

ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГИИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова
Геологический факультет
Центрально-Казахстанское территориальное геологическое
Управление Министерства геологии КазССР

Материалы по геологии Центрального Казахстана

том XIX

Проблемы геологии Центрального Казахстана

Книга 2. Вопросы геологии среднего и верхнего палеозоя,
тектоники и металлогении

Под редакцией Ю.А.Зайцева

Издательство Московского Университета
1980

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

Рецензенты:

член-корреспондент АН СССР В.Е.Хаин,
доктор геолого-минералогических наук О.А.Мазарович

Проблемы геологии Центрального Казахстана. Книга 2. (Материалы по геологии Центрального Казахстана, том XIX). М., Изд-во Моск. ун-та, 1980. 237с.

В книге помещены статьи, посвященные вопросам стратиграфии силура, морского и континентального девона, проблемам стратиграфии и вулканизма Казахстанского девонского краевого вулканического пояса. Рассматриваются наиболее важные вопросы стратиграфии и биостратиграфии каменноугольной системы, а также угленакопления в связи с анализом палеотектонических обстановок карбона. Книга включает статьи, посвященные вопросам структурной зональности складчатых систем, тектонике Спасского надвигового пояса, Джунгарии, металлогении железа и марганца, полиметаллов, а также статью о методике геофизических исследований при геологической съемке.

Э.М.Великовская, Е.А.Быленко, А.А.Жаринов,
А.В.Рязанцев, С.П.Сигачев, Г.Т.Ушатинская

Стратиграфия и условия образования силурийских отложений
Нуринаского синклинория и Шидертинской впадины

Геологические исследования, проводимые авторами на площади Нуринаского синклинория и Шидертинской впадины в процессе крупномасштабной геологической съемки, начатой в 1973 г., выявили ряд новых данных по стратиграфии и вещественному составу силурийских образований.

Нуринаский синклинорий находится в периферической части Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области. Его западным ограничением являются Атасуйский, а южным - Тектурмасский антиклинории, сложенные вулканогенно-кремнистыми и терригенными породами кембрия, нижнего-среднего ордовика, прорванные разновозрастными интрузиями. Большую роль в строении названных антиклинориев играет пояс ультрабазитов. Западное центриклинальное замыкание синклинория граничит с Атасуйским антиклинорием по Сатыбайской зоне серпентинитового меланжа.

В строении Нуринаского синклинория принимает участие мощный комплекс терригенных пород позднего ордовика - раннего девона. Его стратиграфия была впервые разработана Н.П.Четвериковой (1955, 1960), подразделившей его на белкараганскую, ермекскую, исеньскую и биотарскую свиты (таблица). К силуру были отнесены две средние свиты - ермекская и исеньская; белкараганская рассматривалась как поздний ордовик, биотарская - нижний девон. При последующих биостратиграфических исследованиях на основании комплексных сборов фауны брахиопод и кораллов исеньская свита была подразделена на две части, соответствующие акканскому и айнасуйскому горизонтам (Четверикова и др., 1966). После принятия решения об отнесении айнасуйского горизонта к нижнему девону (Решения..., 1971) это привело к пересмотру возраста верхов исеньской свиты; граница между силуром и девоном оказалась внутри этой свиты. Исследования, проведенные теми же авторами в 1972-73 гг. в восточной части Нуринаского синклинория, показали, что стратотипу айнасуйского горизонта соответствует нижняя часть биотарской свиты (Ушатинская, 1975), и таким образом,

Схема стратиграфической корреляции разрезов силура

Система	Силурийская				Горизонт	Нури́нский синклина́рий	
	Ордовик- ская верхний	нижний	нижний	вендовский		Н.П.Четверикова, Г.Т.Ушатинская и др., 1966	восточная часть (Г.Т.Ушатинская, 1975)
Девонская		нижний	верхний	лудловский	аканский	Биотарская свита. Песчаники, туфы, 500 м	Биотарская свита
						Исеньская свита. Песчаники, конгло- мераты, алевролиты, до 3000 м	
		нижний	сред- ний	верх- ний	хумакский	Ермекская свита. Зеленые алевролиты, песчаники, конгло- мераты, 5000 м	Исеньская свита
Ордовик- ская нижний				нижний	альпесский	Белкараганская свита, 2000 м	

Таблица

Нурина синклинария и Шидертинской впадины

	Шидертинская впадина		
западная часть (предлагаемая схема)	г.Караайгыр (С.М.Бандалетов, 1969)	севернее гор Коджанчад, г. Челакарасу	уроч. Бодамбаке
		по данным авторов	
Биотарская свита. Песчаники, туфы, 2000 м	эффузивы и вулканогенно-осадочные породы среднего и основного состава		
Исеньская свита. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, горизонты конгломератов, 1500-1800 м			
Ермекская свита. Зеленые алевролиты, конгломераты, песчаники, 4500-5000 м	Сульсорская свита. Красноцветные песчаники, конгломераты, 1300 м	красноцветные песчаники, конгломераты, 1000 м	красноцветные песчаники, конгломераты, 1000м
	Караайгырская свита. Пестроцветные песчаники, конгломераты, 2400 м	туфогенно-осадочные породы, туфы кислого состава, 170-350 м крупногалечные и валунные конгломераты, песчаники, 850-2200м	зеленые песчаники, алевролиты, до 1500 м
Белкараганская свита, 2000 м	Шактанская серия. Песчаники, алевролиты, конгломераты		

границу силура и девона следует проводить в основании биотарской свиты. Как будет показано далее, к подобному выводу для западной части синклиория пришли и авторы настоящей статьи.

Комплекс отложений, отвечающий всей силурийской системе, залегает согласно в едином структурном плане на зеленоцветных песчано-алевролитовых породах верхнеордовикской белкараганской свиты и перекрывается — местами с размывом, но также в едином структурном плане пестроцветной биотарской свитой, сложенной терригенными и, в значительно меньшей мере, вулканогенными породами. Характерными особенностями силурийских толщ являются полнота разреза, широкое развитие терригенных разностей — песчаников, алевролитов, реже — конгломератов и гравелитов, преобладающие зеленые окраски пород.

В основании разреза силура залегает алевролитопесчаниковая толща, заключающая нижнесилурийскую фауну и выделенная как ермекская свита. Базальные горизонты свиты согласно ложатся в районе оз. Коскопа на алевролитопесчаниковую толщу верхов белкараганской свиты, а в долине р. Исень — на толщу песчаников и алевролитов, условно относимую к верхнему ордовика. По литологическим особенностям свита разделена на три подсвиты, подразделяемые, в свою очередь, на ряд картируемых пачек.

Нижняя, конгломератопесчаниковая подсвита в наиболее полном выражении развита на западном крыле синклиория (гора Бока, оз. Коскопа) и восточнее — в верховьях р. Исень. В основании находится конгломератовая пачка, сложенная конгломератами, гравелитами и песчаниками с подчиненным количеством алевролитов. Для нее характерно наличие валунных конгломератов в низах разреза, резкое уменьшение конгломератов и песчаников в направлении с запада на восток: соответственно от 72-25% — на западе, до 10-45% — на востоке, что сопровождается резким уменьшением мощности от 500 м до 140-100 м. Состав гальки в конгломератах варьирует: в западных и юго-западных районах она представлена, главным образом, красными яшмоидами (85-55%), а в юго-восточных участках ее становится меньше (30-40%); количество интрузивной гальки, напротив, увеличивается с запада на восток — от 5 до 20%. Галька эффузивных и терригенных пород суммарно не превышает 5-20%. Сортированность галечного материала, как правило, плохая; окатанность — средняя, около 50% галек полу- или плохо окатаны.

Алевролит-аргиллитовая пачка представлена ритмично переслаивающимися голубовато-зелеными тонко-мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с мощностью элементарных ритмов от I до 50 см. Песчаники хорошо сортированы, содержат местами обломки алевролитов. В разрезе горы Бока среди алевролитов и аргиллитов встречаются лепешковидные включения известняков. В алевролитах многочисленны текстуры подводного оползания. В направлении с запада на восток происходит поглубение обломочного материала и увеличение мощности со 150-200 м до 300 м. Конгломерат-песчаниковая пачка, венчающая разрез нижней подсытки, сложена песчаниками, конгломератами и гравелитами с подчиненными прослоями алевролитов. Как и для нижней пачки, для нее характерна изменчивость состава, выражающаяся в практически полном выпадении из разреза конгломератов в направлении с запада на восток (от 33% до 1%), резком уменьшении роли гравелитов (от 21-17% до 5%), возрастании роли песчаников (от 38 до 48%) и алевролитов (от 8 до 36%). В разрезах по р. Исень появляются прослои лиловых алевролитов и песчаников, кремнистых алевролитов. В западных разрезах пачка имеет ритмичное строение, с мощностью ритмов от нескольких сантиметров до 10-15 м. В бассейне р. Исень ритмичность выражена слабо, причем, присутствует обычно в наиболее тонкозернистых породах. Конгломераты и гравелиты образуют в песчаниках редкие линзы или прослои. В гальке конгломератов резко преобладают габброиды (65-90% общего объема гальки). Остальная часть состоит из эффузивов (5-10%), песчаников и алевролитов (3-15%). Количество гальки кремнистых пород, не превышающее 10-25% в низах разреза, резко увеличивается в верхней части, где достигает 80-85%, а галька габброидов практически полностью исчезает. Сортировка галечного материала в конгломератах - плохая, реже - средняя; окатанность - средняя.

Средняя - известковисто-алевролитовая и верхняя - алевролитовая подсытки ермекской свиты изучены, главным образом, в верховьях р. Исень, где они наиболее полно обнажены. В связи с однородностью состава данных подсыт, сложенных ритмично переслаивающимися зеленоцветными алевролитами, аргиллитами и тонкозернистыми песчаниками, подразделение их на пачки проведено либо по появлению маломощных прослоев грубого обломочного материала - песчаников, гравелитов, редко - конгломератов, либо по известковистости пород.

Средняя, известковисто-алевролитовая подсвета представлена однообразной толщей голубовато-зеленых алевролитов, часто известковистых, аргиллитов и тонко-мелкозернистых песчаников, в западной части заключающих маломощные линзообразные горизонты конгломератов. Характерным признаком пород средней подсветы являются карбонатные стяжения уплощенной и округлой формы размером 1-2 до 30-40 см. Мощность подсветы на западе - 1750 м, на востоке - 1450 м. В западных разрезах присутствуют грубообломочные разности, отсутствующие на востоке, т.е. устанавливается та же закономерность в распределении обломочного материала, что и для более низких стратиграфических уровней. В конгломератовых прослоях преобладает галька кремнистых пород, габброидов, песчаников и алевролитов. В небольшом количестве встречена галька кислых эффузивов, гранитов и гранитогнейсов. Окатанность гальки хорошая, сортированность - плохая.

Верхняя, алевролитовая подсвета сложена переслаивающимися зеленоцветными алевролитами, аргиллитами и тонкозернистыми песчаниками с единичными маломощными прослоями гравелитов и конгломератов. В отличие от средней подсветы, в ней слабо проявлена известковистость. Алевролитовая подсвета имеет наиболее выдержанный на площади состав, однако мощность ее также уменьшается с запада на восток - от 1950 м до 1650 м в разрезах по р. Исень. В нижней части подсветы находится горизонт зеленых гравелитов мощностью 7-10 м с галькой кремнистых пород; в ее верхах - в районе р. Исень прослежен слой мелко-среднегалечных конгломератов мощностью 15-20 м, с галькой кремнистых, интрузивных и эффузивных пород. Галька плохо сортирована, но хорошо окатана.

На верхней подсвете ермекской свиты согласно лежат песчаники исенской свиты верхнего силура. Общая мощность ермекской свиты достигает 4500-5000 м. Возраст ее определяется как раннесилурийский прежде всего ее положением в разрезе между верхнеордовикской белкараганской свитой и верхнесилурийской - исенской. Кроме того, в верхней трети разреза Н.П.Четвериковой (1960) были собраны кораллы *Mesofavosites* sp., *M. oblicuus* Sok., *Zelophyllum intermedium* Wdkd., *Trypasma*, определяющие ее раннесилурийский возраст. В 1978 г. Е.А.Биленко и А.А.Жариновым в алевролитах верхов средней подсветы на правом берегу р.Исень в ее верховьях собраны брахиоподы *Aegustoma* sp., *Bowellella* sp., *Iridistrophia* sp., *Leptostrophia*, комплекс которых, по

заклучению Г.Т.Ушатинской, характерен для нижнего силура. На левом берегу р. Исень в ее среднем течении в изолированном тектоническом блоке в песчаниках, отнесенных к нерасчлененной ермекской свите, обнаружены брахиоподы плохой сохранности: *Stricklandia* sp., *S. cf. lens asinuata* Sapelnik., принадлежащие нижнему силуру. В средней подсвите в верховьях р. Косбак Ф.В. Долганем (в 1974 и 1977 гг.) обнаружены граптолиты *Monograptus cf. intermedius* (Carr.), *Pseudoclimacograptus extremus* (Lapw.), *Permerograptus* sp. indet., *Demirastrites* sp., *Monograptus veles* (Richter), *Pristiograptus varisibilis* (Permer), *Spirograptus turriculatus* (Barr.), определяющие средний и верхний лландоверн (по заключению Н.Ф. Михайловой).

Исеньская свита слагает крылья крупных синклиналей, центральные части которых выполнены породами нижедевонской биотарской свиты. Подошва исеньской свиты проводится по появлению в разрезе мощной пачки песчаников. Исеньская свита разделена на две литологически отличные подсвиты: нижнюю - песчаниковую и верхнюю - известняково-алевролитовую. Верхним ограничением исеньской свиты служит подошва биотарской свиты, которая с разрывом ложится на различные горизонты исеньской. Наиболее полные разрезы исеньской свиты находятся на восточной центриклинали Исеньской синклинали и ряде других мест.

Нижняя, песчаниковая подсвита сложена преимущественно средне-мелкозернистыми серо-зелеными, а в верхах - пестроцветными - песчаниками с маломощными горизонтами алевролитов, гравелитов, красноцветных песчаников и конгломератов, реже - известняков. Мощность подсвиты - 700-1000 м. Преобладающим типом пород являются песчаники, на долю которых приходится от 75 до 80% объема пород; алевролиты составляют 15-25%, конгломераты - 5-10%. Основным компонентом песчаников являются обломки пород, составляющие до 80% всех зерен; преобладают обломки эффузивов среднего и основного состава (20-70%). Кроме них, отмечаются зерна кремнистых пород (2-15, редко 25%), метаморфических (10%), гранитоидов (2-10%), хлоритизированных (1-6%), прочих пород в сумме не превышающих 5%. Среди обломков эффузивов среднего и основного состава выделяются андезиты (до андезито-дацитов), базальты и андезито-базальты. В некоторых базальтах отмечается варолитовая структура. Присутствуют обломки кислых эффузивов-липаритов и липарито-дацитовых порфиров, кремнистых и яшмовидных

пород. В обломках метаморфических пород различаются кварциты, кварц-серицитовые и зеленые сланцы; реже встречаются обломки, сложенные мелкозернистым агрегатом светло-бурого амфибола и сростками амфибола с плагиоклазом с гранобластовой структурой. Среди минералов породообразующую роль играют полевые шпаты, кварц, и роговая обманка. В целом, песчаники по составу обломочной части образуют весьма однородную группу и принадлежат к литовым грауваккам; преобладающими породными компонентами являются обломки эффузивных пород; интересно появление мелких полуокатанных зерен метаморфических пород. Конгломераты составлены галькой преимущественно эффузивного состава, кремнистых пород и гранитоидов.

Верхняя, известняково-алевролитовая подсвита сложена ритмично переслаивающимися голубовато-зелеными алевролитами, аргиллитами и тонко-мелкозернистыми песчаниками с редкими горизонтами кремнистых алевролитов. Мощность ее - 800 м. В низах разреза уверенно прослеживается пачка известковистых алевролитов мощностью 65-150 м, местами замещающихся органогенными известняками, переполненными остатками фауны криноидей и брахиопод. Конгломераты образуют редкие пласты и линзы в средней и нижней частях подсвиты.

Возраст исеньской свиты обоснован многочисленными находками фауны, списки которых приводились ранее Н.П.Четвериковой и др. (1966), Г.Т.Ушатинской (1975), а также Ф.В.Долганем и В.К.Беркалиевым. Отметим новые находки ископаемой фауны, сделанные Е.А.Биленко и А.А.Жариновым. Восточнее пос. Коскопа в 1977 г. собраны брахиоподы *Howellella cf. favositicus* Nikiforova,

Stegorhynchus cf. nuculus (Sow.), характерные для верхов венлока и лудлова. Северо-восточнее сопки Акпоки из известняков основания верхней подсвиты собраны брахиоподы, среди которых определен *Conchidium biloculare asiaticum* Sap. et Rukav., характерный для акканского горизонта лудловского яруса Центрального Казахстана. По правобережью р.Исень в алевролитах верхней части подсвиты собраны брахиоподы, определенные Г.Т.Ушатинской, как *Stegorinchella cf. angotiensis* (Tchern.), *Leptostrophia*

sp. (cf. subquadrata Uschat.), *L. mariannae* Olen., которые характерны для верхов исеньской свиты южной окраины Карагандинского бассейна (условно токрауский горизонт верхнего силура). Возраст исеньской свиты может быть определен в интервале от верхов венлока до верхов силура. В то же время следует отметить, что в

нижней части биотарской свиты северо-западнее сопки Акшоки, выше конгломератов основания (в 100-150 м) в табачно-зеленых алевролитах и алевропесчаниках собрана многочисленная фауна брахиопод, среди которой Г.Т.Ушатинской определены *Stegorinchella* sp., *Atyura* sp., *Delthyris* sp., *Ivanothyris kazachstanica* (Vor.). Последний вид характерен для айнасуйского горизонта, а заключающие его слои следует относить к айнасуйскому горизонту низов нижнего девона. Сборы фауны пока недостаточны, но они свидетельствуют о правомочности проведения границы силура и девона по границе икенской и биотарской свит.

Шидертинская впадина расположена на северо-востоке каледонид Центрального Казахстана и представляет собой наложенную впадину на синклинальную структуру Оленты-Шидертинского прогиба. В соответствии с районированием области каледонид Казахстана, проведенным С.М.Бандалетовым (1962) для силура, они принадлежат к Шидерты-Баянаульской подзоне Баянаул-Чингиз-Тарбагатайской структурно-фациальной зоны. Силурийские отложения района были обобщены Р.А.Борукаевым (1955) в шансорскую серию со стратотипом на левобережье р. Шидерты. Эта серия была им разделена на нижнюю - конгломерат-песчаниковую - свиту, среднюю - преимущественно эффузивную, и верхнюю, состоящую из переслаивавшихся туфогенных песчаников и конгломератов. При дальнейших исследованиях после находок остатков ископаемой фауны шансорская серия была разделена. Ее нижняя часть была отнесена к верхнему ордовика, а средняя и верхняя - к нижнему-среднему девону. Новый стратотип был описан С.М.Бандалетовым в горах Караайгыр, где к силуру отнесен исключительно терригенный комплекс пород, в котором выделяются две связанные постепенным переходом свиты. Нижняя, караайгырская свита, сложенная пестроцветными терригенными породами и имеющая мощность до 2500 м, содержит фауну лlandoверей; верхняя, сулсорская свита, образованная, главным образом, красноцветными песчаниками и конгломератами и лишенная органических остатков, условно отнесена к венлоку.

В процессе детальных геологических исследований, выполненных А.В.Рязанцевым и С.П.Сигачевым в 1975-1978 гг., удалось установить ряд новых данных по строению силурийских отложений, в частности, присутствие среди фаунистически охарактеризованных пород силура линзовидно построенной толщи кислых вулканитов. Разрезы были изучены вдоль западного крыла Шидертинской впади-

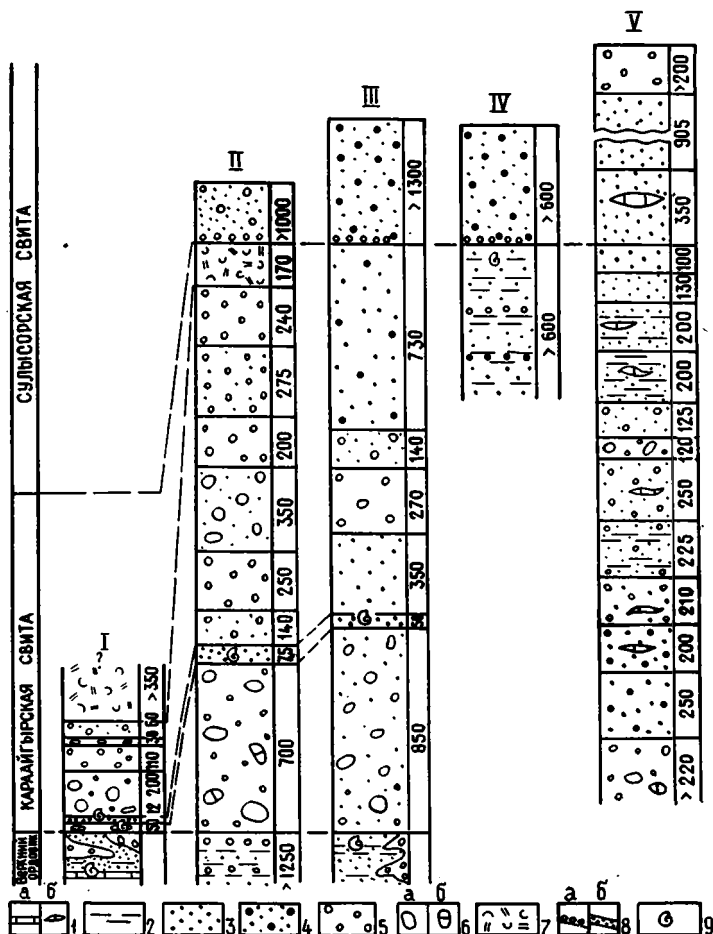


Рисунок. Сопоставление стратиграфических разрезов силура Пилертинской впадины.

ны, в горах Челака-Карасу, к северу от гор Коджанчад, в горах Караайгыр (рисунок, разр. I, II, III) и ближе к центральной части, в урочище Боданбеке (см. рисунок, разр. IV). Наиболее полный разрез описан к северу от гор Коджанчад; здесь в основании вскрытой части разреза залегает толща пород, сложенная в низах чередующимися преимущественно зеленоцветными, реже - красноцветными, алевролитами и песчаниками с линзами и горизонтами пестроцветных конгломератов. Количество конгломератов вверх по разрезу возрастает. В гальках преобладают зеленые и красные кремнистые породы, цементом служит зеленоцветный песчаник. Мощность составляет 1250 м. Толща протягивается к юго-западу, где в горах Челака-Карасу из прослоя известняков, залегающего ниже кровли на 300 м, собрана фауна кораллов *Taeniolites* ex gr. *bifida* Bond.,

Plasmoporella ex gr. *bifida* Bond., *Agetolites* sp., *Labelleida*, которые по определению О.Б.Бондаренко, указывают на позднеордовикский возраст пород. На верхнем ордовике согласно располагается толща крупногалечных (до валунных) конгломератов, в которых, наряду с галькой кремнистых пород (60-65%), присутствует галька известняков (до 16%) и в незначительном количестве интрузивных пород. Обилие гальки красных яшмовидов придает породе красноцветный облик, хотя цементирующей массой служит зеленый песчаник. Мощность толщи в этом разрезе - 700 м. Юго-западнее, в горах Челака-Карасу, куда эта толща протягивается по простиранию, в гальке известняков собрана фауна кораллов *Proroga* ex gr. *primigenia* Kiaer, которая характеризует ангильдий Казахстана (заключение О.Б.Бондаренко). На основании этого можно полагать, что возраст вмещающих отложений не древнее раннего силура. В подошве этой толщи условно проводится граница ордовика и силура.

Выше залегает маркирующий горизонт зеленовато-серых пес-

1 - известняки (а), известковистость (б); 2 - алевролиты; 3 - песчаники мелко-среднезернистые; 4 - песчаники крупнозернистые до гравелитов; 5 - конгломераты разногалечные; 6 - конгломераты крупногалечные до валунных: галька разного состава (а), галька известняков (б); 7 - туфогенно-осадочные породы и туфы дацитов; 8 - маркирующие горизонты: конгломераты (а), сероцветные песчаники с фауной (б); 9 - положение остатков фауны в разрезе

чаников и алевролитов, заключенный между близкими по мощности линзовидными прослоями красноцветных песчаников. Суммарная максимальная мощность 75 м. В зеленых песчаниках собрана фауна брахиопод *Coelospira* sp., *Pronalivkinia* sp., *Eospirifer cinghizicus* М.В., которая, по заключению Г.Т. Ушатинской, свидетельствует о ранне-среднелландоверийском возрасте. Горизонт отчетливо прослеживается с северо-востока на юго-запад на расстояние более 40 км. В горах Челак-Карасу его мощность не более первых метров. Зеленоцветные песчаники вверх переходят в грубообломочную толщу чередующихся крупногалечных и валунных конгломератов, пудинговых конгломератов, гравелитов и песчаников общей мощностью 1450 м; на юго-западе - в горах Челак-Карасу - она не превышает 430 м. Вверх по разрезу толща конгломератов, гравелитов и песчаников с постепенным переходом сменяется толщей эффузивно-осадочных и туфогенных пород дацитового и липарит-дацитового состава. Ниже приводится детальный послонный разрез этих отложений к северу от гор Коджанчад; здесь на пачке переслаивания вишнево-красных средне-крупногалечных и валунных конгломератов залегают (снизу-вверх):

1. Мелкогалечные конгломераты, в которых наряду с кремнистыми породами встречаются редкие гальки дацитовых порфиритов 35м
2. Туфоконгломераты, туфогравелиты и туфопесчаники; в туфоконгломератах соотношение обломков кремнистых пород и дацитовых порфиритов приблизительно равное. 33м
3. Литокристаллокластические туфы липарит-дацитового состава. 3м
4. Вишнево-красные туфопесчаники, туфогравелиты и туфоконгломераты; в туфоконгломератах соотношение кремнистых галек и дацитов приблизительно 1:3 16м
5. Туфоконгломераты и туфогравелиты, состоящие из плохо-окатанных обломков дацитового состава, редко - яшмоидов. 6м
6. Туфоконгломерат вишнево-серый с галькой дацитов 11м
7. Туфогравелит смешанного состава 12м
8. Туфогравелиты и туфоконгломераты липарит-дацитового состава с редкой галькой яшмоидов 11м
9. Туфопесчаники дацитового состава 16м
10. Туфоконгломераты вишнево-фиолетовые, состоящие преимущественно из гальки дацитовых порфиритов. 24м

Общая мощность вулканогенно-осадочной толщии около 170 м. Эта толща находится и в разрезе гор Челака-Карасу, где она также согласно с постепенным переходом ложится на грубообломочную толщу и имеет мощность более 350 м (кровля ее там не обнажена). К северо-востоку толща быстро выклинивается и в горах Караайтыр полностью замещается терригенными породами. Суммарная мощность всех описанных силурийских отложений в разрезе севернее гор Коджанчад достигает 2400 м, в горах Челака-Карасу - около 850 м.

Венчает разрез силура красноцветная, преимущественно песчаниковая толща с конгломератами и гравелитами в основании, расчлененная на ряд пачек; мощность толщии более 1000 м. Картирование красноцветной толщии и прослеживание ее базального горизонта из района гор Коджанчад на северо-восток, вплоть до гор Караайтыр, где С.М.Бандалетовым (1969) описан стратотипический разрез силура данного района, показало, что ее основание совпадает с базальными слоями сулысорской свиты, относимой к венлоку и являющейся аналогом жумакаской свиты хребта Чингиз. Литологический состав красноцветной толщии и сулысорской свиты практически идентичен. Это позволяет полагать, что комплекс пород, лежащих севернее гор Коджанчад под красноцветной толщей на верхнеордовикских породах и содержащий фауну лlandoверии, является аналогом караайтырской свиты стратотипического разреза. Тем самым подтверждается силурийский возраст вулканитов кислого состава. Этот вывод может быть распространен и на разрез силура района гор Челака-Карасу.

В горах Коджанчад, куда из описанного выше участка к северу от гор Коджанчад протягивается, наращиваясь, красноцветная толща, на последнюю ложится свита вулканогенно-осадочных пород среднего и основного состава, содержащая флору нижнего-среднего девона. Эти соотношения были изучены С.М.Бандалетовым (1969) и осмотрены авторами.

В центре Шидертинской впадины, в урочище Боданбеке, нижняя часть силурийского разреза имеет существенно иной облик. Здесь в видимом основании разреза залегает толща зеленоцветных песчаников с горизонтами гравелитов и мелкогалечных конгломератов и большим количеством алевролитов в верхах. Ее общая мощность (основание разреза на обнажено) - 550-600 м. В алевролитах верхов разреза собраны остатки фауны брахиопод, предварительно определенных как лlandoверийские. На зеленоцветных породах

с фауной лландовери согласно с постепенным переходом залегает толща красноцветных песчаников с конгломератами, аналогичная красноцветной толще к северу от гор Коджанчад и сулысорской свите гор Караайгыр. В более восточных участках, к северу от горы Музбель, в зеленой толще мощностью до 1500 м. Т.В.Константинович в 1969 г. были установлены многочисленные местонахождения фауны лландовери (см. рисунок, разр. У).

