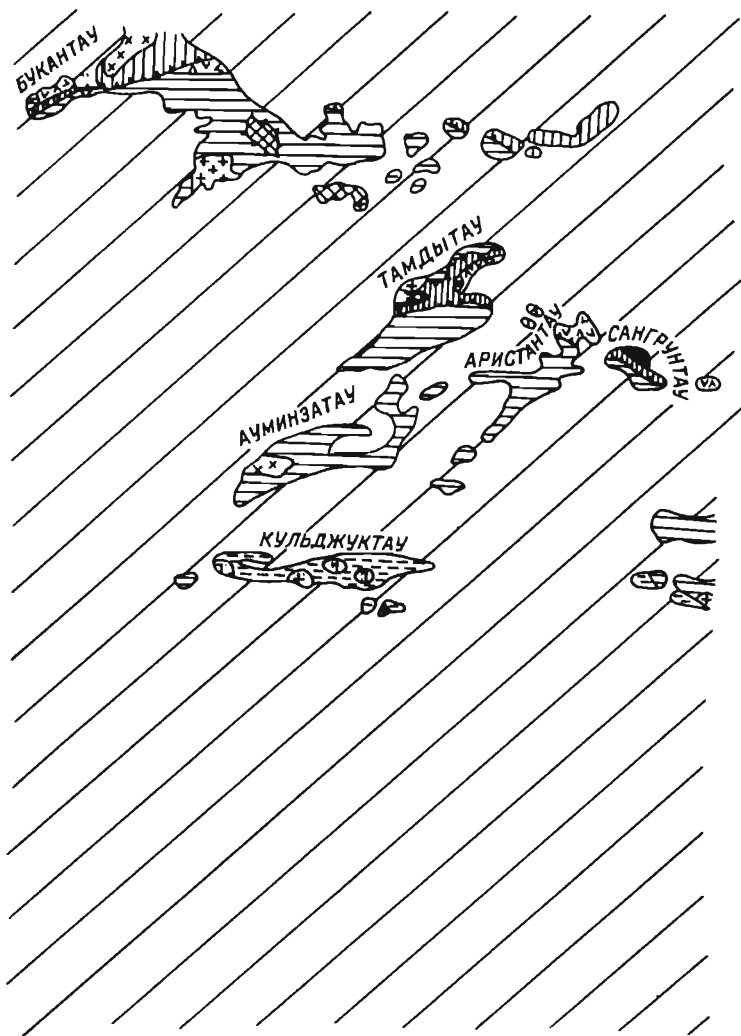
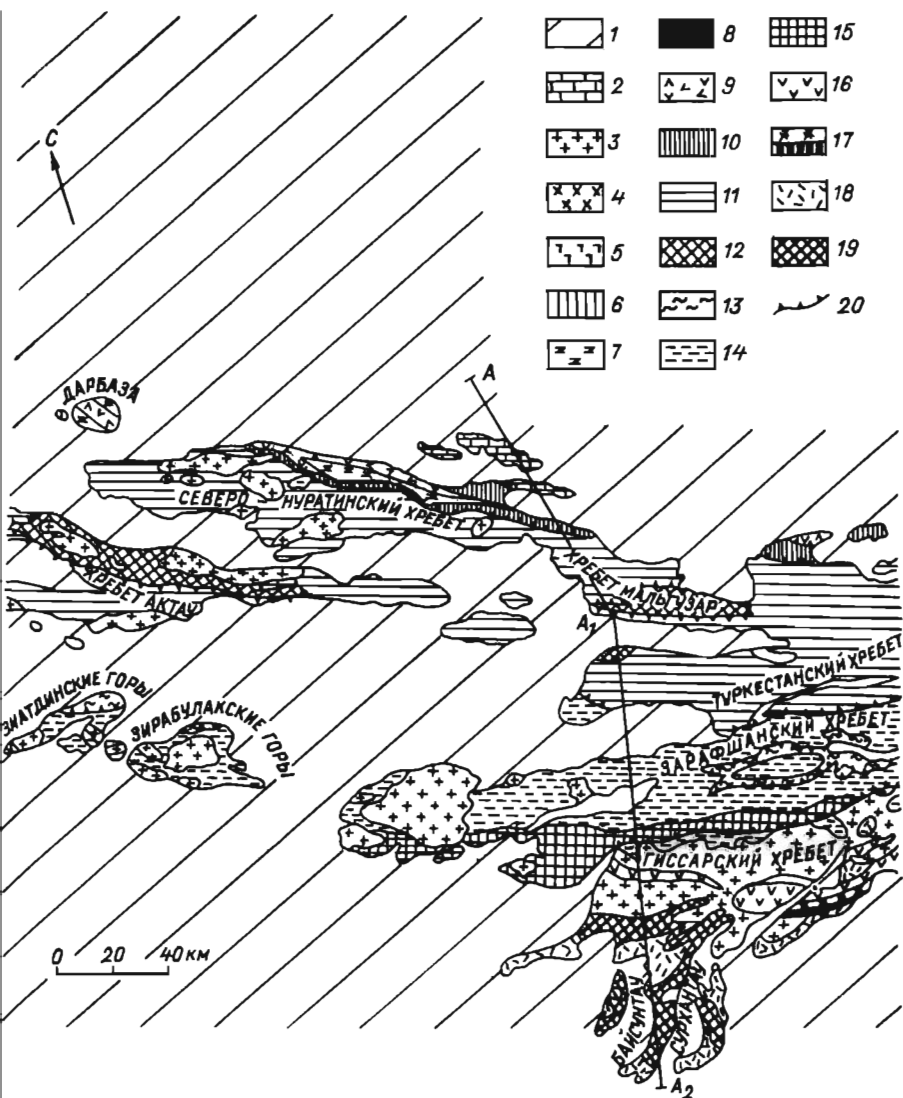


Рис. 42. Схема тектоники палеозойского складчатого фундамента Кызылкумов и западной части Южного Тянь-Шаня.

1 — мезозойско-кайнозойский платформенный чехол; 2—19 — складчатый фундамент: 2 — формационные комплексы Среднего Тянь-Шаня; 3—17 — формационные комплексы Южного Тянь-Шаня; 3—6 — послешарьяжные образования (3—5 — варисийские гранитоидные формации; 3 — субсеквенные и коллизионные S-граниты, 4 — тоналитовые и адамеллитовые массивы, близкие к I-гранитам; 5 — перидотит-норит-габбровые массивы дошарьяжные образования; 7—12 — Тамдынско-Алаякская зона: 7 — тектоническая единица Маджерум (празиниты, зеленые и голубые сланцы), 8 — тектоническая единица Кан



(альпинотипные офиолиты), 9 — тектоническая единица Балпантау (вулканиты океанического и островодужного происхождения), 10 — тектонические единицы Ташата, Актур и Чаувай (формации склона островной дуги и океанического ложа), 11 — тектонические единицы Мурун, Тасказган и Нурата (формации океанического и островодужного происхождения), 12 — тектоническая единица Мальгузар (островодужный комплекс); 13—17 — Кульджуктау-Гиссарская зона: 13 — тектонические единицы Катармай и Агжоб (зеленые и голубые сланцы), 14 — тектоническая единица Чимтарга (островодужные образования и отложения склонов островной дуги), 15 — тектоническая единица Дукдон (островодужный комплекс), 16—17 — тектоническая единица Гиссар (16 — субсеквентные вулканиты, 17 — метаморфическое основание); 18—19 — формационные комплексы Юго-Западного Тянь-Шаня, тектоническая единица Байсун (18 — субсеквентные вулканиты, 19 — метаморфическое основание); 20 — шарьяжи.

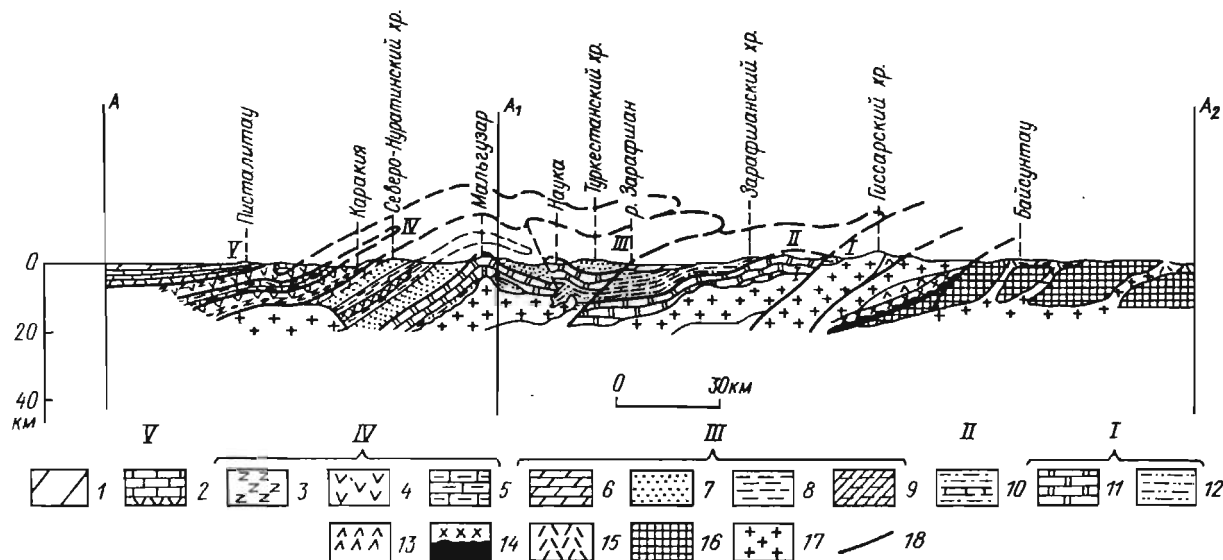


Рис. 43. Разрез Кызылкум-Алайских варисцид по линии Писталитау—Байсунтау (см. рис. 42).

1 — мезозойско-кайнозойский чехол; 2 — Срединный Тянь-Шань; 3—5 — верхний пакет тектонических покровов Тамдынско-Алайской зоны; 3 — Маджерум и Кан, 4 — Балпантау, 5 — Ташата; 6—9 — нижний пакет тектонических покровов Тамдынско-Алайской зоны: 6 — Актур, 7 — Чаувай, 8 — Алай, 9 — Тасказган; 10—12 — тектонические покровы Кульджуско-Гиссарской зоны: 10 — Чимтарга, 11 — Дукдон, 12 — Каратегин; 13 и 14 — тектонические покровы Южного Гиссара: 13 — Гиссар, 14 — Кундаджуз; 15 и 16 — Байсунский блок; 15 — субсквентные вулканы, 16 — метаморфическое основание; 17 — гранитоиды нижних частей тектонических пластин; 18 — разрывы; I—V — комплексы тектонических единиц.

карбонатного состава чередуются с зелеными прослойками хлорит-эпидотового и хлорит-эпидот-актинолитового состава; местами среди вторичных амфиболов встречаются также кроссит, винчит и глаукофан; в нескольких образцах встречен лавсонит.

Ниже приводятся краткие характеристики типовых разрезов тектонических единиц, участвующих в строении складчатого фундамента территории Кызылкумского геодинамического полигона.

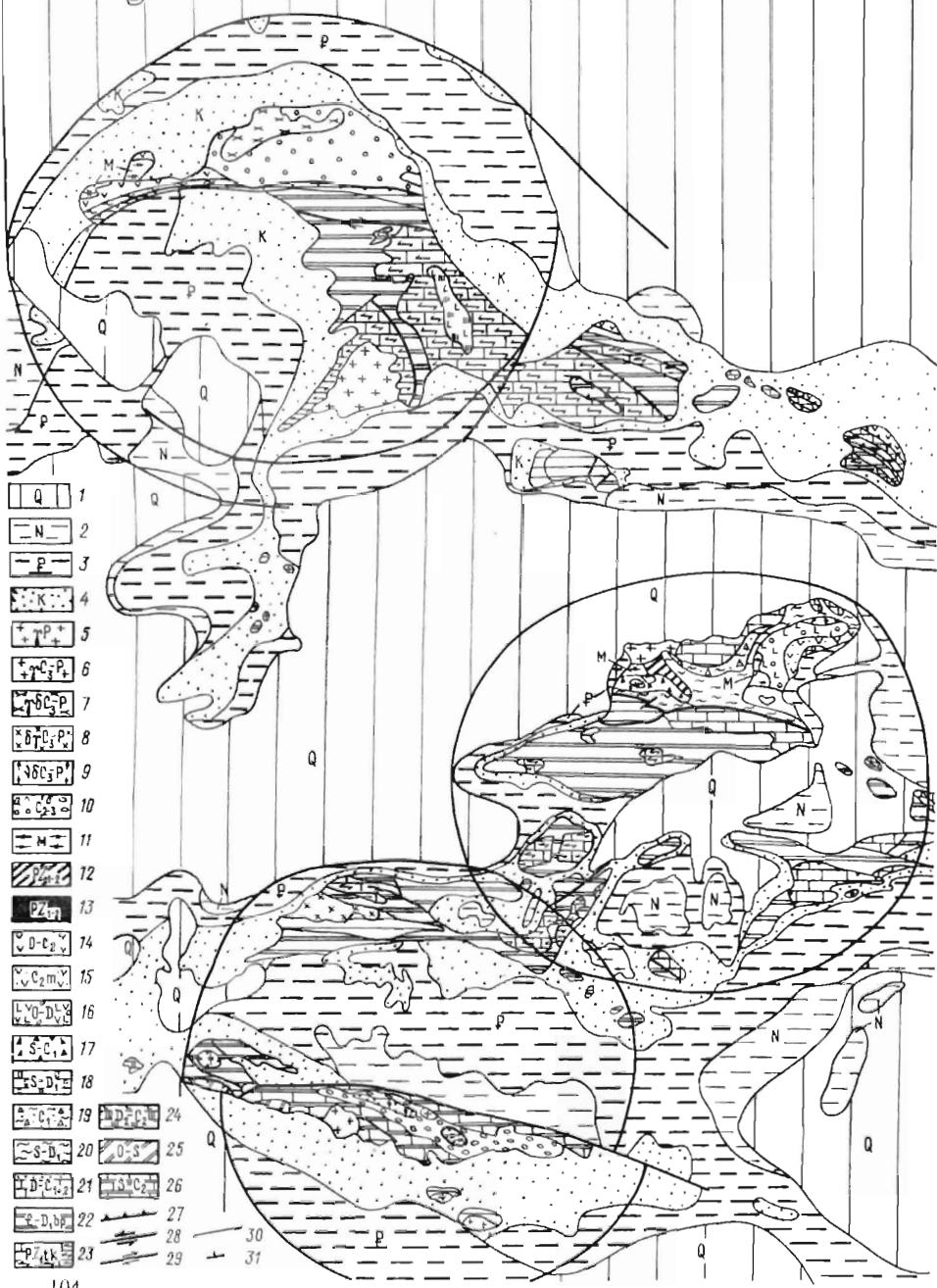
4.1.1. Тамдынско-Алайская зона

Тектоническая единица Мальгузар (островодужный комплекс). Обнажается в тектонических окнах Кокпатас, Окжетпес и Огузтау на юге гор Букантау; восточнее территории полигона она обнажена в тектоническом окне Актау в Южно-Нуратинском хребте и в Мальгузарском тектоническом окне в горах Мальгузар. Единица Мальгузар слагает ядерные части крупных антиформных складок. Подошва комплекса нигде не обнажена.

Нижнюю часть разреза комплекса слагает мощная (более 2 км) толща известняков, доломитов, мраморизованных известняков и мраморов, содержащая в наименее метаморфизованных частях разреза остатки криноидей, брахиопод, табулят, рогоз и мшанок верхнего силура, нижнего, среднего и верхнего девона, нижнего и среднего карбона, включая нижнюю часть московского яруса среднего карбона.

В горах Кокпатас, Окжетпес и Огузтау в Центральных Кызылкумах на карбонатном разрезе залегает щелочно-базальтовая и трахибазальт-трахиандезитовая формация среднекаменноугольного возраста, включающая вулканические брекчии, туфы, серебристые глинистые сланцы и ленточные известняково-сланцевые пачки и прослои кислых вулканитов (фельзитов, дацитов) в верхах разреза. В них содержатся фораменифоры среднекаменноугольного возраста и переотложенные органические остатки силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста [Бухарин и др., 1985]. Под названием карашакской свиты эта формация выделялась и описывалась А. Д. Швецовым и Б. В. Овечкиным, Л. В. Шпотовой и В. И. Ушаковым [1981], А. К. Бухариным, И. А. Масленниковой и А. К. Пятковым [1985].

Тектоническая единица Тасказган (океанические осадки, вулканиты и сопутствующие им отложения в склонах островной дуги). В пределах территории полигона слагает центральную и южную части гор Букантау и Огузтау, горы Джетымтау-1, Джетымтау-2, юг Тамюьнского массива, горы Ауминзатау, Бельтау, Даугыз, Амантай, Аристантау и юго-западную часть гряды Арслантау. Комплекс имеет сложное внутреннее строение; он сложен системой крупных лежащих складок, сформированных движениями позднекаледонского времени (конец силура-начало девона). Для этих складчатых структур характерна северная вергентность [Мухин, 1983; Мухин, Фадеичева, 1982] в отличие от южной вергентности, типичной для остальных тектонических единиц Тамдынско-Алайской зоны.