Таким образом, для Шидертинской впадины характерно развитие неполного разреза силура, так как верхний предел красноцветной сулысорской толщи условно ограничен нижним отделом. Здесь установлено широкое развитие грубообломочных красноцветных и пестроцветных толщ; присутствие вулканитов кислого состава; значительная фациальная изменчивость нижней части разреза, выраженная в замещении грубообломочных пород тонкими зеленоцветными; изменчивость мощностей. Следует подчеркнуть, что нижнедевонские вулканогенно-осадочные толщи преимущественно основного состава ложатся на породы нижнего отдела силура.

Сопоставление разрезов силура Нуринаского синклинория и Шидертинской впадины выявляет черты принципиального различия, отражающего разные историко-геологические и палеотектонические условия их формирования. Для Нуринаского синклинория силурийский период характеризовался интенсивным прогибанием. Оно началось в позднем ордовике и продолжалось в силуре и раннем девоне. Свидетельством этому служит непрерывный разрез верхнеордовикских-нижнедевонских толщ, связанных общими палеотектоническими условиями их образования. Тонкообломочные зеленоцветные терригенные породы силура накапливались в открытом морском бассейне, где в начале силурийского периода источниками питания служили острова на месте современного Атасуйского и западной части Тектурмасского антиклинориев, в изобилии поставлявшие в западные части прогиба валунный, гравийный и галечный материал кремнистых пород. Дальнейшее погружение бассейна было одновременным с поднятием всего Тектурмасского антиклинория — размыту начали подвергаться основные вулканиты карамурунской свиты кембрия, слагающие восточные части антиклинория, а также габброиды, происхождение которых в обломочном материале нельзя объяснить однозначно. Возможно, что это габброиды, ассоциирующие с ультрабазитами в Атасуйском и Тектурмасском антиклинориях. Самых ультрабазитов в обломочном материале обнаружить не удалось, что может быть объяс-

нено их легким разрушением. Появление в обломочной части мелких полукатанных зерен метаморфических пород, по-видимому, обязано своим происхождением существованию островов на севере — на месте Ерементау-Ниязского антиклинория. В целом, в силурийском периоде в Нуринском прогибе накапливается мощная до 6000-7000 м толща отложений, которые принадлежат к граувакковой формации, характерной для собственно геосинклинальной стадии развития.

На северо-востоке Центрального Казахстана, начиная с конца позднего ордовика отмечается общее увеличение площадей суши и обмеление морского бассейна. В Шидертинской впадине начало силурийского осадконакопления происходит в прибрежных, прибрежно-морских условиях и условиях мелкого моря — в бассейне, расположенном вблизи Ерементау-Ниязского поднятия, служившего источником сноса. Силурийский бассейн был, по-видимому, унаследован от позднеордовикского. Изолированные вулканы поставляли продукты кислого вулканизма; чередование вулканитов с мелководными грубообломочными осадками свидетельствует о подводном характере извержений вблизи расчлененной суши. Ко времени отложения пород верхней, красноцветной, толщи происходит дальнейшее обмеление бассейна, связанное с продолжающимся поднятием сопредельных областей.

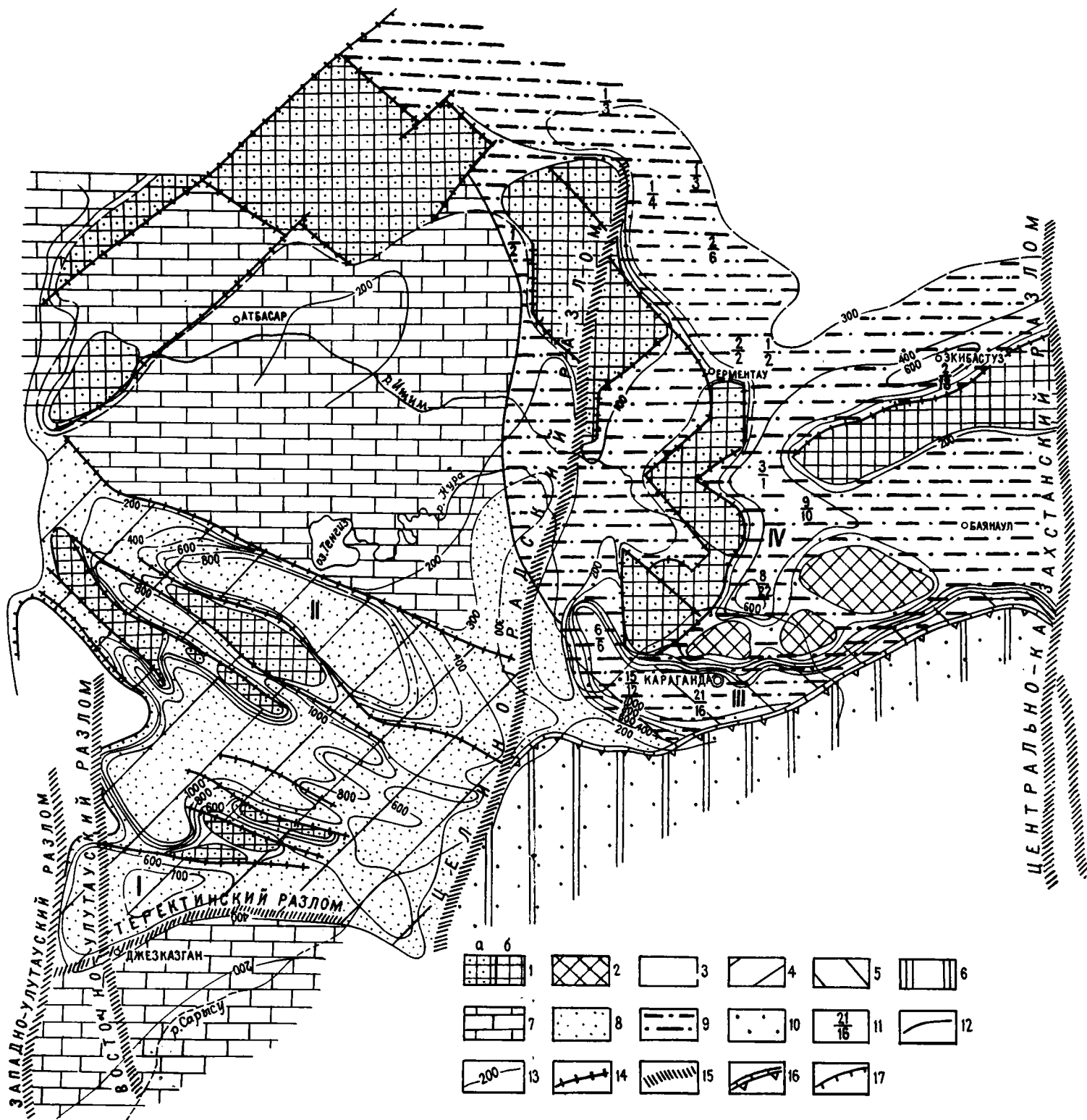
Позднесилурийская эпоха является временем завершения силурийского осадконакопления — происходит дальнейшая регрессия моря, и на месте остаточного морского бассейна образуется суша. В целом, в течение раннего силура формируется мощная толща грубообломочных, фациально изменчивых отложений, часто красноцветных и пестроцветных, составляющих молассовый комплекс. Силурийский этап в рассматриваемом районе явился заключительным в его геосинклинальной истории, а сформировавшийся в это время молассовый комплекс представляет собой формацию эпигеосинклинальных (Мазарович, 1968) или нижних морских моласс.

Литература

Бандалетов С.М. Структурно-фациальные зоны силура севера и востока Центрального Казахстана. — "Изв. АН КазССР. Серия геол.", 1962, вып. 24.

Бандалетов С.М. Силур Казахстана. Алма-Ата, 1969.

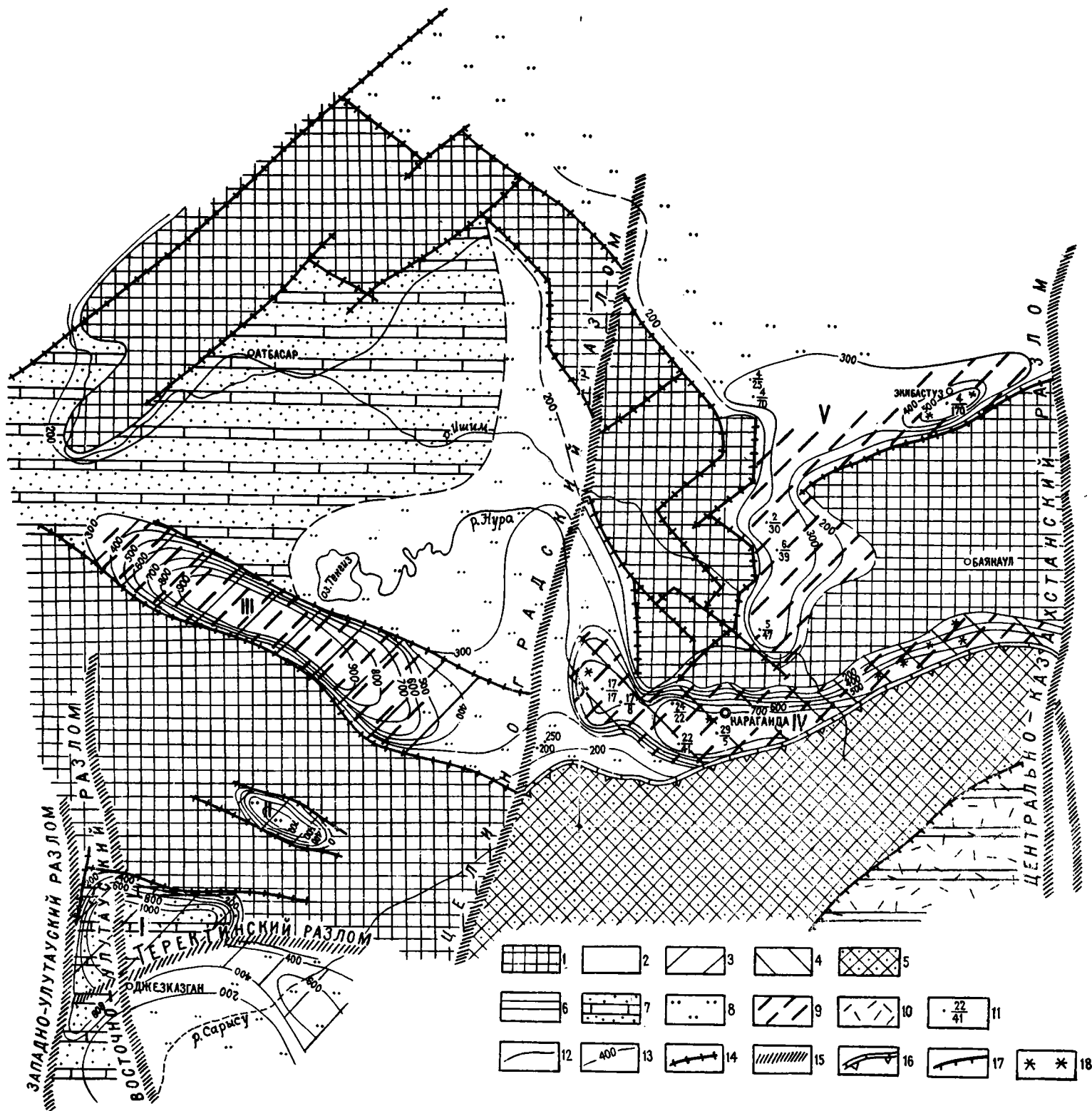
Богданов А.А., Мазарович О.А., Михайлов А.Е., Четверикова Н.П. Новые данные о геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района. — "Сов.геол.", 1955, № 48.



К статье Г.Г.Аксенова и др. "Некоторые закономерности условий и масштабов углеобразования в раннем карбоне в северной части Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива"

Рис. 2. Палеотектоническая схема северной части Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива для ранне-среднедевонского времени.

Эпикаледонский срединный массив: I-2 - области поднятий и разрывов: I - сложенных докамбрийскими (а) и нижнепалеозойскими (б) образованиями и перекрывающихся маломощным чехлом осадков предшествовавших эпох; 2 - сложенных девонскими вулканогенными толщами; 3-5 - области прогибания и аккумуляции: 3 - площади относительно слабого прогибания, 4 - прогибы с относительно интенсивным погружением в пределах области ранних каледонид, 5 - малые краевые прогибы; **Джунгаро-Балхашская система:** 6 - области прогибания и аккумуляции; 7-10 - геологические формации (знаки формаций накладываются на обозначения прогибов): 7 - карбонатная, 8 - морская карбонатно-терригенная, 9 - паралическая угленосная моласса, 10 - карбонатно-вулканогенно-терригенная; II - угленосность: в числителе количество угольных пластов, в знаменателе - их суммарная мощность; 12 - границы формаций; 13 - изопакты в м; 14 - конседиментационные разрывы; 15 - зоны глубинных разломов; 16 - граница срединного массива и Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы; 17 - условная граница прогибов и геосинклинальных поднятий. I - Кингирский, II - Кыпшаковский, III - Карагандинский, IV - Экибастуз-Аксаар-Борлинский прогибы



К статье Г.Г.Аксенова и др. "Некоторые закономерности условий и масштабов углеобразования в раннем карбоне в северной части Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива"

Рис. 3. Палеотектоническая схема северной части Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива для поздневизейского-серпуховского времени.

Эпикаледонский срединный массив: I - области поднятий и размывов, сложенные докембрийскими, нижнепалеозойскими и девонскими образованиями; 2-4 - области прогибания и аккумуляции: 2 - площади относительно слабого прогибания, 3 - прогибы с относительно интенсивным погружением в пределах области ранних каледонид, 4 - малые краевые прогибы. **Джунгаро-Бадхашская варисцийская система:** 5 - области поднятий, сложенных доверхневизейскими образованиями, 6 - вулканические плато и вулканотектонические депрессии. **Геологические формации** (знаки формаций накладываются на обозначения прогибов): 7 - морская терригенно-карбонатная, 8 - континентальная сероцветная терригенная, 9 - преимущественно лимническая угленосная моласса, 10 - континентальная вулканогенная; II - угленосность: в числителе - количество угольных пластов, в знаменателе - их суммарная мощность; 12 - границы формаций; 13 - изопакеты в м; 14 - конседиментационные разрывы; 15 - зоны глубинных разломов; 16 - граница срединного массива и Джунгаро-Бадхашской геосинклинальной области; 17 - условная граница прогибов и геосинклинальных поднятий; 18 - наличие горизонтов и линз пепловых и литокластических туфов, примесь пирокластического материала в породах; I - Кингирский, II - Шубаркульский, III - Кипшаковский, IV - Карагандинский, V - Экибастуз-Акжар-Борлинский прогибы

Борукаев Р.А. Допаалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). Алма-Ата, 1955.

Каплун Л.И., Сенкевич М.А. Стратиграфические схемы девона Центрального и Южного Казахстана. - В кн.: Стратигр. совещ. по допаалеозой и палеозой Казахстана. Тезисы докл. Алма-Ата, 1971.

Мазарович О.А. Формации варискийского комплекса каледонид Казахстана. - В сб.: Геологические формации. Л., "Наука", 1969.

Ушатинская Г.Т. Стратотип айнасуйского горизонта в Нуринском синклинии (Центральный Казахстан). - "Изв.АН СССР. Серия геол.", 1975, № II.

Четверикова Н.П. Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. - В сб. Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. I. М., Изд-во Моск.ун-та, 1960.

Четверикова Н.П. и др. Стратиграфия и фауна силурийских и нижнедевонских отложений Нуринского синклиория. - В сб. "Материалы по геол. Центр.Казахстана, т.6, М., Изд-во Моск.ун-та, 1966.

В.Н.Завражнов, Н.Д.Чечик, Т.О.Федоров,
О.М.Володина, Д.К.Фролов

Среднепалеозойский магматизм южной части Сарысу-Тенизского поднятия

Рассматриваемая территория находится в зоне сочленения широтного и юго-западного сегментов девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана (Богданов, 1959; Журавлев и др., 1977). Область распространения широко развитых здесь среднепалеозойских магматических образований ограничивается с запада и северо-запада глубинным разломом, а к югу, северу и востоку вулканические толщи перекрыты более молодыми, главным образом, позднепалеозойскими отложениями (рис. I).

Одним из главных вопросов геологии юга Сарысу-Тенизского водораздела является возрастное расчленение немых осадочных и вулканогенных толщ, залегающих между фаунистически охарактеризованными позднеордовикскими и позднедевонскими отложениями. Существующая до сих пор схема стратиграфии основывалась на сопоставлении их с палеонтологически охарактеризованными толща-

ми широтного и юго-западного сегментов девонского краевого вулканического пояса. При этом предполагалось, что появление в разрезе вулканогенных пород соответствует началу девона. Комплекс вулканогенно-осадочных пород расчленялся всеми исследователями, работавшими на юге Сарычу-Тенизского водораздела, на следующие четыре части (Голубовский и др., 1974).

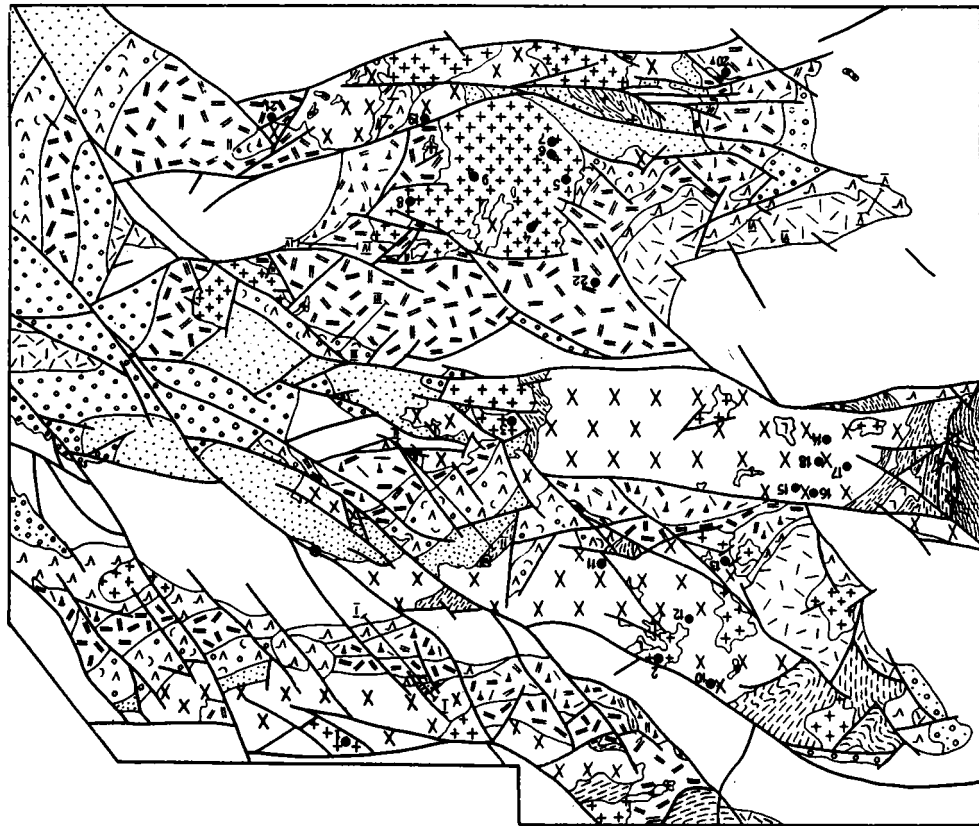
1. Зеленоцветная терригенная (преимущественно песчаниковая) толща. По положению в разрезе, строению и вещественному составу она сопоставлялась с лlandoверийскими (или шире - силурийскими) отложениями северной части водораздела. Толща залегает на позднеордовикской карабатьирской свите с угловым и азимутальным несогласиями.

2. Пестроцветная вулканогенно-осадочная (существенно конгломератовая) толща, сопоставлявшаяся с нижнедевонскими порфиритовыми свитами, развитыми в пределах вулканического пояса. Соотношения этой толщи с нижележащими силурийскими образованиями трактовались по-разному. На отсутствие углового и азимутального несогласия между ними определенно указывал Ю.А.Зайцев (1961), однако ряд исследователей, отстаивавших представления о повсеместно проявленном крупнейшем преддевонском несогласии, предполагали в основании вулканогенно-осадочной толщи параллельное несогласие и выпадение из разреза позднесилурийских отложений (Мазарович и др., 1971; Мазарович, Минервин, 1971). Проведенное нами детальное изучение разрезов в интервале "параллельного несогласия" показало тесную связь силурийской песчаниковой и вышележащей конгломератовой толщи и отсутствие сколько-нибудь значительного перерыва между ними (Чечик и др., 1978).

3. Толща вулканитов смешанного состава с преобладанием кремнекислых разностей, обычно сопоставлявшаяся с нижнедевонскими кислыми вулканитами краевого вулканического пояса. Она залегает на пестроцветной вулканогенно-осадочной толще согласно; внутри существуют локальные перерывы. Как конгломератовая толща, так и вышележащие вулканиты смешанного состава, прорваны гранодиоритами карамендинского комплексов. Радиологический возраст этих гранитоидов (400-410 млн.лет) противоречил их геологическому положению.

4. Красноцветная существенно вулканогенная толща, рассматривавшаяся как аналог жаксыконской серии на Теректинском подня-

- 86
- 44
- 98
- 95
- 74
- 55
- 24
- 44
- 04
- 6
- 8
- 7
- 9
- 5
- 4
- 3
- 2
- 1



тии. Основанием для такого сопоставления являлось главным образом наличие близких разностей андезито-базальтов, хотя в целом строение этих толщ совершенно различно. В основании красноцветной вулканогенной толщи наблюдается крупнейшее в южной части Сарысу-Тенизского поднятия азимутальное и угловое несогласие. Этому перерыву здесь соответствует внедрение указанных гранодиоритовых батолитов карамендинского комплекса.

Находка флоры раннедевонского возраста в красноцветной вулканогенной толще позволяет нам предложить новую схему возрастного расчленения осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ южной части Сарысу-Тенизского поднятия. Выделяемым свитам даются новые наименования. Утжанская свита раннего силура полностью соответствует ранее выделявшейся зеленоцветной "песчаниковой" толще. Мешкейсурская свита условно раннеси-

Рис. I. Геологическая карта южной части Сарысу-Тенизского поднятия.

I - позднедевонские - раннекаменноугольные отложения (известняки, песчаники, конгломераты); 2 - средне-позднедевонские песчаники и конгломераты, линзы андезито-базальтов и липаритов; 3-5 - раннедевонские отложения, уронсайская свита: 3 - конгломераты, песчаники, линзы липаритов, 4 - липариты, трахилипариты, 5 - базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, их туфы, туфоконгломераты; 6-9 - раннесилурийские отложения: 6 - жамантасская свита - полифиро-кластические липарито-дациты, дациты, 7-8 - мешкейсурская свита (7 - андезиты, андезито-дациты, дациты, липарито-дациты, липариты, 8 - конгломераты, туфоконгломераты, лавобрекчии, туфы и лавы андезито-базальтов, андезитов, линзы дацитов и липарито-дацитов), 9 - утжанская свита, песчаники, алевролиты, конгломераты; 10 - ордовикские вулканогенно-осадочные отложения; II - докембрийские кварц-серпичитовые сланцы; 12 - лейкократовые граниты средне-позднедевонского теректинского комплекса; 13 - субщелочные граниты среднедевонского котомбузского комплекса; 14 - гранодиориты позднесилурийского-раннедевонского карамендинского комплекса; 15 - габбро-диориты раннепалеозойского возраста; 16 - местонахождение: а) флоры, б) фауны; 17 - опорные разрезы; 18 - места отбора проб абсолютного возраста

лурийского возраста¹⁾ соответствует "конгломератовой" и нижней части толщи вулканитов смешанного состава. По преобладанию в низах разреза вулканогенно-осадочных, а в верхах вулканогенных образований делится на две подсвиты. Жамантасская свита условно раннесилурийского возраста соответствует верхней части толщи вулканитов смешанного состава. Уронсайская свита раннего девона соответствует красноцветной вулканогенной толще; по составу вулканитов - существенно основных внизу и кремнекислых вверху - делится на две подсвиты.

У т ж а н с к а я с в и т а имеет трехчленное строение. В основании выделяется лежащая с азимутальным несогласием на верхнеордовикской толще пачка (нижняя подсвита) светло-зеленых и серых конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников с отдельной хорошо окатанной галькой интрузивных, метаморфических и осадочных пород. Песчаники аркозовые и субаркозовые, неслоистые, слабосортированные, состоящие из обломков кварца (30-60%), полевых шпатов (25-60%), метаморфических сланцев и кварцитов (до 25%), реже - эффузивов основного состава. Обломки средней и плохой окатанности, цемент глинистый и серпичитовый типа заполнения пор. Мощность нижней подсвиты от 210 до 400 м (рис.2).

Средняя подсвита сложена преимущественно зеленовато-серыми ритмично-слоистыми алевролитами и тонкозернистыми песчаниками с прослоями и окатышами вишневых алевролитов и аргиллитов. В верхах появляются линзы и прослои плохо сортированных песчаников с мелкой кварцевой галькой. Мощность до 1000 м.

В верхней подсвите преобладают ритмично-слоистые зелено-серые песчаники, внизу мелко-среднезернистые, вверху средне- и крупнозернистые, пудинговые с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность 400-600 м.

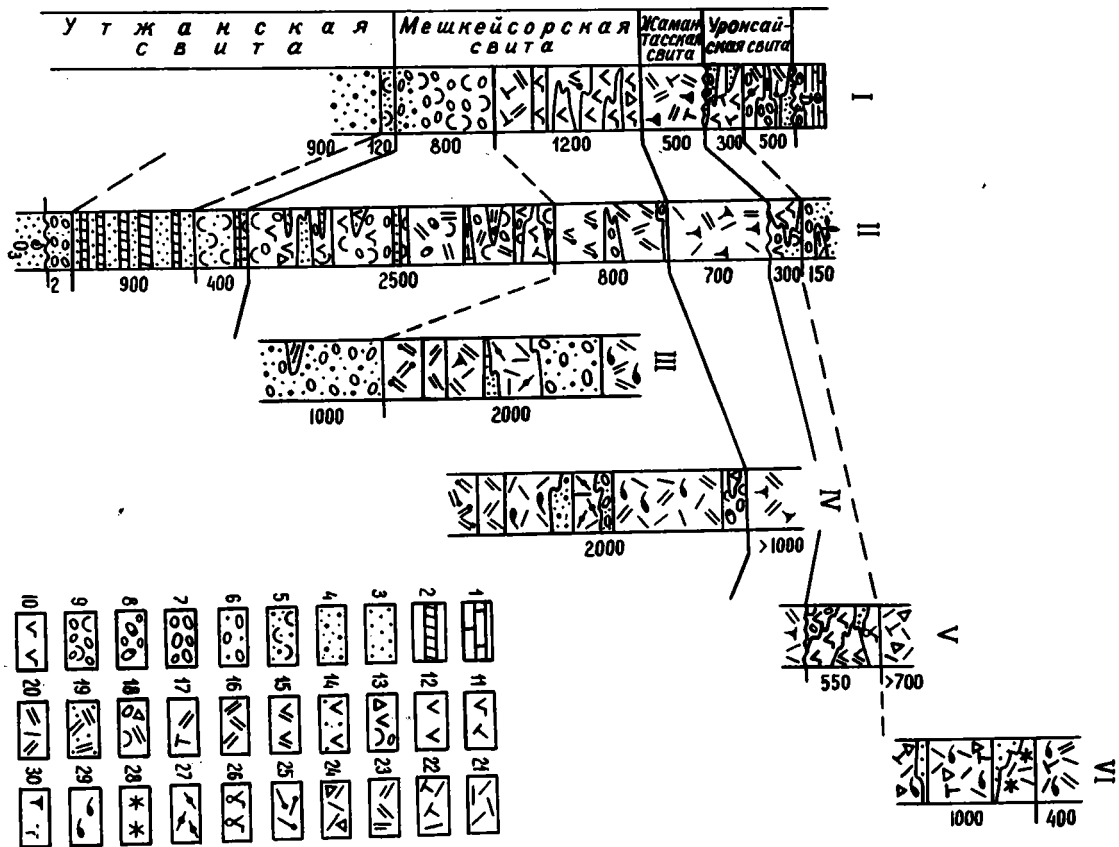
Среди песчаников средней и верхней подсвит преобладают граувакки с содержаниями в обломочной части кварца - 12-25%,

1) Предполагаемый авторами силурийский возраст мешкейсорской и жамантасской свит пока не может считаться доказанным - флора верхней половины нижнего девона, обнаруженная в уронсайской свите, не исключает возможной принадлежности мешкейсорской и жамантасской свит к девону. В то же время, точка зрения авторов заслуживает самого серьезного внимания. Возникшая проблема возраста вулканогенных толщ имеет не только местное, но широкое региональное значение (примеч. редактора).

полевых шпатов - 25-40%, обломков пород (преимущественно андезитов) - 40-60%. Минералы и обломки пород средней и хорошей окатанности, сортировка средняя, цемент хлоритовый и эпидот-хлоритовый, реже карбонатный, типа заполнения пор и пленочный. Начиная со средней подсвиты, в песчаниках появляется примесь вулканического материала в виде остроугольных обломков кристаллов плагиоклазов и цветных минералов (в основном амфибола), неокатанных обломков хлоритизированного стекла и андезитов с однотипной структурой. Снизу вверх по разрезу количество туфогенной примеси увеличивается. Содержание обломков кварца уменьшается до 8-12%. Появляются туфопесчаники и туфы основного состава, состоящие на 60-70% из обломков плагиоклазов, причем значительная часть их неокатана и имеет оскольчатую форму. Окатанные обломки, преимущественно осадочных и метаморфических пород, занимают не более 20%, кварц составляет 1-3% или исчезает совсем. Среди обломков пород преобладают андезиты.

Таким образом, для утжанской свиты характерны зеленые и сероцветные терригенные и вулканогенно-терригенные породы, в которых снизу вверх по разрезу постепенно возрастает примесь туфогенного материала, увеличивается грубозернистость обломков. Возраст утжанской свиты устанавливается по сопоставлению с литологически сходными сарыбулакской и шанканской свитами, обнаженными по рекам Жаманкон и Канкарасу, содержащими фауну среднего и верхнего лляндвери.

Мешкейсорская свита, залегающая согласно на нижнесилурийской толще, имеет двучленное строение. Нижняя подсвита представлена туфоагломератами и туфоконгломератами от мелкогалечных до валунных с прослоями и пачками туфопесчаников, линзами вулканитов андезито-базальтового, андезитового, дацитового и липаритового состава. Туфоконгломераты и туфоагломераты нижней подсвиты характеризуются "мономиктовым" составом обломков в каждом горизонте и замещаются по простираению лавобрекчиями и лавами того же состава, то есть представляют собой продукты разрушения синхронных вулканитов, присутствующих в разрезе в виде линз и прослоев. В низах разреза в значительных количествах присутствуют песчаники и туфопесчаники, которые по минеральному составу и геохимическим особенностям идентичны таковым в никележащих силурийских отложениях. Мощность нижней подсвиты колеблется от 400 до 800 м, достигая максимально 2500 м.



Верхняя подсвита выделяется в разрезе по массовому появлению вулканогенных образований. Она представлена чередованием пачек лав и туфов с линзами туфоконгломератов и тефопесчаников. В наиболее полном разрезе в подсвите выделяется семь различных по петрографическому составу пачек (чаще от двух до пяти), не имеющих, однако, стратиграфического значения для всей территории. Верхняя подсвита сложена вулканитами различного состава — от андезито-базальтового до липаритового и трахилипаритового. На большей части территории разрез начинается с 300–400-метровой пачки пироксеновых дацитов и андезито-дацитов. Выше залегают лейкократово-сиотитовые плагиолипариты с прослоями кварц-плагиоклазовых полифиро-кластических липарито-дацитов, местами с неравномерно распределенной роговой обманкой или меланократовых за счет сиотита. Выше располагается мощная (более 800 м) пачка липаритовых и трахилипаритовых лейкократовых и лейкократово-сиотитовых флюидальных и игнимбритовидных лав и пено-лав. В отличие от нижних липаритов, в них появляется калишпат и акцессорный циркон. На востоке эта толща расслаивается вулканомиктовыми конгломератами и песчаниками. Севернее в разрезах верхней подсвита присутствуют, наряду с пироксеновыми андезито-дацитами, пироксеновые и оливин-пироксеновые андезито-базальты, плагиолипаритовые, реже полифировые, лавы и туфы, но полностью отсутствуют калишпатовые липариты и трахилипариты. Мощность верхней

Рис. 2. Схема сопоставления разрезов южной части Сарысу-Тенизского поднятия (местоположения разрезов см. рис. 1).

1 — известняки; 2 — алевролиты; 3 — переслаивание алевролитов и тонкозернистых песчаников; 4 — переслаивание разнотекстурных песчаников, гравелистов; 5 — туфопесчаники; 6 — переслаивание песчаников и конгломератов; 7 — конгломераты разногалечные; 8 — конгломераты валуно-галечные; 9 — туфоконгломераты; 10–14 — андезито-базальты (10), трахиандезито-базальты (11), андезиты (12), их лавобрекчии (13) и туфы (14); 15 — андезито-дациты; 16–19 — дациты (16), трахидациты (17), их лавобрекчии (18) и туфы (19); 20 — липарито-дациты; 21–25 — липариты (21), трахилипариты (22), базокварцевые липариты (23); их туфы (24); 25–30 — текстуры и структуры лав: 25 — крупнопорфировая, 26 — мидалекаменная, 27 — флюидальная, 28 — сферолитовая, 29 — игнимбритовая, 30 — полифирокластическая

подсветы меняется от 400 м до 2500 м.

В целом для мешкейсорской свиты характерна слоистость, значительная изменчивость на площади как в широтном, так и особенно в меридиональном направлении, хотя набор пород остается постоянным (за исключением калиевых липаритов), замещение вулканитов вулканогенно-осадочными образованиями (см. рис. 2). Вулканизм проявлялся вначале в подводных, а затем - в субаэральных условиях; вулканические поднятия на востоке переходили в прогибы, где вместе с преобладающим обломочным вулканомиктовым материалом отлагались и отдельные горизонты вулканитов.

Жамантасская свита залегает согласно или с локальными несогласиями на вулканитах мешкейсорской свиты и отличается от последней массивностью, почти полным отсутствием слоистости, однообразием состава. На всей территории это кварцевые полифиро-кластические¹⁾ дациты и липарито-дациты, местами игнимбритовидные, плагиоклазовые, меланократовые биотит-рогово-обманковые, иногда с пироксеном, с цветным числом 5-8, реже лейкократово-биотитовые, с калишпатом и заметным количеством акцессорного циркона; в меланократовых разностях преобладает апатит. В относительно монотонной толще полифиров местами содержатся прослои базокварцевых редковкрашенных липаритов, иногда с пепловой или брекчиевой текстурой, прослои полифиров, содержащие обломки вулканитов (на севере) и гранитоидов (на западе).

Мощность жамантасской свиты меняется от 500-700 м на востоке до 1200 м на севере и 2300 м на юго-западе, что с одной стороны, может быть связано со значительным ее размывом в преддевонское время, а с другой, по-видимому, с залеганием этой свиты местами в отрицательных формах палеорельефа. Так как эта свита распространена повсеместно и имеет однообразный состав, можно заключить, что полифировые расплавы, заливая существовавший рельеф, сформировали огромное вулканическое плато. Извержения происходили из периферических магматических камер области становления гранитоидных массивов, через жерла центрального типа.

Силурийский возраст вулканогенно-осадочной мешкейсорской и вулканогенной жамантасской свит определяется их стратиграфическим положением выше раннесилурийской утжанской свиты, связанной с мешкейсорской непрерывным переходом, и несогласным

¹⁾ Количество вкрапленников, часто обломочной формы, в этих породах достигает 40-60%. Раньше породы с такой структурой именовались "автомагматическими брекчиями".

налеганием на хамантасскую свиту вулканогенно-осадочных пород уронсайской свиты, содержащей флору раннедевонского возраста. Имеющиеся цифры абсолютного возраста вулканитов хамантасской свиты (406-426 млн. лет) не противоречат этому выводу (таблица).

У р о н с а й с к а я с в и т а залегает с резким угловым и азимутальным несогласием как на различных частях разреза мешкейской и хамантасской свит, так и на гранодиоритах карамендинского комплекса. Свита имеет двучленное строение. Нижняя подсвита сложена туфоконгломератами с линзами и пачками лав плагиоклаз-пироксеновых андезитов-базальтов, роговоосманковых андезитов, трахидацитов и трахиандезитов с единичными прослоями плагиолипаритов и биотит-роговоосманковых кварц-плагиоклазовых полифиро-кlastических липаритов-дацитов. Мощность подсвиты 300-500 м. Верхняя подсвита целиком состоит из плагиоклаз-кальципатовых трахилипаритов лейкократово-биотитового типа, с акцессорным цирконом, эвтакситомшаролитовыми текстурами, местами с гомогенными гранитовидными сростками. Общей закономерностью строения верхнеуронсайской подсвиты является увеличение количества эффузивов на запад и замещение их на восток пачками конгломератов и песчаников с отдельными прослоями вулканитов. В прослое желто-зеленых алевролитов среди песчаников и конгломератов с линзой липаритов у северного берега оз. Карасор впервые собрана флора *Drepanophycus spinaeformis* Goerr., *Maubasia notabilis* Senk. (определения А.Д. Урнкой).

По заключению А.Д. Урнкой, *Drepanophycus spinaeformis* является довольно распространенным и известен в разрезах английского типа на уровне брекча (зиген - нижний эмс), в арденнорейских - он появляется в верхнем зигене и нижнем эмсе. *D. spinaeformis* Goerr. в Ц. Казахстане известен во многих местонахождениях раннедевонского возраста. Из близлежащих районов - это горы Эскулы (кызылтавская свита); верховья р. Хаманкон (желтымесская свита). *Maubasia notabilis* Senk. является эндемичным видом Казахстана. Впервые он установлен в Северном Прибайкалье в сардальском горизонте М.А. Сенкевич. В других частях Ц. Казахстана встречается крайне редко. В данном местонахождении преобладают *D. spinaeformis* (25 экз.), количество экземпляров *Maubasia* меньше почти в два раза (15). Наличие этих двух видов позволяет говорить о раннедевонском возрасте вмещающих отложений и делать предположение о присутствии здесь верхней части нижнего девона.

Уронсайская свита, сложенная внизу туфоконгломератами, туфами и лавами основного состава, а вверху липаритами, замещающимися на восток обломочными осадочными породами, содержащими флору нижнего девона, может быть сопоставлена с тараншинской (нижняя подсвита) и желтымесской (верхняя подсвита) свитами северной части Сарысу-Тенизского поднятия и чеченькаринской и семизбутинской свитами широтной ветви девонского вулканического пояса. Возраст свиты в целом принимается нами как раннедевонский.

Петрологические исследования среднепалеозойских магматических образований проводились в 50-х годах группой геологов Московского университета (Блохина и др., 1959; Коптев-Дворников и др., 1961; Тихомиров и др., 1961). Была отмечена латеральная петрохимическая зональность вулканитов и унаследованность магматических очагов разных вулканических комплексов.

Собранный в последние годы обширный материал по вещественному составу среднепалеозойских вулканитов, а также новые данные об их возрасте, позволяют нам более детально и несколько иначе рассмотреть вопросы вулканизма района, его эволюции и формационной принадлежности. Анализ данных по петрохимии вулканитов мешкейсорской свиты показал, что на диаграмме А.Н.Заварицкого фигуративные точки пород укладываются в непрерывную линию от андезито-базальтов до липаритов (рис. 3-а), т.е. представляют собой серию последовательно дифференцированных пород. Направление линии совпадает с линией развития известково-щелочной серии Лассен-Пик, отличаясь от нее темпом увеличения щелочности в ходе дифференциации. Эта серия характеризуется постоянством отношения щелочей с преобладанием натровой составляющей. Фигуративные точки пород жамантасской свиты на этой диаграмме образуют плотный рой в области липарито-дацитов и дацитов (см. рис. 3-б), что говорит о практическом отсутствии дифференциации, и наряду с другими признаками (массивность, несложность), может свидетельствовать о кратковременном, практически одноактном извержении расплавов. Отношение окислов Na и K характеризуется постоянством, без явного преобладания какого-либо из них. Вулканиты уронсайской свиты на диаграмме А.Н.Заварицкого образуют два роя в области андезито-базальтов - андезитов и трахилипаритов. На диаграмме относительных содержаний окислов Na и K (рис. 3-в), видно, что увеличение щелочности в основных разностях происходит за счет натровой составляющей при практическом по-

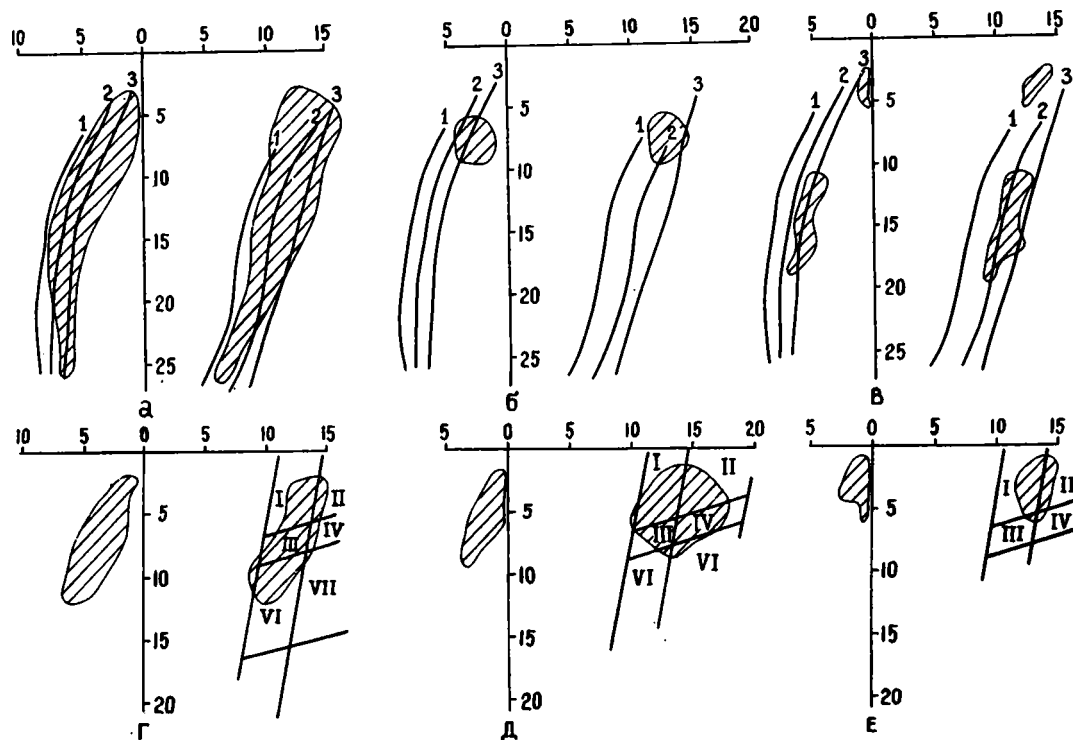


Рис. 3. Диаграммы А.Н.Заварицкого для вулканогенных пород мешкейсорской (а), жамантасской (б) и уренсайской (в) свит и гранитоидов кармендинского (г), котомбузского (д) и теректянского (е) комплексов

стоянстве калия, тогда как в кислой группе - за счёт калия. Таким образом, в данном районе можно выделить три вулканических комплекса: непрерывный - андезит-базальт-дацит-липаритовый, однородный - липарит-дацитовый и контрастный - андезит-базальт-трахилипаритовый. Петрохимические отличия комплексов могут объясняться, с одной стороны, различиями возрастного положения и тектонических обстановок их формирования, а с другой, различным генезисом исходных материнских расплавов.

Среднепалеозойский интрузивный магматизм в южной части Сарысу-Тенизского поднятия представлен тремя комплексами гранитоидов.

Раннедевонский, возможно, позднесилурийско-раннедевонский карамендинский комплекс гранитов - гранодиоритов-тоналитов. Эти интрузивы составляют основную часть крупнейших плутонов; 95% общего объёма интрузий комплекса сложены породами собственно интрузивной фазы: среднекристаллическими гранитами и гранодиоритами главной фации, тоналитами и лейкодiorитами фации эндоконтакта. Незначительно развиты и нехарактерны породы фазы начальных интрузий и дайки фазы жильных пород первого этапа. Широко распространенные и разнообразно представленные дайки фазы жильных пород второго этапа могут являться самостоятельным дайковым комплексом. Гранитоиды раннедевонского комплекса прорывают вулканы мешкейсорской и жемантасской свит и перекрываются конгломератами уронсайской свиты с флорой раннего девона. Радиологический возраст гранодиоритов соответствует 405 млн. лет (таблица).

Таблица
Результаты определения радиологического возраста
интрузивных и вулканогенных пород среднего палеозоя
(калий-аргоновый метод по биотитам)

№ пробы	: Место отбора, геологическая характеристика	: Содержание калия, %	: Возраст, млн. лет	: Лаборатория	: Автор, представивший пробы
I	: 2	: 3	: 4	: 5	: 6

<u>Средне-позднедевонский теректинский интрузивный комплекс</u>					
2053-71	гранит главной фазы, Шубаркульский массив	7,13	348±10	ИГЕМ АН СССР	Завражнов, МГУ

I	2	3	4	5	6
453-77	гранит главной фазы, Каментас-ский массив	6,33	377±II	ИГЕМ АН СССР	Завражнов, МГУ
359I	гранит главной фазы, Кармендин-ский массив	6,85	385±I2	" "	" "
1535/30	гранит главной фазы, Теректин-ский массив	6,08	388±I0	Каз. НИИМС	Шульга, ЦИТГУ
I536/3I	- " -	5,88	394±I0	" "	- " -
I537/32	- " -	6,77	380±I0	" "	- " -
1538/33	- " -	6,94	374±I0	" "	- " -
I449/2422	- " -	6,78	286±I0	" "	Коваль, ЦИТГУ
8765	- " -	6,88	4I2±I2	ИГЕМ АН СССР	Завражнов, МГУ

Позднесидурийско-раннедевонский кармендинский
интрузивный комплекс

I434/287	гранодиорит глав-ной фазы, Камен-тасский массив	6,58	404±I0	Каз	Чернов, КазНИИМС
I544/28	- " -	6,49	408±I0	" "	Шульга, ЦИТГУ
I544/34	- " -	6,16	403±I0	" "	- " -
4I9-77	- " -	6,46	4I4±I2	ИГЕМ АН СССР	Завражнов, МГУ
I54I/25	гранодиорит глав-ной фазы, Кармен-динский массив	6,67	402±I0	Каз. НИИМС	Шульга, ЦИТГУ
I542/26	- " -	7,07	406±I0	" "	- " -
I543/27	- " -	6,33	394±I0	" "	- " -
38	- " -		404	ИГЕМ АН КазССР	Чернов, КазНИИМС
I07	- " -		396		
589	гранодиорит главной фазы, Теректинский массив		4I0	" "	- " -

Вулканиды сидурийского возраста

1590- -I-76	липарит каментас-ской свиты	5,60	406±I2	ИГЕМ АН СССР	Чечик, МГУ
ДТ-9	липарито-дацит жа-ментаэской свиты	6,44	426±I2	" "	- " -
I26-I3	липарит-мешкейсор-ской свиты	6,99	4I0±I2	" "	- " -

Формированием гранитоидов этого комплекса завершилась магматическая деятельность силурийского периода. Плутоны этих гранитоидов являются конформными и конкордэнтными в тектонической структуре Сарысу-Тенизского поднятия, но их первоначальная форма осложнена субширотными разломами.

На диаграмме А.Н.Заварицкого гранитоиды собственно интрузивной фазы кармендинского комплекса занимают область, принадлежащую кварцевым диоритам, гранодиоритам и гранитам; содержания натрия и калия примерно одинаковы (см.рис. 3-г). По набору аксессуарных минералов гранитоиды относятся к сфен-пирокон-апатитовому типу.

Четкая положительная геохимическая специализация у гранитоидов кармендинского комплекса не проявлена, лишь в гранитоидах отдельных фаз по сравнению с кларками в кислых породах слабо повышены содержания меди, молибдена и свинца.

В целом, раннедевонский кармендинский комплекс гранитоидов соответствует формации гранодиорит-тоналитовых батолитов (Кузнецов, 1964), образовавшихся в зрелую предороженную стадию развития геосинклинальной области. Следует отметить, что граниты кармендинского комплекса и полифиры липарито-дацитового состава хамантасской свиты, по-видимому, являются комагматическими образованиями. На эту связь указывают: возрастная близость интрузивных и эффузивных проявлений, близкий радиологический возраст биотита (406-426 млн. лет для полифиров и 400-410 млн. лет для гранитоидов), сходство петрографического и химического составов, близкий набор аксессуарных минералов (ведущими минералами для гранодиоритов и полифиров являются сфен, пирокон и апатит). Видимо, как это представлялось ранее Е.Б.Яковлевой для подобных же пород других районов полифиры явились продуктом излияния на поверхность плутонического расплава, значительно раскристаллизованного еще в периферической камере (Яковлева, Парфенова, 1973). Наличие аналогичных полифиров в ниже и вышележащих толщах, а также то, что полифиры, прорванные гранодиоритами, содержат обломки гранитоидов, может свидетельствовать о длительности становления плутонического комплекса.

Среднедевонский котомбюзский комплекс субщелочных гранитов распространен в виде небольших штокообразных и межпластовых интрузий. В строении этого комплекса принимает участие

только собственно интрузивная фаза: порфировидные щелочные граниты, граниты, гранит-порфиры. Возраст гранитов этого комплекса определяется тем, что они прорывают уронсайскую свиту нижнего девона и прорываются гранитами более позднего теректинского комплекса. На диаграмме А.Н.Заварицкого породы этого комплекса занимают поля гранитов и щелочных гранитов (см.рис. 3-д). Среди акцессорных минералов комплекса встречены в небольших количествах сфен, циркон и апатит. Характерные особенности строения котомбузского комплекса позволяют отнести его к формации субвулканических гранитов (Кузнецов, 1964).

Средне-позднедевонский теректинский комплекс гранитов нормального ряда принимает участие в строении как крупных, резко дискордантных интрузивов, так и мелких массивов в южной части поднятия. Интрузивы этого комплекса имеют сложное строение. Широко развиты фаза начальных инъекций, фаза дополнительных интрузий, фаза жильных пород первого этапа и гидротермальные проявления. Главное место занимают породы собственно интрузивной фазы — крупнокристаллические биотитовые и лейкократовые граниты фазии ядра, мелкокристаллические порфировидные лейкократовые граниты фазии эндоконтакта. Граниты теректинского комплекса прорывают уронсайскую свиту нижнего девона. Галька гранитов, аналогичных гранитам этого комплекса, встречается в конгломератах позднедевонского возраста. Соотношения этих интрузий с толщами средне-позднедевонского возраста достоверно не известны. Радиологический возраст большинства проб гранитов собственно интрузивной фазы находится в интервале от 348 до 394 млн. лет (средняя цифра 375 млн. лет, см. таблицу).

На диаграмме А.Н.Заварицкого фигуративные точки составов гранитов собственно интрузивной фазы этого комплекса образуют компактный рой в области гранита с уклоном в щелочные разности (см.рис. 3-е). По набору акцессорных минералов граниты теректинского комплекса относятся к циркон-флюорит-апатитовому типу; характерен торит. Отличительной особенностью пород теректинского комплекса является отчетливо выраженная положительная редкометальная специализация. По сравнению с кларками в кислых породах повышены средние содержания вольфрама, олова, молибдена, ниобия практически во всех фазах комплекса. С интрузивами гранитов теректинского комплекса генетически связаны редкометальные грейзены, метасоматиты, кварцевые жилы и хрусталеносные пегматиты.

Со среднепалеозойскими магматическими комплексами в южной части Сарысу-Тенизского поднятия связаны определенные типы полезных ископаемых. Вследствие того, что вулканы мешкейсорской и жамантасской свит сформировались в зрелую предорогеновую стадию геосинклинали, закономерно искать связанные с ними барит-полиметаллические рудопоявления. Признаки таких рудопоявлений в виде многочисленных баритовых жил и небольших зон омеднения среди вулканогенно-осадочных толщ условно раннесилурийского возраста наблюдаются достаточно часто. Однако незначительное количество среди этих вулкаников пород базальтового состава пока не позволяет предполагать на юге Сарысу-Тенизского поднятия барит-полиметаллических рудопоявлений, имеющих практическое значение. С массивами гранитоидов карамендинского комплекса связано образование гранат-эпидотовых скарнов с шеелитом, зон окварцевания с молибден-свинцовым оруденением и среднетемпературных кварц-сульфидных жил, что весьма характерно для фазы образования синорогеновых батолитовых интрузий гранитоидной формации, завершающих зрелую стадию развития геосинклинали. Вулканогенные накопления нижедевонского возраста, образовавшиеся в собственно орогенную стадию сопровождаются низкотемпературными кварц-барит-гематитовыми жилами. Наконец, с лейкократовыми гранитами теректинского комплекса непосредственно связаны редкометальные мусковит-кварцевые и турмалин-мусковит-топάζ-кварцевые грейзены, слабородные кварц-мусковит-альбитовые метасоматиты, кварцевые жилы с редкими землями цериевой группы и хрусталеносные пегматиты с флюоритом.

Заключение

Подтверждена указанная ранее (Зайцев, 1961) тесная связь и постепенный переход вулканогенно-осадочных образований мешкейсорской свиты с терригенными отложениями силурийской утжанской свиты. В залегающих выше с резким азимутальным несогласием вулканогенно-осадочных породах уронсайской свиты собрана раннедевонская флора. Это позволяет предполагать возможность додевонского возраста мешкейсорской и жамантасской свит и поставить под сомнение представления об эмагматичности силура в южной части Сарысу-Тенизского поднятия.

Изучение закономерностей строения разрезов, взаимоотношений стратифицированных толщ между собой и с интрузивными образованиями позволяет выделить два этапа в среднепалеозойской

истории развития района, разделенных перерывом, структурной перестройкой и внедрением гранитоидов.

Первый этап (с раннего силура до раннего девона начинается накоплением граувакковых толщ в локальном прогибе (остаточной геосинклинали), характеризующихся отчетливым ритмичным строением (утжанская свита). Осадконакопление утжанской свиты сопровождается сначала слабо проявленной, но постепенно усиливающейся вулканической деятельностью. Всё возрастающая активность вулканизма приводит к накоплению вулканогенно-обломочной мешкейсорской свиты, несущей черты молассоидности, и существенно вулканогенной жамантесской свиты. Вулканизм первого этапа имеет сложную историю, но общая тенденция раскисления натровых расплавов от андезито-базальтовых через андезито-дацитовые до плагиолипаритовых говорит о процессах последовательной дифференциации основных магм.

Преобладающий натровый состав вулканитов, составляющих серию дифференцированных пород от андезито-базальтов до дацитов и липаритов, присутствие среди них кроме наземных, также продуктов и подводных излияний позволяет говорить о сходстве этого комплекса с вулканитами "андезитовой" формации. Наряду с этим, большой объём кремнекислых вулканитов, наличие калиевых разностей являлись, по-видимому, причиной того, что некоторые исследователи считали эти вулканиты принадлежащими порфировой формации. Этап завершается внедрением крупнейших массивов гранодиоритов карамендинского комплекса.

Закономерная смена граувакковых, существенно терригенных отложений вулканогенно-осадочными и вулканогенными, сходными по составу и строению с породами "андезитовой" формации, соответствие карамендинского интрузивного комплекса формационному типу синорогенных гранитоидных батолитов позволяет отождествлять первый этап сведнепалеозойской истории района со зрелой (предорогенной) стадией развития остаточной геосинклинали (Хвня, 1973), имевшей в своем основании достаточно развитую кору континентального типа.

Второй этап (с раннего до среднего девона) начался после длительного перерыва, в течение которого произошло становление плутонов гранодиоритов и вывод их на дневную поверхность. Накопление красноцветных вулканогенно-обломочных толщ уронсайской свиты происходило в континентальных условиях. Эффузивный магма-

тизм преобладал в западной части поднятия. Вулканизм этого этапа, являясь существенно калиевыми, относится уже целиком к порфировой, точнее контрастной андезито-базальт-липаритовой континентальной формации. В целом обстановка осадконакопления и вулканизма отвечает орогенной стадии геосинклинального цикла.

Таким образом, проявление активного вулканизма еще в додевонское время позволяет предположить более раннее заложение краевого вулканического пояса в южной части Сарысу-Тенизского поднятия по сравнению с другими его отрезками.

Литература

Блохина Л.И., Тихомирове Э.И. Основные особенности девонского вулканизма западной части Центрального Казахстана (Сарысу-Тенизский водораздел). - В кн.: Тезисы Первого Всесоюзного вулканологического совещания. Ереван, 1959.

Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - "Бюлл. МОИП. Отд. геол." 1959, т. XXXIV (I).

Голубовский В.А. и др. Стратиграфическая последовательность девонских континентальных образований Южной части Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан). - "Вестн. Моск. ун-та. Серия геологич.", 1974, № 6.

Журавлев В.Я. и др. Казахтстанский девонский краевой вулканический пояс. - В сб.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., "Наука", 1977.