Лежачие складки тектонической единицы Тасказган сложены двумя формационными комплексами, существенно различающимися по условиям образования, химизму и набору органических остатков. Первый из них представлен кремнисто-амфиболитовыми толщами океанического происхождения, слагающими ядерные части лежащих складок. К нему относятся ауминзинская и тасказганская свиты и первая (нижняя) подсвита бесапанской свиты, а также кокпатасская свита и первая (нижняя) подсвита коксайской свиты гор Букантау.

Второй комплекс сложен терригенными песчано-алевролит-аргиллитовыми толщами с линзами и желваками кремней и водорослевых из-

Рис. 44. Схематическая тектоническая карта территории Кызылкумского геодинамического полигона. Составил С. С. Шульц мл. с использованием материалов В. С. Буртмана, А. В. Бухарина, П. А. Мухина, Ш. Ш. Сабдушева, Р. Р. Усманова, Ш. Э. Эргашева, данных крупномасштабных геологических съемок, дешифрирования космических и высотных снимков и материалов личных наблюдений.

1—4 — платформенный чехол: 1 — четвертичные отложения объединенные (включая апшеронские отложения), 2 — неогеновые отложения объединенные (акагыльские отложения, заунгузский комплекс, агытминская свита, верхнесарбатьырская подсвита), 3 — палеогеновые отложения объединенные (включая нижнесарбатьырскую подсвиту и крабовый горизонт), 4 — меловые отложения объединенные; 5—26 — складчатый фундамент: 5—9 — варисийские гранитоидные формации: 5 — субсеквентные биотитовые и двуслюдяные граниты (А-граниты и переработанные S-граниты), 6 — биотитовые граниты и лейкократовые монограниты с высоким содержанием кремнезема (S-граниты), 7 — биотитовые и роговообманково-биотитовые тоналиты и трондземиты с магнетитом и сфеном (близки к I-гранитам), 8 — порфировидные роговообманковые адалемелиты с биотитом, ильменитом, сфеном, апатитом (I-граниты), 9 — перидотит-норит-габбровые массивы Белтау, Шайдараз и Таушан гор Кульджуктау (переработанные офиолитовые аллохтоны с графитовой «подстилкой»); 10 — молассовые комплексы средне-позднекаменноугольного возраста (а — морская моласса, б — морская и континентальная моласса объединенные); 11—26 — тектонические единицы (пакеты тектонических пластин) складчатого фундамента: 11 — тектоническая единица Маджерум — венд-палеозой, учкудуктауская и кумбулакская свиты, празиниты, зеленые и голубые сланцы, 12 и 13 — тектоническая единица Кан (офиолиты, фрагменты аллохтонных комплексов океанической литосферы): 12 — плагиогранит-габбро-перидотитовый расслоенный комплекс и комплекс параллельных диабазовых даек, 13 — серпентинизированные перидотиты и дуниты мантийного «рестита», серпентинитовый меланж, 14—16 — тектоническая единица Балпантау: 14 — ордовикские-среднекаменноугольные отложения объединенные, в разрезах преобладают вулканиты основного и среднего состава, 15 — средний карбон, московский век, базальты, конгломераты, глыбовые известняки, 16 — ордовик — девон, эффузивы среднего и основного состава, кремни, граувакки; 17 — тектоническая единица Ташата — силур, девон и нижний карбон объединенные, аякумарская свита и ее аналоги — олистостромовый комплекс, 18 — фрагменты тектонической единицы Актур — известняки, туфоконгломераты, сланцы, базальтовые и андезитовые порфириты позднесилурийского и раннедевонского возраста, 19 и 20 — тектоническая единица Чаувай: 19 — нижний карбон, олистостромовый комплекс, 20 — силур и нижний девон объединенные, песчаники, сланцы, известняки, базальтовые и андезитовые порфириты, 21 — тектоническая единица Мурун — известняки и доломиты девонского ранне- и среднекаменноугольного возраста, в кровле — флиш, переходящий в олистоstrom (мурынкудукская свита), 22 и 23 — тектоническая единица Тасказган: 22 — бесапанская свита, кембрий — нижний девон, слюдистые кварциты и углослюдистые сланцы, в верхней части разреза комплекса — ордовикский флиш и олистостромовый комплекс, 23 — тасказганская свита, кембрий — ордовик, кварциты, амфиболиты, мраморы, кристаллические сланцы, 24 — тектоническая единица Малгузар — девон, нижний и средний карбон, известняки, мраморы, доломиты, в верхней части разреза — эффузивы среднего и основного состава, 25 и 26 — тектоническая единица Чимтарга: 25 — «нижний» тип чимтаргинских разрезов, вулканогенно-терригенные толщи ордовикского и раннесилурийского возраста, карбонатные отложения позднего силура, нижнего и среднего девона, 26 — «верхний» тип чимтаргинских разрезов, карбонатные толщи верхнего ордовика, силура, раннего и среднего девона, раннего карбона; 27—30 — разрывные нарушения: 27 — шарьяжи и пологие надвиги, 28 — левые сдвиги, 29 — правые сдвиги, 30 — другие разрывные нарушения; 31 — элементы залегания.

вестняков островодужного происхождения; он слагает крылья лежащих складок. В его состав входят вторая, третья и четвертая подсвиты беспанской свиты гор Тамдытау, Ауминзатау и Аристантау и вторая, третья и четвертая подсвиты коксайской свиты гор Букантау, Огузтау, Джетымтау-1 и Джетымтау-2. В связи с тем что большинство золоторудных объектов связано с этим формационным комплексом, и в особенности с третьей подсвитой беспанской свиты — так называемым пестрым беспаном, отложения этого комплекса за последние десятилетия подверглись детальному литолого-стратиграфическому и палеонтологическому изучению. Возраст беспанской свиты, определенный при ее выделении в 1938 г. С. А. Кушнарём как силурийский, многократно переопределялся и относился то к докембрию [Гарьковец, 1967] или венду [Огнев и др., 1968; 1971], то к ордовику — карбону [Пятков и др., 1967]. В последние годы сборы и определения хитиной ордовикского и силурийского возраста [Абдуазимова, 1983], водорослей кембрия и ордовика, микрофитолигов раннепалеозойского возраста из различных частей разрезов беспанской свиты показали, что в ее состав входят разновозрастные отложения кембрийского, ордовикского и силурийского возраста (а учитывая многочисленные находки остатков высших растений, возможно, и более молодые). Несомненно присутствие лудловских и девонских отложений в разрезе коксайской свиты — аналога беспанской свиты в горах Букантау [Абдуазимова, 1983]. Столь же разнообразны данные о возрасте амфиболитов, кремней, кварцитов и карбонатных пород тасказганской и кокпатасской свит, из разрезов которых собраны микрофитолиги вендского и кембрийского возраста, акритархи кембрия-ордовика, хитинозой ордовика и силура и остатки сухопутных высших растений, появляющихся лишь с девона.

По химическому и литологическому составу отложения тасказганской и кокпатасской свит, характеризующиеся высокими содержаниями ванадия и титана, являются типичными глубоководными океаническими образованиями, а отложения беспанской и коксайской свит — образованиями шельфа и островодужного (или континентального) склона. Имея различный состав, образования перечисленных свит попадают в разные поля на диаграммах Н. Л. Добрецова и Дж. Пирса и Дж. Канны: кремни и эффузивы тасказганской и кокпатасской свит — в поля глубоководных океанических образований, а терригенные породы и углеродистые сланцы беспанской свиты — в поля островодужных комплексов. Можно думать, что формации, слагающие тасказганскую и кокпатасскую свиты, и формации беспанской и коксайской свит были совмещены в процессе сучивания и шарьирования тектонических покровов в конце силура — девоне (?), когда комплекс шельфовых отложений беспанской свиты был надвинут на глубоководные отложения тасказганской свиты, а затем они были совместно смяты в сложные лежащие складки.

Тектоническая единица Мурун (островодужный комплекс). Карбонатные формации тектонической единицы Мурун слагают крылья крупных синформных складок в Тамдынском горном массиве, в горах Аристантау и Арслантау, а также падающую моноклинально на север гряды в северной части гор Букантау (гряда Тобаберген-Ирлир). Комплекс

включает мощные толщи карбонатных (известняково-доломитовых) отложений ранне-, средне- и позднедевонского возраста, визейских, башкирских и раннемосковских известняков и перекрывающую этот комплекс среднекаменноугольную флишево-олистоостровую формацию, имеющую особенно широкое распространение в горах Тамдытау (рис. 45 и 46, см. вкладку). Характерной чертой карбонатного разреза комплекса Мурун является присутствие в нем карстовых бокситов, маргарит-диаспоровых пород, корундов и наждаков, заполняющих карстовые воронки в закарстованной верхней части разреза визейских известняков.

Комплекс Мурун залегает в Кызылкумах на тектонической единице Тасказган, имея с ней в большинстве случаев четкие тектонические контакты. Существуют, однако, указания на наличие стратиграфических контактов между девонскими известняками комплекса Мурун и разрезом верхней, четвертой подсвиты бесапанской свиты, так называемым зеленым бесапаном [Бухарин и др., 1985]. Базальные конгломераты в основании карбонатного разреза комплекса Мурун действительно можно наблюдать как на севере гор Актау, так и в горах Аристантау. Однако конгломерато-сланцевые пачки в основании разреза комплекса Мурун не имеют сходства с ритмичным флишеидным комплексом отложений «зеленого бесапана» и скорее всего являются более молодыми раннедевонскими образованиями, имея тектонический контакт с породами комплекса Тасказган.

По типу разреза карбонатные формации тектонической единицы Мурун напоминают карбонатные формации тектонической единицы Мальгузар. Возможно, что это разрезы карбонатных отложений одной и той же островной дуги, сдвоенные в эпоху шарьяжеобразования во второй половине каменноугольного периода.

Тектоническая единица Чаувай (отложения склона островной дуги и океанического ложа). Вулканогенно-терригенные и карбонатно-терригенные отложения, относимые нами к тектонической единице Чаувай, имеют достаточно широкое распространение в Кызылкумах, обнажаясь на крыльях и в ядерных частях крупных информных складок в горах Тамдытау, Букантау и Арслантау. Эти образования были описаны С. С. Шульцем мл. и В. С. Владимирским под названием кыргызской свиты в горах Тамдытау и байменской свиты в горах Букантау [Лихачев и др., 1963]. В 1966 г. С. С. Шульц мл. указал на аллохтонный характер залегания этого комплекса как в горах Тамдытау, так и в горах Букантау [Шульц мл., 1966]. Аллохтонное положение комплекса было подтверждено в процессе крупномасштабной геологической съемки северной части гор Тамдытау в масштабе 1:50 000. Проводившие съемку Ш. Ш. Сабдюшев и Р. Р. Усманов [1971] выделили и описали рассматриваемый комплекс под названием «нижнего главного покрова», указав на наличие в его составе венлокских, лудловских, пржидольских и нижнедевонских отложений в терригенной и терригенно-карбонатной фациях. В. С. Буртман [1973] описал тот же комплекс под названием аллохтонного комплекса Букан, а А. К. Бухарин, И. А. Масленникова и А. К. Пятков [1985] — под названием Дженгельдинской аллохтонной надвиговой пластины. Во всех перечисленных регионах комплекс Чаувай залегает на олистоостро-

мовых образованиях среднекаменноугольного возраста, венчающих разрез тектонической единицы Мурун.

Для разреза тектонической единицы Чаувай в Кызылкумах характерно широкое развитие пестрых по составу и фациально изменчивых терригенных толщ с горизонтами и биогермными телами известняков, содержащих многочисленные остатки табулят, ругоз и брахиопод лландоверийского, венлокского и лудловского возраста, кунжакского (локховского), манакского и шутского горизонтов нижнего девона. В средних и верхних частях разреза среди углисто-кремнистых и пестрых сланцев, обломочных и биогермных известняков встречаются прослои андезитовых порфиритов и диабазов, а также гравелиты и конгломераты с обломками основных эффузивов.

По набору органических остатков и литологическим особенностям отложения тектонической единицы Чаувай более всего напоминает отложения склона островной дуги и прилегающего к нему океанического ложа; углисто-кремнистые и кремнистые сланцы этой тектонической единицы как в литологическом отношении, так и по химическим особенностям (высокое содержание титана и ванадия), вероятно, являются уже осадками океанического ложа.

Тектоническая единица Ташата (пелагические формации океанического ложа или междугового бассейна и олистостромовые комплексы, сформировавшиеся в процессе движения шарьяжей по морскому дну). Образования, относимые к этой тектонической единице на территории Кызылкумского геодинамического полигона, лишь с известной степенью условности могут быть сопоставлены с разрезом тектонического покрова Ташата, выделенным Г. С. Поршняковым [1973] и разделяющим известняковые толщи среднепалеозойского возраста, слагающие горные гряды Чиль-Майрам и Чиль-Устун в Юго-Восточной Фергане.

Покров Ташата сложен граптолитовыми сланцами силура и кремнисто-вулканогенно-карбонатными отложениями лудловского, раннедевонского и намюрского возраста с прослоями спилитовых шаровых лав и пепловых туфов. Его тектонически подстилают и перекрывают мощные толщи известняков и доломитов, относимые Г. С. Поршняковым к тектоническим единицам Актур и Катранбаши.

В Тамдынском горном массиве в Кызылкумах структурно выше тектонической единицы Чаувай прослеживаются фрагменты кремнисто-карбонатных и вулканогенно-кремнисто-карбонатных разрезов лудловского, девонского и раннекаменноугольного (серпуховского) возраста. С ними ассоциирует олистостромовый комплекс с многочисленными глыбами и блоками кремней, кварцитов, реже эффузивов основного состава и карбонатных пород. Этот комплекс также залегает в виде тектонических линз различной мощности между Чаувайским и Балпантауским тектоническими комплексами, разделяя тем самым «нижний» и «верхний» пакеты тектонических покровов Тамдынско-Алайской складчатой области. Комплекс Ташата сложен формациями, характерными для пелагических отложений океанического происхождения, которые могли формироваться в междуговом бассейне или в глубоководной части склона островной

дуги, а также олистостромовым комплексом, сформировавшимся на меньших глубинах в процессе движения шарьяжей.

Тектоническая единица Балпантау (кремнисто-вулканогенные формации океанического и островодужного происхождения). Существенно вулканогенные разрезы тектонической единицы Балпантау вместе с вышележащими офиолитовыми и зеленосланцевыми тектоническими комплексами (комплексы Кан и Маджерум) относятся обычно к «верхнему» пакету тектонических покровов Кызылкумо-Алая, существенно океаническому («эвгеосинклиальному») в отличие от «нижнего» пакета тектонических покровов, сложенного по преимуществу формациями островодужного происхождения («мио-» и «лептогеосинклиальными»), к которому относятся все описанные выше тектонические единицы. Такое разделение, вероятно, оправдывает себя при мелкомасштабном картировании; но следует всегда помнить о его чисто условном характере.

В Кызылкумах тектонический комплекс Балпантау имеет широкое распространение. В горах Букантау он слагает вулканогенную Тобабергенскую тектоническую пластину, смятую в систему сложных складок вместе с шарьированным на нее комплексом зеленых сланцев кумбулакской свиты (празинитами тектонической единицы Маджерум). В Тамдынском горном массиве и горах Сангрунтау комплекс Балпантау сложен системой тектонических покровов, подстилаемых и перекрываемых альпинотипными офиолитами Тескудукской и Ченгельдынской тектонических пластин Канского тектонического комплекса. К комплексу Балпантау в этом районе авторы относят терригенно-кремнистую аккудукскую свиту (с многочисленными линзами и горизонтами черных кремней и кремнисто-карбонатных пород океанического происхождения), вулканогенно-терригенную тайманскую свиту, андезито-базальтовую формацию, выделяемую под названием сангрунтауской свиты, и контрастную трахибазальтовую формацию (елемесачинскую свиту).

Возраст большинства перечисленных свит спорен. В кремнях аккудукской свиты собраны микрофитолиты венского возраста, а в терригенной части разреза — остатки ордовикских граптолитов, брахиопод, иолитов и хитинозой. Елемесачинская свита содержит глыбы нижнекембрийских известняков (в урочище Каратас и овраге Джерой) и линзы известняков и доломитов с брахиоподами, тентакулитами, криноидеями и кораллами позднесилурийского и раннедевонского возраста. Базальты сангрунтауской свиты в горах Сангрунтау заливают известняки визейского возраста. По составу эффузивы сангрунтауской свиты имеют океаническое происхождение: для них характерны высокая магнезиальность и очень низкие содержания калия; однако в верхней части разреза свиты появляются островодужные по составу вулканиты. Трахибазальтовый комплекс елемесачинской свиты характерен для внутриокеанических островных дуг. В целом комплекс Балпантау в Тамдынском горном массиве представлен, по-видимому, тектонической смесью сгруженных вблизи субдукционной зоны вулканогенных, кремнистых и терригенных пород и формаций океанического и островодужного происхождения.