Зайцев Ю.А. Герпсинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-Тау. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961.

Коптев-Дворников В.С., Емельяненко П.Ф., Петрова М.А. Магматизм Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан). Тезисы докл. - "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1961, т. 34, № 6.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.

Мазарович О.А. и др. девон северного крыла Сарысу-Тенизского водораздела и Джезказган-Улутауского района (Центральный Казахстан). В сб.: Вопросы геологии центрального Казахстана. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.

Мазарович О.А., Минервин О.В. Взаимоотношения силурийских и девонских моласс в каледонидах Ц. Казахстана. Тезисы докладов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.

Тихомиров В.Г., Тихомирова Э.И. Вулканогенный девон Сарысу-Тенизского поднятия (Центральный Казахстан). - "Изв.высш. учебн.завед. Геол. и развед.", 1961, № 6.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973.

Чечик Н.Л., Завражнов В.Н., Пупышева Г.В. О возрасте вулканогенно-осадочного комплекса района оз. Мешкейсор (Центральный Казахстан. - В сб.: Материалы У конференции молодых ученых МГУ. Деп. ВИНТИ № 3903, 1978 г.

Яковлева Е.Б., Парфенова О.Б. Соотношение автоматических брекчий и гранитоидов (на примере Топарского массива Центрального Казахстана). - "Вестн.Моск.Ун-та, Серия геол.", 1973, № 1.

А.П.Урываева, Н.П.Четверикова

Основные черты строения девонской вулканогенной серии
юго-западной ветви Казахстанского краевого
вулканического пояса

Краевой вулканический пояс внутри палеозойд Центрального Казахстана возник между областью каледонской консолидации и вариспидами в виде системы магмопроводящих швов и соответствующих им вулканических прогибов (Богданов, 1959) в последние фазы эпохи каледонской складчатости.

Основные закономерности строения краевого вулканического пояса рассмотрены на примере его широтной ветви, расположенной между восточной частью области каледонской консолидации и внешним Нурынским синклиналием вариспид (Четверикова, 1966, 1970; Четверикова, Урываева, 1971; Белая и др., 1972). Принципиальные отличия в строении краевого вулканического пояса и вулканических полей каледонской области определены А.П.Урываевой (Урываев и др., 1977). Они заключаются в том, что только вулканический пояс сложен контрастной вулканогенной серией из трех свит нижнего-среднего девона. Во впадинах каледонид разрез вулканогенной серии неполон, объем вулканических извержений значительно меньше, появляются щелочные породы. Общие границы Казахстанского краевого вулканического пояса достаточно четко показаны А.А.Богдановым на тектонической карте СССР (Богданов, 1961).

Западная часть широтной ветви краевого вулканического пояса, расположенная западнее собственно Карагандинского синклинория (Четверикова, 1970), уже теряет четкость зонального строения, столь характерную для его большей восточной части (Четверикова, 1966). Во внешней части пояса западнее Кулан-Утпесской мульды происходит замещение верхней свиты вулканогенной серии, представленной андезито-базальтовыми вулканитами, вулканогенно-осадочной свитой, уменьшается мощность нижней свиты вулканогенной серии, которая лежит несогласно на нижнеордовикских отложениях (Минервин, 1973) и терригенных верхнесилурийских (?) породах. Таким образом, на западе внешняя часть широтной ветви пояса в основном представляет собой наложенный вулканический прогиб, по-видимому, выклинивающийся далее к северо-западу к области каледонской консолидации. Можно лишь предполагать, что вдоль впадного края западной части широтной ветви пояса, в основании Верхнесоналинской грабен-синклинали, западнее р. Соналы, сохраняется полный трехчленный разрез вулканогенной серии нижне-среднего девона, по-видимому, фиксирующий центральную зону широтной ветви пояса. К юго-западной ветви краевого вулканического пояса мы относим системы складок Сарысу-Тенизского водораздела, расположенных южнее Верхнесоналинской и Тогузкуньской грабен-синклиналей, где в ядрах горст-антиклиналей вновь обнажается вулканогенная серия нижне-среднего девона, состоящая из трёх свит. Она слагает также обширные поля девонских вулканитов Атасуйского района, Западного Прибалхашья и Чу-Илийских гор, которые осложнены мульдами и синклиналями, сложенными верхнедевонскими и нижнекаменноугольными отложениями.

В целом вулканический прогиб юго-западной ветви пояса обладает северо-западным - меридиональным простиранием, но простирания складок вулканогенной серии изменчивы. На северо-западе, где вулканический прогиб накладывается на нижнепалеозойский складчатый комплекс меридионального Кирейского антиклинория, простирания складок вулканогенной серии широтные или северо-западные. На востоке и юге простирания девонского вулканического прогиба складок в нём и обрамляющих его складчатых сооружений, сложенных нижним палеозоем и силуром, меридиональные и северо-западные. Западная, внешняя граница этого обширного вулканического прогиба определяется границей несогласного наложения девонской вулканогенной серии на нижний силур в ядре Кызымшекской горст-антиклинали (Тихомиров, 1961) или ордовик (Минервин, 1973).

В западном Прибалхашье внешняя граница вулканического прогиба определяется налеганием девонских вулканитов на верхнесилурийские песчаники восточного крыла Буунтаевского антиклинория (Маркова, 1961; Токмачева, 1971). В Чулийских горах внешней границе пояса, вероятно, соответствуют разрывы, разделяющие вулканический прогиб Коктасской мульды и Кишкинесорский прогиб, сложенный вулканогенно-осадочным разрезом девона.

Внутренняя граница пояса определяется разрывами, разделяющими поля девонских вулканитов и краевые антиклинории вериспид. Вдоль западного крыла Атасуйского антиклинория она проходит по Сарысуйскому разрыву, далее к югу-по Атасуйскому (Мазарович, 1961; Михайлов, 1969). Юго-восточнее она продолжается в системе разрывов, обрамляющих с юга Моинтинскую ветвь Актау-Моинтинского антиклинория. С внутренней восточной стороны краевой вулканический пояс обрамляется разрывами западного крыла Кызыл-Эспинского антиклинория (Богданов, 1948). Таким образом, юго-западная ветвь пояса, по сравнению с его широтной, занимает иное геологическое положение. Она располагается между антиклинориями каледонид и краевыми антиклинориями вериспид, что сказывается в своеобразии строения вулканогенной девонской серии этой части пояса.

Стратиграфия девонской вулканогенной серии

Стратиграфия вулканогенной серии, лежащей юго-западную ветвь краевого вулканического пояса, полнее всего разработана для его южной внешней части, благодаря исследованиям С.Г.Токмачевой, Л.М.Палец, И.И.Парецкого, М.А.Сенкевич (1964).

В наиболее погруженной части юго-западной ветви к западу от залива Ак-Керме выделяется коктасская свита (Токмачева, 1971). Она лежит в одном структурном плане с вендокскими андезитовыми порфиритами и вулканическими орекциями (Келлер, Крылов, Негрей, 1958). Нижняя часть коктасской свиты сложена полимиктовыми конгломератами, местами переходящими в известняковые конгломераты, состоящие из гальки акканских (дудловских) известняков. Эта часть разреза коктасской свиты прослеживается в основании краевого вулканического пояса в пределах Чулийских гор, и с нашей точки зрения может быть выделена в качестве нижней самостоятельной подсвиты коктасской свиты. Так как она не только замещает акканские известняки, но в ряде районов налегает на них, то эта подсвита скорее всего соответствует верхней части силурийской системы - придольскому ярусу. По данным И.И.Парецкого,

нижняя подсвита коктаесской свиты в северо-восточном направлении, к внутренней части пояса, замещается песчаниками и алевролитами. Верхняя часть коктаесской свиты, или ее верхняя подсвита, сложена вулканиками андезито-базальтового и андезитового составов. Выше коктаесской свиты лежит карасайская свита липаритовых вулканитов. Вблизи восточного крыла Бурунтавского антиклинория карасайская свита залегает на её верхней подсвите в одном структурном плане. К северо-востоку вглубь прогиба краевого вулканического пояса карасайская свита лежит на нижней осадочной подсвите коктаесской свиты (данные И.И.Парецкого) или на песчаниках с линзами известняков лудловского яруса (Маркова, 1961). В основании карасайской свиты обнаружены остатки растений раннего девона (Токмачева, Парецкий, Палец, 1974). По нашим данным, поля вулканитов карасайской свиты к северу от залива Каракамьс сложены лавоидными порфиритами липаритового состава.

На липаритовых вулканитах карасайской свиты, западнее залива Кара-Камьс, лежит осадочно-вулканогенная жастарская свита (Токмачева и др., 1974). Она сложена конгломератами, красноцветными песчаниками, вулканиками липаритового и андезитового состава. В средней части свиты заключены остатки растений среднего девона (Токмачева, Парецкий, Палец, 1974). Карасайская и жастарская свиты с разрывом покрываются красноцветными гравелитами и песчаниками фанена.

Разрез вулканогенной серии девона крайнего юго-западного прогиба краевого вулканического пояса, расположенного в Чуилийских горах, характеризуется близким, но более полным разрезом девона. Коктаесская свита здесь включает кроме основных и средних также кислые вулканы и образует дифференцированный комплекс (устное сообщение С.Г.Токмачевой); аналог жастарской свиты среднего девона представлен контрастным андезито-базальт-липаритовым комплексом и выделен как шолакская свита. В описываемом районе выше жастарской свиты выделяется кургакшолакская свита базальтовых порфиритов и песчаников, охарактеризованная остатками растений живетского яруса. Вулканогенная серия покрывается красноцветными песчаниками жингильдинской свиты франско-го яруса (Токмачева, Парецкий, Палец, 1974).

Сопоставляя данные о строении силурийских отложений, подстилающих вулканогенную серию рассмотренной части краевого вулканического пояса (Ковалевский, 1956; Рукавишников и др.,

1971; Келлер, Крылов, Негрей, 1958; Баядалетов, 1969), можно отметить, что Джалаир-Найманский раннепалеозойский прогиб к концу раннего силура, венлокскому веку заканчивал своё развитие, так как характеризовался накоплением прибрежно-морских красноцветных отложений. В позднем силуре его южная часть представляла собой краевую зону обширного Южно-Джунгарского прогиба, где накапливались морские конгломератовые толщи. Располагавшийся восточнее Западно-Балхашский прогиб, по-видимому, соединялся с Джалаир-Найманским южнее Бурунтавской геосинклинали. Вероятно, он относился к внутренней зоне силурийских прогибов, так как характеризуется более мощным и полным разрезом терригенных отложений.

Девонская вулканогенная серия западной части пояса характеризуется обратными закономерностями. Крайняя внешняя зона пояса, вложенная в Джалаир-Найманский грабен-синклиниорий, отличается более мощным и полным разрезом вулканогенной серии. Более внутренняя зона пояса, располагающаяся в пределах Западно-Балхашского синклиниория, характеризуется в общем сокращенным и неполным разрезом вулканогенной серии, преобладанием липаритовых вулкаников и исчезновением дифференцированного комплекса вулкаников в основании. Авторы статьи проводили исследования во внутренней части юго-западной ветви краевого вулканического пояса, прилежащей к внешним краевым антиклинариям вариспид; в горах Бале, Шунак, Угуз-Тау, мунглу, в среднем течении р. Сырты-Су близ горы Кунек.

Разрезы девонской вулканогенной серии перечисленных районов сложены также тремя свитами: мунглинской свитой андезито-базальтовых, андезито-дацитовых порфиритов, липарит-дацитовых и липаритовых порфиров, угузтауской или шунакской свитой липаритовых вулкаников, а также осадочно-вулканогенной свитой контрастного базальт-липаритового состава, которая выделялась как жаксыконская серия, моинтинская или элтывайтской свиты (Шербакова, Филипова, 1960; Решения..., 1976). В наиболее приближенной к вариспидским антиклинариям части пояса, в горах Бале верхние свиты девонской вулканогенной серии замещаются осадочно-вулканогенными отложениями липаритового состава.

Породы, подстилающие девонскую вулканогенную серию во внутренней части пояса обнажаются на небольших участках. К западу от гор Шунак ниже девонских вулкаников выходит силурийская толща кварцевых песчаников с прослоями липаритовых вулкаников. Аналогичная толща обнажается ниже девонского разреза, в север-

ной части рассматриваемой площади в среднем течении р.Сирты-Су на востоке Сарысу-Тенизского водораздела. Она сложена бурными и желто-зелеными среднезернистыми песчаниками с прослоями лите-кристаллокластических и пелловых туфов липаритового состава, содержит неопределимые остатки растений. Мощность ее около 1200 м. Эта толща покрывается андезитом-базальтовыми порфиритами или туфогейными конгломератами основания девонской вулканогенной серии. Песчаники с прослоями липаритовых вулканитов мы относим к верхней части силурийской системы на основании сравнения их с верхней частью силурийского разреза района Кзыл-Эспе (Ковалевский, 1956; Бандалетов, 1969), где близкая по составу и строению толща залегает выше акканских известняков и покрывается известняковыми конгломератами караэспинской свиты жединского яруса (Решения..., 1976). В центре внутренней части пояса, севернее и западнее горы Мунглу, девонская вулканогенная серия залегает несогласно на песчаниках косогагинской свиты верхнего ордовика (Михайлов, Филиппова, 1959), а липаритовая угузтауская свита этой серии в горах Угузтау ложится на черные песчаники узакской свиты нижнего ордовика и на залегающую ниже по разрезу яшмовую свиту уртындальской серии, вероятно, также нижнеордовикскую.

Мунглинская свита в верховьях р.Коктас залегает на песчаниках ордовика без видимого углового несогласия (Щербакова, Филиппова, 1960). Обобщенный разрез свиты выглядит следующим образом. В основании ее находится невыдержанная пачка полимиктовых конгломератов, состоящая из галек миндалекаменных андезитом-базальтовых, андезитовых и дацитовых порфиритов, известняков с кораллами, красных яшм, амфиболитов. Выше лежат вулканические брекчии и лавы андезитом-базальтов. Следующая вверх мощная пачка представлена туфитами, вулканическими песчаниками и конгломератами с тонкими прослоями игниобритов и туфов липаритового состава; она снова сменяется вулканическими брекчиями и лавами андезитом-базальтов. Общая мощность приведенной части разреза около 1700 м. Верхние горизонты свиты обнажаются восточнее на горе Мунглу; от описанной части разреза они отделены разрывами. В основании видимого разреза горы Мунглу обнажаются лавы андезитом-базальтов, постепенно сменяющиеся андезитом-дацитовыми порфиритами, липаритовыми порфиритами и снова дацитовыми порфиритами (рис. I). Мощность этой части разреза около 500 м, а верхней пачки средних и кислых пород - 200 м.

На липаритовых порфирах или дацитовых порфиритах верхней

части мунглинской свиты лежат кристаллогниомбриты липаритового состава, выделенные в угузтаускую свиту (Шербакова, Филишова, 1960). В основании свиты находится горизонт литокластических гниомбритов, в северной части гор Угузтау этот горизонт ложится непосредственно на нижнепалеозойские песчаники. Внутри свиты прослеживаются горизонты туфогенных гравелитов, конгломератов или песчаников. В южной части гор Угузтау ниже кристаллогниомбритов, по данным В.Е.Проскурникова, залегают последовательно: туфы липаритового состава, туфогенные конгломераты с прослоями туфов, лавогниомбриты и туфы. Основание угузтауской свиты в этом районе сложено полимиктовыми песчаниками с линзами конгломератов, галька в которых представлена яшмами, диабазами, песчаниками, микрокварцитами. В песчаниках основания свиты В.Е.Проскурников обнаружил остатки растений: *Lidasimorphyton akkermensis* Senk., *Taeniocrada descheniana* (Goepf) Kr. et Wegl., *Protolopidodendron* cf. *scharyanum* Kr. (определения Н.М.Петросян).

Первая из форм широко распространена в морских и континентальных нижнедевонских отложениях Центрального Казахстана. Последняя обычно встречается в среднем девоне различных регионов. В частности, она широко распространена в далейских сланцах Чехословакии, которые до последнего времени относились к эйфельскому ярусу. Однако последние корреляции разрезов Западной Европы (Charles et al. 1972) показывают, что далейские слои соответствуют верхней части эмского яруса.

Между горами Мунглу и Угузтау, в горах Кызылкар в угузтауской свите появляются пласты андезито-базальтов, а на северном склоне горы Кара-Тюбе они преобладают в разрезе вулканогенной серии на уровне угузтауской свиты. Поэтому в этом районе угузтауская свита ранее не выделялась. Однако мы считаем возможным верхнюю часть разреза гор Каратюбе (см. рис. I), залегающую выше пласта андезито-дацитовых лав и сложенную андезито-базальтовыми лавами с прослоями липаритовых лав и гниомбритов, выделять в угузтаускую свиту. Эта часть разреза сильно насыщена также субвулканическими образованиями липаритов. Таким образом, в горах Кара-Тюбе устанавливается естественная преемственность разрезов верхней части мунглинской и угузтауской свит. Поэтому мы считаем возможным верхнюю часть мунглинской свиты относить к нижнему девону. В целом, мунглинская свита сопоставляется с

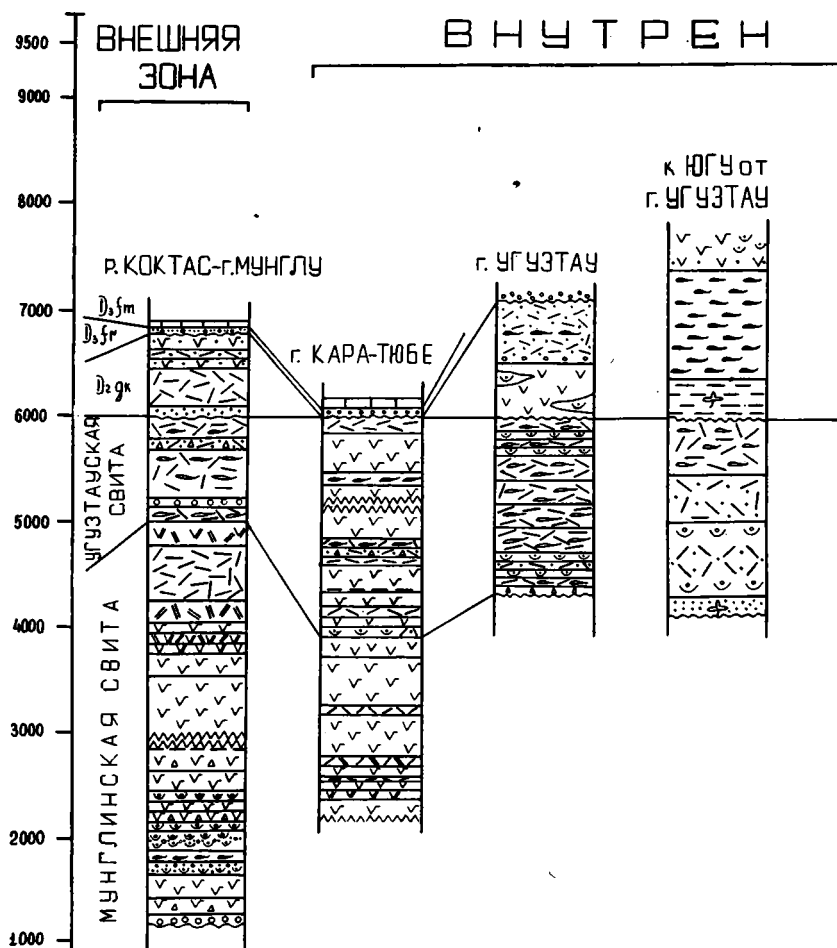
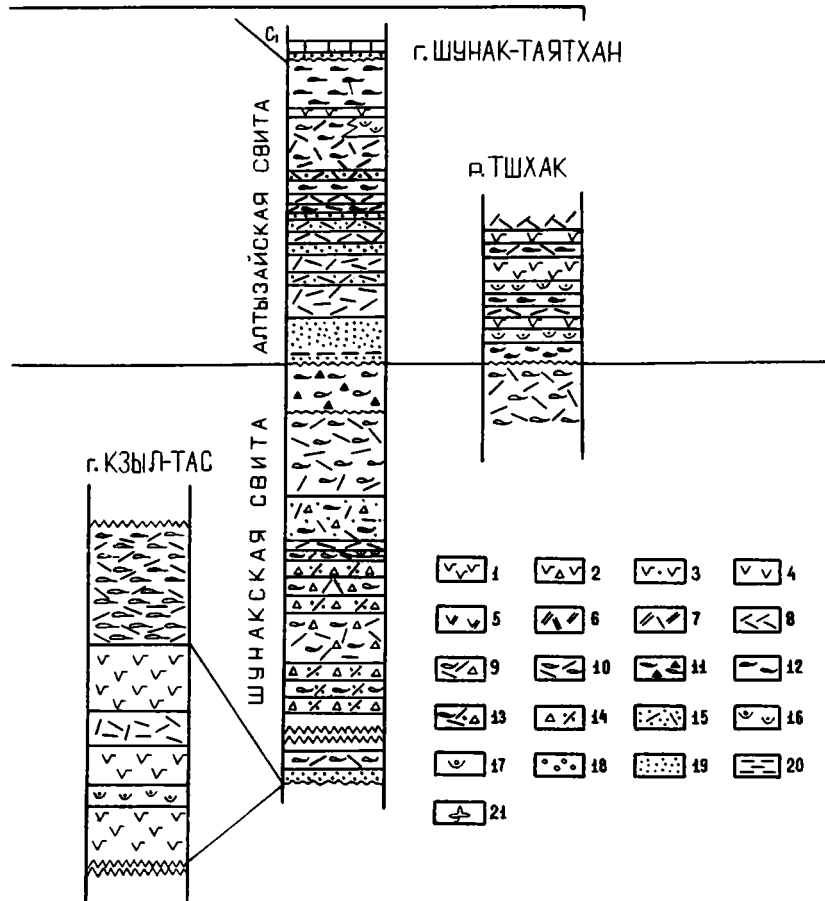


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов девона юго-западной ветви краевого вулканического пояса.

1 - лавы андезито-базальтового состава; 2 - вулканические брекчии андезито-базальтов; 3 - туфы андезито-базальтов; 4 - лавы андезитового состава; 5 - лавы андезито-дацитового состава; 6 - лавы дацитового состава; 7 - лавы дарито-липаритового состава; 8 - лавы липаритового состава; 9 - лавоигнимбриды липаритов; 10 - кристаллоигнимбриды липаритов; II - кластолавоигним-

НЯЯ ЗОНА



бриты липаритов; 12 - игнимбриты липаритов; 13 - игнимбри
видные грубообломочные туфы липаритов; 14 - грубообломочные
туфы липаритов; 15 - туфы липаритов; 16 - туфогенные песча
ки кислого состава; 17 - туфогенные конгломераты; 18 - кон
гломераты; 19 - полимиктовые песчаники; 20 - алевролиты; 2
известняки. Объяснения индексов см. в тексте

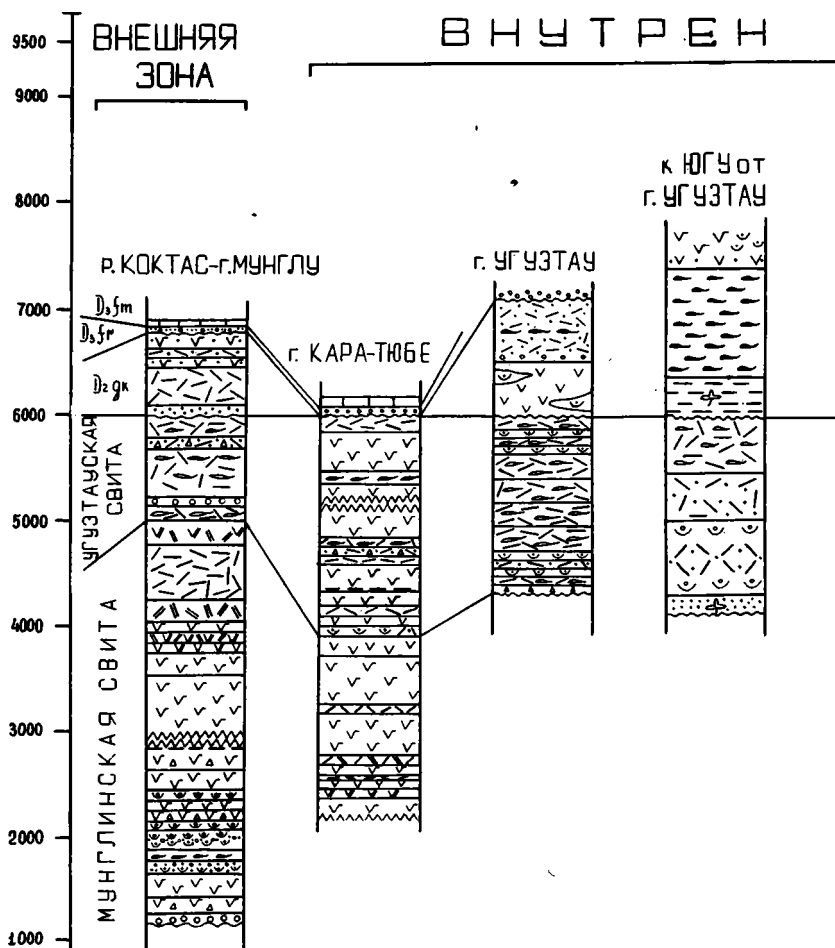
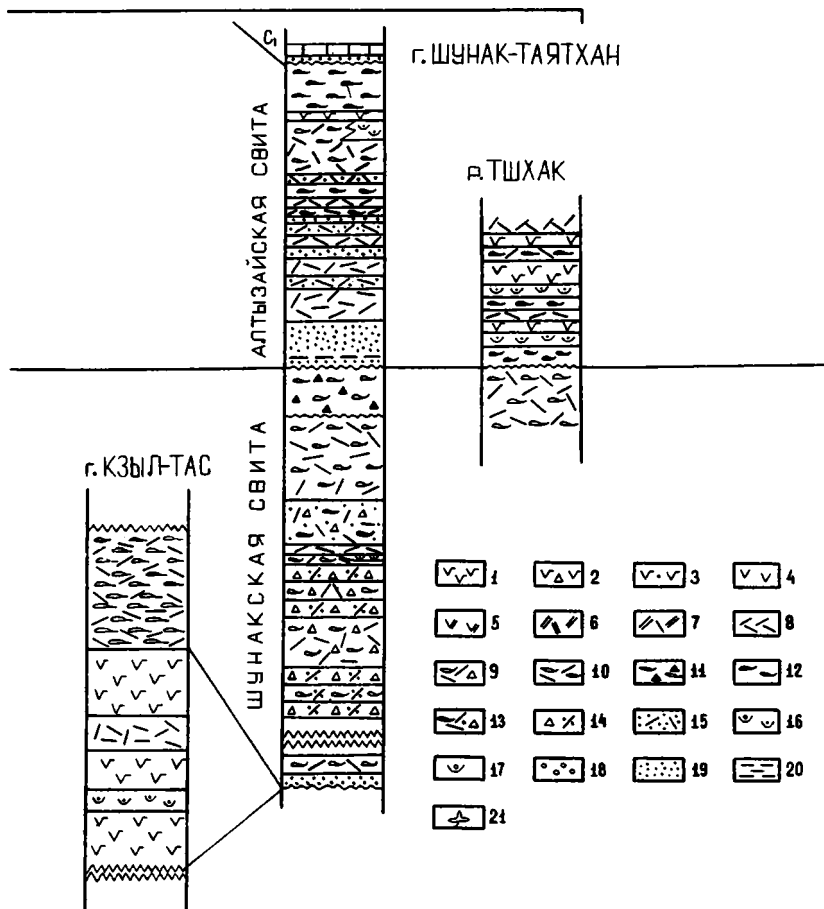


Рис. I. Схема сопоставления разрезов девона юго-западной ветви краевого вулканического пояса.

I - лавы андезито-базальтового состава; 2 - вулканические брекчии андезито-базальтов; 3 - туфы андезито-базальтов; 4 - лавы андезитового состава; 5 - лавы андезито-дацитового состава; 6 - лавы дацитового состава; 7 - лавы дацито-липаритового состава; 8 - лавы липаритового состава; 9 - лавоигнимброиты липаритов; 10 - кристаллоигнимброиты липаритов; II - кластолавоигним-

НЯЯ ЗОНА



бриты липаритов; 12 - игнимбриты липаритов; 13 - игнимбрито-видные грубообломочные туфы липаритов; 14 - грубообломочные туфы липаритов; 15 - туфы липаритов; 16 - туфогенные песчаники кислого состава; 17 - туфогенные конгломераты; 18 - конгломераты; 19 - полимиктовые песчаники; 20 - алевролиты; 21 - известняки. Объяснения индексов см. в тексте

коктасской свитой, поэтому, ее нижние горизонты вполне могут соответствовать самым верхам силура - приподольскому ярусу. Севернее гор Мунглу вдоль западного крыла Атасуйского антиклинория, по восточному крылу Джамльминской мульды прослеживаются фрагментарные выходы мунглинской и угузтауской свит.

Севернее Джамльминской мульды в среднем течении р. Сюрты-Су на крыльях Сюртисуйской брахантиклинали выше песчаников верхнего силура обнажаются аналоги тех же свит. Мунглинская свита лежит в одном структурном плане с силуром. На правобережье р. Сюртысу она представлена андезито-базальтовыми порфиридами и липарит-дацитовыми порфирами, на левом берегу нижняя толща андезито-базальтов, по-видимому, замещается туфогенными и вулканомиктовыми конгломератами, а верхняя часть представлена липарит-дацитовыми порфирами, угузтауская свита сложена липаритовыми вулканитами, лежащими с небольшим угловым или азимутальным несогласием на подстилающих породах. На левом берегу р. Сюрты-Су в горах Кунек угузтауская свита представлена толщей красных лавовогнимбритов с четкой флюидалностью и горизонтами лито-лавовогнимбритов в основании; видимая мощность ее около 1000 м. На правобережье р. Сюрты-Су в основании угузтауской свиты выделяется пачка туфогенных песчаников и гравелитов, лежащая несогласно на подстилающих породах; вулканогенная часть разреза сложена игнимбритами, кварцевыми порфирами и лавовогнимбритами. Аналоги приведенного разреза мы видим в южной части Сарысу-Тенизского водораздела, в ядре Шубаркульской горст-антиклинали.

Южнее гор Мунглу и Угузтау вновь мощный разрез девонской вулканогенной серии обнажается в горах Шунак и Каратас. Наиболее низкие горизонты серии обнажаются в ядре горста гряд Каратас. В этой районе видимый разрез свиты представлен преимущественно вулканитами андезито-базальтового состава, чередующимися с пачками туфогенных песчаников и гравелитов, в которых встречается обломочный материал основного и кислого состава, а также с пластами кварцевых песчаников и туфов липаритов. Видимая мощность свиты около 2000 м. Она покрывается согласно лавовогнимбритами шунакской свиты. По положению в разрезе андезито-базальтовые вулканиты можно сопоставить с мунглинской свитой. Однако следует иметь в виду, что южнее гряд Каратас в районе станции Новалы на крыле Кызыл-Эспинского антиклинория сверху разреза нижнесилурийских отложений лежат туфы среднего или основного состава, заплечистые алевролиты и известняки с брахиоподами венлокского (?)

возраста. *Stropheodonta belgaei* Bor., *Mesodouvilleina* sp., *Zugospira* sp. собраны Г.Т.Ушатинской и В.С.Милеевым, определены Г.Т.Ушатинской. Поэтому вполне вероятно и более древний возраст основных пород гряд Каратас.

Наиболее полный разрез шунакской свиты обнажается в горах Шунак. В целом вулканическая постройка липаритовых вулканитов гор Шунак имеет четкое двучленное строение. Основание ее образовано шунакской свитой, сложенной в основном лавоигнимбритами. Нижнюю подсвиту слагают темно-серые и лиловые лавоигнимбристы с четко выраженной флюидалностью, местами прерывающейся и переходящей в кварц-полевошпатовые линзы. Они заключают крупные и обильные, почти всегда оплавленные обломки материнской породы. Эти образования расслаиваются грубообломочными темно-зелеными литокластическими туфами липаритов, образующими пачки в 100-200 м. Завершается разрез подсвиты переслаивавшимися туфогенными песчаниками и алевролитами, липаритами, лавовыми брекчиями и грубообломочными игнимбритовыми литокластическими туфами. Видимая мощность нижней подсвиты около 2000 м.

Средняя подсвита сложена массивными, чрезвычайно однородными разностями кристаллоигнимбритов, внешне сходными с интрузивными породами, что определяется большим содержанием осколков и вкрапленников кварца и полевых шпатов. Эти породы практически не несут инородной примеси, лишь основание подсвиты обогащено обломками подстилающих пород. Пресловутые терригенные породы в этой части разреза крайне редки — маломощные линзовидные прослои туфогенных песчаников, гравелитов и конгломератов. Мощность средней подсвиты 500-700 м.

Разрез шунакской свиты (верхняя подсвита) завершает своеобразная толща кластолавоигнимбритов с обильными угловатыми обломками андезито-базальтов и липаритов различного размера — от нескольких сантиметров до 0,5 и даже 2-3 м. Эти породы распространены локально, фиксируя, по-видимому, наиболее активные вулканические центры. Мощность верхней подсвиты составляет не более 500 м. Общность петрографического состава шунакской и угузтауской свит и их одинаковое стратиграфическое положение позволяют считать их стратиграфическими аналогами.

На угузтауской и шунакской свитах севернее гор Мунглу, Угузтау и Шунак с разрывом залегает вулканогенно-осадочная или осадочно-вулканогенная свита, которая первыми исследователями этой территории (Чербакова, Филиппова, 1960) относилась к нижней

вулканогенно-осадочной толще жаксонской серии в соответствии с ее характеристикой, данной В.Г.Тихомировым (1961). Вулканогенно-осадочная свита слагает крылья Джайльминской мульды. Она сложена кварцевыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками, вулканомиктовыми песчаниками кислого состава, разделяющими пачки лав, игнимбритов и туфов липаритов; на отдельных участках в ней заключены линзы андезито-базальтовых порфиритов. По данным М.Н.Щербаковой, М.К.Бахтеева, А.Л.Юриной (Бахтеев и др., 1978), рассматриваемая свита включает остатки среднедевонских растений. Севернее гряд Угузтау в этой свите уменьшается количество осадочных пород, появляется достаточно мощная линза андезитовых порфиритов в основании свиты и андезито-базальтовых порфиритов вверху ее разреза. Основная часть свиты сложена липаритовыми игнимбритами. Мощность увеличивается до 2000 м.

В горах Шунак на шунакской свите с размывом залегает алтивайтская свита, являющаяся верхней частью вулканического комплекса гор Шунак. Неоднородный состав этой свиты, наличие в ее разрезе терригенных и пирокластических пород, широкое развитие субвулканических тел свидетельствует о затухании вулканической деятельности в этом районе. Алтивайтская свита сложена вулканомиктовыми и туфогенными песчаниками и гравелитами, чередующимися с пластами миндалекаменных и сферолоидных липаритов, реже - туфов лав и туфов. На разных уровнях в разрезе свиты встречаются единичные потоки андезито-базальтов, мощность которых не более 20-25 м. Для свиты чрезвычайно характерна фациальная неоднородность, резкие замещения по простиранию вулканических пород вулканогенно-осадочными и осадочными. Существенную часть свиты составляют субвулканические и экструзивные тела розовых и красновато-розовых липаритов, образующие непрерывную цепь северо-западного простирания и фиксирующие магмоподводящую зону. Большое структурное сходство липаритов, слагающих субвулканические штоки и излившиеся аналоги, свидетельствует о неглубоком залегании этих тел. В поле развития субвулканических тел нередко наблюдаются остатки кровли, сложенные переслаивающимися вулканогенно-осадочными и пирокластическими породами. Мощность свиты около 3000 м.

Вулканический комплекс покрывается свитой конгломератов и красноцветных песчаников с линзами липаритовых вулканитов. В центральной части района эта свита, по-видимому, соответствует

франскому ярусу, так как покрывается нижефаменскими отложениями. На севере в районе горы Кунек возможно она соответствует и нижнему фамену. В южной части площади севернее гор Шунак среднедевонские вулканиды с размывом покрываются красноцветными песчаниками, вероятно соответствующими фамену или турне.

Сопоставляя данные о строении и полноте разреза силурийских отложений рассматриваемой площади и прилегающей части варисцид (Ковалевский, 1956; Бандалетов, 1969; Четверикова, 1960; Минервин, 1973), а также данные о характере взаимоотношений девонской вулканогенной серии с подстилающими породами, мы можем следующим образом охарактеризовать историю ее развития в конце силура-начале девона. В конце раннего силура началось замыкание Конского прогиба на северо-западе рассматриваемой площади. В позднем силуре эта территория причленилась к области каледонской консолидации. В ее восточной части в это время располагался узкий прогиб Западно-Балхашской геосинклинали, обрамлявшийся с востока Атасуйской и Актау-Моинтинской геоантиклиналями. В конце позднего силура площадь Атасуйской геоантиклинали расширилась за счет центральной части этого прогиба. Вероятно в это время она соединилась с Бурунтавской геоантиклиналью Юго-Западного Прибалхашья. В начале девона одновременно с трансгрессией моря в прилегающих варисцидах (Александрова, 1956; Пупышев, 1960) началось формирование девонской вулканогенной серии краевого вулканического пояса. На месте предшествующих образованию пояса позднесилурийских геосинклиналей формируется мощный комплекс липаритовых вулканидов, который на отдельных участках подстилается андезито-базальтами или частично замещается ими. Эта площадь пояса непосредственно прилегает к крайним антиклинориям варисцид. К ней относятся левобережье р. Сурты-Су, горы Угузтау - их северное и южное продолжение, горы Шунак и, вероятно, Северо-Западное Прибалхашье до северного берега залива Каракамыс. Эту площадь пояса мы выделяем во внутреннюю или Шунакскую зону.

Юго-западнее на месте предшествующих образованию пояса геантиклинелей и на обширной площади силурийских прогибов, закончивших свое развитие к подземному силуру, формируется мощный комплекс вулканидов дифференцированной серии, надстраивающийся генетически не связанным с ним сравнительно маломощным липаритовым комплексом. Эту площадь мы выделяем во внешнюю зону пояса и к ней относим большую часть Сарысу-Тенизского водораздела, Юго-Западное Прибалхашье и Чулийские горы (рис. 2).

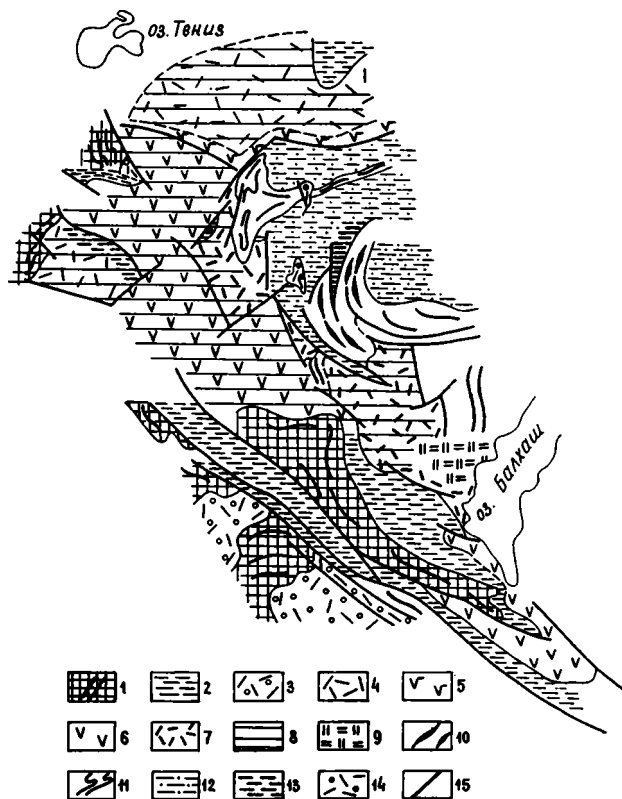


Рис. 2. Схема строения юго-западной ветви Центрально-Казехстанского краевого вулканического пояса.

Каледонский массив: 1 - антиклинории, в ядрах которых обнажаются докембрийские складчатые комплексы; 2 - синклинории, сложенные ордовиком и силуrom; 3 - наложенные впадины, сложенные красноцветными отложениями, липаритовыми вулканиитами девона и карбонатным комплексом нижнего карбона. Краевой вулканический пояс: 4 - внешняя зона широтной ветви пояса с преобладанием липаритовых вулканиитов на площади; 5 - внутренняя зона с преобладанием вулканиитов андезито-базальтового состава; 6 - внешняя зона юго-западной ветви пояса, сложенная базальт-андезит-лип-

Общие закономерности вулканизма юго-западной ветви краевого вулканического пояса

Закономерная смена вулканизма в пространстве подтверждается петрохимическими данными. Эти различия особенно отчетливо проявлены в раннем девоне. Основная особенность раннедевонского вулканизма внешней зоны заключается в существовании двух генетически независимых серий-формаций: базальт-андезит-липаритовой и липаритовой. К такому выводу нас приводит анализ диаграмм А.Н.Заварицкого ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO}$ и $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : \text{MgO} - \text{SiO}_2$), на которых фигуративные точки пород располагаются вдоль определенных линий, фиксирующих направление дифференциации.

Первой из двух серий присущи как известково-щелочные, так и субщелочные разности вулканитов. Тесная пространственная связь этих пород, частое переслаивание их в разрезе скорее всего свидетельствует о диффузии щелочей в процессе дифференциации. Фигуративные точки пород мунглинской свиты образуют непрерывный гомогромный базальт-андезит-липаритовый ряд, отражающий процесс фракционирования исходного базальтового состава. Дифференциация расплава протекала в направлении обогащения щелочами его кислых дериватов. Для основных и средних членов ряда щелочность обусловлена натрием, в средне-кислых и кислых разностях резко возрастает роль калия. Величина отношения $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ соответственно

ритовым комплексом в основании; 7 - внутренняя зона, сложенная лавоигнимбритами липаритового состава; 8 - площадь краевого вулканического пояса, перекрытая красноцветными терригенными отложениями верхнего девона и карбонатным комплексом турне; 9 - площадь краевого вулканического пояса, продолжающая развитие в карбоне. Варисциды: I0 - антиклинории, сложенные докембрийскими и нижнепалеозойскими отложениями; II - антиклинории, образованные нижним палеозоем; I2 - синклинории, сложенные ордовиком-нижним девонem; I3 - наиболее протгнутая часть Успенского синклинория, образованная вулканогенно-осадочным комплексом живетско-франского возраста и кремнисто-глинистыми отложениями турне; I4 - наложенные мулдьы антиклинориев варисцид, образованные живетско-франским осадочно-вулканогенным комплексом и карбонатными отложениями турне; I5 - основные разрывы, разделяющие зоны различной истории развития

меняется: 0,42 в базальтах; в андезитах - андезито-дацитов и дацитах 0,79-0,82; в липаритах 1,5. В этом же направлении происходит обеднение расплава железом и особенно магнием; при этом величина коэффициента железистости постепенно возрастает в основных и средних членах дифференциального ряда и скачкообразно - в конечной липаритовой группе. Общая железистость, отражающая величину парциального давления расплава, меняется от 0,30 в базальтах до 0,46-0,52 в липаритах.

Раннедевонский вулканизм внешней зоны пояса завершается однородной серией своеобразных лавоигнимбритов угузтауской свиты трахилипаритового и трахилипарито-дацитового состава, не обнаруживающих генетических связей с описанной непрерывной серией. Лавоигнимбриты отличаются от своих аналогов непрерывной серии несколько пониженным содержанием щелочей, причем натрия в больших количествах находится в лавоигнимбритах, по сравнению с липаритами, а содержание калия, напротив, в них всегда меньше. Это нашло отражение в величине отношения K_2O/Na_2O которое, соответственно, составляет 1,08-1,21 и 1,54-1,85. Не менее важным является не всегда выдержанная, но более низкая величина коэффициента железистости, также неустойчивая, но достаточно большая общая железистость.

Однородная липаритовая серия внутренней зоны пояса (Шунакский массив) представлена в основном лавоигнимбритами, реже - кристаллоигнимбритами и липаритами. Эти разности при несомненной генетической связи обнаруживают некоторые отличия химического состава, что определяется, по-видимому, как слабыми процессами дифференциации, так и возможной разобщенностью отдельных магматических камер. Все выделенные разности вулканических пород, относящиеся к щелочноземельной группе, характеризуются высокой величиной коэффициента железистости (таблица). Достаточно большие содержания железа, титана и кальция отличают их от аналогов во внешней зоне. Лаво- и кристаллоигнимбриты отличается малая общая железистость, значительно увеличивающаяся в липаритах. В зависимости от структурных особенностей липаритов устанавливаются колебания в содержании щелочей. Наибольшие содержания отмечены в лавах, меньше - в лавоигнимбритах, и совсем малые - в кристаллоигнимбритах. Для всех вулканитов этой зоны характерно преобладание натрия над калием.

В среднем девоне на территории внешней и внутренней зон

наиболее полно проявлен липаритовый вулканизм, лишь в приразломных участках концентрируются андезиты, являющиеся продуктами средне-основного расплава. В среднедевонских липаритах и игнимбритах, характеризующихся более высокой, по сравнению с их нижедевонскими аналогами, кремнекислотностью, значительно уменьшается содержание фемических компонентов и натрия при резко возрастающей роли калия. В них устанавливаются достаточно большие, превышающие единицу, величины K_2O/Na_2O . Рассматриваемые породы внешней и внутренней зон, также как и нижедевонские вулканиды, существенно отличаются по содержанию железа, магния, кальция и глинозема. Так, вулканиды внутренней зоны более железисты, глиноземисты, в то время как в липаритах внешней зоны значительно больше магния.

Тектоническая позиция выделенных зон определила глубину заложения магматических очагов, пути и скорость поступления магматических расплавов к поверхности. В стабильной, тектонически малоактивной внешней зоне пояса глубокая дифференцированность базальтового расплава объясняется небольшой скоростью его движения. Во внутренней зоне, прилежащей к варисцийской геосинклинальной области образуется анатектический газо-водонасыщенный расплав, обладающий значительной скоростью движения, исключающей возможность его дифференциации. Этому способствовали многочисленные расколы, выводившие магму на поверхность. Большое разнообразие структурных типов вулканидов отражают пульсирующий характер вулканизма.

Обособление в пределах юго-западной ветви пояса его внутренней зоны, характеризующейся наиболее интенсивным и контрастным вулканизмом, мы связываем с увеличением контрастности движений в начале девона области каледонской консолидации и Джунгаро-Балхашской мегасинклинальной зоны варисцид. В прилежащих районах в это время (жедин-эмс) происходит расширение и усиление прогибания Акжал-Аксоранский (Путышев, 1960) и Успенской геосинклиналей, рост Актауской ветви Актау-Моингинского геосинклинального поднятия. Внутренняя, Шунакская зона обладает в общем признаками, характерными в целом для широтной ветви пояса. Однако расположение ее вблизи краевых антиклинорий варисцид, в ядрах которых обнажаются протерозойские толщи с гранитоиднейсами, свидетельствует о том, что в рассматриваемом случае внутренняя зона вулканического пояса закладывалась на сформировавшейся континен-

Таблица

Средние химические составы основных типов пород

Зоны	Возраст	Магматические серии	№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Na ₂ O +K ₂ O	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	f	$\frac{Fe^{2+}}{Fe}$
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
В н е ш н я я	Нижний девон	Непрерывная (мунглинская свита)	1	49,76	1,03	16,43	9,34	7,54	8,11	2,23	0,94	3,17	0,42	55	0,30
			2	50,35	1,65	16,5	9,22	5,84	6,57	3,54	1,87	5,41	0,28	61	0,34
			3	53,99	1,17	15,76	8,77	4,30	6,45	3,15	1,64	4,79	0,52	67	0,4
			4	52,55	1,07	18,38	8,53	4,40	5,55	4,27	2,18	6,45	0,51	66	0,42
			5	59,62	0,78	17,51	7,24	2,31	4,46	3,36	2,64	6,00	0,79	76	0,49
			6	60,91	1,00	14,93	7,91	2,47	4,29	3,27	3,28	6,55	1,00	76	0,32
			7	64,57	0,68	14,97	5,64	1,45	1,54	4,50	3,71	8,21	0,82	79	0,50
			8	69,99	0,43	13,62	3,91	0,89	0,80	3,44	5,15	8,59	1,49	81	0,43
			9	73,6	0,20	12,5	3,01	0,7	0,82	2,9	4,52	7,5	1,5	92	0,4
			10	74,21	0,17	12,3	2,9	0,21	0,49	3,45	5,31	8,76	1,54	83	0,52
В н е ш н я я	Средний девон	Однородная (угуздауская, шунакская свиты)	11	71,34	0,24	13,72	3,16	0,64	0,69	3,81	4,63	8,44	1,21	83	0,54
			12	73,45	0,20	12,78	2,84	0,66	0,74	4,01	4,27	8,28	1,06	87	0,42
		Контрастная (жаксыгонская свита)	13	57,9	0,89	15,3	6,71	5,18	6,00	2,72	2,38	5,1	0,87	41	0,48
			14	76,12	0,24	10,77	3,47	0,52	0,18	0,64	6,70	7,34	10,4	78	0,73

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Внутренняя	Нижний девон	Однородная (шунакская свита)	15	75,08	0,22	11,02	3,8	0,29	0,26	0,93	6,89	7,82	7,41	93	0,62
			16	72,73	0,40	13,20	3,13	0,52	1,09	4,23	4,06	8,29	0,95	86	0,32
			17	72,42	0,27	13,02	3,82	0,29	1,29	4,29	2,87	7,16	0,66	93	0,4
			18	74,83	0,31	12,09	3,09	0,33	0,96	4,61	3,55	8,16	0,77	90	0,44
	Средний девон	Контрастная (алтывайт- ская свита)	19	58,56	0,71	17,42	6,09	2,92	4,76	4,33	1,68	6,01	0,39	52	0,48
			20	58,44	1,64	15,64	7,02	2,60	2,89	3,24	3,9	7,14	1,2	59	0,23
			21	75,7	0,18	11,65	3,78	0,3	0,48	3,08	4,44	7,52	1,44	93	0,42
			22	75,96	0,17	11,10	2,82	сл.	0,54	3,44	5,46	8,9	1,6	100	0,15

Базальт - 1; трахибазальт - 2; андезит-базальт - 3; трахиандезит-базальт - 4; андезит - 13, 18; трахиандезит - 6, 20; тр. х. дацит - 7; трахилипарито-дацит - 8; липарит - 9, 14, 15, 21; трахилипарит - 10, 16, 22. Кристаллоигнимбиты: а) трахилипарито-дацитового состава - 11, б) трахилипаритового состава - 12. Лавоигнимбиты: а) липаритового состава - 17, б) трахилипаритового состава - 18

тальной коре. Поэтому, в контрастной серии ее внутренней зоны резко преобладают липаритовые вулканиты. Образования внешней зоны юго-западной ветви пояса связывается с меньшей контрастностью движений внутри каледонской области.

Литература

Александрова М.И. Геологическое строение Сары-Су-Балхашского водораздела в свете новых данных. - В кн.: Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Нов. серия, вып. 19, Л., 1956.

Бандалетов С.М. Силур Казахстана. Алма-Ата, 1969.

Беляев О.Е., Кабанов Ю.Ф., Четверикова Н.П., Юнаковская Ю.В. Строение восточной части области сочленения каледонид и варисцид по геофизическим данным. - "Бюлл.МОИП. Отд.геол.", 1972, т.47, вып. 5.

Бахтеев М.К., Бузмаков Е.Н., Васюков Ю.А., Рожнов А.А., Сорокина И.М., Юрина А.Л. Об аналогах жаксонской серии в Ата-сайском районе (Центральный Казахстан). - "Изв. АН КазССР", 1978, № 4.

Богданов А.А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. - В кн.: Тектоника СССР, т. I, 1948.

Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. "Бюлл. МОИП. Отд.геол.", 1959, т. XXXIV, вып. I.

Журавлев Б.Я., Завражнов В.Н., Урываева А.П., Федоров Т.О., Четверикова Н.П., Чечик Н.Д. Вулканические комплексы и эволюция девонского вулканизма краевого вулканического пояса Ц.Казахстана. - В кн.: Корреляционные схемы магматических комплексов Казахстана. Алма-Ата, 1977.

Келлер Б.М., Крылов И.Н., Негрей Е.В. Палеозой Западного Прибалхашья в районе пос. Мынарал. - "Изв. АН. Серия геол.", 1958, № 10.

Ковалевский О.П. Силурийские табуляты и гелмолитиды Центрального Казахстана и их стратиграфическое значение. - Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геолога-минер. наук, М., 1956.

Маркова Н.Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Мазарович О.А. Сарысуйский глубинный шов. - "Вестн. Моск. ун-та. Серия геол.", 1961, № 6.

Минервин О.В. Стратиграфия нижнего палеозоя и силура и геологическое развитие каледонид Приишимья и Сары-Су-Тенизского водораздела. - Автореф. на соиск. учен. степ. канд. геолого-минер. наук, М, 1973.

Михайлов А.Е., Филиппова И.Б. Ордовикские отложения Верхне-Атасуйского района Ц.Казахстана. - "Сов.геол.", 1959, № 3.

Михайлов А.Е. Тектоника среднего и верхнего палеозоя зап. части Ц.Казахстана. М., "Наука", 1969.

Пупышев Н.А. Девон Северо-Западного Прибалхашья. - "Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия", вып. 33, Л., 1960.

Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия и палеозоя Восточного Казахстана. 1971. Л., 1976.

Рукавишникова Т.Б. и др. Стратиграфия нижнесилурийских отложений Чу-Илийских гор. - "Материалы по геологии и пол. ископаемым Южного Казахстана", вып. 4, Алма-Ата, 1971.

Сенкевич М.А. Стратиграфическое расчленение девонских вулканогенных и осадочных образований Южного и Западного Прибалхашья. - "Труды лаб.палеовулканологии", вып. 3, 1964.

Тектоническая карта СССР м-ба 1:10 000 000. Под ред. А.А. Богданова, М., 1961.

Тихомиров В.Г., Тихомирова Э.И. Вулканогенный девон Сары-Су-Тенизского воднятия. - "Изв.ВУЗов", 1961, № 6.

Токмачева С.Г. О возрасте коктаасской свиты в Юго-Западном Прибалхашье. - В кн.: Материалы по геологии и пол. ископаемым Южного Казахстана, вып. 4, Алма-Ата, 1971.

Токмачева С.Г., Парецкий И.И., Палец Л.М. Верхний силур и девон Западного и Юго-Западного Прибалхашья и Юго-Восточной Бетпак-Далы. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т.П. Алма-Ата, 1974

Четверикова Н.П. Тектоника зоны сочленения каледонид и вагисцид в Центральном Казахстане. - "Бюлл.МОИП. Отд.геол.", 1970, т. XLV, вып. 6.

Четверикова Н.П. Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. - "Бюлл.МОИП. Отд. геол.", 1966, т. 31, вып. 2.

Четверикова Н.П., Урываева А.П., Федоров Т.О. Особенности строения магматического комплекса девонского краевого вулканического пояса. В сб.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, т.Х. М., Изд-во Моск.ун-та, 1971.

Щербакова М.Н., Филиппова И.Б. Стратиграфия девонских отложений Верхнеатасуйского района. "Изв. ВУЗов. Сер. геол. и разведка", 1960, № 1.

Carls P., J. Gandl, H. Gross-Uffenorde, H. Jahne, H. Walliser. Neue Daten zur Grenze Unter/Mittel-Devon. "Ned. Stratigr.", Leiden, 1972.

И.А.Пославская, Г.Т.Ушатинская

Литология и условия накопления нижнего девона
Нурина синклинали

Вопросы стратиграфии нижнего девона, положение, его границы и ярусное расчленение являются предметами широкого обсуждения в литературе. Поэтому детальное описание одного из наиболее полных в Центральном Казахстане разрезов нижнего девона представляет несомненный интерес. Он сложен терригенными отложениями с примесью пирокластического материала различного состава, включает отдельные прослои, обогащенные остатками фауны.

Вопросы стратиграфии, расчленения и корреляции нижнедевонских отложений Нурина синклинали освещены в работах А.А. Богданова (1939), А.А.Богданова и др., (1960), Н.К.Двойченко и др. (1962), Н.П.Четвериковой и др.(1966), О.А.Мазаровича, С.А.Мигдисова и др.(1977). В статье дано описание раннедевонских отложений, распространенных вдоль южной границы девонского вулканического пояса, от Сарыкольской синклинали на западе, до Центрально-Казахстанского разлома - на востоке. На юге они ограничены Тектурмасским антиклинорием и серией гранитных массивов топарского комплекса. Литологическая и седиментологическая характеристика морских осадков нижнего девона позволяет провести корреляцию с немскими континентальными вулканитами пояса и тем самым уточнить их возраст. В работе использованы результаты крупномасштабных геологических съемок и специальных работ О.Е.Белыева, Е.А.Беленко, Т.В.Константинович, Л.Т.Протасевича, М.Я.Решко, С.А.Мигдисова, В.И.Ягвкина и др., а также авторов.

Нижнедевонские отложения в зависимости от количества в них содержащегося эффузивного материала относились на данной территории к Биотарской или саумалкольской свитам. Биотарская свита была выделена А.А.Богдановым и Н.П.Четвериковой на западе синклинали (1955). На востоке его С.А.Мигдисов и М.Я.Решко разде-

лили ее на пять подсвит со следующей возрастной корреляцией (таблица).