Характеристику комплексов сутурной зоны Кызылкумо-Алайских варисцид — Канского офиолитового и Маджерумского зеленосланцевого

аллохтонов — мы дадим ниже, в разделе 4.2, предварив описание этих комплексов краткой характеристикой типовых разрезов тектонических единиц, обнажающихся в горах Кульджуктау и относящихся к южной Кульджуктау-Гиссарской зоне Кызылкумо-Алайских варисцид.

4.1.2. Кульджуктау-Гиссарская зона

Из тектонических покровов этой зоны в горах Кульджуктау на территории Кызылкумского геодинамического полигона обнажены лишь два подтипа разрезов тектонической единицы Чимтарга; восточнее, в пределах небольшой горы Кокча обнажен карбонатный разрез, относящийся к тектонической единице Дукдон.

Тектоническая единица Дукдон (островодужный комплекс). Мощные карбонатные формации, относимые авторами к тектонической единице Дукдон, обнажаются в ядрах антиформных структур Зарафшанского и Гиссарского хребтов; они слагают, в частности, горный хребет Сарытаг и значительную часть северного склона Гиссарского хребта. В Кызылкумах разрез дукдонского типа обнажен лишь в изолированной горе Кокча на крайнем юго-востоке Кызылкумского геодинамического полигона. Разрезы дукдонского типа сложены мощными карбонатными толщами силурийского, девонского, ранне- и среднекаменноугольного возраста, которые согласно перекрыты верхнепалеозойской флишевой формацией.

В районе горы Кокча обнажен лишь фрагмент подобного разреза, содержащий известняки ранне-, средне- и позднедевонского, ранне- и среднекаменноугольного возраста. Соотношений с другими тектоническими комплексами этот разрез в данном месте не имеет; но восточнее, во многих районах Зарафшанского и Гиссарского хребтов на разрезы аналогичного типа надвинуты разрезы тектонического комплекса Чимтарга [Шванов, 1983].

Тектоническая единица Чимтарга (островодужные образования и отложения склонов островной дуги). Системы тектонических пластин и чешуй с чимтаргинским типом разрезов слагают целиком горный хребет Кульджуктау в пределах Кызылкумского геодинамического полигона и занимают обширные пространства в более восточных участках зоны Кульджуктау-Гиссарских варисцид. Для всех районов, в пределах которых обнажены образования, относимые нами к тектонической единице Чимтарга, характерен своеобразный стиль внутренней тектоники — чешуйчатое строение и повгорение в крыльях синформных и антиформных структур пластин и чешуй, сложенных близкими по типу разрезов формационными рядами. Однако характер их все же постепенно меняется снизу вверх, и можно выделить различающиеся рядом существенных черт строения «нижний» и «верхний» типы чимтаргинских разрезов. Для «нижнего» типа характерно более широкое развитие в ордовикской и нижнесилурийской частях разрезов вулканогенных и вулканогенно-терригенных формаций, для «верхнего» — появление разреза более ранних по возрасту карбонатных формаций (иногда уже с верхнего ордовика).

В горах Кульджуктау «нижний» тип чимтаргинских разрезов развит на южном склоне гор, где он представлен вулканогенно-терригенным

разрезом казакасуйской свиты среднего-верхнего ордовика (сланцы, песчаники, конгломераты, прослой андезито-дацитов, кварцевых альбитофиринов и их туфов), кремнисто-туфогенно-терригенными образованиями верхов ордовика, лландовери и нижнего венлока, на которых залегают карбонатные отложения позднесилурийского («башгужундинская» свита), раннедевонского, а местами и среднедевонского возраста с прослоями кремней.

В «верхнем» типе разрезов Чинтаргинского комплекса в горах Кульджуктау верхний ордовик (ойдынбулакская свита) и весь силур сложены карбонатными толщами, так же как и нижний и средний девон и нередко выпадающий из разрезов малоомощный нижний карбон (турнейские и визейские известняки).

Силурийские, девонские и нижнекаменноугольные отложения как «нижнего», так и «верхнего» типов чинтаргинских разрезов перекрыты трансгрессивно залегающими на них: 1) вулканогенно-кремнисто-терригенной таушанской свитой, содержащей обломки девонских и визейских известняков и остатки лепидодендровой, сигилляриевой и стигмариевой флоры (визе-намюрского возраста) с прослоями липаритов, дацитов, андезитовых порфиритов и их туфов; 2) морской молассой, слагающей камыстинскую свиту средне-позднекаменноугольного возраста [Айсанов, Егоров, 1978]. В ядрах синформных складок иногда прямо на молассе залегают останцы офиолитовых аллохтонов, подстилаемых «подушками» сиенито-диоритовых пород, имеющих горячие контакты как с офиолитовыми комплексами, так и с подстилающими осадочными образованиями. К контактам этих «подушек» приурочены рудопоявления и месторождения графитовых пород, в том числе крупнейшее в Средней Азии месторождение графитов Тасказган.

На территории Кызылкумского геодинамического полигона не обнажены другие тектонические комплексы, имеющие широкое распространение в пределах Кульджуктау-Гиссарской зоны варисцид, хотя некоторые из них обнажаются в непосредственной близости от границ полигона, в том числе глубокометаморфизованные зеленосланцевые и голубосланцевые празинитовые комплексы Катармайской тектонической единицы в Зирабулакских горах, офиолиты южного сутурного шва, которые будут кратко охарактеризованы в разделе 4.2, а также зеленые сланцы тектонической единицы Ягноб и глубокометаморфизованные породы Байсунского и Каратегинского комплексов.

4.2. Геологические формации — индикаторы сутурных зон в разрезах складчатого фундамента Кызылкумского геодинамического полигона и Кызылкумо-Алайской системы варисцид

4.2.1. Офиолиты

В структуре Кызылкумо-Алайской системы варисцид офиолитовые комплексы играют определяющую, узловую роль, как и в структуре других частей Урало-Монгольского и Рейнско-Куньлуньского палеозой-

ских складчатых поясов. Среди них следует, по-видимому, выделять корневые выходы офиолитовых ассоциаций — швы, маркирующие места замыкания океанических бассейнов геологического прошлого, и бескорневые офиолитовые аллохтоны — клиппены различных размеров, залегающие, как правило, в ядрах крупных синформных складок. На первых этапах их изучения как те, так и другие обычно картировались как ветви Южно-Тянь-Шаньского офиолитового пояса, имеющего линейное простирание и протягивающегося от гор Султан-Увайс в Южном Приаралье через Центральные Кызылкумы, Южную и Северо-Восточную Фергану, Ферганский и Атбашинский хребты в хр. Кокшаал и горы Халыктау на территории Китая, имея только на советской территории протяженность более 1800 км [Шульц мл., 1963; Висьневский, Халматов, 1965]. Массивы, слагающие отдельные звенья этого пояса, картировались и изучались Я. С. Висьневским [1940; 1953; 1958; 1965], Л. Б. Коганом и В. В. Кулаченко [Коган, 1965; Коган, Кулаченко, 1967, 1969 и 1972], А. А. Кустарниковой [1967], В. В. Барановым и К. М. Кромской [Баранов и др., 1968, Кромская, Баранов, 1975; 1978; 1982; 1983; Баранов и др., 1973, 1975, 1978], Н. П. Михайловым, Ю. Л. Семеновым, Б. А. Медведевым, С. С. Шульцем мл. [Медведев и др., 1969 ф; Шульц мл., 1968 а, 1968 б; 1972; Семенов, 1982].

Важным этапом в изучении офиолитовых ассоциаций явилось установление аллохтонного положения офиолитовых комплексов Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня и повсеместных холодных тектонических контактов между офиолитами и вмещающими их толщами. Не менее существенным оказалось проведение в начале 1970-х годов сопоставления разрезов варисцийских офиолитовых ассоциаций Кызылкумов и Тянь-Шаня с разрезами офиолитовых комплексов в орогенических поясах других регионов мира и с разрезами коры и верхней мантии современных океанов [Сабдюшев, Усманов, 1971; Шульц мл., 1971 ф; 1972; 1974; Буртман, Клишевич, 1972; Макарычев, Штрейс, 1973; Перфильев, Руженцев, 1973; и др.].

Корневые офиолитовые швы обрамляют Кузылкумо-Алайскую систему варисцид и Южный Тянь-Шань как с севера, отделяя их от Срединного Тянь-Шаня, так и с юга, располагаясь на границе Южного и Юго-Западного Тянь-Шаня. Они маркируют сутурные швы замкнувшихся в позднем палеозое океанов.

В 1970—1980-х годах было проведено большое количество специальных исследований, позволивших с высокой степенью обоснованности сопоставить различные типы офиолитовых ассоциаций с различными типами разрезов литосферы современных океанических и окраинно-морских (микроокеанических) бассейнов как в геохимическом, минералогическом и петрологическом, так и в металлогеническом отношении. Были разработаны методики определения пород океанического происхождения в разрезах складчатых поясов по петрохимическим данным [Pearce, Cann, 1961; 1973; Vebien, 1972; Best, 1975; Добрецов, 1975; 1981, и др.]. Ниже петрохимические данные по офиолитам Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня анализируются с использованием некоторых из этих методов.

Офиолитовый сутурный шов, обрамляющий Кызылкумо-Алайскую систему варисцид с севера и отделяющий ее от надвинутых на офиолитовую сутуру формационных комплексов Срединного Тянь-Шаня, прослеживается по геофизическим материалам северо-восточнее хр. Султан-Увайс в Южном Приаралье, частично обнажается на севере гор Букантау, в невысоких горных грядках, продолжающих эти горы на восток, — горах Джетымтау-1, Джетымтау-2, протягивается вдоль северных склонов Северо-Нуратинского хребта, обнажаясь в его северо-восточной части (массивы Сарымсаклы, Каракия и другие, более мелкие). Восточнее сутурная зона, маркируемая офиолитами, протягивается вдоль низких предгорий Алайского хребта. В горах Алдыяр в Юго-Восточной Фергане офиолитовый сутурный шов делает резкий изгиб и круто поворачивает к северу, огибая восточный борт Ферганской впадины. На правобережье р. Нарын в Северо-Восточной Фергане офиолитовый шов снова приобретает субширотное простирание и прослеживается на восток, где срезается Таласо-Ферганским сдвигом. Продолжение шва далее на восток прослеживается вдоль границы Срединного и Южного Тянь-Шаня в Атбашинском хребте и хр. Кокшаал, а далее на восток — в горах Халыктау и хр. Карлыктаг на территории Китая. В работах коллектива ташкентских геологов [Хамрабаев и др., 1983; Эволюция магматизма Средней Азии, 1985] офиолиты северного сутурного шва и отторженных от него клиппенов продолжают описываться под названием Южно-Тянь-Шаньского офиолитового пояса. В пределах этого пояса в настоящее время только на территории СССР выявлено свыше 600 отдельных массивов и тел, образующих протяженные цепочки или залегающих в ядрах синформных складок, общая площадь выходов которых на современном уровне эрозионного среза превышает 200 км².

Южнее северного сутурного шва наблюдаются многочисленные выходы бескорневых клиппенов офиолитовых аллохтонов, вытягивающихся в виде протяженных цепочек в ядерных частях синформных структур. Классическими примерами таких бескорневых аллохтонов являются Карадукский офиолитовый аллохтон гор Султан-Увайс в Южном Приаралье (см. рис. 12, XVIII и XIX) и Ченгельдинский офиолитовый аллохтон на северо-западе Тамдынского горного массива, подробно охарактеризованные в работах [Шульц мл., 1968; 1972; 1976; Шульц мл. и др., 1973]. К такому же типу офиолитовых массивов относятся и многие массивы Южной и Юго-Восточной Ферганы и Атбашинского хребта, описанные в монографии С. А. Куренкова [1983]. Наряду с этим известны офиолитовые массивы, обнажающиеся в ядерных частях антиформных складок, такие, например, как офиолиты обрамления ядерных частей антиформных складок Кокпатас и Окжетпес на юге гор Букантау, как офиолитовый массив Сартале, изученный и описанный Я. С. Висьневским и Г. И. Макарычевым [Макарычев, Висьневский, 1973; Макарычев, 1978], а также выходы серпентинитового меланжа канского типа [Макарычев, Куренков, 1973].

Офиолиты южного сутурного шва, отделяющего Южный Тянь-Шань от надвинутых на него с юга кристаллических толщ Байсуна и Каратегина, изучены слабее, чем офиолиты северной сутуры Южного Тянь-

Шаня. Они представлены небольшими серпентинитовыми массивами и выходами серпентинитового меланжа, включающего блоки серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, измененных габбро и родингитов в Знатдинских и Зирабулакских горах, серпентинитовыми массивами гор Каратюбе, Яккобагских гор и гор Мачетли, выходами серпентинитового меланжа в пределах южного склона Гиссарского хребта, в частности в бассейнах рек Шеркент и Каратаг, серпентинитами северного обрамления Каратегинского кристаллического блока. Наиболее крупными из перечисленных тел являются массивы Захча в Яккобагских горах и Кундаджуазский офиолитовый комплекс в горах Мачетли, в исследовании и картировании которых под руководством Н. П. Михайлова принимал активное участие автор настоящей работы [Медведев и др., 1969].

Офиолиты северного сутурного шва и бескорневых офиолитовых аллохтонов, связанных с этим швом, описываются в настоящей работе под названием Канского офиолитового тектонического комплекса (тектонической единицы Кан), офиолиты южного сутурного шва — под названием Кундаджуазского офиолитового тектонического комплекса (тектонической единицы Кундаджуаз).

Наряду с офиолитовыми комплексами северного и южного сутурных швов Кызылкумо-Алайской варисцидной складчатой системы в ее пределах развиты также чешуи, линзы, полосы и примазки серпентинитов, занимающие иное структурное положение, чаще всего на границах и в зонах тектонических швов между различными тектоническими единицами, слагающими Кызылкумо-Алайскую систему варисцид, но иногда залегающие и внутри этих тектонических единиц. Особенно многочисленны они в разрезах тектонических единиц, сложенных в значительной степени океаническими образованиями, — единиц Тасказган (Кокпатас), Чаувай, Балпантау, Кокмайнак, Ягноб. К этим комплексам относятся, в частности, описанные К. М. Кромской и В. В. Барановым [1982; 1983] гипербазиты Букантауского и Кокпатасского габбро-перидотитовых комплексов: серпентинитовый меланж, включающий глыбы и линзы габброидов, родингитов, лиственитов и кварцево-карбонатных пород.

Ниже приводится характеристика одного из типовых разрезов офиолитовых аллохтонов Кызылкумов — Ченгельдинского офиолитового аллохтона, обнажающегося на северо-западе гор Тамдытау.

Ченгельдинский офиолитовый аллохтон представляет собой разбитый на многочисленные, иногда сильно смещенные относительно друг друга блоки фрагмент офиолитового разреза, залегающий в качестве пластины (или огромного олистолита) внутри олистостромового комплекса, обнаженного в северо-западной части Тамдынского горного массива и описываемого в геологической литературе под названием Аякумарского олистостромового комплекса или аякумарской свиты [Бухарин и др., 1985]. В составе олистолитов аякумарской свиты обнаружены органические остатки вендского, кембрийского, силурийского, девонского и даже раннекаменноугольного возраста, что дает основание А. К. Бухарину, И. А. Масленниковой и А. К. Пяткову определять ее возраст как среднекаменноугольный. Возраст же пород Ченгельдинского офиолитового

комплекса — значительно более древний, по данным определений абсолютного возраста пород комплекса раннепалеозойский. Мощность суммарного офиолитового разреза, составленного из блоков, слагающих Ченгельдинский офиолитовый аллохтон, превышает 1 км. С востока офиолитовый аллохтон обрамляется относительно маломощной полоской серпентинитового меланжа, которая прослеживается и далее на юго-восток, маркируя тектонический шов между зелеными сланцами Учкундуктауской тектонической пластины (относимой нами к тектонической единице Маджерум) и аякумарской олистостромовой формацией. Нижние блоки в основании Ченгельдинского аллохтона сложены в разной степени серпентинизированными дунитами и гарцбургитами, наименее измененными в юго-восточной части выходов Ченгельдинского аллохтона, антигорит-лизардитовыми серпентинитами с реликтами зерен магнезиального оливина и бастита по ортопироксену; существенно диопсидовыми массивными пироксенитами (мощностью до 170 м); полосчатыми и массивными меланократовыми габбро и габбро-пироксенитами. Выше по разрезу офиолитового комплекса обнажены габбро-амфиболиты, кварцевые диориты, плагиограниты, альбититы и характерные фрагменты комплекса диабазовых параллельных даек и спилитизированных и амфиболитизированных базальтовых подушечных лав. Более подробно описание разреза офиолитового комплекса приведено С. С. Шульцем мл. в изданном в 1973 г. путеводителе к экскурсиям Международного симпозиума «Офиолиты в земной коре».