Таблица
Схема расчленения нижнего девона Нурынского и
Карасорского синклиналиев

ярусы	горизонты	свиты		подсвиты
верхний эмс	казахский	саумалколь- ская ?	биотарская	пятая, четвертая
нижний эмс	сардальский			третья
зигенский	прибалхашский			вторая
	конбайтальский			
жединский	айнасуйский			первая

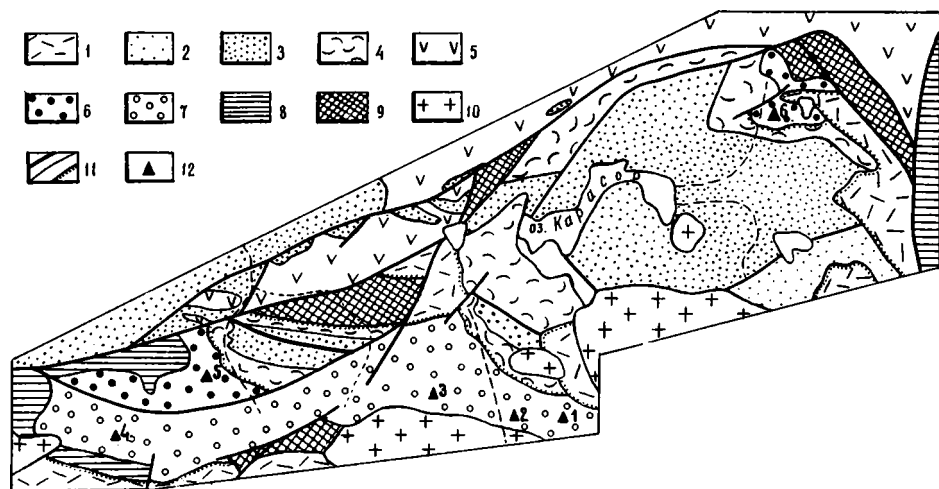
В пределах Нурынского синклинория выделены северная и южная фациальные зоны. Граница между ними проходит по разрывным нарушениям обычно северо-западного простирания (рисунок).

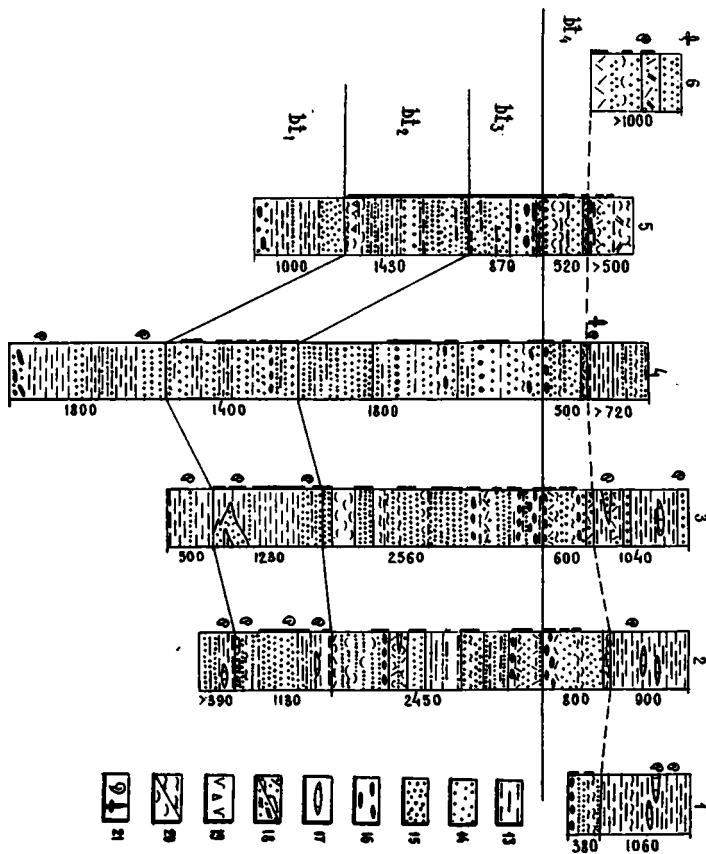
Первая подсвита биотарской свиты включает верхнюю часть сарыкольской свиты А.А.Богданова (1939), имеющую ясно выраженное трансгрессивное строение. В основании располагается 200-метровая толща конгломератов и грубозернистых песчаников, вверху — толща алевролитов с линзами глинистых известняков. Мощность подсвиты равна 1800 м на юге и сокращается до 1000 м на севере. Все породы окрашены в различные оттенки зеленого цвета, преобладают темные тона. И песчаники, и конгломераты — полимиктовые, состоят из обломков метаморфических пород, измененных эффузивов, осадочных пород, реже кремнистых и интрузивных. Окатанность хорошая, средняя, слоистость — градационная в песчаниках или параллельно-волнистая в алевролитах. Обычно слоистость в алевролитах нарушена деятельностью роющих организмов. К алевролитам и известнякам приурочены многочисленные находки остатков брахиопод, криноидей, пелеципод, кораллов, мшанок¹⁾, что говорит о существовании во время накопления первой подсвиты

¹⁾ Полные списки фауны биотарской свиты приведены в статье О.А.Мазаровича и др. (1977).

Рис. Схема геологического строения восточной части Нурийского синклинория и разрезы биотарской свиты.

1 - верхнепалеозойские вулканы; 2 - фаменский ярус; 3 - ордабайская и акбастауская свиты; 4 - жандарская свита; 5 - кайдаульская свита; 6 - биотарская и саумалкольская свиты северной фациальной зоны; 7 - биотарская свита южной фациальной зоны; 8 - исеньская и ермекская свиты силура; 9 - нижний палеозой и докембрий; 10 - интрузивные образования; 11 - геологические границы; 12 - места нахождения разрезов; 13 - алевролиты; 14 - песчаники мелко-среднезернистые; 15 - песчаники грубозернистые; 16 - конгломераты; 17 - известняки; 18 - туфы липаритового, дацитового состава; 19 - туфы андезито-базальтового состава; 20 - пепловые туфы и туфопесчаники; 21 - местоположение в разрезе фауны и флоры





нормальных морских условий. Среди остатков примерно в равном соотношении находятся толстораковинные округлые формы (*Siebertella*, *Wilsoniella*, *Atrypa*, *Eospirifer*, *Delthyris*), приспособленные к жизни на мелководье при значительном движении волн, а также с тонкими плоскими раковинами *Tastaria*, *Glossoleptaena*, *Strophonella*, *Douvillina* и др., жившие неприкрепленными на мягком илистом дне в условиях спокойной гидродинамической обстановки. Вероятно, распространенное в первой подсвите брахиоподовое сообщество обитало в сублиторали на краю зоны волнения, где чередовались участки с умеренным движением волн и спокойные тихие зоны. Фациальные изменения в первой подсвите происходят в пачке конгломератов, в северной зоне они валунные, в южной мелкогалечные. Эти изменения отражают рост поднятий на западе и на севере, в пределах вулканического пояса. То есть, во время накопления первой подсвиты, всю территорию покрывало море, затопившее этот район еще в силурийское время. Об этом свидетельствует однообразие минералогического и гранулометрического состава и тех и других осадков.

Нижняя часть первой подсвиты принадлежит айнасуйскому горизонту (Ушатинская, 1975). Возраст айнасуйского горизонта до сих пор дискусионен, несмотря на обилие в нем органических остатков и длительную историю его изучения. Наиболее убедительно по составу бентосной фауны проводится его корреляция с прижидолом и низами жединского яруса (точнее с их аналогами в Чехословакии и Подолии (Бондаренко, Стукалина, Ушатинская, 1975). Найденные в Северном Прибалхашье в основании айнасуйского граптолиты были определены Н.Ф. Михайловой как принадлежащие зоне *Monograptus uniformis*. Эти данные заставили отнести весь айнасуйский горизонт к нижнему жедину (Бандалетов, 1971). Однако в последние годы Т.Н. Корень посетила места сборов граптолитов и высказала сомнения в присутствии в нижней части айнасуйского горизонта зоны *Monograptus*. По ее предварительному заключению, эти граптолиты скорее принадлежат какой-то части прижидола, т.е. верхнему силуру. Так или иначе нижняя часть первой подсвиты соответствует пограничным слоям силура и девона.

Вторая подсвита сложена чередованием пачек зеленоцветных песчаников, алевролитов и пестроцветных песчаников с прослоями красных алевролитов. Мощность ее на востоке южной зоны - 1100 м. В основании располагается пачка песчаников зеленых и пестрых, с линзами известняков. Средину разреза занимает толща более грубых пестроцветных песчаников и красных алевролитов. Здесь в песчаниках по-

является и вверх по разрезу увеличивается количество обломков эффузивов основного и кислого состава. Отмечаются горизонты с глинистыми окатышами и слои черных песчаников. Вверху разреза обособляется толща переслаивания песчаников зеленых мелко-тонкозернистых и пестрых с горизонтами гравелитов. Слоистость в основании подсвита градационная. Вверх, вместе с углублением материала слоистость становится косой пологопадающей, однонаправленной, мульдовой, а в алевролитах — перекрестной.

В западной части южной зоны мощность подсвита достигает 1400 м. В середине подсвита в красноцветных алевролитах и песчаниках начинают преобладать обломки краснокаменно-измененных эффузивов среднего и основного состава, а в верхней половине разреза увеличивается количество грубообломочного материала. Слоистость в этих частях разреза косая с инверсионным строением ритмов. В северной зоне мощность подсвита практически не меняется. Из низов разреза исчезают зеленоцветные разности, уступая место пестроцветным и красноцветным песчаникам, гравелитам, конгломератам. В середине разреза располагается толща туфов и туфогенных алевролитов основного состава лилового и красного цветов. Слоистость косая различных типов. Из зеленых песчаников в южной зоне собраны брахиоподы плохой сохранности. Они немногочисленны и условно коррелируются с прибалхасским горизонтом Северного Прибалхашья, а их возраст определяется в соответствии с возрастом последнего как верхи жедина-низи зигена.

Формирование второй подсвита происходило при отступлении и обмелении морского бассейна. Морские условия сохранялись только на востоке южной зоны. Повсеместно выдерживается регрессивный стиль строения разреза. Характер слоистости в псаммитовых разностях в северной фациальной зоне отвечает условиям интенсивного гидродинамического режима, наиболее типичного для русловых и дельтовых потоков. Пачки тонкообломочных осадков накапливались в зоне приливно-отливных течений в пределах отмелей части бассейна или залива, возможно, отшнурованного от открытого моря отмелями и косами. В песчаниках и алевролитах средней части подсвита появляются обломки вулканитов, а на севере — туфов основного состава, принесенных с севера из района вулканического пояса. Там в это время происходили первые мощные извержения лав основного состава, вероятно, отвечающие началу накопления пешенькаринской свиты. Следует отметить, что при движении на восток обломки основных вулканитов в песчаниках исчезают, уступая место обломкам кислых эффузивов.

Можно предположить, что такая смена обусловлена особенностями вулканизма в пределах самого пояса.

Третья подсвита представлена наиболее сложно построенной полифациальной толщей зеленых и пестрых песчаников, конгломератов, алевролитов с примесью вулканитов кислого состава. На востоке южной зоны ее мощность достигает 2,5 км. В основании подсвиты обособляется пачка песчаников, обогащенных обломками и прослоями кислых вулканитов. В средней части разреза располагаются тонкообломочные породы, преимущественно алевролиты, вверх по разрезу происходит увеличение зернистости пород, отмечаются линзы конгломератов и пакеты косослоистых черных песчаников. Песчаники данной подсвиты вулканомиктовые, переполнены обломками кислых эффузивов и содержат значительное количество кварца вулканогенного происхождения. На западе южной зоны мощность подсвиты сокращается до 1400 м. В ее основании помещаются субаркозовые песчаники с обломками кислых вулканитов. В середине разреза преобладают мелко- и среднезернистые песчаники, состав которых через каждый 70-100 м меняется от вулканомиктовых с преобладанием обломков основных эффузивов до вулканомиктовых с преобладанием кислых. И в тех и в других возрастает количество обломков осадочных пород. В верхней части разреза обособляются крупнозернистые пестрые песчаники с горизонтами гравелитов и пакетами косослоистых черных песчаников. Слоистость по всему разрезу параллельная, слабоволнистая, редко пологая косая или мульдовая.

В северной зоне третья подсвита сложена резко контрастной в гранулометрическом отношении серией пород, мощностью 870 м. Переход в ней от конгломератов вверх по разрезу до алевролитов происходит на расстоянии 2-5 м. Слоистость в этих отложениях удивительно разнообразна, преобладает косая, круто и полого падающая с четким и постепенным срезанием серий. В алевролитах присутствуют трещины усыхания и разнонаправленная косая слоистость. В верхней части подсвиты появляются горизонты туфов кислого состава, иногда с признаками спекания витрокластического материала.

Находки в третьей подсвите иктиофауны из рода *Imnaspis* делают достаточно обоснованной ее корреляцию с сарджальским горизонтом. Возраст последнего - верхи зигена - нижний эмс.

В южной зоне во время накопления третьей подсвиты сохранялись морские условия, характерен все ускоряющийся темп поступления обломочного материала. В северной зоне осадки отлагались в переходной прибрежной области, то осушавшейся, то покрывавшейся

морем. Она была расположена в непосредственной близости к источникам сноса, материал откуда приносился пролювиальными, аллювиальными и агломератовыми потоками. Основной областью, поставившей преимущественно пирокласты кислого состава, был вулканический пояс. На уровне третьей подсветы резко возрастает количество обломков кислых вулкаников в песчаниках, появляются горизонты пепловых, пизолитовых, кристалло- и литокластических туфов кислого состава по всему разрезу, на площади всех зон. Вероятно, уровень данной подсветы отвечает началу активных извержений кислых эффузивов семизбутинской свиты.

Четвертая подсвета в южной зоне состоит из двух толщ. Нижняя сложена песчаниками и конгломератами с большим количеством обломков кремнистых пород типа яшмоидов зеленого и красного цвета мощностью 500 м. Здесь же отмечаются тонкие прослои красных аргиллитов. Верхняя представлена монотонной 1,5 км толщей желто-зеленых алевролитов и аргиллитов, обычно известковистых, с тонкой параллельной слоистостью, реже волнистой или косой полого наклонной. Присутствуют линзовидные прослои известняка и многочисленные горизонты туфов кварцевых липаритовых порфиров, пепловых кристалло-литокластических, пизолитовых. В верхней толще собраны многочисленные остатки кораллов, мшанок, брахиопод, двустворок, трилобитов, морских лилий и отпечатки растений. В восточной части южной зоны в основании подсветы сокращается количество известняков и незначительно увеличивается роль грубообломочных пород, а в верхней половине разреза появляются прослои и пачки мелко- и среднезернистых песчаников. Мощность остается неизменной. В северной зоне четвертая подсвета сильно обогащена вулканогенным материалом кислого состава. Конгломераты в основании разреза замещаются на гравелиты и грубозернистые песчаники, переполненные обломками кислых эффузивов и галькой кремнистых пород. Вместо разрозненных маломощных прослоев пепловых туфов здесь по всему разрезу появляются горизонты кристаллолитокластических туфов, некоторые сохраняют первоначальную лиловатую окраску. Обособляются пачки туфогенных песчаников и алевролитов. Еще дальше на север, в области распространения саумалкольской свиты туфы кислого состава слагают пачки мощностью более 100 м. Среди песчаников отмечаются пестроцветные разности, есть линзовидные прослои туфогравелитов. Слоистость в песчаниках остается спокойной, параллельной, слабо волнистой. По составу песчаники данной подсветы вулканические с преобладанием обломков кислых вулкаников, реже субаркозовые. В грубозернистых разностях, особенно на

где, впервые отмечается многочисленная галька кремнистых пород.

Можно предположить, что во время накопления четвертой подсвита вся территория снова покрывается морем, вероятно, с относительно спокойным режимом осадконакопления. Наиболее удаленные от областей сноса участки бассейна располагались на востоке южной зоны. Вся северная зона, сохраняя морской режим осадконакопления, находилась в непосредственной близости к источникам кислотного вулканизма, которые располагались севернее и северо-восточнее. Обильное поступление вулканического материала незначительно меняло гидродинамический режим бассейна, сохраняющего черты компенсированного прогиба со спокойными условиями накопления осадков. Все пакки и пласты грубых туфов запечатаны мелко-среднезернистыми горизонтально-слоистыми часто известковистыми песчаниками с обильной фауной.

По составу фауны брахиопод здесь выделяется два сообщества. В первом, приуроченном к известково-алевролитовым линзам, преобладают толстораковинные спирифериды, много ортид, атрипид. Все эти формы были приспособлены к обитанию в бурной, неспокойной обстановке мелководья. Второе сообщество, в котором присутствуют в массовом количестве исключительно хонетиды (рода *Chonetes*, *Nurochonetes*) приурочено к тонкозернистым слоистым песчаникам и алевролитам. Оно обитало, вероятно, на более спокойных участках морского дна, где волнение вряд ли было сильным. Но временами в результате каких-то резких изменений: подвижек дна, извержений, происходила быстрая гибель и захоронение этого сообщества, раковины покрывались осадком, сходным с материалом субстрата, на поверхности которого могли вновь селиться те же брахиоподы. Богатая и разнообразная фауна брахиопод представлена как местными видами, так и известными в ряде регионов за пределами Казахстана. По составу фауны данная подсвита соответствует казахскому горизонту Северного Прибалхашья и верхнему эмсу международной схемы.

Пятая подсвита обнаружена лишь на территории южной зоны, где она представлена 500–800-метровой толщей пестроцветных алевролитов и песчаников с единичными пластами кремнистых гравелитов и конгломератов (типа четвертой подсвита). Вверх по разрезу увеличивается количество грубообломочного материала, параллельная слоистость сменяется волнистой, косой и перекрестной. Пласты туфов присутствуют по всему разрезу, но это уже лишь пепловые туфы. В данной подсвите найдены многочисленные обломки стеблей растений с

ободранной корой. Небольшая площадь выходов на поверхность подсвиты затрудняет выявление фациальных изменений. Весь разрез подсвиты несет явные черты регрессивного строения.

Выводы

Раннедевонские отложения принадлежат двум фациальным зонам. Южная отвечает условиям открытого бассейна, северная - несет признаки близости суши. В течение всего жединского времени (время образования первой подсвиты) площадь Нуринаского прогиба была покрыта морем. Данные о расположении береговой линии отсутствуют. Обломочный материал поступал с запада и, возможно, с севера за счет разрушения поднятий, сложенных древними метаморфическими породами, перекристаллизованными вулканитами основного состава и яшмоидами ордовика.

В начале зигена (время образования середины второй подсвиты) начинается сокращение морской трансгрессии. На севере и частично на юго-западе отшнуровываются отдельные лагуны, на юго-востоке сохраняется морской режим, но в осадках ясно чувствуется близость побережья. В это время с севера, из района вулканического пояса начинает поступать пирокластический материал среднего-основного состава на западе и кислого - на востоке. Вероятно, именно в это время на территории пояса началось формирование шенъякаринской свиты.

В середине зигена (время накопления третьей подсвиты) морские условия сохранились только на юге Нуринаского синклинория. Осадки северной зоны накапливались в условиях переходного режима, в непосредственной близости к источникам сноса, с временным осушением данной территории. Привнос обломочного и вулканического материала шел с севера и частично с запада. К этому же времени относится проявление вулканической деятельности в пределах вулканического пояса, где началось извержение липаритовых и дацитовых порфиров семизбутинской свиты.

На границе раннего и позднего эмса (время формирования четвертой подсвиты) происходит новое наступление моря, которое покрывает и южную, и северную зоны. Снос обломочного материала идет с севера - это в основном продукты вулканической деятельности. В конце позднего эмса море отступает, и на начало эйфельского века приходится перерыв в осадконакоплении.

Необходимо подчеркнуть, что современные границы фациальных зон проходят по крупным разрывным нарушениям северо-западного

простираения. При восстановлении условий осадконакопления приходится предполагать сближение фаций по этим нарушениям. Море, покрывавшее площадь Нуринского синклинория, было ограничено лишь с севера и запада поднятиями, расположенными в пределах вулканического пояса и Атасуйского антиклинория. На юг и юго-восток оно простиралось скорее всего до Северного Прибалхашья и Акжал-Аксоранской зоны.

Литература

Бандалетов С.М. Силур Казахстана.-В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозой и палеозой Казахстана. Тезисы доклада. Алма-Ата, 1971.

Богданов А.А. и др. Стратиграфия и фации отложений девона окраин Карагандинского бассейна.- "Бюлл.МОИП.Отд.геол.", 1960, № 6.

Богданов А.А., Мазарович О.А., Михайлов А.А., Четверикова Н.П. Новые данные по геологии докембрийских отложений Атасуйского района. - "Сов.геология", 1955, № 48.

Бондаренко О.Б., Стукалина Г.А., Ушатинская Г.Т. Характеристика стратиграфической схемы верхнего силура и нижнего девона Центрального Казахстана. - В сб.: Характеристика фауны пограничных слоев силура и девона Центр. Казахстана. Материалы по геологии Центр. Казахстана, т. XII, М., "Недра", 1975.

Мазарович О.А. и др. К региональной стратиграфической схеме девона Центрального Казахстана.-В сб.: Геология и полезные ископаемые Центр.Казахстана, М., "Наука", 1977.

Ушатинская Г.Т. Стратотип айнасуйского горизонта в Нуринском синклинории (Центр. Казахстан). - "Изв.АН СССР. Серия геол." 1975, № II.

Четверикова Н.П., Ушатинская Г.Т. Стратиграфия силура и нижнего девона Нуринского синклинория.- В сб.: Материалы по геологии Центр. Казахстана, т.VI. М., Изд-во МГУ, 1966.

Новые данные по стратиграфии девонских отложений Оленты-
Шидертинской впадины

Оленты-Шидертинская впадина, располагающаяся в восточной части эпикаледонского срединного массива, является областью широкого распространения преимущественно континентальных вулканогенных и терригенных девонских отложений. Она является одним из районов, где были заложены основы стратиграфии девона Центрального Казахстана (Н.Г.Кассин, Г.И.Водорезов, Д.С.Коржинский). Однако в дальнейшем значительная часть девонского разреза, в первую очередь вулканотерригенные толщи андезит-базальтового состава, долгое время относились к ордовика или силуру (Никитин и др., 1969).

Лишь в конце 60-х - начале 70-х годов в результате появления большого количества нового фактического материала стратиграфическая схема девона приобрела современный вид. Л.Г.Никитиной и В.М.Шужановым (1971, 1974) для Оленты-Шидертинского района была предложена рабочая региональная стратиграфическая схема. Комплекс континентальных девонских отложений, несогласно перекрывающий нижележащие толщи, включая терригенные морские отложения нижнего силура, рассматривался ими как единый непрерывный разрез, лишенный каких-либо внутренних несогласий и размывов. Он расчленялся на три свиты: конгломератово-песчаниковую - жарсорскую раннедевонского возраста, вулканогенно-терригенную - куртозекскую эйфельского яруса и чадринскую живетско-франского яруса; две последние свиты объединялись в шатскую серию. Комплекс континентальных отложений сменялся вверх по разрезу морскими отложениями фаменского яруса. В публикациях разных лет возраст и объем выделенных свит Л.Г.Никитиной и В.М.Шужановым трактовался по-разному (таблица). Эта стратиграфическая схема распространялась на всю площадь Оленты-Шидертинской впадины.

В 1973-78 гг. авторами в процессе региональных полевых съемочных и тематических исследований было детально изучено широтное пересечение прогиба (рис.1) от Ерементау-Ниязского поднятия на западе до Агирек-Костгамбайского - на востоке.¹⁾ За основу при расчленении девона нами была принята стратиграфическая схема предложенная Л.Г.Никитиной и В.М.Шужановым (1971). Однако было установлено, что девонские отложения Оленты-Шидертинского района ха-

1) Помимо авторов в этих работах в разное время принимали участие Б.П.Бурковский, Е.А.Биленко, Т.Н.Воронцова, М.Н.Щербакова.

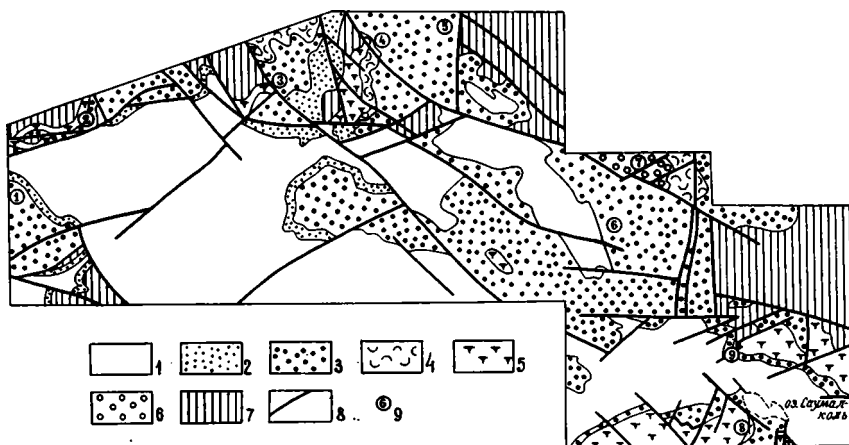


Рис. I. Схема распространения девонских отложений центральной части Оленть-Шидертинского прогиба.

I - карбонатно-терригенная толща фамена-нижнего карбона;
 2 - нижний фамен, пестроцветные континентальные отложения; 3 - чадринская свита; 4 - куртозекская свита; 5 - кайдаульская свита; 6 - жарсорская свита; 7 - додевонские нерасчлененные отложения; 8 - разрывные нарушения; 9 - номера описанных стратиграфических разрезов девона

характеризуются несравненно более сложным строением — резкой фациальной изменчивостью по laterали, обусловившей сосуществование различных типов разрезов, наличием несогласий и размывов внутри девонского комплекса на разных стратиграфических уровнях. Ревизия старых, а также обнаружение многочисленных новых местонахождений ископаемых растительных остатков, ихтиофауны (Малиновская и др., 1977) брахиопод, мшанок дали возможность уточнить и существенно дополнить биостратиграфическую характеристику большей части разреза (рис. 2). Новые данные позволили внести в стратиграфическую схему Л.Г.Никитиной и В.М.Шужанова ряд существенных дополнений и корректив, сущность которых рассмотрена ниже.

Разрез девонских отложений Оленты-Шидертинского прогиба расчленен нами на три серии. Нижняя, терригенно-вулканогенная, включает жарсорскую, ее аналог кайдаульскую и куртозекскую свиты. Средняя представлена континентальными и прибрежно-морскими терригенными отложениями чадринской свиты. Верхняя — существенно морская карбонатная фаменского яруса (мейстеровский и сулицферовый горизонты); мейстеровский горизонт в ряде разрезов замещается континентальными песчано-конгломератовыми отложениями. Все три серии, по нашим данным, на большей части прогиба ограничены поверхностями размывов и лишь в отдельных разрезах наблюдаются постепенные переходы между ними. По периферии впадины, близ ограничивающих ее поднятий, выявлены несогласия, размывы и выпадения отдельных членов разреза и внутри серий. В основании девона на изученной территории выделяются разрезы двух типов.

Жарсорская свита. Вулканогенно-терригенный разрез с вулканогенной составляющей андезито-базальтового состава, отвечающий парастратотипу жарсорской свиты¹⁾ описан во внутренних частях впадины на правом берегу р. Шидерты в горах Коджанчад. Свита сложена красноцветными конгломератами и эффузивами андезито-базальтового состава; подчиненное значение имеют туфы среднего состава, туфогенные песчаники и алевриты, в верхней половине разреза присутствуют туфы кислого состава и осадочные терригенные породы. Порфиристы образуют несколько пачек мощностью от 35 до 200 м; среди них выделяются пироксен-плаггиоклазовые и пироксен-

х) Принят в качестве парастратотипа по предложению Л.Г.Никитиной и В.М.Шужанова

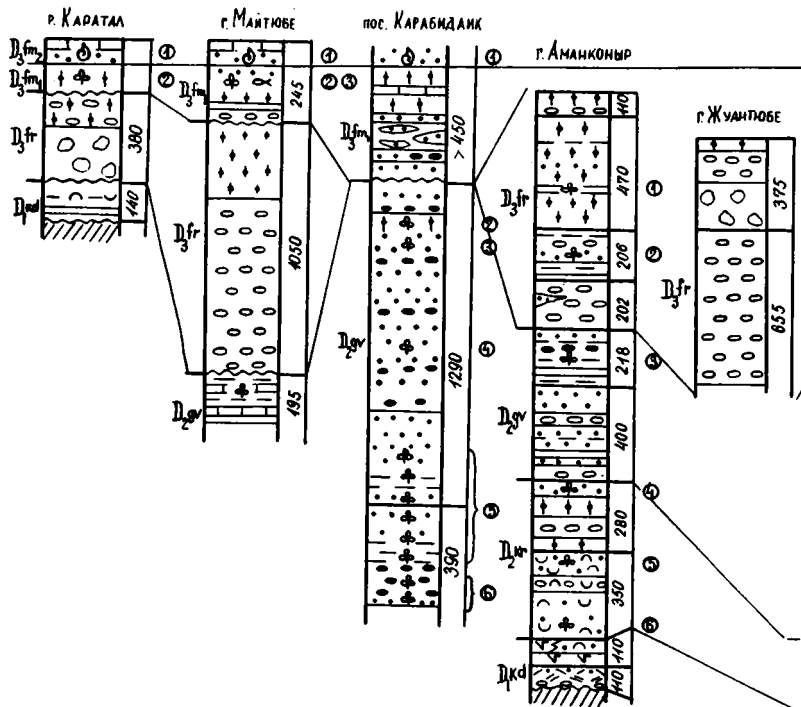
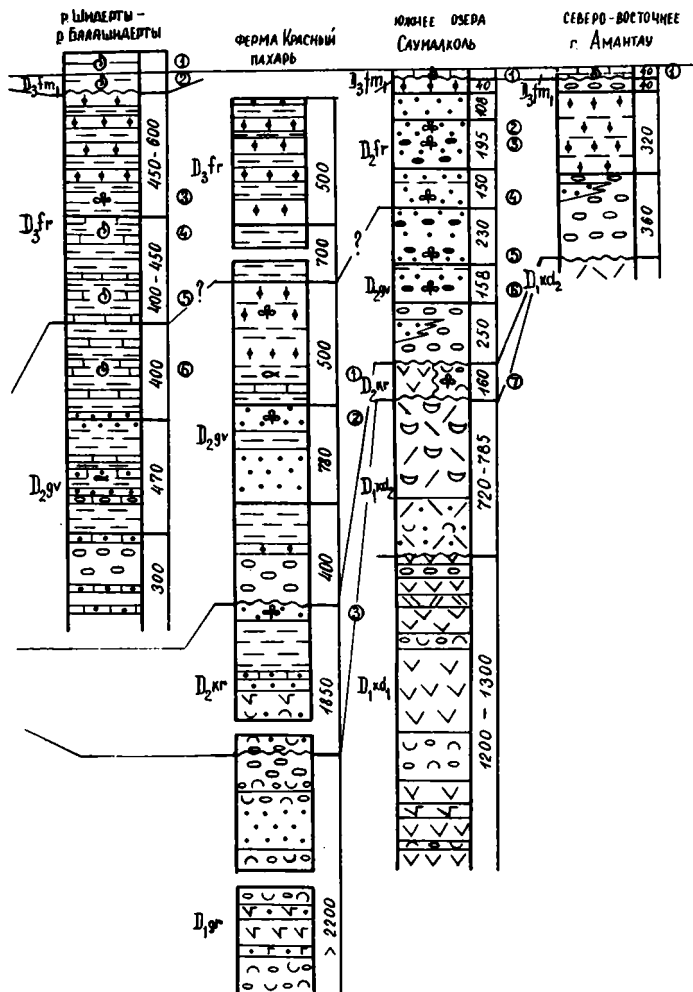


Рис. 2. Стратиграфические разрезы девонских отложений Оленты-Шидертинского прогиба.

1 - красноватые песчаники; 2 - красноватые конгломераты; 3 - зеленоватые песчаники; 4 - зеленоватые конгломераты; 5 - валунные конгломераты; 6 - алевролиты; 7 - известковистые песчаники; 8 - известняки; 9 - туфоконгломераты; 10 - туфопесчаники; 11 - туфоалевролиты; 12 - липариты; 13 - туфы липаритов; 14 - туфолавы липаритов; 15 - андезит-базальты; 16 - андезиты; 17 - туфы андезитов; 18 - допалеозойские и нижнепалеозойские образования



нерасчлененные; I9 - ископаемые остатки: беспозвоночных (брахиоподы, мшанки) (а), иктиофауны (б), флоры (в). Цифрами обозначено положение ископаемых остатков в колонках. Индексами обозначены:

D_{3fm2} - сульфидовый горизонт; D_{3fm1} - мейстеровский горизонт;

D_{2gv} - D_{3fr} - чадринская свита нерасчлененная; D_{3fr} - верхняя часть чадринской свиты; D_{2gv} - нижняя часть чадринской свиты;

D_{2kr} - куртозекская свита; D_{1gr} - жарсурская свита; D_{1kd} - кайдаульская свита, нерасчлененная; D_{1kd2} - верхняя часть кайдауль-

ской свиты; D₁kd₁ - нижняя часть кайдаульской свиты. Список ископаемых остатков: 1-1 - *Cyrtospirifer sulcifer* Hal.; 1-2 - *Leptophloeum rhombicum* Daws.; 2-1 - *Cyrtospirifer sulcifer* Hal.; 2-2 - *Leptophloeum rhombicum* Daws.; *Callixilon newberryi* (Daws.) Elx. et W., *Bothriolepis* sp.; 3-1 - *Cyrtospirifer sulcifer* Hal.; 3-2 - *Artschaliphyton unicum* Senk.; 3-3 - *Barrandeina striata* Jur. (in mns.); 3-4 - *Barrandeina striata* (Stur.), *Protolepidodendron scharianum* Krejčí, *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk.; 3-5 - *Protolepidodendron scharianum* Krejci, *Lidasimphyton olentensis* Jur. (in mns.), *Lepidodendropsis kazachstanica* f. *quadrata* Jur. (in mns.); 3-6 - *Barrandeina striata* (Stur.), *Protolepidodendron scharianum* Krejčí; *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk.; 4-1 - *Leptophloeum* sp.; 4-2 - *Protocyclostygma* sp. Jur. (in mns.); 4-3 - *Protolepidodendron scharianum* Krejčí; 4-4 - *Parapsilophyton balkhashensis* Senk., *Protolepidodendron scharianum* Krejci, *Calamophyton* (?) sp., *Barrandeina elongata* Senk. (in mns.), *Sawdonia ornata* (Daws.) Hueber, *Sugambrophyton* sp., *Artschaliphyton unicum* Senk., *Protolepidodendron scharianum* Krejci, *Blassaria sibirica* (Krysht.) Zal., *Kaplunella lissa* Senk., *Lidasimphyton olentensis* Jur. (in mns.), *Kaplunella* sp., *Blassaria sibirica* (Krysht.) Zal.; 6-1 - *Cyrtospirifer sulcifer* Hal.; 6-2 - *Mesoplica meisteri* (Peetz); 6-3 - *Meristopteris* (?) sp., *Leptophloeum rhombicum* Daws.; 6-4 - *Mucrospirifer seid* Hal., *Cyrtospirifer achmet* Hal.; 6-5 - *Gryptonella planirostra* Hall, *Cyrtospirifer* sp., *Lioclema celebratum* Moroz., *Saffordotaxis multispinata*; 6-6 - *Cyrtospirifer* sp., *Spinocyrta kizilschina* (Grac.), *Minusina kitatense* Moroz., *M. fruticosa* Moroz.; 7-1 - *Bothriolepis* sp.; 7-2 - *Lepidodendropsis* sp.; 7-3 - *Protolepidodendron scharianum* Krejci.

роговоосманковые разности, встречаются единичные потоки оливин-содержащих порфиров. Туфогенные и вулканико-туфогенные конгломераты имеют специфический облик. Это слабосортированные крупногалечные и валунные разности, в гальке которых преобладают различные структурные разновидности порфиров. В кластической части терригенных пород наряду с вулканиками присутствуют яшмы, кварциты, кремнистые сланцы. Максимальная мощность свиты здесь достигает 2500 м. В аналогичных отложениях Баянаульского района Н.Ф.Хромых и П.М.Гречуш-

киным (1976) обнаружена флора *Maubassia notabilis* Senk., *Jugumella burgaensis* Senk. (in mns.), *Jugumella jugata* Senk. (in mns.), характеризующая, по заключению М.А.Сенкевич, возраст вмещающих отложений как раннедевонский, однако все перечисленные виды новые, их стратиграфическое распространение требует уточнения. Поэтому этот комплекс не может быть однозначно использован при определении возраста жарсорской свиты.

Кайдаульская свита. Для обозначения фациального аналога жарсорской свиты, представленного существенно вулканогенными разрезами, в строении которых большую роль играют липариты и их туфы, мы предлагаем сохранить название кайдаульской свиты в объеме, первоначально предложенном Д.С.Коржинским (1932)¹⁾. Кайдаульскую свиту следует противопоставлять как жарсорской, так и семизбутинской свите, распространенной в девонском краевом вулканическом поясе. Кайдаульская свита в изученном районе развита на двух разобщенных участках на юге Оленты-Шидертинской впадины - в горах Амантау и Тастен, в районе оз.Саумалколь, а также на правом берегу р.Оленты в сопках Аманкюнр. Полные разрезы свиты характеризуются четким двучленным строением. Нижняя толща представлена андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, преимущественно афировыми, с прослоями и линзами туфогенных конгломератов, туфов; мощность ее 1200-1500 м. Верхняя толща образована чередующимися туфами, туфолавами и лавами липаритового и трахилипаритового состава с подчиненными горизонтами туфогенно-осадочных пород; максимальная мощность ее 700-740 м.

На левобережье р.Оленты в горах Аманкюнр описан редуцированный разрез кайдаульской свиты (200-300м), основание которого представлено туфоконгломератами и туфами липаритов и дацитов, а верхняя часть - вулканогенными и туфогенно-осадочными образованиями андезито-базальтового и андезито-дацитового состава. Вверх по разрезу она сменяется туфогенно-терригенной куртозекской свитой. К полям развития жарсорской и кайдаульской свит приурочены многочисленные субвулканические тела трахиандезито-базальтового, трахилипаритового и дацитового состава.

Органических остатков ни в жарсорской, ни в кайдаульской свитах изученного района не обнаружено; нижнедевонский возраст их устанавливается по стратиграфическому положению в разрезе и аналогии с соседними территориями (Хромых, Гречушкин, 1976; Беляев и др., 1966).

1) В кайдаульскую свиту Д.С.Коржинский включал также толщи андезит-базальтовых порфиритов основания разреза.

Стратиграфические схемы девонских
(+ -ископаемая фауна, х -ископаемая

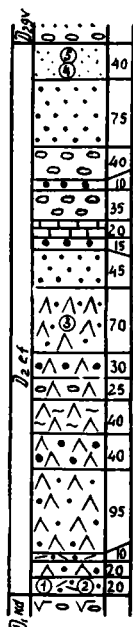
Отдел	ярус	Никитина Л.Г. Шужанов В.М. 1971 г.				Никитина Л.Г. Шужанов В.М. 1972 г.		Рабочая стра- схема	
								горизонт	
Верхний	фемский	карбонатные + отложения +				сульфиде- ровые слои +	климение- вые слои +	Сульфиде- ро- вый	
						мейстеровские слои +		Мейстеровский	
	франский	чадрин- ская свита	+X X	двйрин- ская сви- та	шатская серия	+X	чадринская свита		
								Майский	
									Айдерлин- ский
	живетский	курто- зекская свита	X	X		куртозекская свита	X	Бесобин- ский	
									Казахский
	эйфельский	жаксонская серия	X	жарсор- ская свита		жарсорская свита	X	Сарджальский	
									эмский
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
								жиген- ский	жарсор- ская свита
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский								жарсор- ская свита	жарсорская свита
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита			жарсорская свита	X
	жиген- ский	жарсор- ская свита	жарсорская свита	X		Сарджальский	Прибалхашский		
жиген- ский					жарсор- ская свита				

отложений Оленты Шидертинской впадины
флора, р - ископаемые рыбы)

тигграфическая 1976 г.	Региональная стратиграфическая схема, Мазарович О.А. и др, 77г		Кабанов Ю.Ф., Малиновская С.П., Рязанцев А.В. Щеголева Л.А., Юрина А.Л., 1979 г.		
	горизонт				
известняки +	Сульфидерный		Сульфидерный горизонт +		
известняки +	Мейстеровский		континентальные отложения	морские отложения	континентальные отложения
красноцветные конгломераты, песчаники + х	Майский		+		х
чадинская свита верхняя подсвета			чадинская свита		+
					+
					+
нижняя подсвета	Айдарлинский		х		+
			х		р
			х		
куртозская свита	Бесобинский		х	куртозская свита	
			х		
жарсорская свита	Казехский		жарсорская свита	кайдаульская свита	
	Сарджальский				
	Прибалхашский				
	Кокбайтальский				
	Айнасуйский				
			нижний силур	ордовик-силур	

Куртозекская свита. Верхняя часть нижней вулканогенной серии представлена туфо-терригенной толщей, выделяемой нами вслед за Л.Г.Никитиной и В.М.Шужановым в куртозекскую свиту. В своем распространении она всюду ассоциирует с нижнедевонскими вулканогенными толщами, залегая с небольшим несогласием или согласно как на породах жарсорской, так и кайдаульской свит. В 1977 г. на правом берегу р.Оленты, в сопках Аманкониыр С.П.Малиновской и А.Л.Юриной описан разрез, охарактеризованный большим количеством растительных остатков и рекомендованный ими в качестве стратотипа куртозекской свиты (рис. 3). Красноцветные туфо-терригенные отложения здесь залегают согласно на вулканитах кайдаульской свиты и также согласно перекрываются сероцветными терригенными породами чадринской свиты с флорой живетского яруса в основании. Ее нижняя часть образована туфопесчаниками, туфогравелитами, мелкогалечными конгломератами андезито-дацитового, липарито-дацитового и смешанного состава (350 м); верхняя - представлена красноцветными вулканико-терригенными и

Рис. 3. Стратотип куртозекской свиты в горах Аманкониыр.



1 - туфиты дацитового состава; 2-5 - туфогенно-осадочные породы андезито-дацитового состава: 2-туфоалевролиты, 3-туфопесчаники, 4-туфогравелиты, 5-туфоконгломераты, 6-алевролиты и песчаники мелкозернистые, 7-песчаники средне- и крупнозернистые, 8-гравелиты, 9-конгломераты, 10-известняки, 11-положение ископаемой флоры: 1-Kaplunella sp., Blassaria sibirica (Krysht.) Zal.; 2-Kaplunella lissa Senk., Lidasimophiten olentensis Jur.(in mns.); 3-Barrandeinopsis(?) sp., Artschaliphiton unicum Senk., Protelepidodendron scharianum Krejci, Blassaria sibirica (Krysht.) Zal.; 4-Sawdonia ornata (Daws.) Hueber, Sugambrophiton sp., Artschaliphiton unicum Senk., Protelepidodendron scharianum Krejci, Calamophyton sp.; 5-Parapsilephiton balkhashensis Senk., Protelepidodendron scharianum Krejci, Calamophyton sp., Barrandeina elongata Senk.(in mns.)

полимиктовыми песчаниками, гравелитами с подчиненными прослоями сероцветных песчаников, алевролитов и известняков (280 м). В куртозекской свите выделено пять флористических горизонтов — два в основании, один в средней части и два в кровле свиты, объединенных в комплекс из II видов растений: *Sawdonia ornata* (Daws.) Hueber, *Parapsilophyton balkhashensis* Senk., *Kaplunella* sp., *Kaplunella lissa* Senk., *Lidasimophyton olentensis* Jur. (in mns.), *Blassaria sibirica* (Krysht.) Zal., *Artschaliphyton unicum* Senk., *Protolepidodendron scharianum* Krejci, *Sugambrophyton* sp., *Calamophyton* sp., *Barrandeina elongata* Senk. (in mns.).

Этот комплекс стратотипического разреза по систематическому составу сопоставляется с такыртауским (раннеэйфельским) и бесообинским (позднеэйфельским) комплексами флор, выделенных М.И.Сенкевич для морских и континентальных отложений Центрального Казахстана.

В горах Тастен на Амантауском поднятии с куртозекской свитой сопоставляется маломощная (200 м) пачка желтовато- и зеленоватосерых туфогенных конгломератов и песчаников с прослоями и линзами лиловых и вишнево-серых трахиандезитовых порфиритов. В прослое туфогенных песчаников в низах пачки обнаружены растительные остатки *Parapsilophyton balkhashensis* Senk., свидетельствующие, по заключению А.Л.Юриной, об эйфельском возрасте вмещающих отложений. На остальной территории поднятия эйфельская толща полностью размывта, и базальные горизонты чадринской свиты налегают на различные, иногда очень низкие, горизонты кайдаульской свиты.

Иным строением обладает куртозекская свита в горах Коджанчад в районе фермы Красный пахарь, где она надстраивает разрез конгломератово-порфиритовой жарсорской свиты. На подстилающих породах она залегает с небольшим несогласием; вышележащая континентальная чадринская свита налегает на ее размывтую поверхность с базальными конгломератами в основании. Отличает разрез куртозекской свиты этого района присутствие прослоев андезит-базальтовых порфиритов и их туфов. К верхам разреза мощность и количество прослоев порфиритов сокращается, и в разрезе преобладают обломочные породы, среди которых наиболее характерны голубовато-зеленые алевролиты. В песчаниках собраны растительные остатки, отвечающие по предварительному заключению А.Л.Юриной эйфельскому ярусу (флора находится в монографической обработке). Мощность свиты достигает здесь 1500 м.

Чадринская свита. В пределах изученного пересечения Оленты-

Шидертинской впадины наиболее широко распространен комплекс существенно терригенных осадочных континентальных и прибрежно-морских отложений. Он занимает четкое стратиграфическое положение между куртозекской свитой или более древними породами и известняками с морской фауной майстеровского горизонта нижнего фамена (см. рис. 2). В бассейне р. Шидерты и ее притока р. Бала-Шидерты развит наиболее полный разрез (2200-2400), расчлененный по литологическим признакам на пять пачек: конгломератовую, нижнюю красноцветную, карбонатно-терригенную пестроцветную, существенно карбонатную и верхнюю красноцветную. Карбонатная пачка на геологических картах предшественников нередко показывалась как нерасчлененные фаменско-турнейские отложения. Первое появление морской фауны отмечается в кровле карбонатно-терригенной пачки, где в известковистых песчанниках найдены отпечатки мшанок *Minussina fructicosa* Meroz., *Minussina kitatensis* Meroz., *Idoclema celebratum* Mor. (определения Т.Д.Троицкой) и брахиопод *Spinocirtia kizilschina* (Grac.), *Criptonella planirestra* Hall, *Cyrtospirifer ex gr. schelenicus* Nal.

Комплекс мшанок из этого горизонта известен из живетского яруса (лебедянские слои Кузбасса, бейская свита Южно-Минусинской впадины). Из брахиопод *Spinocurtia kizilschina*, по заключению М.В.Мартыновой, известен из чиелевого горизонта Горного Алтая, сопоставляемого с верхней частью живетского яруса (горизонт с *Mediospirifer kizilschinus*, по Р.П.Грациановой). В Центральном Казахстане *Spinocurtia kizilschina* был встречен в Ащисуйском районе вместе с табулятами *Turganolites*, распространенными только в среднем девоне, и брахиоподами айдарлинского горизонта.

Два других горизонта, в основании и верхах карбонатной пачки, включают брахиоподы *Microspirifer seid* Nal., *Cyrtospirifer achmet* Nal., типичные для майского горизонта (Наливкин, 1937), хотя в целом комплекс несколько обеднен по сравнению с другими районами. Мшанки, встречающиеся совместно с брахиоподами *Leptotrypella inaudata* Moroz., *Safforditaxis multispinosa* Moroz., типичны, по заключению Т.Д.Троицкой, для франских отложений Юго-западного Предкавказья и Кузбасса (вассинские слои). Таким образом в интервале между первым и вторым фаунистическими горизонтами намечается достаточно резкое изменение комплексов фауны, что дает основание проводить границу живетского и франского ярусов внутри чадринской свиты в кровле первого фаунистического горизонта — практически по подошве пачки карбонатных пород, это

позволяет надежно коррелировать изученные разрезы не только с разрезами других структурно-фациальных зон Центрального Казахстана, но и Алтае-Саянской области.

Выше горизонтов с фауной майских слоев, в низах верхней красноцветной пачки, собраны отпечатки растительных остатков *Leptophloeum rhombicus* Dawa., характерного для верхнедевонского флористического комплекса. Поскольку эта пачка перекрывается известняками мейстеровского горизонта с *Mesoplicia meisteri* можно полагать, что франский ярус в чадринской свите присутствует в полном объеме. К западу и востоку от этого разреза происходит резкое сокращение мощности толщ; при этом, очевидно, может измениться и стратиграфический объем морских пачек. Так в районе р. Челак-Карасу известна морская фауна лишь майского горизонта. На остальной изученной площади чадринская свита представлена континентальными разрезами. В этих случаях она разделяется на две терригенные толщи: нижнюю-сероцветную, верхнюю-красноцветную. Вблизи Ерементая-Ниязского поднятия в основании красноцветной толщи установлено несогласие; в районе г. Майтубе она залегает на размытой поверхности нижней сероцветной толщи, в верховьях р. Каратал - на кислых эффузивах нижнего девона.

Наиболее полный разрез нижней толщи находится в окрестностях г. Аманкунур; в ее основании здесь выделяется грубообломочная часть с преобладанием конгломератов (400 м), верхняя часть - существенно песчаниковая с горизонтами алевролитов и известняков (218 м). Выше согласно залегает верхняя красноцветная толща. Западнее, в районе пос. Карабидашк, мощность толщи значительно возрастает, хотя основание ее здесь не вскрыто. На различных стратиграфических уровнях здесь обнаружено до II флористических горизонтов. Остатки флоры, представлены 8 видами: *Lidasimophyton olentensis* Jur. (in mns.), *Artschaliphyton unicum* Senk., *Protolapidodendron scharianum* Krejci., *Lepidodendropsis kazakhstanica* f. *quadrata* Jur. (in mns.), *Barrandeina striata* Jur. (in mns.). Наиболее древним элементом этого комплекса является *Lidasimophyton olentensis*. Род *Lidasimophyton* обычен для комплекса флоры нижнего девона, однако данный вид появляется впервые в флористическом комплексе эйфеля и не отмечался в нижнем девоне. Его сопоставление с такой формой как *Lepidodendropsis*, известной только из живетского комплекса флоры Центрального Казахстана, позволяет рассматривать его, как доживающую форму. *Artschaliphyton*

unicum отмечался в бесовинском и айдарлинском горизонтах; находки его в толще, залегающей на куртозекской свите, согласуются с его известным вертикальным распространением. Очень характерно присутствие *Barrandeina striata*, широко распространенной в комплексе живетских флор Сарысу-Тенизского водораздела. Проведенный анализ позволяет считать возраст рассматриваемого комплекса живетским.

В верхней толще чадринской свиты преобладают краснецветные породы. В районе горы Майтубе — это однообразные конгломераты с яшмовой и кварцитово-галькой, постепенно сменяющиеся к верхам разреза песчаниками. В районе горы Аманкент в разрезе появляются прослои известковистых песчаников и глинистых известняков. В этой части разреза найдены отпечатки растений хорошей сохранности. Они относятся к плауновидным и принадлежат новому роду *Protocyclostigma*. Этот род по своим признакам более всего сходен с широко распространенным в позднем девоне родом *Cyclostigma*. Вероятнее всего время появления представителей рода *Protocyclostigma* относится к позднему девону. Отметим, что они никогда не встречаются в комплексах живетских флор Оленты-Шидертинского прогиба и других районов Казахстана. Таким образом, верхнюю толщу этого разреза можно достаточно уверенно датировать франским веком.

Еще более надежно можно провести границу живетского и франского ярусов внутри чадринской свиты в Тастенском грабене, где развит полный разрез континентальных отложений, обильно охарактеризованный флорой. По смене флористических комплексов и литологическим признакам здесь отделяется песчано-конгломератовая живетская толща с *Barrandeina* sp. и *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk. От вышележащей франской пестроцветной толщи песчаников и мелкогалечных конгломератов с *Leptophloeum rhombicum* Daw.,

Tarbagataica mirabilis Senk., верхнедевонская флора Тастенского грабена отличается по систематическому составу от флоры, развитой в районе гор Аманкент. *Leptophloeum rhombicum* широко известен только в верхнем девоне. Считается, что если разрез довольно полно охарактеризован флорой, как это имеет место в Тастенском грабене, то первое появление названного вида в разрезе дает основание относить вмещающие отложения к франскому ярусу. *Tarbagataica mirabilis* обладает более широким вертикальным распространением и известна также в комплексе живетских флор Казахстана.

Таким образом, имеющийся в нашем распоряжении фактический материал уже на данном этапе позволяет обосновать проведение гра-

нищ живетского и франского ярусов как в морских, так и континентальных разрезах чадринской свиты.

фаменский ярус. Одним из значительных достижений проведенных исследований было надежное выделение континентальных нижефаменских отложений. Нижефаменские отложения представлены двумя типами разрезов: терригенно-карбонатным сероцветным с морской брахиоподовой фауной и пестроцветным терригенным с остатками флоры и ихтиофауны. Первый тип разреза развит на востоке изученного пересечения и представлен серыми и темно-серыми известняками с прослоями известковых алевролитов и аргиллитов с фауной брахиопод мейстеровского горизонта — *Mesorhynchon meisteri*, *Cyrtospirifer calcaratus*. В основании пачки известняков на большей части района располагаются базальные конгломераты, мощностью от I до IO—15 м, с галькой молочно-белого кварца, кварцитов и яшм, переслаивающиеся с аркозовыми песчаниками. Аналогичные базальные конгломераты отмечаются и в континентальных разрезах, развитых по периферии поднятий. Эти разрезы отличает четко выраженное несогласие в основании, резкая фацциальная изменчивость по латерали, непостоянство мощностей. В них обычны отпечатки ископаемых растений *Leptophloeum rhombicum* Daws., древесные остатки *Callicyzilon newberryi* (Daws.) E. et W., также отпечатки пластин *Bothriolepis* sp.

Заключение

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено следующее:

1. Разрез девонских отложений Оленты-Шидертинской впадины расчленяется на три серии, разделенные поверхностями несогласий и характеризующиеся резкими фацциальными изменениями по латерали.
2. Помимо жарсорской свиты в основании девона для существенно вулканогенных типов разрезов предлагается выделять кайдаульскую свиту в объеме первоначально предложенном Д.С. Коржинским (1932).
3. Куртозекскую свиту эйфеля необходимо рассматривать в нижней терригенно-вулканогенной серии. Изученный флористический комплекс куртозекской свиты позволяет однозначно определить ее объем эйфельским ярусом, и рекомендовать ее разрез в горах Аманканыр в качестве стратотипа.
4. Существенно дополнена биостратиграфическая характеристика чадринской свиты как в морских, так и в континентальных разрезах. Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет поставить вопрос о проведении границы живетского и франского ярусов

внутри свиты. В континентальных и морских разрезах чадринской свиты собраны остатки ихтиофауны, что позволит после завершения ее обработки коррелировать их более надежно.

5. Впервые обособлены в разрезе получившие биостратиграфическую характеристику континентальные аналоги майстеровского горизонта.

Показанная нами сложность строения разреза девонских отложений Оленть-Шидертинской впадины – обилие краевых несогласий, выпадение отдельных горизонтов, резкая фациальная изменчивость и перепады мощностей – свидетельствует о сложной истории развития впадины на фоне дифференцированных глыбовых движений, несомненно конседиментационного характера. Вместе с тем, на данном этапе работ не получил должного разрешения ряд вопросов, имеющих принципиальное значение для построения региональной стратиграфической схемы. Остается пока неясной нижняя граница жарсорской свиты и характер соотношения девонских отложений с силуром. Недостаточна биостратиграфическая характеристика нижних свит девонского разреза – жарсорской и кайдаульской, на площади развития которых необходимо сосредоточить в дальнейшем поиски органических остатков.

Необходимо завершить обработку остатков ихтиофауны из чадринской свиты и континентальных аналогов майстеровского горизонта и тем самым обеспечить более надежную корреляцию континентальных и морских фаший. Необходимо получение дополнительных данных для проведения границы франского и живетского ярусов и решения вопроса насколько однозначно она устанавливается в континентальных и морских разрезах.

Литература

Беляев О.Е., Зардиашвили Н.И., Федоров Т.О., Юрина А.Л. К вопросу о возрасте девонских вулканогенных толщ в районе Семиз-Бугу (Центральный Казахстан). – "Вестн. Моск. ун-та. Серия геол.", 1966, № 2.

Коржинский Д.С. Геология и петрология Экибастузского района. – "Труды ВГО", 1932, вып. 156.

Мазарович О.А. и др. К региональной стратиграфической схеме девона Центрального Казахстана. В сб.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана, т.7. Алма-Ата, 1977.

Малиновская С.П., Щербакова М.Н., Юрина А.Л. К стратиграфии девонских отложений северного крыла Оленть-Шидертинской впадины (Центральный Казахстан). – "Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геол.", 1977, №3.

Наливкин Д.В. Брахиоподы верхнего и среднего девона и нижнего карбона Северо-Восточного Казахстана. — "Труды ЦНИГРИ", 1937, вып. 99.

Никитин Н.Ф., Бандалетов С.М., Константинович Т.В. К вопросу о возрасте жарсорской свиты и отложений, относящихся к жумацкой свите на северо-востоке Центрального Казахстана. — "Бюлл.МОИП. Отд.геол.— 1969, т.ХП, вып. 5.