Как показывает изучение петрохимических особенностей пород Ченгельдинского офиолитового аллохтона, они представляют собой дифференцированную офиолитовую серию океанического происхождения со щелочной тенденцией эволюции составов, весьма сходную с ассоциацией пород Канского офиолитового меланжа и офиолитов Восточного Карачатыра, которые были изучены и описаны в монографии С. А. Куренкова [1983]. Как отмечают М. С. Марков, С. А. Куренков и другие исследователи, «офиолиты данного типа обычно слагают тектонические покровы, надвинутые со стороны океана (Папуа — Новая Гвинея) [Davis, 1971], а также отдельные аллохтоны в сутурных зонах Альпийской области (массив Хатай) и в палеозоидах Северной Америки (комплекс Бэй оф Айлендс)» [Марков и др., 1977].

4.2.2. Зеленые и голубые сланцы (празиниты)

Комплексы зеленых и голубых сланцев сутурных зон Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня приурочены к тем же сутурным швам, что и офиолиты. Они образуют два зеленосланцевых пояса — пояс северной сутурной зоны и выдавленных из нее бескорневых аллохтонов и комплекс южной сутурной зоны, который на обнаженной территории горных гряд Кызылкумского геодинамического полигона практически не обнажен. В пределах зеленосланцевого пояса северной сутурной зоны, который мы будем называть Кумбулакско-Маджерумским, зеленосланцевая ассоциация пород, входящих в тектоническую единицу Маджерум, описывалась ранее в различных горных массивах под различными

наименованиями: в горах Султан-Увайс как карадукская свита, в Тамдынском горном массиве как учкудуктауская свита, в горах Букантау как кумбулакская свита, в Северо-Нуратинском хребте как маджерумская и иттунысайская свиты, в Южной Фергане как канская и джильбарская свиты, в Северо-Восточной Фергане как майлсуйская свита, в Атбашинском хребте как атбашинская свита. На геологических картах перечисленные свиты относились то к среднекаменноугольному, то к докембрийскому, то к раннепалеозойскому возрасту.

Зеленосланцевые комплексы южной сутурной зоны, объединяемые под названием тектонической единицы Ягноб, также описывались под разными наименованиями: в Зирабулакских горах как катармайская свита, в Зарафшанском и Гиссарском хребтах как ягнобская свита или серия, в Восточном Алае как сугутская и суукторская свиты. При этом если возраст катармайской свиты обычно рассматривают как среднепалеозойский [Корсаков, 1975], а возраст ягнобской серии как раннепалеозойский [Шванов, 1980; 1983], то сугутская свита на картах, изданных в последние годы (например, на геологической карте Киргизской ССР масштаба 1:500 000, 1980), обычно изображается как серия блоков протерозойского (под вопросом) возраста.

Такой разницей в названиях и в возрастной датировке, отсутствие единых обозначений для всех перечисленных комплексов зеленосланцевых и глаукофансодержащих зеленосланцевых пород, близких по составу и по характеру метаморфических преобразований, различная закрашка выходов этих комплексов на существующих сводных геологических картах являются прямым следствием отсутствия в отечественной литературе сводных монографических работ, посвященных анализу прогрессивного метаморфизма и структурного положения зеленосланцевых образований среднеазиатских варисцид. Чрезвычайно краткий обзор перечисленных метаморфических комплексов дан в работе Н. Л. Добрецова «Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР» [1974]; для некоторых (но далеко не для всех) из перечисленных зеленосланцевых ассоциаций в этой работе приведены минеральные составы, позволяющие проследить изменение фаций прогрессивного метаморфизма в определенном направлении. Отсутствие карт, на которых были бы достаточно детально откартированы зеленосланцевые пояса варисцидских складчатых сооружений, бескорневые аллохтонные выходы зеленосланцевых комплексов и их корневые зоны, породили существующее среди зарубежных геологов превратное представление об отсутствии или чрезвычайно ограниченном распространении глаукофансодержащих зеленых сланцев в пределах Урало-Тянь-Шаньского варисцидского складчатого пояса и вообще в палеозойских складчатых поясах на территории СССР и о преимущественном развитии их в мезозойских и кайнозойских орогенических областях (см., например, [Миясиро, 1976]).

В приводимом ниже кратком обзоре глаукофансодержащих зеленых сланцев Кызылкум-Алайских варисцид авторы опираются как на материалы собственных исследований, так и на результаты их изучения коллективами ленинградских, московских, новосибирских и среднеазиатских геологов, в частности на работы Н. Л. Добрецова [Добрецов, 1970; 1974;

Добрецов, Корсаков, 1973] и И. В. Мушкина, О. А. Старцева, В. С. Корсакова [Мушкин и др., 1971]; Корсаков, 1975; Старцев, 1976], В. Н. Шванова [1980; 1983], а также на сводки химических анализов, приведенных в «Петрографии Узбекистана» (т. 2, 1965); в работах В. Б. Горянова [Горянов и др., 1973], Н. П. Холопова [Вулканогенные формации Узбекистана, 1971], Л. Н. Бельковой, В. Н. Огнева и О. Г. Кангро [Белькова и др., 1972; Белькова, 1978].

Среди зеленосланцевых комплексов Кызылкумо-Алайских варисцид можно выделить достаточно четко различающиеся между собой как по химическому, так и по минералогическому составу метаосадочные (метапелитовые и метаграувакковые) и метаэффузивные (метабазитовые и метаандезитовые) образования. Метаосадочные породы явно преобладают в составе кумбулакской и джувльбарской свит, метабазиты — в составе каракудуской и майлисуйской свит. В составе же учкудуктауской, маджерумской и иттунайсайской свит широким развитием пользуются как те, так и другие образования.

Для метаосадочных комплексов пород характерно преобладающее развитие тонкополосчатых зеленых сланцев с чередованием полосок, сложенных кварцем, карбонатом и альбитом, с зелеными прослойками, сложенными хлоритом и эпидотом; иногда в породах присутствуют пренит и стильпномелан. В зонах, подвергшихся более интенсивному давлению, появляется мусковит, лавсонит, арагонит, иногда рибекит; актинолит, а в более высокобарических разностях винчит и кроссит пользуются крайне ограниченным распространением. Напротив, в метабазитах уже на стадии относительно низкобарических преобразований широко развиты вторичные амфиболы; породы также имеют тонкополосчатый облик, но кварцевые и альбит-кварцевые прослойки чередуются с актинолитовыми, эпидот-актинолитовыми, а в более высокобарических разностях — с глаукофансодержащими слоями. Иногда наблюдается переход от более низкотемпературных ассоциаций (имеющих состав кроссит-стильпномелан-хлорит-альбит-эпидот-кварц-мусковит) к более высокотемпературным (актинолит — роговая обманка — биотит — эпидот — хлорит — кварц — винчит). Наиболее широкое развитие пород, содержащих максимальное количество глаукофана, наблюдается в некоторых разрезах катармайской свиты, подробно описанных В. С. Корсаковым [1975], и в разрезах каракудуской свиты хр. Султан-Увайс. Широкое развитие пород, содержащих глаукофан, отмечается Н. Л. Добрецовым в районах развития зеленых сланцев на территории Зарафшанского хребта в пределах анзобского и тандаринского метаморфических комплексов, относимых нами к тектонической единице Ягноб.

Во всех перечисленных регионах глаукофансодержащие зеленые сланцы находятся в аллохтонном залегании; но имеются и регионы, где мы наблюдаем корневые зоны глаукофансодержащих зеленосланцевых ассоциаций пород. Такой корневой зоной, по мнению авторов, подтверждаемому данными геофизических исследований, представляются выходы зеленосланцевых комплексов в Южной Фергане, описываемые под названием канской и джувльбарской свит [Бакиров, Добрецов, 1972]. В указанном районе Н. Л. Добрецов выделяет три зеленосланцевые

толщи, различающиеся по составу и характеру метаморфизма: метабазитовую, сложенную в основном актинолитовыми и эпидот-хлоритовыми сланцами, включающую редкие чешуи глаукофансодержащих пород и родингитов; кремнистую с подчиненными горизонтами метабазитов; вулканогенно-карбонатно-терригенную. Метабазитовая часть разреза указанной ассоциации пород непосредственно контактирует с серпентинитовым меланжем, слагающим Канский серпентинитовый массив. Как показывают данные сейсмопрофилирования, серпентинитовый меланж и зеленые сланцы в этом участке Южной Ферганы круто погружаются в северном направлении на значительную глубину; на офиолитовые и зеленосланцевые комплексы надвинуты средне- и позднепалеозойские вулканические формации Срединного Тянь-Шаня.

Последовательность прогрессивно-метаморфических преобразований, характерная для районов развития зеленых и голубых сланцев на территории Японии или в пределах развития Францисканской группы формаций на западе США, редко может быть прослежена в пределах выходов зеленых сланцев Кузылкумо-Алайских варисцид; это объясняется большой сложностью тектонических структур, участки которых слагают в настоящее время зеленосланцевые ассоциации. Внутренняя тектоническая структура блоков и тектонических покровов, которые слагают зеленые сланцы, как правило, резко и дисконформно сечется тектоническими границами пластин, которые они слагают. Особенно хорошо видна полная дисконформность внутренней структуры блоков зеленых сланцев с границами этих блоков на территории Тамдынского горного массива в районах выходов учкудуктауской свиты зеленых сланцев, что можно видеть как на зарисовках, сделанных автором настоящей работы, так и на крупномасштабных аэрофотоснимках, где дисконформность тектонических блоков, сложенных зелеными сланцами, и несоответствие границ этих блоков их внутренней структуре выражены весьма отчетливо.

Глаукофансодержащие зеленые сланцы имеют развитие и в составе некоторых нижних пластин и тектонических комплексов Кузылкумо-Алайских варисцид, в частности в составе тектонического комплекса Тасказган. В горах Ауминзатау наблюдаются многочисленные переходы океанических базитовых формаций и амфиболитовых толщ в метабазиты. По составу эти метабазитовые ассоциации пород отличаются от описанных выше довольно широким развитием гранатсодержащих разновидностей; шире развита в них вторичная кальцитизация с образованием псевдоморфоз кальцита, эпидота и хлорита по роговой обманке. Наряду с зелеными и голубыми сланцами здесь шире представлены породы амфиболитовой фации метаболизма — гранатовые амфиболиты и гранат-глаукофановые породы.

4.3. Палинспастические реконструкции

Исходя из анализа рассмотренных выше разрезов тектонических единиц складчатого фундамента Кызылкумского полигона можно попытаться реконструировать первоначальное расположение районов на-

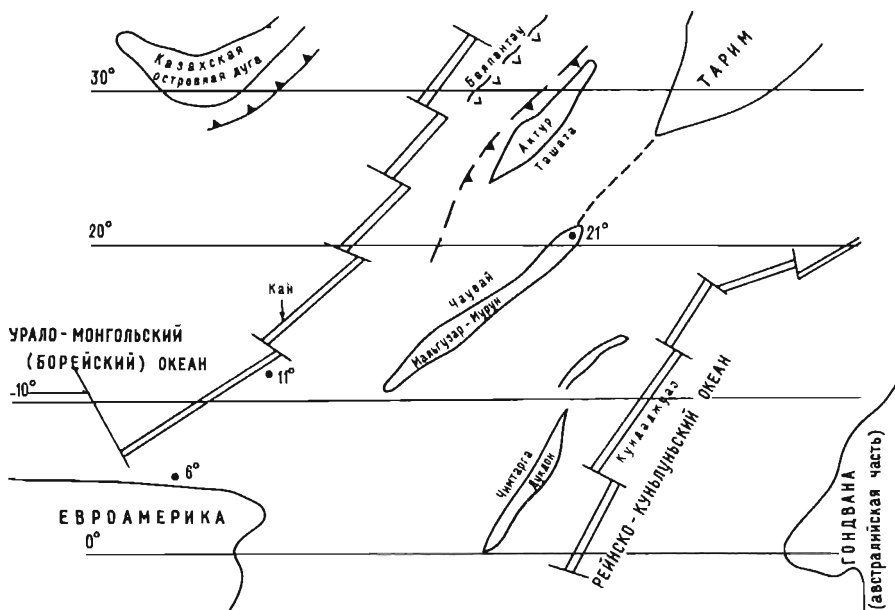


Рис. 47. Палинпастическая схема размещения тектонических единиц палеозойского фундамента Кызылкум-Алайских варисцид для рубежа силура и девона и пржедольского века раннедевонской эпохи.

копления слагающих их осадочных и вулканогенных комплексов для различных эпох геологической истории палеозоя.

В настоящее время данные палеомагнитных определений палеоширот мест накопления осадочных и вулканогенных толщ складчатого фундамента Кызылкумов чрезвычайно скудны. Имеющиеся материалы обобщены П. А. Мухиным, Х. А. Абдуллаевым, В. Е. Минаевым, Е. Е. Христовым и С. Эгамбердыевым и сведены в таблицу (см. приложение). Эти палеомагнитные данные использованы при составлении приводимых ниже палинпастических схем. На схемах изображено взаимное расположение краевых частей континентальных массивов, ограничивавших Урало-Монгольский и Рейнско-Куьлуньский океанические бассейны, — Евроамерики, Гондваны, Тарима, Казахского микроконтинента (включавшего в среднем палеозое в свой состав Северный и Средний Тянь-Шань). Указано также расположение зон спрединга, где происходило непрерывное формирование новых порций океанической коры (переработанными остатками которых являются офиолитовые ассоциации Канской и Кундаджуазской сутурных зон), и расположение островных дуг (Дукдонско-Чимтаргинской в Рейнско-Куьлуньском океане и Мальгузар-Мурунской и Актурской в южной ветви Урало-Монгольского океана).

Авторам настоящей работы представляется правомочным составление палинпастических схем лишь для среднепалеозойского времени — для эпохи рубежа силура и девона (рис. 47) и для визейского века

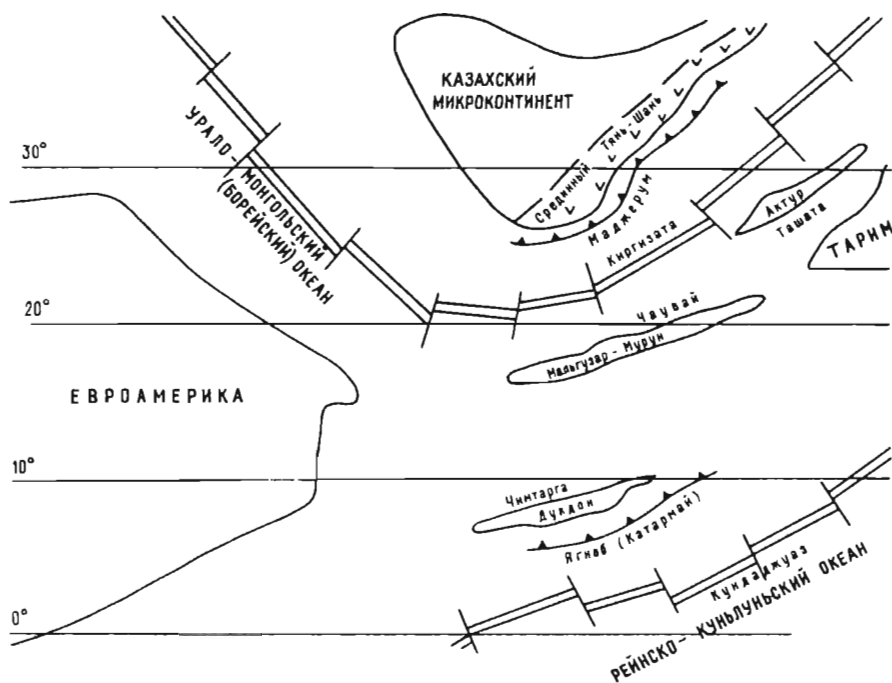


Рис. 48. Палинспастическая схема размещения тектонических единиц палеозойского фундамента Кызылкумо-Алайских варисцид для визейского века раннекаменноугольной эпохи.

раннекаменноугольной эпохи (рис. 48), поскольку для этих эпох мы имеем достаточно большое количество фаунистически охарактеризованных осадочных и вулканогенных формаций в составе почти всех тектонических единиц складчатого фундамента Кызылкумо-Алая. При составлении палинспастических схем авторы стремились обобщить весь геологический материал, накопленный к настоящему времени по территории складчатого фундамента Средней Азии и прилегающих регионов, включить этот материал в существующие глобальные палинспастические сводки и на этой основе воссоздать палеогеодинамические обстановки формирования осадочных и вулканогенных формаций изучаемого региона. Следует отметить достаточно значительные расхождения в размещении континентальных массивов в глобальных палинспастических реконструкциях, опубликованных в последние годы в сводках К. Р. Скотси [Scotese e. a., 1979], А. М. Зиглера [Ziegler, 1979] и Л. П. Зоненшайна с соавторами [1987]; реконструкции, произведенные авторами настоящей работы по возможности сближены с глобальными реконструкциями Л. П. Зоненшайна, которые в наибольшей мере учитывают накопленные за последние годы в нашей стране материалы палеомагнитных определений.

ГЕДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КЫЗЫЛКУМСКОГО ГЕДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

Эндогенное оруденение Центральных Кызылкумов включает несколько типов рудных и рудоносных формаций, резко различных по тектонической позиции. На территории Кызылкумского геодинамического полигона можно выделить следующие главные группы месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых, связанных с последовательными этапами формирования комплексов горных пород, в настоящее время слагающих эту территорию:

- 1) месторождения, сформировавшиеся до эпохи шарьирования;
- 2) месторождения эпохи шарьирования, коллизии и гранитообразования;
- 3) месторождения платформенного этапа развития;
- 4) месторождения эпохи постплатформенной активизации и орогенеза.

5.1. Месторождения, сформировавшиеся до эпохи шарьирования

Эти месторождения приурочены к определенным тектоническим единицам (комплексам тектонических покровов) в составе складчатого фундамента и не выходят за пределы площадей распространения вмещающих их тектонических покровов. Оруденение, сформировавшее эти месторождения, отражает существование различных палеогеографических обстановок накопления руд в районах, часто находившихся на огромных расстояниях друг от друга, измерявшихся сотнями и тысячами километров; позже оно транспортировалось в готовом виде вместе с вмещающими его формационными комплексами в процессе скучивания тектонических покровов и формирования континентальной коры. Далеко не все месторождения, сформировавшиеся в дошарьяжный, предколлизийный этап, сохранились и не были разубожены в процессе коллизии; некоторые руды, хотя и сохранившиеся, претерпели значительный метаморфизм, который привел к изменению их минерального состава. В Центральных Кызылкумах на территории Кызылкумского геодинамического полигона к рудам этого типа относятся, в частности, залегающие в разрезе тектонической единицы Мурун месторождения и рудопроявления алюминиевого сырья — маргарит-диаспоровых пород в горных грядях Актау и Мурунтау Тамдынского горного массива, на некоторых участках превращенных в корунды и наждаки [Шульц мл. и др., 1976].

Софиолитовыми аллохтонами на территории Кызылкумского полигона связаны никеленосные и кобальтоносные коры выветривания на гипербазитовых массивах, рудопроявления поперечно-волоконистого асбеста, рудопроявления благородного талька и талькового камня. Западнее территории полигона, в горном массиве Султан-Увайс (Султануиздаг)

с офиолитовым аллохтоном Тебинбулак связано месторождение титаномагнетита того же наименования; а с Каракудукским офиолитовым аллохтоном на территории этого же хребта связано месторождение талькового камня Зинельбулак.

С вулканогенными разрезами островодужного типа тектонической единицы Балпантау на территории Кызылкумского полигона на севере гор Букантау в районе Тобаберген-Ирлирской горной гряды связана группа медно-колчеданных месторождений, залегающих в разрезах основных эффузивов тобабергенской свиты ранне-среднекаменноугольного возраста.

5.2. Месторождения, сформировавшиеся после главной эпохи шарьяжеобразования, на коллизионном этапе

К этому типу месторождений относятся объекты, определяющие рудную специализацию Кызылкумского геодинамического полигона, в частности золотое и золото-серебряное оруденение. Месторождения коллизионного этапа и последующего этапа активного орогенеза формировались в эпоху образования континентальной коры Кызылкум-Алайских варисцид и гранитоидного магматизма в позднем палеозое.

Важной закономерностью размещения золотого оруденения во многих промышленных месторождениях территории Кызылкумского полигона является приуроченность оруденения к штокверковым зонам над гранитоидными массивами адамеллитового состава. Расстояние между кровлей адамеллитового массива и золотоносными штокверковыми зонами над ним обычно оказывается не менее 2,5-3 км; иногда золотоносные штокверки образуют по несколько зонтикообразных зон над массивами адамеллитов. Штокверковый характер оруденения и его связь с гранитоидами отмечались в работах многих исследователей [Хамрабаев и др., 1969; 1979; Шер, Юдин, 1971; Бородаевская, Рожков, 1978; Рахматуллаев, 1980]. Однако долгое время многие коллективы геологов, проводившие поисковые работы на золото и серебро в Центральных Кызылкумах, исходили из предположения, что золотое оруденение Кызылкумов является метаморфогенно-осадочным, сингенетично-эпигенетичным; возраст вмещающих его толщ долгое время ошибочно считался докембрийским [Бадалова, Палей, 1965; Гарьковец, 1971; 1973; Гарьковец и др., 1976]. Такой подход существенно ограничивал возможности прогнозирования новых месторождений и площади проводившихся прогнозно-металлогенетических и поисковых работ.

Работы последних лет [Хамрабаев и др., 1979; Рахматуллаев, 1980; и др.] однозначно установили связь золотого оруденения не только с черносланцевой формацией «пестрого бесапана», существенно обогащенной углистым веществом, но и с другими формационными комплексами, в частности с разрезами «зеленого бесапана», т. е. флишевой формацией ордовика верхней части разреза тектонического покрова Тасказган. Сам же «пестрый беспан» оказался не стратифицированной единицей разреза, а тектонической брекчией, в пределах развития которой отло-

жения ордовикского, раннесилурийского и позднесилурийского, а в некоторых случаях силур-девонского возраста сложно перемешаны друг с другом и с кремнистыми образованиями кембрийского возраста [Абдуазимова и др., 1979; Абдуазимова, 1983]. В них наблюдаются многочисленные линзы и включения углистого вещества, что придает всей толще «пестрого бесапана» характерный черносланцевый облик. Углистое вещество содержит остатки клеточных структур высших растений. Черносланцевый «пестрый бесапан» часто является хорошим коллектором золотого оруденения. Однако само оруденение образовалось, несомненно, позже многопокровной шарьяжной складчатой структуры палеозойского фундамента Кызылкумов, время формирования которой достаточно точно определяется возрастом олистостромовых формаций как московский век среднего карбона [Шульц мл., 1972; 1976; Поршняков, Буртман, 1974; Буртман, 1976].

Большую пользу для понимания закономерностей размещения золотых и золото-серебряных месторождений Кызылкумов приносит использование материалов космических и высотных съемок этой территории, которые могут быть широко использованы при металлогеническом прогнозе. На снимках хорошо видны системы разрывов, контролировавших воздымание магматических масс и размещение оруденения.

Главные дешифровочно-поисковые признаки, которые могут быть использованы при прогнозировании оруденения, сведены в табл. 5. Они разделены на прямые признаки, непосредственно отражающие формационные и фациальные особенности рудовещающих толщ в районах развития оруденения, и косвенные признаки, отражающие структурную приуроченность месторождений и крупнейших рудопоявлений, ориентировку рудоконтролирующих линейаментных зон, характер форм среза плутонических формаций, наличие дешифрируемых на снимках систем древних выработок.

На космических снимках отчетливо вырисовывается сеть разломов, в узлах которой размещаются как уже известные месторождения, так и прогнозируемые перспективные рудные участки. Одним из выразительных индикаторов размещения оруденения на снимках являются белесые пятна в местах выходов на поверхность кровли палеозойского складчатого фундамента. Такие пятна позволяют выявить места максимального развития кварцевых жил в районах пересечения разломов. В некоторых местах сходный фототон имеют участки выходов на поверхность эпипалеозойских кор выветривания и гидротермально измененных пород; но они менее тесно связаны с системами линейно ориентированных разрывов. На юге Тамдынского горного массива белесые участки отчетливо располагаются в узлах сети разломов широтного, меридионального и северо-северо-восточного простирания (рис. 49, см. вкладку). Для широтных разрывов этой сети среднее расстояние между разрывами (шаг разрывов) равно приблизительно 1,4 км; для меридиональных разрывов расстояние между крупными разрывами — 9—10 км. Но особенно четко выражены разрывы северо-северо-восточного простирания. Расстояния между ними в среднем около 4 км; в юго-восточной части Тамдынского массива эти расстояния сокращаются до 2,5—3 км.

ТАБЛИЦА 5

Основные и дополнительные дешифровочно-поисковые признаки золоторудных месторождений Центральных Кызылкумов

Объекты изучения	Основные параметры наиболее информативных материалов дистанционных съемок				
	Типы съемок	Масштабы снимков	Номера каналов	Длина спектра, км	Время съемки
Мурунтау	КФС	1:1 000 000	5	700—740	Весна
		1:500 000	5	700—740	Зима
		1:200 000	5,4	640—680 700—740	
Даугыз	ВАФС	1:140 000	—	—	Начало лета
Амантай	АФС	1:33 000	—	—	То же
Косманачи	РЛС	1:90 000	—	—	Весна
Высоковольтное	ERTS	1:1 000 000	4,6	400—600	Весна
				700—800	
	Фильмы				Весна, начало лета

Дешифровочно-поисковые признаки:

А. Прямые

Формационные признаки

Горная порода и ее возраст	Черносланцевая формация ордовика и силура с включениями углистого вещества
Фототон	Серый, темновато-серый на всех снимках
Рисунок фотоизображения	Пятнистый с короткими различно ориентированными линейностями

Фациальные признаки

Типы изменения в породе	Гидротермальная и пневматолитовая проработка в породе
Фототон	Осветление в зоне оруденений или белесые пятна на снимках детального уровня генерализации
Рисунок фотоизображения	Крапчатый горохообразный. Главным образом на снимках детального уровня генерализации

Б. Косвенные

Интрузивный контроль	Наличие гранитоидных массивов на глубине 1,5—4 км по геофизическим данным и бурения, контролирующих размещение золоторудных штоков над ними. Проявлены в виде концентрических фотоаномалий или их фрагментов ($d = 3 \div 10$ км)
Форма интрузивных тел	Характерные амебообразные и восьмеркообразные формы гранитоидных массивов
Линеементный контроль	Расположение рудных тел в зоне пересечения линеаментов С—СВ ($20-30^\circ$) и В—СВ ($55-60^\circ$) с субширотными
Связи с концентрическими структурами	Приуроченность к внутренним частям крупных сводовых структур, с диаметром около 100 км и к внешним зонам мелких ($d = 3 \div 10$ км) дочерних структур, деформированных позднейшими правосторонними сдвиговыми дислокациями
Характерные тектонические позиции	Наличие зон правосдвиговых Z-образных изгибов: имеющие северо-восточное простирание и пространственно контролирующее размещение золоторудных тел в регионе отчетливо дешифрируются на дистанционных снимках детального уровня
Антропогенные	Наличие древних выработок в отдельных участках, фиксируемых на снимках детального уровня генерализации

Объекты изучения	Основные параметры наиболее информативных материалов дистанционных съемок				
	Типы съемок	Масштабы снимков	Номера каналов	Длина спектра, км	Время съемки

Растительность Пятнистое, неравномерное и слабое развитие растительности в участках локализации рудных тел

Визуальные наблюдения из космоса (данные Лебедева—Атькова) Зеленая полоса в зонах линеаментов, вокруг сводовых поднятий в период весеннего многоводья и прольсыни (значительное уменьшение количества растений) в узлах пересечения линеаментов друг с другом, а также с концентрическими структурами малых размеров ($d = 3-5$ км)

В. Дополнительные признаки экспериментально-аналитических исследований

Тектонофизические параметры Локальное растяжение в условиях регионального сжатия на территории м-ния Мурунтау и в перспективных участках; касательное напряжение $\tau_{\max} 4,3-8,21$ гс/см², а за пределами благоприятных позиций $\tau_{\max} = 5,4$ гс/см² в зонах перпендикулярных к зонам сжатия

Литогеохимические Резкое увеличение содержания золота и серебра в коренных выходах измененных пород (белесые пятна) по данным микро-спектральных анализов

В размещении оруденения существенна роль Z-образных правосдвиговых дислокаций, зоны которых, имеющие северо-северо-восточное простирание, хорошо прослеживаются на космических снимках. Почти все известные месторождения размещаются вблизи, а точнее даже внутри, крупных зон правосдвиговых дислокаций северо-северо-восточного простирания. На юге горного массива Тамдытау хорошо выражены Мурунтауская и Косманачинская правосдвиговые зоны, отстоящие одна от другой на 30 км и отчетливо прослеживающиеся по характерным носообразным изгибам Мурунтауской гряды мраморов в районах поселков Косманачи и Мурунтау. Третья зона таких же изгибов располагается еще в 25—30 км западнее Косманачинской, в районе колодца Сугралы, вблизи города Зарафшан.

Правосдвиговые зоны на юге Тамдынских гор и в горах Ауминзатау, Бельтау, Даугыз и Амантай отчетливо дешифрируются на дистанционных снимках по Z-образным изгибам складчатых структур палеозойского фундамента. Узлы их пересечений с системой широтных линеаментов, ко многим из которых на снимках приурочены белесые высыпки кварца, в ряде случаев могут быть использованы в качестве поискового признака.

Вышеперечисленные дешифровочно-поисковые признаки были выявлены на основании детальной проработки мезозональных снимков разного масштаба, выполненных в различных диапазонах спектра при разной освещенности в разное время дня и в различные сезоны, полученных для эталонных объектов на территории Кызылкумского геодинамического полигона. В качестве таких эталонных объектов были выбраны известные месторождения золота (Мурунтау, Даугыз, Амантай).

ТАБЛИЦА 6

Оценка информативности материалов дистанционных съемок при поиске Кызылкумов

Объекты обучения	Основные параметры наиболее информативных материалов дистанционных съемок					Сте- хоро
	Типы съемок	Масштабы снимков	Номера канала	Длина спектра, нм	Время съемки	Формация горных пород
Мурунтау	КФС	1:1 000 000	5	700—740	Зима, весна	—
Даугыз	КФС	1:500 000	5	700—740	Нач. лета весна	ср.
Амантай	КФС	1:200 000	5,4	640—680 700—740	Начало лета	ср.
Косманачи	ВАФС	1:40000			Начало лета	хр.
Высоко- вольтное	АФС	1:33 000			Весна	хр.
	РЛС	1:90000			Весна	сл.
	ERTS	1:1 000 000	MSS—4,6	400—600 700—800	Весна	—
	ERTS	1:500 000	MSS—4,6	400—600 700—800	Весна	ср.
	Фильмы				Весна, лето	сл.

В методическом плане оценивалась прежде всего информативность использованных снимков для целей обнаружения признаков, характерных только для эталонных объектов и отличающих эти объекты от окружающей территории.

С этой целью была составлена таблица оценки информативности материалов дистанционных съемок (табл. 6). Комплексный анализ всей информации подтвердил наличие в пределах ряда выделенных авторами перспективных участков поисковых признаков, соответствующих признакам эталонных объектов. Степень выраженности признаков рудоносности для исследованных участков показана на табл. 7.

Особый интерес представляет участок, тектоническая позиция которого во многом сходна с позицией рудного поля Мурунтау. В обоих случаях золотое оруденение приурочено к полям развития тектонических мегабрекчий, обрамляющих с юго-запада Z-образные правосдвиговые изгибы горных гряд, сложенных жесткими карбонатными и кремнистыми породами, — гряды Мурунтау, образованной среднепалеозойскими известняками и доломитами, и гряды Коспактау, где обнажены залегающие в ядре лежащей складки кремни тасказганской свиты океанического происхождения. В обоих случаях участки изгиба обрамляются с юго-

и прогнозировании золоторудных месторождений в условиях Центральных

пень дешифрируемости фиксированных геологических объектов:
 шая (хр.), средняя (ср.), слабая (сл.)

Фациальные разности горных пород	Форма интрузив- ных пород	Зоны линеа- ментов	Концент. структуры размером <20—50 км	Концент. структуры размером >20 км	Характер- ные текто- нические позиции	Антро- поген- ные	Раститель- ность
—	—	хр.	хр.	ср.	сл.	—	—
ср.		хр.	хр.	хр.	сл.	—	—
хр.	ср.	ср.	ср.	хр.	хр.	хр.	хр.
хр.	хр.	сл.	сл.	ср.	хр.	хр.	хр.
хр.	хр.	—	сл.	ср.	ср.	хр.	хр.
сл.	—	—	—	ср.	—	—	ср.
—	сл.	хр.	хр.	ср.	сл.	—	—
ср.	ср.	хр.	хр.	хр.	сл.	—	хр.
ср.	—	сл.	сл.	сл.	сл.	хр.	хр.

запада полями развития тектонически брекчированных комплексов, сложенных терригенными флишоидными и вулканогенно-осадочными формациями раннепалеозойского и силурийского возраста, блоки которых разделены зонами развития углеродистого вещества. В обоих случаях оруденение имеет штокверковый характер и образует в общем плане зонтикообразные тела, слегка наклоненные в северо-восточном направлении.

Юго-западнее участка располагается северо-восточный фланг Ауминзинского массива гранитоидов, имеющего адамеллитовый состав. Аналогичный гранитоидный массив намечается по данным геофизических исследований на глубине под рудными полями Мурунтау и Мютенбай на юго-западном фланге. Глубины его кровли располагаются на уровне 4200—4500 м от земной поверхности. Важное рудолокализирующее значение имеет структура вмещающих толщ, смятых в системы лежащих складок, в которые совместно смяты как кремни океанического происхождения (Тасказганская свита), так и флишевые формации бесапанской свиты. Позднее системы лежащих складок были нарушены крупными сдвигами и оперяющими эти зоны разломами. Однако концентрация золота в приразломных зонах, к которым нередко оказывается приу-

ТАБЛИЦА 7

Степень выраженности характерных дешифровочно-поисковых признаков в перспективных золоторудных участках Южного Тамдытау, рекомендуемых к первоочередному опонскованию

Название перспективных участков	Дешифровочно-поисковые и дополнительные признаки и их степень выраженности в рекомендуемых участках										
	Наличие гидротермально измененных пород	„Белесые“ пятна (фототон)	Интрузивный контроль по данным бурения и геофизики	Линейный контроль	Связи с концентрическими структурами	Характерные правосторонние изгибы	Антропогенные	Растительность	Визуальные наблюдения из космоса	τ_{\max} , гс/см ²	Литогеохимические результаты увел. содержания золота в породе
Мюстенбайский	—	+	+	+	+	—	—	+	+	5,1—7,3	—
Бесапанский	+	+	+	+	+	+	—	+	—	4,1—5,8	+
Тасказганский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	6,7—9,1	—
Северо-Косманачинский	+	+	—	+	+	+	+	+	—	5,3—7,9	+
Сугралнский	+	+	+	+	+	+	+	+	+	4,3—6,5	+
Южно-Карашохинский	+	+	?	+	+	+	+	+	—	5,1—8,4	+
Северо-Амантайтауский	—	+	+	+	+	—	—	+	+	4,8—7,8	—
Южно-Ясвайские (4 отдельных участка)	—	+	+	+	+	—	—	+	+	7,8—8,1	+
Таскаринский	—	+	?	+	+	+	—	+	+	6,3—6,7	—

Примечание. Плюс — наличие признаков, минус — отсутствие.

роченной и максимальная концентрация углеродистого вещества, лишь осложняет зонтикообразную штокверковую структуру рудных полей месторождений золота мурунтауского типа. К этому типу, по-видимому, относится и рудное поле Коспактау.

Можно предположить, что источником золота месторождений Центральных Кызылкумов первоначально являлись амфиболитовые формации океанического происхождения. Перераспределение золота и формирование современных месторождений, как штокверкового типа над массивами гранитоидов, так и приразломного типа, связано с пермской эпохой гранитообразования, хотя начальные этапы этого перераспределения могли быть связаны уже с процессами шарьирования, поскольку многочисленные рудопроявления золота и даже некоторые рудные тела располагаются либо непосредственно в шовной зоне шарьяжей, либо вблизи от нее. Большую роль в окончательном распределении оруденения и формировании современных месторождений сыграли процессы поперечного сжатия формировавшегося варисцийского орогена, сопровождавшиеся образованием Z-образных структур-перегибов, вероятно, одновременные с внедрением наиболее значительных порций гранитоидных магм и с образованием сводовых концентрических поднятий. Структура кровли гранитных батолитов в их пределах и структура золотоносных штокверковых зон находятся в тесной корреляционной зависимости друг от друга.

Как известно, поверхности шарьяжных перекрытий карбонатных разрезов и флиша тектонической единицы Мурун (Алай) вышележащими тектоническими покровами в более восточных районах Кызылкум-Алайских варисцид во многих случаях являются рудовмещающими для месторождений ртути и сурьмы джаспероидного типа (Хайдаркан, Кадамджай, Чаувай и др.) [Поршняков, 1973]. В Центральных Кызылкумах близ поверхностей шарьяжных перекрытий карбонатных разрезов гор Актау и Мурунтау также фиксируются рудопроявления ртути и сурьмы; однако они несравнимо менее значительны, чем в Алае и Южной Фергане.

5.3. Месторождения платформенного этапа развития Центральных Кызылкумов (юра—палеоген)

Наиболее важным комплексом рудных месторождений в платформенном чехле Центральных Кызылкумов является комплекс рудных месторождений, связанный с терригенными отложениями мелового возраста. По своему тектоническому положению он занимает совершенно однотипную позицию с «задуговыми» рудоносными комплексами платформенных краевых бассейнов форланда, хорошо исследованными в других странах, такими, в частности, как палеоценовые рудоносные песчаники штата Вайоминг в США (бассейн реки Южный Паудер, [Dahl e. a., 1974]), или рудоносные песчаники позднеюрского возраста района плато Корат в Таиланде [Митчелл, Гарсон, 1984]. Как и в Кызылкумах, рудоносные песчаники Вайоминга и плато Корат являются дельтовыми

речными отложениями, формировавшимися в условиях платформенного режима в краевой части континента, отстоявшей на 400—500 км от активной континентальной окраины в глубь материка.

Другим комплексом рудных месторождений, формировавшимся в условиях платформенного режима на территории Кызылкумов, являются месторождения фосфоритов, связанные с галечниками, гравелитами и песчаниками палеоценового, ранне- и среднеценового возраста; месторождения такого типа чрезвычайно характерны для «задуговых» платформенных краевых бассейнов.

Другие рудопроявления, связанные с юрско-палеогеновым платформенным этапом развития Кызылкумов (бурые угли, железные «шапкы» мезозойских кор выветривания), имеют ограниченное распространение, невелики по размерам и промышленного интереса не представляют.

5.4. Месторождения эпохи постплатформенной активизации и орогенеза

Наиболее важной группой месторождений этого возраста являются месторождения нефти и газа. Их подробное рассмотрение не входит в задачу настоящей работы; следует, однако, отметить, что само формирование этих месторождений тесно связано с процессами замыкания океана Тетис и поглощения больших объемов органического вещества в субдукционных зонах, во многих из которых, таких как Калабрийская и Критская (Восточно-Средиземноморская), этот процесс продолжается и в настоящее время.

Большую роль играет высокая гидротермальная активность разломов фундамента Кызылкумов, которая была установлена только после того, как в районе приступили к реализации программы поиска скрытых и перекрытых месторождений на закрытых территориях путем бурения. В результате этих работ удалось установить, что многие зоны так называемого антикляньшаньского, северо-северо-восточного направления хорошо выражены в отложениях платформенного чехла Кызылкумов и насыщены большим количеством кварцевых и кварц-сульфидных прожилков с повышенной концентрацией золота в породах. Трассирование зон разломов по простиранию на открытую часть территории Кызылкумов, где фундамент выходит на поверхность, позволило обнаружить элементы сходства их минеральных парагенезов с парагенезисами промышленных месторождений золото-серебряного типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе обобщения имеющихся материалов по геологии, тектонике и металлогении Кызылкумского геодинамического полигона авторы настоящей работы пришли к следующим основным выводам.

1. Континентальная кора территории Кызылкумского геодинамического полигона имеет аккреционное строение. Она сформировалась в позднем палеозое в результате скучивания тектонических пластин, блоков и чешуй островодужного и океанического происхождения над существовавшими в эту эпоху субдукционными зонами и одновременного образования гранитоидных магм, пронизывающих формирующееся многопокровное складчатое сооружение.

2. Не установлено существования на территории полигона каких-либо реликтов или блоков древней допалеозойской континентальной коры.

3. Наиболее эффективным методом геодинамических реконструкций является выявление на территории полигона формаций — индикаторов палеогеодинамических обстановок геологического прошлого, таких как формации сутурных зон палеозойского возраста (офиолиты, зеленые и голубые сланцы), а также таких как формации — продукты субдукционного процесса (вулканические и плутонические формации различного состава). Изучение химизма, состава и особенностей строения этих формаций — индикаторов палеогеодинамических обстановок, а также особенности их современного структурного положения и степень их сохранности, определение палеоширот районов их формирования в геологическом прошлом дает богатейший материал для геодинамических реконструкций.

4. Новое понимание геологического строения территории Кызылкумского полигона с современных геодинамических позиций позволяет принципиально по-новому оценить закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории полигона. Месторождения расчленяются на четыре резко различных по своему структурному положению группы: 1) неразубоженные месторождения, сформировавшиеся до эпохи шарьирования; 2) послешарьяжные месторождения эпохи коллизии и гранитообразования; 3) месторождения платформенного этапа развития; 4) месторождения постплатформенной активизации и орогенеза.

5. Золотое и золото-серебряное оруденение Кызылкумского геодинамического полигона имеет преимущественно штокверковый характер. Оно приурочено не к одной структурно-формационной зоне вариссийского фундамента (Туркестано-Зарафшанской), а имеет гораздо более широкое распространение. Источником рудного вещества являются, по-видимому, формации океанического происхождения; это обуславливает приуроченность золотых месторождений к районам распространения этих формаций. Хорошим коллектором, способствующим накоплению рудного вещества, являются черносланцевые формации «пестрого бесапана», существенно обогащенные углистым веществом. В размещении

оруденения существенна роль Z-образных правосдвиговых дислокаций, зоны которых хорошо прослеживаются на космических снимках. Выявленные авторами критерии размещения золоторудной минерализации позволяют резко расширить прогнозируемые на поиски золотого оруденения площади.

6. Новую трактовку получает оруденение Кызылкумов мелового возраста, характерное для «задуговых» комплексов платформенных краевых бассейнов форланда, которое до настоящего времени рассматривалось как результат переотложения полезного компонента в отложения платформенного чехла из палеозойского складчатого фундамента.

7. С позиций шарьяжного строения фундамента Кызылкумского полигона должны быть заново пересчитаны запасы маргарит-диаспорового сырья, корундов и наждаков с учетом площадей неглубокого залегания вмещающих эти рудные комплексы карбонатных толщ тектонической единицы Мурун под вышележащими тектоническими покровами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуазимова З. М.* Хитинозон Южного Тянь-Шаня и их значение для стратиграфии региона.— *Узб. геол. журн.*, 1983, № 2, с. 58—63.
- Абдуазимова З. М. и др.* О непрерывности разреза докембрия и кембрия и возрасте тайманской свиты в Тамдытау.— *Узб. геол. журн.*, 1973, № 1.
- Абдуазимова З. М., Селедцов Е. И., Пятовская И. А.* Методика стратиграфических исследований «немых» толщ западной части Южного Тянь-Шаня.— *Узб. геол. журн.*, 1979, № 1, с. 52—55.
- Абих Г. В.* Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом.— *Зап. Кавказск. отд. Русск. геогр. о-ва*, 1873, кн. 8.
- Абрамович И. И., Клушин И. Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л., Недра, 1978. 375 с.
- Айсанов Я. Б., Егоров А. И.* Геологическое строение и основные черты минерализации палеозойских образований гор Кульджуктау. Ташкент, Фан, 1978. 120 с.
- Акульшина Е. П., Писарева Г. М.* Состав глинистого вещества, строение и условия осадконакопления ауминза-бесапанского комплекса Южного Тамдытау.— В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, Наука, 1980, с. 126—139.
- Ахмеджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Борисов О. М. и др.* Докембрий Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1975.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М.* Тектоника домезозойских образований Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Фан, 1977. 183 с.
- Бадолова Р. П., Палей Л. З.* Основные черты металлогении золота в Западном Узбекистане.— *Геология рудн. м-ний*, 1965, № 5, с. 8—13.
- Бакиров А. Б., Добрецов Н. Л.* Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, Илим, 1972. 137 с.
- Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976. 268 с.
- Балашов Ю. А., Богданов Ю. А., Мурдман И. О., Чернышева В. М.* Распределение РЗЭ в осадках лагуны о. Сен-Поль.— *Океанология*, 1971, т. 2, вып. 1, с. 71—77.
- Балашов Ю. А., Шараськин А. Я.* О генезисе перовскита из массивов ультраосновных щелочных пород.— *Тр. Мин. музея АН СССР*, 1966, вып. 17, с. 180—182.
- Балашов Ю. А., Шараськин А. Я.* Применение семикомпонентных диаграмм для анализа эволюции составов РЗЭ в природных системах.— *Геохимия*, 1966, № 12, с. 1439—1449.
- Баранов В. В., Кромская К. М., Висьневский Я. С.* Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минералогия. Ташкент, Фан, 1978. 167.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К.* Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. Ст. 1.— *Геотектоника*, 1969, № 3, с. 17—30.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К.* Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. Ст. 2.— *Геотектоника*, 1969, № 4, с. 24—34.
- Белькова Л. Н.* Докембрий Тянь-Шаня и проблема регионального метаморфизма. Л., Недра, 1978. 230 с.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г.* Докембрий Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов. М., Недра, 1972. 132 с.
- Беляев Г. М., Рудник В. А.* Формационно-генетические типы гранитоидов. Л., Недра, 1978. 168 с.
- Бородаевская М. Б., Рожков И. С.* Месторождения золота. Месторождение Мурунтау.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., Недра, 1972, с. 37—42.
- Буртман В. С.* Геология и механика шарьяжей. М., Недра, 1973. 97 с.
- Буртман В. С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. Варискиды Тянь-Шаня и палеозойды Северной Европы. М., Наука, 1976. 160 с.
- Буртман В. С., Клишевич В. Л.* О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане (Тянь-Шань).— *Геотектоника*, 1971, № 1, с. 103—117.

Буртман В. С., Поршняков Г. С. Тектоника варисцид Тянь-Шаня и Кызылкума.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., Наука, 1974, с. 92—106.

Бухарин А. К., Брежнев В. Д., Масленникова И. А. и др. Тектоника Западного Тянь-Шаня. М., Наука, 1989. 152 с.

Бухарин А. К., Масленникова И. А., Пятков А. К. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня: стратиграфия. Ташкент, Фан, 1985. 151 с.

Вегенер А. Происхождение материков и океанов. М.— Л., 1925. 145 с.

Висьневский Я. С. Петрография основных и ультраосновных пород Султан-Уиз-Дага. Ташкент, 1940. 122 с.

Висьневский Я. С. Очерк ультраосновных и основных пород Узбекистана.— Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. об-ва, 1953, вып. 4, с. 63—65.

Висьневский Я. С., Хамрабаев И. Х., Баранов В. В. и др. Основные и ультраосновные породы Средней Азии и их возможная рудоносность.— В кн.: I Среднеазиатское региональное петрографическое совещание. Тезисы докладов. Ташкент, 1965, с. 143—147.

Висьневский Я. С. Универсальные таблицы для пересчета минералогического состава горных пород на химический состав и химического состава на минералогический. Ташкент, Фан, 1965. 98 с.

Волочкович К. Л., Гаврилин Р. Д., Ифантопуло Т. Н. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. М., Наука, 1973, 126 с.

Волчанская И. К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М., Наука, 1981. 239 с.

Волчанская И. К., Кочнева Н. Т. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М., 1975. 150 с.

Вулканигенные формации Узбекистана. Ташкент, Фан, 1971.

Гарьковец В. Г., Вольфсон Н. Б., Хваловский А. Г. Урало-Тянь-Шаньский сдвиг и его роль в соотношении палеозойских структур Урала и Тянь-Шаня.— ДАН СССР, т. 126, № 5, 1967, с. 1127—1130.

Гарьковец В. Г. Структурно-металлогеническое районирование и перспективы некоторых видов эндогенного оруденения Узбекистана.— Ташкент, 1971. 31 с.

Гарьковец В. Г. О выделении кызылкумского типа сингенетично-эпигенетических месторождений.— ДАН СССР, т. 208, № 1, 1973, с. 163—165.

Гарьковец В. Г. и др. Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана. Ч. 1 Ташкент, Фан, 1976.

Герасимовский В. И., Балашов Ю. А., Карпушина В. А. Геохимия РЗЭ в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки.— Геохимия, 1972, № 5, с. 515—530.

Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкция наложения материков в фанерозое. М., Наука, 1978. 122 с.

Горянов В. Б., Клишевич В. Л., Котельников В. И., Фомченко Л. В. О возрасте некоторых метаморфических серий Южного Тянь-Шаня.— Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол., 1973, № 18, с. 62—71.

Дмитриев Л. В. Геохимия и петрохимия коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дисс., М., 1973. 45 с.

Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1970. 40 с.

Добрецов Н. Л. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР. Новосибирск, Наука, 1974, 429 с.

Добрецов Н. Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов.— Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 11—25.

Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, Наука, 1980. 200 с.

Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы. М., Недра, 1981. 236 с.

Добрецов Н. Л., Корсаков В. С. Петрохимия глаукофансодержащих пород Кашгартайской свиты (Западный Узбекистан).— В кн.: Вопросы вулканизма, Ташкент, Фан, 1973.

- Довжиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М., Недра, 1977. 171 с.
- Журавлев Д. З., Чернышев И. В., Цветков А. А. и др. Вариации изотопных соотношений $^{143}\text{Nb}/^{144}\text{Nb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магматических породах Алсутской островной дуги в связи с проблемой их петрогенезиса.— ДАН СССР, 1983, т. 270, № 6, с. 1457—1462.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. Структурно-магматическая зональность, эндогенная металлогения и тектоника плит.— В кн.: Металлогения новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 26—30.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976. 230 с.
- Зоненшайн Л. П., Горюничев А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов.— Геотектоника, 1977, № 2, с. 3—24.
- Зоненшайн Л. П. (ред.). Современные проблемы геодинамики. М., Мир, 1984. 279 с.
- Зубцов С. Е. История герцинских структур восточного сектора Южного Тянь-Шаня. Автореф. канд. дисс. Л., 1980. 19 с.
- Зюсс Э. Лик Земли. Т. 1—3, СПб., 1909—1914.
- Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, 1965. 138 с.
- Изох Э. П., Юдалевич З. А., Пономарев А. П. и др. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск, Наука, 1975. 518 с.
- Илупин И. П., Хомяков А. П., Балашов Ю. А. Редкие земли в акцессорных минералах кимберлитов Якутии.— ДАН СССР, 1971, т. 201, № 5, с. 1214—1217.
- Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., Наука, 1969, с. 116—132.
- Книппер А. Л. Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— Геотектоника, 1970, № 2, с. 112—120.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М., Наука, 1975. 207 с.
- Ковалев А. А. Проблемы мобилистской геотектоники и металлогении. М., ВИЭМС, 1973. 44 с.
- Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1985. 223 с.
- Коган Л. Б. Закономерности размещения тальковых руд в тальконосном поле хребта Султануиздаг.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 628—636.
- Колман Р. Офиолиты. М., Мир, 1979. 262 с.
- Корсаков В. С. Тектоническое положение и некоторые вопросы литологии и метаморфизма катармайской свиты Зирабулак-Зиятдинских гор (Южный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1975. 27 с.
- Космическая информация в геологии. М., Наука, 1983. 536 с.
- Кромская К. М., Баранов В. В. и др. Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минерогения. Ташкент, Фан, 1978.
- Куренков С. А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня (Алайский и Атбашинский хребты). М., Наука, 1983. 96 с.
- Кустарникова А. А. Вулканогенные формации Западного Узбекистана.— В кн.: Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент, Фан, 1971, с. 96—139.
- Кушнарв С. А. К геологии Юго-Западных Кызылкумов.— Учен. зап. географ. фак-та Моск. обл. педагогич. ин-та, 1940, т. 3, вып. 1, с. 173—204.
- Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. М., 1975. 139 с.
- Леонов М. Г. Олиостромы в структуре складчатых областей. М., 1981, Наука. 176 с.
- Ли Сы-Гуан. Вихревые структуры Северо-Западного Китая. М., 1958. 130 с.
- Ли Сы-Гуан. Сунь Дянь-цин, У Лей-Бо и др. Вихревые и другие структуры вращения и проблемы сочетания тектонических систем. М., 1960. 120 с.
- Ли Сы-Гуан (ред.). Основы тектоники Китая. М., 1962. 527 с.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Малова Э. В. и др. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. Л., ГНТИ, 1963. 114 с.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Малова Э. В. и др. Проблема нефтегазоносности Средней Азии.— Тр. ВСЕГЕИ, Нов. сер., 1968, т. 105, вып. 15.

Макарычев Г. И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М., Наука, 1978. 196 с.

Макарычев Г. И., Висьневский Я. С. Путеводитель к экскурсии международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., Наука, 1973. 156 с.

Макарычев Г. И., Куренков С. А. Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 49, вып. 4.

Макарычев Г. И., Штрейс Н. А. Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня.— ДАН СССР, 1973, т. 210, № 5, с. 1164—1166.

Маракушев А. А., Безмен Н. И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М., Наука, 1983. 184 с.

Матвеевков В. В., Хаин В. В. Палеовулканическая постройка Каракаск (Южные Мугуджары): опыт изучения палеоокеанического ложа.— В кн.: История развития Уральского палеоокеана. М., 1984, с. 112—126.

Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М., Мир., 1984. 495 с.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М., Мир, 1976. 535 с.

Миясиро А., Аки К., Шенгёр А. Орогенез. М., Мир, 1985. 286 с.

Монин А. С. История Земли. М., Наука, 1977. 228 с.

Мухин П. А., Толоконников А. В., Асадуллин Э. Э. и др. Условия накопления додевонских отложений Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы) по петрохимическим данным.— Узб. геол. журн., 1985, № 6, с. 58—63.

Мушкин И. В. и др. Офиолитовые пояса и глаукофановые сланцы западной части Южного Тянь-Шаня.— ДАН СССР, 1971, т. 202, № 2.

Неахов В. М. Коллизионный (орогенный) магматизм Туркестано-Алая. Автореф. канд. дисс., Л., 1988. 16 с.

Огнев В. Н., Белкова Л. Н., Кангро О. Г. Докембрий Кызылкумов и проблема связи Тянь-Шаня с Уралом.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1968, № 6, с. 21—30.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.

Пейве А. В. и др. Океаны и геосинклинальный процесс.— ДАН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.

Пейве А. В. и др. Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—25.

Перфильев А. С., Руженцев С. В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах.— Геотектоника, 1973, № 3, с. 14—26.

Петрография Узбекистана. Т. 2. Ташкент, Наука, 1965. 560 с.

Попова Г. З. Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. Алма-Ата, Наука, 1966. 211 с.

Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных регионов Южного Тянь-Шаня. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1973. 216 с.

Поршняков Г. С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня.— В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., Наука, 1983, с. 66—73.

Пятков К. К., Бухарин А. К., Пяновская И. А. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, Фан, 1967. 179 с.

Рахматуллаев Х. Р. О многовозрастности золоторудных формаций рудного поля Мурунтау.— Зап. Узб. отд. ВМО, 1980, вып. 33, с. 198—202.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1967. 438 с.

Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение).— М., Наука, 1976. 171 с.

Сабдюшев Ш. Ш., Усманов Р. Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан).— Геотектоника, 1971, № 5, с. 27—36.

Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналог в современной океанической коре. М., Наука, 1987. 845 с.

Соловьев В. В. Морфоструктуры центрального типа в связи с некоторыми аспектами глобальной тектоники и металлогении.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 148—158.

Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР: по данным геолого-морфологического анализа. Объяснительная записка к карте морфоструктур центрального типа территории СССР масштаба 1:10 000 000. Л., ВСЕГЕИ, 1973. 109 с.

Сорохин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974. 184 с.

Старцев О. А. Вулканогенные пояса и офиолиты Северного Нуратау. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1975. 30 с.

Туляганов Х. Т., Яскович Б. В. Геологическая карта Узбекской ССР. Ташкент, Фан, 1980. 220 с.

Ушаков С. А. Физика Земли. Т. 1. Строение и развитие Земли. М., ВИНТИ, 1974. 270 с.

Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Физика Земли. Т. 3, ч. 2. Кинематика плит и океаническая литосфера. М., ВИНТИ, 1978. 272 с.

Фаворская М. А. (ред.). Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., Наука, 1974. 192 с.

Хамрабаев И. Х., Бабаев К. Л., Баймухамедов Х. Н. и др. Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, Фан, 1969. 396 с.

Хамрабаев И. Х., Мансуров М. М., Рахматуллаев Х. Р., Тимофеева Т. С. Металлогенетические особенности золотого оруденения.— В кн.: Региональная металлогения в центральной части Средней Азии. Ташкент, Фан, 1979, с. 162—174.

Храмов А. Н., Шолло Л. Е. Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. Л., Недра, 1967. 251 с.

Цветков А. А., Журавлев Д. З. Изотопный состав Sr, Nb, Hf и проблема петрогенезиса базитов различных геодинамических обстановок.— В кн.: Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. М., Наука, 1986, с. 64—76.

Шарков Е. В., Цветков А. А. Магматические серии и геодинамические режимы океанов и континентов.— В кн.: Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. М., Наука, 1986, с. 6—25.

Шахжубов Т. Ш., Далимов Т. Н., Арапов В. А. и др. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Фан, 1988. 328 с.

Шванов В. Н. Терригенные комплексы и «зеленые сланцы» палеозойской геосинклинали Южного Тянь-Шаня (литология, формации, метаморфизм и методы литостратиграфической корреляции). Автореф. докт. дисс. Л., 1980. 30 с.

Шванов В. Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ (Южный Тянь-Шань). Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1983. 215 с.

Шер С. Д., Юдин И. М. Полиметаморфические преобразования рудовещающих осадочных пород на золоторудном месторождении Мурунтау (Центральные Кызылкумы).— Тр. ЦНИГРИ, 1971, вып. 96, ч. 2, с. 30—48.

Шпотова Л. В., Ушаков В. Н. Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм запада Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Фан, 1981.

Шульц С. С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л., Недра, 1979. 272 с.

Шульц С. С. мл. Магматические породы.— В кн.: Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 105, с. 68—75.

Шульц С. С. мл. Характер сочленения Урала и Тянь-Шаня. Ст. 2. Кызылкум-Алайская система варисцид и ее сочленение с Уралом.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 71, вып. 5, с. 3—32.

Шульц С. С. мл. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М., Недра, 1972. 208 с.

Шульц С. С. мл. Глобальная тектоника и прогнозирование месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 20—26.

Шульц С. С. мл., Ахмеджанов М. А., Баранов В. В. и др. Экскурсия 36, экскурсия 4.— В кн.: Путеводитель к экскурсиям международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., Наука, 1973, с. 32—45.

Шульц С. С. мл. Концентрические сводовые структуры восточной части Туранской плиты на космических снимках.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 3, с. 182—184.

Шульц С. С. мл. Тектоника плит, планетарная трещиноватость и линейменты на космических снимках Земли.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 12, с. 23—25.

Шульц С. С. мл. Закономерности формирования континентальной коры палеозойских складчатых поясов (на примере Тянь-Шаньских варисцид)».— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского пояса. М., Наука, 1974, с. 156—176.

Шульц С. С. мл. Линейные и мозаичные системы сдвигов на космических снимках Земли.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 1, с. 16—21.

Шульц С. С. мл. Поведение химических элементов при глубинной дифференциации вещества Земли.— Геология и геофизика, 1976, № 12, с. 161—166.

Шульц С. С. мл. Проблемы и методы глобальной тектоники. В кн.: Методы теоретической геологии. Л., Недра, 1978, с. 234—256.

Шульц С. С. мл. Глобальная тектоника и металлогения.— В кн.: Физика Земли. Т. 7. Литосфера Земли (по геофизическим данным). Ч. 3. М., 1983, с. 189—201.

Шульц С. С. мл. Земля из космоса. Л., Недра, 1984. 114 с.

Шульц С. С. мл. Космогеологические исследования.— В кн.: Региональная геология и металлогения СССР. Л., Недра, 1985, с. 187—199.

Шульц С. С. мл., Малова Э. В., Торшин Н. С. Варисцидальная структура и маргарит-диаспоровые породы горного массива Тамдытау (Кызылкумы).— В кн.: Геология и генезис бокситов СССР. Л., Недра, 1976, с. 49—63.

Шульц С. С. мл., Торшин Н. С., Малова Э. В. Минеральный состав палеозойских бокситов и бокситовых пород Южного Тянь-Шаня.— Там же, с. 41—48.

Эволюция магматизма Средней Азии / Под общей ред. И. К. Хамрабаева. М., Наука, 1986. 280 с.

Язовкин А. В. История и схема тектоники герцинид Южного Тянь-Шаня и Кузньлуна.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. Межвузовский тематический сборник. Вып. 1. Иркутск, 1973.

Abbate E., Botolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistoliths.— *Sediment. Geol.*, 1970, vol. 4, N 3/4, p. 521—557.

Beccalova L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Geochemical discrimination between oceanfloor and island-arc tholeiites-application to some ophiolites.— *Can. Journ. Earth Sci.*, 1979, vol. 16, N 9, p. 1874—1882.

Bebien J. Teneurs en TiO_2 des roches volcaniques: comparaison des volcanismes actuel et ophiolitique.— *C. R. Acad. Sci. Ser. D.*, 1972, t. 275, N 18, p. 1967—1970.

Benett E. H. Granitic rocks of Tertiary age in the Idaho Batholith and their relation to mineralization.— *Econ. Geol.*, 1980, vol. 75, p. 278—288.

Best M. G. Amphibole-bearing cumulate inclusions, Grand canyon, Arizona, and hydrous magmas in the upper mantle.— *Journ. Petrol.*, 1975, vol. 16, N 1, p. 212—236.

Bombici L. Montagne e vallate del territorio di Bologna.— In: *l'Appennino Bolognese del Club Alpino Bologna*, 1882, p. 15—22.

Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins.— *Contr. to Mineral and Petrology*, 1986, vol. 92, N 2, p. 181—193.

Bougault H., Hekinian R. Rift valley in the Atlantic ocean near $36^{\circ}50'N$: petrology and geochemistry of basaltic rocks.— *Earth a. Plan. Sci. Letters*, 1974, vol. 24, p. 249—261.

Brown G. C., Thorpe R. S., Webb P. C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources.— *Journ. Geol. Soc. London*, 1984, vol. 141, p. 413—426.

Brown G. C., Rymer H., Thorpe R. S. The evolution of Andes: the volcano structures: new evidence from gravity studies in Costa Rica.— *Earth a. Plan. Sci. Letters*, 1987, vol. 82, N 3—4, p. 323—324.

Chappel B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types.— *Pacif. Geol.*, 1974, N 8, p. 173—174.

Clark T. F., Korgen B. J., Best D. M. Heat flow in the eastern Caribbean.— *Journ. Geophys. Res. Ser. JB*, 1978, vol. 83, N 12, p. 5883—5891.

Coish R. A., Fleming F. S., Larsen M., Pogner R., Seibert J. Early rift history of the proto- Atlantic Ocean: geochemical evidence from metavolcanic rocks in Vermont.— *Amer. Journ. of Science.*, 1985, vol. 285, N 4, p. 351—378.

Coleman R. G. Glacophane schists from California and New Caledonia.— *Tectonophysics*, 1967, vol. 4, N 4—6.

Coleman R. G. Ophiolites. Berlin—New York, Springer Verlag, 1977. 229 p.

Coleman R. G., Lanphere M. A. Distribution and age of highgrade blueschists, associated eclogites and amphibolites from Oregon and California.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, vol. 82, N 9, p. 2397—2412.

Dahl A. R., Hagmaier J. L. Genesis and characteristics of the Southern Powder River Basin uranium deposits, Wyoming, U. S. A.— In: Formation of uranium ore deposits, IAEA, Vienna, 1974, p. 201—216.

Davies H. L. Papuan ultramafic belt.— In: 23rd Intern. Geol. Congr. Sec. I. Upper Mantle. Prague, 1968, p. 209—220.

Dewey J. E., Bird D. M. Mountain belts and the new global tectonics.— *Journ. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, N 14, p. 2625—2647.

Dewey J. F., Bird D. M. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland.— *Journ. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 14, p. 3179—3206.

Dewey J., Spall H. Pre-Mesozoic plate tectonics: how far back in Earth history can the Wilson cycle be extended? — *Geology*, 1975, vol. 3, N 8, p. 422—424.

Dickinson W. R. Widths of modern Arc-Trench Gaps Proportional to Past Duration of Igneous Activity in Associated Magnetic Arc.— *Journ. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, p. 3378—3389.

Dickinson W. R., Hatherton T. Andesitic Volcanism and Seismicity around the Pacific.— *Science*, 1967, vol. 157, p. 801—803.

Dietz R. S., Holden J. C. Miogeosynclines in space and time.— *Journ. Geol.*, 1966, vol. 64, N 5, p. 566—583.

Elter P., Trevisan L. Olistostromes in the tectonic evolution on the Northern Apennines.— In: Gravity tectonics. N. Y., Wiley, Intersci., 1973, p. 175—188.

Ernst W. G. Stability relations of glaucophane.— *Amer. J. Sci.*, 1961, vol. 259, p. 735—765.

Ernst W. G., Seki Y. Petrologic comparison of the Franciscan and Sanbagawa metamorphic terranes.— *Tectonophysics*, 1967, vol. 4, N 4—6, p. 463—478.

Eskola P. On mineral facies.— *Geol. Fören. Stockholm*, 1929, vol. 51, p. 157—172.

Eskola P. Die metamorphen Gesteine.— In: T. F. W. Barth, C. W. Correns, P. Eskola. Die Entstehung der Gesteine. Berlin, Springer, 1939, p. 263—407.

Fabbri A. G., Kulina J. IAGOD Commission on Tectonics of Ore Deposits (CTOD): period of 1972 to 1978.— *Global Tectonics a. Metallogeny*, 1978, vol. 1, N 1, p. 94—100.

Flores G. Discussion: World Petrol. Congr. 4 th. Rome, 1955.

Flower M. F. J. Rare earth element distribution in lavas and ultramafic xenoliths from the Comores Archipelago, western Indian Ocean.— *Contribs. Min. Petrol.*, 1971, vol. 31, N 4, p. 335—346.

Floyd P. A., Winchester J. A. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements.— *Earth a. Planetary Letters*, 1975, vol. 27, p. 211—218.

Floyd P. A., Winchester J. A. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements.— *Chemical Geology*, 1978, vol. 21, p. 291—306.

Franchi S. Sull'eta mezozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali.— *Boll. R. Comit. Geol. It.*, 1898, vol. 29, p. 173—247 and 325—482.

Gale G. H., Roberts D. Trace element geochemistry of Norwegian Lower Palaeozoic basic volcanics and its tectonic implications.— *Earth a. Planet. Sci. Letters*, 1974, vol. 22, N 4, p. 380—390.

Hatherton T. A geophysical study of Nelson-Cook Strait region, New Zeland.— *New Zeland Journ. of geology and geophysics*, Wellington, 1967, vol. 10, N 6, p. 1330—1347.

Helmke Ph. A., Haskin L. A. Rare-earth elements Co, Sc and Hf in Steens Mountain basalts.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, vol. 37, p. 1513—1529.

- Hersey J. B.* Sedimentary basins of the Mediterranean Sea.— In: Submarine Geology and Geophysics. Colston Papers. Ed. W. F. Whittard. London, Butterworths, 1965, p. 75—91.
- Hess H. H.* The oceanic crust, the upper mantle and the Magaguez serpentinized peridotite.— In: A Study of Serpentine, Natl. Acad. Sci. Natl. Res. Council Publ. 1188, 1964, p. 169—175.
- Horikoshi E.* Volcanic activity related to the formation of the kuroko-type deposits in the Kosaka District, Japan.— Mineral. Deposita, 1964, vol. 4, p. 321—345.
- Horikoshi E.* Development of late Cenozoic petrogenetic provinces and metallogeny in Northeast Japan.— Spec. Pap. geol. Ass. Can., 1976, vol. 14, p. 121—142.
- Iida C., Kuno H., Yamasaki K.* Trace elements in minerals and rocks of the Izu-Hakone region, Japan. Pt. 1. Olivine.— Journ. Earth Sci. Nagoya Univ., 1961, vol. 9, N 1, p. 1—13.
- Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks.— Mining Geol. (Japan), 1977, vol. 27, p. 293—305.
- Karig D. E.* Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system.— J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 2, p. 239—255.
- Kay R. N., Hubbard J., Gast P. W.* Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks.— Journ. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 10, p. 1585—1613.
- Kaufman T.* Emmen und Schlierengegenden.— Beitr. Geol. Karte Schweiz., Lief., 1886, 24, del. 2.
- Kuno H.* Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas.— Bull. Volcanol. Ser. 11, 1959, vol. 20, N 1, p. 37—76.
- Kuno H.* Lateral variation of basalt magma type across continental margins and islands arcs.— Bull. Volcanol., 1966, vol. 29, p. 195—222.
- Kutina J.* Hydrothermal ore deposits in the Western United States: a new concept of structural control of distribution.— Science, 1969, vol. 165, p. 113—119.
- Kutina J.* The fifti-north fracture zone and its role in metallogeny of Central Europe. Preliminary report.— Chem. d. Erde., 1974, Bd. 33, H. 2, S. 215—217.
- Kutina J.* Regularities in the distribution of ore deposits along the "Mendocino latitude", western United States.— Global Tectonics and Metallogeny, 1980, vol. 1, N 2, p. 185—193.
- Kutina J., Fabbri A.* Relationship of structural lineaments and mineral occurrences in the Abitibi area of the Canadian shield. Canada. Dep. Ener. Min. Resourc. Geol. Surv., paper 71—9. Ottawa, 1972. 36 p.
- Loiselle M. G., Wones D. R.* Characteristics of anorogenic granites.— Abstr. with progr. geol. Soc. Am. A. G. M., 1979, p. 539.
- Lefevre C.* Les caractères magmatiques du volcanisme plio — quaternaire des Andes dans le Sud Pérou.— Contrib. Miner. a. Petrol., 1973, vol. 41, N 3, p. 259—272.
- Menard H. W.* Transitional types of crust under small basins.— J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, p. 3061—3073.
- Mitchell A. H. G., Garson M. S.* Mineralization of plate boundaries.— Minerals. Sci. Engng., 1976, vol. 8, p. 129—169.
- Mitchell A. H. G.* The Grampian orogeny in Scotland: arc-continent collision and polarity reversal.— Journ. Geol., 1978, vol. 86, N 5, p. 643—646.
- Miyasiro A., Banno S.* Nature of glaucophanitic metamorphism.— Amer. J. Sci., 1958, vol. 256, p. 97—110.
- Migliorini C.* Considerazioni su di un particolare effetto delle orogenesi.— Boll. Soc. geol. ital., 1933, vol. 52, p. 28—36.
- Moore E. M.* Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. Geol. Sc. Amer. Spec., paper 118, 1969. 74 p.
- Mullen E. D.* MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis.— Earth a. Planet. Sci. Letters, 1983, vol. 62, N 1, p. 53—62.
- Nohda S., Wasserburg G. J.* Nd and Sr isotopic study of volcanic rocks from Japan.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 52, p. 264—276.
- Novaresse V.* Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali.— Boll. R. comit. Geol. It., 1895, vol. 26, p. 164—181.

- Paolo D. J., Johnson R. W.* Magmatic arc: Constraints from Nd and Sr isotopes and trace element patterns.— *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1979, vol. 70, p. 367—385.
- Patchett P. J.* Hafnium isotope results from mid-ocean ridges and Kerguelen.— *Lithos*, 1983, vol. 16, p. 47—51.
- Pearce J. A.* Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus.— *Tectonophysics*, 1975, vol. 25, N 1/2, p. 41—67.
- Pearce J. A.* Statistical analysis of major element patterns in basalts.— *J. Petrol.*, 1976, vol. 17, N 1, p. 15—43.
- Pearce J. A.* An expert system for tectonic characterization of ancient volcanic rocks.— *Journ. Volcanology a. Geothermal Research.*, 1987, vol. 32, N 1—3, p. 51—65.
- Pearce J. A., Alabaster T., Shelton A. W., Searle M. P.* The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications.— *Phil. Trans. R. Soc. London*, 1981, A300, p. 299—317.
- Pearce J. A., Cann J. R.* Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y.— *Earth Planet. Sci. Letters*, 1971, vol. 12, p. 339—349.
- Pearce J. A., Cann J. R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.— *Earth Planet. Sci. Letters*, 1973, vol. 19, p. 290—300.
- Pearce J. A., Gale G. H.* Identification of associated igneous host rocks.— *Spec. Publ. Geol. Soc., London*, 1977, N 7, p. 14—24.
- Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.— *Journ. of Petrology*, 1984, vol. 25, N 4, p. 956—983.
- Pharaon T. C., Pearce J. A.* Geochemical evidence for the geotectonic setting of Early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland.— *Precambrian Res.*, 1984, vol. 25, N 1—3, p. 283—308.
- Pitcher W. S.* Granite type and tectonic environment.— In: *Mountain building processes*, ed. by K. J. Hsü, 1983, p. 19—40.
- Reinhardt B. M.* On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains Geosyncline.— *Schweiz. Min. Petrol. Mitt.*, 1969, vol. 49, N 1, p. 1—30.
- Salmiraghi F.* Alkuni appunti geologici sull'Appennino fra Napoli e Foggia.— *Boll. Roy. Comitato geol. ital.*, 1881, vol. 12.
- Sawkins F. J.* Massive sulphid deposits in relation to geotectonics.— *Spec. Pap. geol. Ass. Can.*, 1976, vol. 14, p. 221—240.
- Schardt H.* Les régions exotiques du versant Nord des Alpes Suisses (Préalpes du Chablèzet du Stockhorn et les Klippes).— *Bull. Soc. vaud. sci. natur.*, 1898, vol. 128.
- Schermerchorn L. J. G.* Terminology of mixed coarse-fine sediments.— *Journ. Petrol. Technol.*, 1966, N 9.
- Schilling J. G.* Rare earth fractionation on Hawaiian volcanic rocks. *Doc. Thesis. M. I. T.*, 1966. 11 p.
- Schilling J. G.* Afar mantle plume: rare earth evidence.— *Nature, Phys. Sci.*, 1973, vol. 242, p. 2—5.
- Schilling J. G.* Rare earth variations across «normal sections» of the Reyjanes Ridge 60—53°N Mid-Atlantic Ridge 29° Sand East Pacific Rise, 2—19°S and evidence on the composition of the underlying low-velocity layer.— *Journ. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, p. 1459—1470.
- Schilling J. G., Winehester J. W.* Rare earth contribution to the origin of Hawaiian lavas.— *Contribs. Mineral. Petrol.*, 1969, vol. 23, N 1, p. 27—37.
- Shor G. G.* Structure of the Bering Sea and the Alcutin ridge.— *Marine Geol.*, 1964, vol. 1, p. 213—219.
- Scotese G. R., Bambach R. K., Barton C. etc.* Paleozoic base maps.— *Journ. Geol.*, 1979, vol. 87, N 3, p. 217—277.
- Sillitoe R. H.* Tectonic segmentation of the Andes: implications for magmatism and metallogeny.— In: *Benchmark Papers in Geology*. Stroudsburg, 1977, N 44: Mineral deposits, continental drift and plate tectonics, p. 225—228.
- Smith A. G., Briden J. C., Drewry C. E.* Phanerozoic world maps.— In: *Organism and sediments through time*. *Spec. pap. Paleontology* 12, Paleontol. Assoc. London, 1973, p. 1—42.
- Smith A. G., Hurkey A. M., Briden J. C.* Phanerozoic paleocontinental world maps.— Cambridge University Press, Cambridge; London, New Rochell, Melbourne, Sydney, 1981. 102 p.

- Steinmann G.* Geologische Beobachtungen in den Alpen (I). Das Alter der Bündner Schiefer.— Ber. Natf. Ges. Freiburg. Br. 9, 3, 1895, p. 1—19.
- Steinmann G.* Geologische Beobachtungen in den Alpen (I). Das Alter der Bündner Schiefer (Fortsetzung und Schluss).— Ber. Natf. Ges. Freiburg. Br., 10, 2, 1897, p. 21—98.
- Steinmann G.* Geologische Beobachtungen in den Alpen (II). Die schardtische Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze and der ophiolithischen Massengesteine.— Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. 16, 1906, p. 1—49.
- Steinmann G.* Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen.— C. R. 14. Congress Int. der Geologie, (2), Madrid, 1926, p. 637—668.
- Stille H.* Über europäisch-zentralasiatische Gebirge zusammenhänge. (Aus d. Nachrichten d. Gesellschaft d. Wissenschaften zu Göttingen).— Mathematisch-Physikalische KL, 1928, p. 173—201.
- Taylor F. B.* Bearing of the tertiary mountain Belt on the origin of the earth's plan.— Bull. Geol. Soci. America, 1908, vol. 21, p. 179—226.
- Thayer T. P.* Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of mioceanic ridges.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, vol. 80, N 8, p. 1515—1522.
- Wedepohl K. H.* Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges. the growth of the oceanic crust.— Naturwissenschaften, 1981, vol. 68, N 3, p. 110—119.
- Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W.* A-type granites: geochemical characteristics, disrimination and petrogenesis.— Contribs. Mineral. Petrol., 1987, vol. 95, N 4, p. 407—419.
- White A. J. R.* Sources of granite magmas.— Geol. Soc. Am. Ann. Gen. Meet., 1979, 539 p.
- White A. J. R., Chappel B. W.* Ultrametamorphism and granitoid genesis.— Tectonophysics, 1977, vol. 43, N 1, p. 7—22.
- White A. J. R., Chappel B. W.* Granitoid types and their distribution in the Lachlan fold-belt, south-east Australia.— Spec. Pap. Geol. Soc. Amer., 1983, vol. 193, p. 21—34.
- White W. M., Schilling J. G., Hart S. R.* Evidence for the Azores mantle plum and Sr isotope geochemistry of the Central North Atlantic.— Nature, 1976, vol. 263, N 138, p. 659—661.
- Whitford D. J.* Strontium isotopic studies of the volcanic rocks of the Sunda arc, Indonesia and their petrogenetic implications.— Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, p. 1287—1302.
- Whitford D. J., Nickolls I. A., Taylor S. R.* Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda Arc in Java and Bali.— Contribs. Miner. Petrol., 1978, vol. 70, p. 341—356.
- Whitford D. J., White W. M., Jeseck P. A.* Neodymium isotopic composition of Quaternary island arc lavas from Indonesia.— Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 45, p. 989—995.
- Williams H.* Mafic-ultramafic complexes in Western Newfoundland. Appalachians and the evidence for their transportation.— Geol. Assoc. Canada Proc., 1971, vol. 24, N 1, p. 9—25.
- Wilson J. T.* Static or mobile earth: The current scientific revolution.— Proc. Am. Phil. Soc., 1968, vol. 112, p. 309—320.
- Winchester J. A., Floyd P. A.* Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks.— Earth a. Planet. Sci. Letters, 1976, vol. 28, p. 459—469.
- Wood D. A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province.— Earth a. Planet. Sci. Letters, 1980, vol. 50, p. 11—30.
- Uzelli G.* Memoria sulle argille scagliose.— Boll. Soc. Geol. Ital., 1883, vol. 2.
- Ziegler A. M. e. a.* Paleozoic Paleogeography.— Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1979, vol. 7, p. 473—502.
- Zielinski R. A., Frey F. A.* Gough island: evolution of a fractional crystallization model.— Contribs. Mineral. Petrol., 1970, vol. 29, p. 242—254.

Сводная таблица палеомагнитных определений палеоширот мест формирования вулканогенных и осадочных формаций палеозойского возраста складчатого фундамента Кызылкумов, Алайского, Гиссарского и Кураминского хребтов

Объект исследования (количество образцов)	Возраст	Современные координаты мест отбора		Направление вектора $J_{\text{п}}^a$		Расчетное направление вектора $J_{\text{п}}^a$		Палеомагнитная широта (северная)	Источники
		с.ш.	в.д.	Наклонение	Склонение	Наклонение	Склонение		
Метабазальты, кварциты, доломиты юга Тамдытау (10)	O ₂	41,51	64,33	350	37	58	13	21	П. А. Мухин и др.
Сланцы, песчаники, алевролиты юга Тамдытау (146)	O ₂₋₃	41,51	64,33	359	22	51	11	11	То же
Сланцы, песчаники, алевролиты юга Тамдытау (114)	O ₂₋₃	41,51	64,33	359	24	42	12	13	»
Известняки, доломиты юга Тамдытау (73)	D ₁	41,51	64,33	341	32		0	17	»
Карбонаты, песчаники, алевролиты Кураминского хребта (183)	C ₂ ²	41,00	71,00	316	46	46	2	27	Сводный каталог, 1984
Дацинты, андезиты Кураминского хребта (370)	C ₂	41,00	70,00	146	45	8	3	27	То же
Алевролиты, песчаники, Восточная часть Алайского хребта (51)	C ₂	41,10 40,20	70,15 73,20	68— 179	35— 48	5,6— 16,7	17,3 9,3	20— 30	В. Л. Клишевич и др. 1986
Дацитовые порфириды, туфы, туфопесчаники Кураминского хребта (84)	P ₁	41,00	70,00	143	36	37	15	20	Сводный каталог, 1984
Граниты, средние и кислые вулканы Гиссарского хребта (60)	P ₁	39,00	68,00	159	48	6	7	29	П. Г. Ахматов и др. 1986
Порфириды, туфы, игнимбриты, песчаники Кураминского хребта (309)	P ₁	41,00	70,00	140	40	20	9	23	Сводный каталог, 1984
Порфириды, туфолавы, песчаники, Кураминского хребта (73)	P ₁	41,70	70,00	138	51	43	14	32	То же
Кварцевые, фельзитовые порфириды, туфолавы Кураминского хребта (330)	P ₁₋₂	41,00	70,00	142	45	12	3	27	»

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

МЕТОДИКА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ

Глава 1. Изучение геологических формаций как индикаторов геодинамических обстановок эпох их формирования — основа методики геодинамических реконструкций	4
1.1. Геохимическая классификация химических элементов. Методика выявления формаций океанического происхождения в разрезах складчатых областей	—
1.2. Основные этапы тектоно-магматического цикла в его современном понимании	14
1.3. Формации — индикаторы геодинамических обстановок	21
1.3.1. Офиолиты	—
1.3.2. Зеленые и голубые сланцы (празиниты)	24
1.3.3. Олигостромы (дикий флиш)	27
1.3.4. Вулканиты	28
1.3.5. Гранитоиды	30
Глава 2. Металлогения орогенных поясов и складчатого фундамента континентов	34
Глава 3. Методика геодинамических реконструкций	49
3.1. Предполевой период. Подготовительные работы	—
3.2. Полевые работы. Методика сбора полевого материала	51
3.3. Камеральные работы	61

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КЫЗЫЛКУМСКОГО ПОЛИГОНА

Глава 4. Модель формирования структуры Кызылкумского геодинамического полигона	96
4.1. Вариссийский складчатый фундамент Кызылкумского геодинамического полигона	—
4.1.1. Тамдынско-Алайская зона	103
4.1.2. Кульджуктау-Гиссарская зона	110
4.2. Геологические формации — индикаторы сутурных зон в разрезах складчатого фундамента Кызылкумского геодинамического полигона и Кызылкумо-Алайской системы варисцид	111
4.2.1. Офиолиты	—
4.2.2. Зеленые и голубые сланцы (празиниты)	115
4.3. Палинспастические реконструкции	118
Глава 5. Геодинамические обстановки формирования эндогенных месторождений Кызылкумского геодинамического полигона	121
5.1. Месторождения, сформировавшиеся до эпохи шарьирования	—
5.2. Месторождения, сформировавшиеся после главной эпохи шарьяеобразования, на коллизионном этапе	122
5.3. Месторождения платформенного этапа развития Центральных Кызылкумов (юра—палеоген)	129
5.4. Месторождения эпохи постплатформенной активизации и орогенеза	130
Заключение	131
Список литературы	133
Приложение	143