Никитина Л.Г., Шужанов В.М. Девонские отложения в бассейне рек Шидерты и Оленты (Северо-восток Ц.Казахстана). — В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозой и палеозой Центрального Казахстана. Тезисы докладов. Алма-Ата, 1971.

Никитина Л.Г., Шужанов В.М. Стратиграфия и структурно-фациальные зоны континентального девона Центрального Казахстана. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т.2. Алма-Ата, 1974.

Хромых Н.Ф., Гречушкин П.М. Новые данные о возрасте жарсорской свиты Баянаульского района. — "Изв.АН Каз.ССР.Серия геол.", 1976, № 3.

Н.В.Литвинович, М.В.Мартынова,
Т.Н.Воронцова, Н.Ф.Чумакова

Проблемы стратиграфии верхнедевонских и каменноугольных отложений Центрального Казахстана

Верхнедевонские и каменноугольные отложения Центрального Казахстана к настоящему времени относительно хорошо изучены. Существует детально разработанная и палеонтологически обоснованная унифицированная стратиграфическая схема верхнего девона и нижнего карбона (Решения..., 1976). Значительная часть палеонтолого-стратиграфических материалов, положенных в ее основу, собрана в течение многолетних исследований сотрудниками Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ и геологами ЦКТИУ, постоянно уделявшим большое внимание изучению позднедевонских и раннекаменноугольных отложений, широко развитых в Центральном Казахстане. Эти материалы отражены в ряде монографий и многочисленных статей (Мартынова, 1960; Литвинович, 1962, 1969, 1974; Геология..., 1975; Голицын, Максимов, 1973; Геология..., 1972). Однако остается еще ряд нерешенных

проблем и частных вопросов, которые должны стать объектами детальных исследований последующих лет. Возраст отдельных толщ карбона и расчленение разреза в целом в отдельных регионах спорны. Это в первую очередь относится к Карагандинскому и Прибалхашскому регионам.

Наиболее важной проблемой является положение границ между отделами и ярусами карбона. Требуют дальнейшего изучения границы девона и карбона, турнейского и визейского ярусов, возможность выделения саурского яруса, границы раннего и среднего карбона, объем серпуховского яруса в Казахстане, граница среднего и позднего карбона, карбона и перми, а также ряд других частных вопросов.

Фаменский ярус девона и турнейский ярус карбона образуют в Центральном Казахстане единый морской разрез. На основании разновозрастных комплексов фауны в них выделяются горизонты — мейстеровский, сульфидерный, симоринский, кассинский и русаковский, объединяющие фациально различные отложения, главным образом так называемые кораллово-брахиоподовые и моллюсковые "фации". Исследования, проведенные в западной части Центрального Казахстана свидетельствуют о возможности более дробного подразделения горизонтов фамена и турне на основе выделения брахиоподовых и цефалоподовых зон. Особого внимания и дальнейшего изучения заслуживают комплексы фауны из пограничных зон фамена и турне в связи с проблемой границы девона и карбона. К пограничным зонам относятся зоны *Athyris tau*, *Tenisia dada* и зона *Rugauris nurensis* (Мартынова, 1974). Последняя в унифицированной схеме вследствие недостаточной фаунистической характеристики объединена с зоной *Mesoplicia kassini* и отнесена к основанию кассинского горизонта. Значительный интерес представляет комплекс фауны мунарских "слоев" сульфидерного горизонта западной части Центрального Казахстана, характеризующий смешанные фации, переходные между кораллово-брахиоподовыми и моллюсковыми. Входящие в него брахиоподы, кораллы, криноидеи представлены многими ранее неизвестными видами (Мартынова, 1967). Есть основание предполагать, что толщи с подобным комплексом брахиопод относились ранее в других местах Центрального Казахстана ошибочно к кассинскому горизонту. Об этом свидетельствует, в частности, присутствие в мунарских "слоях" *Cyrtospirifer baisanensis* — вида, распространенного, по Д.В.Наливкину (1937), в кассинских слоях.

В фаменском ярусе Центрального Казахстана установлены все зоны, выделенные в нем в западной Европе по цефалоподам, за исклю-

чением самой верхней зоны *Wosklueria*, которая выделяется в Казахстане условно, условно сопоставляется с брахиоподовой зоной *Tenisia dada* симоринского горизонта (табл. I). В фаменском ярусе, помимо цефалоподовых и брахиоподовых зон были выделены зоны по двустворкам (Садиков, 1962). Однако в настоящее время возникает сомнение в выдержанности этих зон в разрезах всего Центрального Казахстана, так как в восточной его части, по нашим данным, отмечалось сонахождение видов мейстеровского горизонта и верхнефаменских аммонойд. Таким образом, зоны по двустворкам требуют пересмотра. Это важно, так как существуют разрезы, охарактеризованные главным образом только этими ископаемыми. Требуется дополнительное подтверждение соответствия зоны *Tenisia dada* и *Posidonia venustiformis*, выделяемых в основании карбона. Для сопоставления разреза пограничных слоев девона и карбона Центрального Казахстана с другими регионами, и, в особенности, с типовым разрезом Западной Европы необходимо выявление и изучение конодонтов. В Казахстане оно еще не проводилось, хотя указания на присутствие этих ископаемых в фаменских отложениях имеются (Аристов и др., 1976).

Проблема границы девона-карбона вызывает необходимость монографического изучения всей фауны кассинского горизонта, в особенности преобладающих в нем брахиопод. Необходимо уточнение стратиграфического положения рода *Gottendorfia*, безусловно известного только из верхней половины кассинского горизонта. Среди верхнедевонских отложений Центрального Казахстана, помимо морских разрезов с фауной франского и фаменского возраста, широко развиты пестроцветные и красноцветные образования, бедные органическими остатками. Эти толщи в своем распространении тяготеют к зонам сочленения каледонид и герцинид. В тех случаях, когда красноцветные толщи связаны постепенными переходами с подстилающими франскими отложениями и покрывающими их фаменскими, точное определение их возраста обычно вызывает затруднения. Одними исследователями они рассматриваются как верхнефранские, другими как нижнефаменские. Находка в подобных отложениях спор растений в восточной части Каркаралинского района позволяет поставить задачу их палинологического изучения. Верхнедевонские красноцветные образования заслуживают также фацциального анализа, который проведен не повсеместно.

Визейский и серпуховской ярусы представлены разнообразными по составу перед разрезами, что связано с их различным положением в тектонической структуре Центрального Казахстана. Соответственно выделяются три крупные области. Первая область отвечает западной

Распределение аммоноидей в разрезах

ярус			Бассейн р. Кара-Кингир		р. Иаксы-Кон		р. Кайракты	
Турнейский								
нижний								
олигоценовый								
фаменский								
верхний								
сульфидовый								
мелостеровский								
нижний								

верхнего девона Центрального Казахстана

Карагандинский бассейн	р. Даганды
Cymaclymenia sp.	
Sporadoceras munsteri Buch., Orthoclymenia acuta Schind., O. cranoidea Lange, Striatoclymenia striata Münst., S. compressa Münst., S. karagandensis Sim., Cyrtoclymenia lata Münst., Prionoceras divisum Münst., P. sulcatum Münst., P. ovatum Sim., Rectoclymenia roemeri Wdkd., Varioclymenia enkebergensis Wd., Cyrtoclymenia pulcherrima Lange, Platyclymenia arietica Schin., P. wedemani Wdkd.	Prionoceras sulcatum (Münst.), P. divisum (Münst.), Cymaclymenia striata (Münst.), Kia-clymenia laevis (Rich.), Rectoclymenia acuta (Schm.), Cyrtoclymenia angustiseptata (Münst.), Platyclymenia richteri Wed., Lobotornoceras bilobatum (Wed.), Praeglyphyroceras itazuense Kolot., Sporadoceras sp.

части Центрального Казахстана, где развиты морские разрезы с обильными органическими остатками, позволяющими разделить визейский и сэрпуховской ярусы на горизонты: ишимский, яговкинский, дальненский и белеутинский. Названные горизонты объединяют фациально различные отложения и содержат богатые комплексы фауны. Брахиоподы и кораллы изучены монографически (Литвинович и др., 1969; Быкова, 1960). По литологическому составу и ископаемой фауне ишимский горизонт близок русаковскому, что затрудняет проведение границы между турнейским и визейским ярусами.

В 1961 г. в Южно-Оранской Сахаре Пейрэн (Peyron, 1961) по р. Сауре среди раннекаменноугольных отложений выделил саурский ярус, который отвечает по объему нижневизейскому подъярису. Основанием для выделения саурского яруса послужили цефалоподы, комплекс которых имеет тесную связь с более ранним турнейским комплексом. Однако в нем появляются новые роды и виды, присущие только саурскому ярусу; помимо цефалопод встречаются брахиоподы, хотя они менее выразительны, но также имеют стратиграфическое значение. В Центральном Казахстане с нижневизейским подъярусом сопоставляется ишимский горизонт. В этом горизонте встречаются цефалоподы сравнительно редко, но представлены многочисленными видами родов *Muensteroceras*, *Percyclus*. Эти же роды встречаются и в русаковском горизонте, только виды другие (таблица 2). Помимо цефалопод, в ишимском горизонте находятся брахиоподы, среди которых род *Marginatia* широко известен в турне, но так же переходит в ишимский горизонт и представлен другими видами — *Marginatia monachovae*, *Marginatia kinghirica*.

М.С.Быкова (1960) ишимский горизонт подразделила на нижне-ишимские и верхнеишимские слои и первые отнесла к турнейскому ярусу без учета присутствия в них представителей более молодых брахиопод. Элементы турнейской фауны встречаются и в верхнеишимских слоях.

В 1975 г. на 8-м Международном конгрессе по каменноугольной системе в докладе советских геологов саурскому ярусу было уделено внимание. В настоящее время некоторыми геологами он принят и выделяется по цефалоподам (Руженцов, Богословская, 1968), а для Северного и Среднего Тянь-Шаня — А.Я.Галицкой — по цефалоподам и брахиоподам. Выделение самостоятельного яруса в Казахстане возможно, при этом в него войдет ишимский горизонт полностью. Для этого необходимы дальнейшие исследования по уточнению комплексов фауны. Следует обратить пристальное внимание на цефалоподы и конодонты,

которые известны в нижневизейском подъярусе.

Яговкинский и дальненский горизонты визейского яруса, их объем и палеонтологическая характеристика не вызывают сомнения (таблица 3).

Серпуховскому ярусу соответствует белеутинский горизонт. Он широко распространен в западной части Центрального Казахстана. Типично морские условия в серпуховское время были не на всей территории. Так, на северо-востоке Тенизской впадины в бассейне рек Конур и Арчалы развиты прибрежно-морские отложения с редкими брахиоподами, но обильными двустворчатыми моллюсками. На западе Центрального Казахстана по рекам Белеути, Каракингир, Кипчак, Ишим господствовали морские условия, здесь происходило накопление разнообразных по составу осадков, от карбонатных до песчано-глинистых с преобладанием последних. В этих отложениях обильные органические остатки представлены почти всеми группами беспозвоночных. Некоторые визейские роды брахиопод достигли здесь своего расцвета, такие как *Productus*, *Pugilis*, *Gigantoproductus*, *Neospirifer*. Они представлены новыми видами, присущими только этому ярусу - *Gigantoproductus superbis*, *G. edelburgensis*, *Spirifer bisulcatus* и др. (табл. 3). Все эти формы приурочены к нижней и средней частям разреза. В верхней части разреза появляются новые роды *Brachythyridina*, *Inflatia*, первые представители древних херистит, мшанки и кораллы, которые не были известны в нижележащих отложениях. Наряду с новыми родами продолжают существовать известные роды *Fluctuaria* и другие. Такое различие в фауне позволило выделить два подгоризонта - нижне- и верхнебелеутинские. По комплексу фауны эти два подгоризонта относятся к раннему карбону.

В нижнебелеутинском подгоризонте в большом количестве находятся гигантопродуктусы и близкие к ним по форме белеутеллы; в верхнебелеутинском - редкие груборебристые гигантопродуктусы из группы *G. edelburgensis* и другие брахиоподы; в песчанистых прослоях встречаются отпечатки флоры. Таким образом, учитывая появление новых видов, которые имеют расцвет в более поздних среднекаменноугольных отложениях, нам представляется, что белеутинский горизонт в целом отвечает намюру "А" и "В" и сопоставляется с тарусским, стешевским, протвинским и, по-видимому, краснополянским горизонтами Русской платформы. В этом случае белеутинский горизонт по объему превышает серпуховский ярус, который отвечает только намюру "А". Приведенные соображения об объеме белеутин-

Распространение каменноугольных амmonoидей

группа	гор- +шт	р.Белeуты	р.Кара-Кингир	р.Кипчак
Серпуховский	белeутинский	Kazakhoceras hawkinsi (Moore), Cyrtioceras modestum Ruzh., Sude- ticeras karagandense Libr., Beleu- toceras carinatum Libr., Craveno- ceras arcticum Libr., C. cf. neva- dense M. et G., C. malhamense (Bis.), C. beleutense beleutense Ruzh., C. beleutense evolutum Ruzh., C. beleutense sublatum Ruzh., Endolobus ornatus Gyr., Neoglyphi- oceras litvinovichae Ruzh.		
		Pachylyroceras newsomi Smith.	Pachylyroceras new- somi Smith., P. djes- kasganicus Libr., Go- niatites cf. incisus Hyatt, Endolobus ele- gans Libr., E. orna- tus Gyrty.	
Визейский	глов- кинский			
	мими- ский			Muensteroceras kazakhstanicum Libr., Pericyc- lus sp.
Турнейский	русакoвский			
	кассинский			

Таблица 2

в разрезах Центрального Казахстана

р. Ишим	Нулинский район	Карагандинский бассейн	р. р. Оленты, Ишдырты
Pachylroceras newsoni Smith, Goniatites cf. incisum Hyatt.			
		Gonioloboceras asiaticum Libr., G. cf. goniolobum Meek, Milleroceras atratum Libr., Beyrichoceras mucronatum Phill., B. obtusum Phill.	Gonioloboceras cf. goniolobum Meek.
	Muensteroceras kazakhstanicum Libr., M. acutum Libr., Pericyclus asiaticus Libr., P. toisaiganensis Libr.	Muensteroceras kazakhstanicum Libr., M. acutum Libr., Pericyclus dichotomus Libr., P. asiaticum Libr.	Muensteroceras kazakhstanicum Libr., Pericyclus asiaticus Libr.
	Imitoceras subbilobatum (Münst.), I. cf. intermedium (Schm.), I. cf. carinatum (Schm.), Gattendorfia cf. subinvoluta (Münst.), G. crassa Schm., G. nuraensis Libr., G. asiatica Libr., G. reticulata Libr., Protoconites lyoni (M. et W.)	Gattendorfia sp., Imitoceras rotiforme Libr.	Imitoceras subbilobatum Münst., I. intermedium Schind., Gattendorfia crassa Schm., G. asiatica Libr., G. (Kazakhstania) karagandensis Libr., G. cf. ventreplana (Schind.)

Этапность развития брахиопод раннего карбона

Брахиоподы	турнейский		визейский			серпуховский
	кассид-ский гор-нт	русс-ковский	интер-ский	явор-кин-ский	даль-ненский	белеу-тин-ский
I	2	3	4	5	6	7
<i>Idingula squamiformis</i> Phill.						
<i>Orbiculoidea kasachstanica</i> Litv.						
<i>Orbiculoidea keokuk</i> Hall						
<i>Rhipidomella micula</i> Litv.						
<i>Rhipidomella missouriensis</i> Sw.						
<i>Rhipidomella michelini</i> L'Ev.						
<i>Rhipidomella burlingtonensis</i>						
<i>Schizophoria kara</i> Nal.						
<i>Schizophoria chouteauensis</i> W.						
<i>Schizophoria gigantea</i> Litv.						
<i>Pseudoleptaena sinuata</i> (Kon.)						
<i>Pseudoleptaena distorta</i> (Sow.)						
<i>Schellwienella kaskaskiensis</i>						
<i>Sch. kaskaskiensiformis</i> Litv.						
<i>Schuchertella ischimica</i> Litv.						
<i>Schuchertella ruginosum</i> H. et Cl.						
<i>Orthotetes keokuk</i> Hall						
<i>Chonetes ischimicus</i> Nal.						
<i>Chonetes wissotzkii</i> Nal.						
<i>Chonetes aschliariki</i> Sim.						
<i>Chonetes dalmanianus</i> Kon.						
<i>Chonetes pigmaeformis</i> Aks.						
<i>Chonetes flexus</i> Aks.						
<i>Rugosochonetes nalivkini</i> Mon.						
<i>R. kipschakensis</i> Aksenova						
<i>Plicochonetes kinghiricus</i> (Nal.)						
<i>Plicochonetes ornatus</i> (Schum.)						
<i>P. nalivkiniiformis</i> Aksenova						
<i>Plicochonetes tricornis</i> Sem.						
<i>Plicochonetes transversus</i> (Nal.)						

I	2	3	4	5	6	7
Anopliopsis subcarinata (Girty)						
Plicatifera archalica Litv.						
Spinulicosta concentrica (Hall)						
Mesoplica kassini (Nal.)						
Avonia curvata Litv.						
Avonia bulla Aksenova						
Avonia aschenica Litv.						
Avonia ordaica (Nal.)						
Avonia youngiana (Dav.)						
Argentiprductus margaritaceus						
Argentiprductus atrypoides Rot.						
Argentiprductus karpinskianus						
Krotovia spinulosa (Sow.)						
Pustula ovalis (Phill.)						
Pustula altaica (Tolm.)						
Pustula pyxidiformis (Kon.)						
Burtonia dengisi Nal.						
Burtonia scabricula (Martin)						
Burtonia antiquissima (Lis.)						
Echinoconchus punctatus (Mart.)						
Echinoconchus defensus (Thom.)						
Stegacanthia sibirica Sar.						
Septarinia alta Aks.						
Gigantoprductus bisati (Paek.)						
Gigantoprductus moderatus						
Gigantoprductus praemoderatus						
Gigantoprductus maximus (M'Goy)						
Gigantoprductus miris (Fred.)						
G. tulensis aurita Bolchovit.						
Gigantoprductus latissimus						
Gigantoprductus rectestrius						
Gigantoprductus edelburgensis						
Gigantoprductus superbus Sar.						
Gigantoprductus beleutensis						
Beleutella asiatica Litv.						
Beleutella rara Litv.						

I	2	3	4	5	6	7
<i>Ovatia laevicosta</i> (White)						
<i>Ovatia yagovkini</i> (Nal.)						
<i>Ovatia ovatia</i> (Hall)						
<i>Ovatia probus</i> Rot.						
<i>Ovatia elongata plana</i> Litv.						
<i>Fluctuaria undata undata</i> (Defn.)						
<i>Fluctuaria undata antis</i> Litv.						
<i>Fluctuaria grüberi</i> (Kren.)						
<i>Fluctuaria cassis</i> Litv.						
<i>Fluctuaria corrugata</i> (M'Coy)						
<i>Fluctuaria mira</i> Litv.						
<i>Fluctuaria minima</i> Litv.						
<i>Fluctuaria atbasarica</i> Litv.						
<i>Striatifera striata</i> (Fisch.)						
<i>Productus productus</i> Mart.						
<i>Productus redesdalensis</i> M.-W.						
<i>Productus concinnus</i> Sow.						
<i>Productus fasciculatus</i> M'Chesn.						
<i>Productus elegans</i> N. et P.						
<i>Productus pussilus</i> Litv.						
<i>Eomarginifera setosa</i> (Phill.)						
<i>Eomarginifera schartimienensis</i>						
<i>Eomarginifera minuta</i> M.-W.						
<i>Eomarginifera derbiensis</i> M.-W.						
<i>Eomarginifera praecursor</i> M.-W.						
<i>Eomarginifera lengispina</i> (Sow.)						
<i>Eomarginifera sphaeroidea</i> Litv.						
<i>Eomarginifera ovaloides</i> Litv.						
<i>Tolmatchoffia konurica</i> Litv.						
<i>Marginatia fernglenensis</i> (Well.)						
<i>Marginatia kinghirica</i> Litv.						
<i>Marginatia viminalis</i> (White)						
<i>Marginatia setigera</i> (Hall)						
<i>Marginatia burlingtonensis</i> Hall.						
<i>Marginatia djidensis</i> (Nal.)						
<i>Marginatia grandialis</i> Litv.						

I	2	3	4	5	6	7
<i>Marginatia mirabilis</i> Litv.						
<i>Marginatia monachovae</i> Litv.						
<i>Dictyoclostus magnus</i> (Well.)		—	—			
<i>Dictyoclostus deruptus</i> (Rom.)		—	—			
<i>Dictyoclostus paraderuptus</i> Litv.						
<i>Dictyoclostus pinguis sinuata</i>				—		
<i>Dictyoclostus nalivkinianus</i>						
<i>Dictyoclostus orlovi</i> Litv.						
<i>Dictyoclostus ischimicus</i> Litv.				—		
<i>Dictyoclostus dykovii</i> Litv.						
<i>Dictyoclostus irinae</i> Litv.						
<i>Dictyoclostus multispiniferus</i>						
<i>Dictyoclostus pavlokensis</i> Litv.			—			
<i>Dictyoclostus mariae</i> Litv.						
<i>Dictyoclostus globosiformis</i>						
<i>Dictyoclostus tenisicus</i> Litv.						
<i>Pugilis pugilis</i> (Phill.)				—	—	—
<i>Pugilis kojeldensis</i> Litv.						—
<i>Pugilis scholakensis</i> Litv.						—
<i>Pugilis crawfordevillensis</i>						—
<i>Antiquatonia insculpta</i> (M.-W.)					—	—
<i>Antiquatonia insculptiformis</i>						—
<i>Antiquatonia kasachtanica</i> Litv.						—
<i>Antiquatonia martynovae</i> Litv.						—
<i>Antiquatonia khimenkovi</i> Jan.						—
<i>Antiquatonia sulkata</i> (Sow.)						—
<i>Antiquatonia teres</i> (M.-W.)						—
<i>Antiquatonia kipschakensis</i>						—
<i>Inflatia uschkarasensis</i> Litv.						—
<i>Inflatia patria</i> Litv.					—	—
<i>Sinuatella mesialis</i> (Hall)					—	—
<i>Sinuatella sinuata</i> (Kon.)					—	—
<i>Syringothyris hannibalensis</i>	—	—	—			
<i>Syringothyris textus</i> Hall		—	—			
<i>Syringothyris typus</i> Whitch.		—	—			
<i>Syringothyris cuspidatus</i> Sow.		—	—			

I	2	3	4	5	6	7
<i>Cyrtospirifer sibiricus</i> (Leb.)	—					
<i>Mucrospirifer roemerianus</i> (Kon.)	—	—				
<i>Orulganina plena</i> (Hall)		—	—			
<i>Orulganina tenistica</i> Litv.			—			
<i>Fusella trigonalis</i> (Mart.)					—	—
<i>Fusella triangularis</i> (Mart.)					—	—
<i>Fusella tornacensis</i> (Kon.)	—	—	—			
<i>Kinghiria prima</i> Litv.			—			
<i>Spirifer forbesi</i> N. et P.		—	—			
<i>Spirifer incertus</i> Hall		—	—			
<i>Spirifer platynotus</i> Well.	—	—	—			
<i>Spirifer ischimicus</i> Litv.			—			
<i>Spirifer grimesi</i> Hall		—	—			
<i>Spirifer missouriensis</i> Swall.		—	—			
<i>Spirifer baiani</i> Hal.		—	—			
<i>Spirifer aschliariki</i> Sim.			—	—		
<i>Spirifer kasachstanensis</i> Sim.				—	—	
<i>Sp. kasachstanensis kinjebaevi</i>				—	—	
<i>Spirifer karagai</i> Litv.				—	—	—
<i>Spirifer logani</i> Hall				—	—	
<i>Spirifer logani latus</i> Litv.				—	—	
<i>Spirifer djeskasganensis</i> Litv.				—	—	
<i>Spirifer bisulcatus</i> Sow.						—
<i>Neospirifer virgatus</i> Litv.					—	—
<i>Neospirifer uschkarasensis</i> Litv.					—	—
<i>Neospirifer nalivkini</i> Bolch.					—	—
<i>Neospirifer procameratus</i> Litv.					—	—
<i>Neospirifer djenaicus</i> Litv.					—	—
<i>Choristites costatus</i> Litv.						—
<i>Choristites djamanicus</i> Litv.						—
<i>Brachythyris beleutica</i> Litv.						—
<i>Br. suborbicularis kassini</i> Litv.	—	—	—			
<i>Brachythyris peculiaris</i> Shum.	—	—	—			
<i>Brachythyris atbasarica</i> Hal.		—	—			
<i>Brachythyris suborbicularis</i>		—	—			
<i>Brachythyris costatus</i> Litv.				—	—	

I	2	3	4	5	6	7
<i>Brachythyris dichotomus</i> Litv.						
<i>Torynifer cooperensis</i> (Swall.)						
<i>Torynifer pseudolineatus</i> (Hall)						
<i>Kitakamithyris conquista</i> (Mon.)						
<i>Phricodothyris lineatus</i> (Mart.)						
<i>Martinia glabra</i> Mart.						
<i>Martinia sinuata</i> Litv.						
<i>Martiniopsis plicata</i> Mon.						
<i>Punctospirifer minimus</i> Litv.						
<i>Tylothyris laminosus</i> M'Coy						
<i>Athyris lamellosa</i> L'Ev.						
<i>Athyris tenuilineata</i> Row.						
<i>Athyris parvirostra</i> M. et W.						
<i>Cliothyridina obmaxima</i> Mc Chesn.						
<i>Cliothyridina sublamellosa</i> Hall						
<i>Composita trinuclea</i> Hall						
<i>Eumetria circula</i> Mon.						
<i>Eumetria costata</i> Hall						
<i>Eumetria verneuilliana</i> (Hall)						
<i>Girtyella endemica</i> Litv.						
<i>Dielasma tenisica</i> Litv.						
<i>Dielasma djeskasganica</i> Litv.						
<i>Dielasma scholakensis</i> Litv.						
<i>Dielasma elongatiformis</i> Litv.						
<i>Dielasma illinoisensis</i> Well.						
<i>Camarotoechia elegantula</i> Row.						
<i>Camarotoechia tuta</i> Well.						
<i>Camarotoechia acutirugata</i> Kon.						
<i>Camarotoechia panderi</i> S. et M.						
<i>Camarotoechia rowleyi</i> Well.						
<i>Camarotoechia čidertensis</i> Nal.						
<i>Rotaia subtrigona</i> (M. et W.)						

ского горизонта требуют дальнейших исследований с обработкой других групп ископаемых, в частности, конодонтов и аммонитов.

Средний и поздний карбон в западной части Центрального Казахстана представлены красноцветными континентальными образованиями - в основном песчаниками, конгломератами, алевролитами, архиллитами различной окраски с подчиненными редкими прослоями известняков и горизонтами известковых конкреций. В этих отложениях органические остатки встречаются довольно редко. Основную роль при их расчленении имеет литологический принцип. Их возраст устанавливается по органическим остаткам, которые были найдены в последние годы, остракодам, филоподам и спорово-пыльцевым комплексам. На этом основании вся красноцветная толща пород была расчленена на свиты - для Жезказганской впадины таскудукскую и жезказганскую, для тенизской - кирейскую и владимировскую. В таскудукской, кирейской и в нижней половине владимировской свит встречаются различной мощности прослои туфов и туффитов липаритового состава, которые можно использовать при сопоставлении отдельных разрезов.

Таскудукская и кирейская свиты в настоящее время датируются как башкирский ярус среднего карбона. Верхняя граница башкирского яруса четкая, проходит по подошве конгломератов, которые принадлежат к более молодым толщам. Имеются мнения (Мураховская, Тажибаева, 1956), что эти две свиты следует относить ко всему среднему карбону (башкирский и московский ярусы), что не лишено основания, так как оно подтверждается заключениями о возрасте спорово-пыльцевых комплексов и отпечатков флоры.

Характерной особенностью таскудукской и кирейской свит является маркирующий горизонт кремней. На северо-востоке Жезказганской впадины в средней части таскудукской свиты установлен горизонт кремней, который состоит из крупных и мелких линз и прожилков кремня разных оттенков. Изучение состава окремельных пород под микроскопом и в иммерсии показало, что это сильно измененные витрокластические туфы кислого состава. Участки чистые, без примесей, представляют неравномерно перекристаллизованную и интенсивно разложенную пепловую массу, состоящую из агрегата монтмериллонита, цеолитов и опала. Крупные кремнистые выделения в виде жезд и линз состоят из халцедона и кварца. Их образование связано с более поздним эпигенетическим перераспределением кремнезема кислых пепловых туфов. Такой горизонт кремней прослеживается по всей северной части впадины.

На юге, в бассейне р.Белеуты этому горизонту отвечают пласти известняков небольшой мощности. Пласти имеют линзовидное строение с тонкими линзочками и пятнами кремней. Самая нижняя толща выхода горизонта кремней расположена на сопках Кок-Тюбе, где развиты известняки, подобные известнякам по р.Белеуты. Д.Г.Сапожников здесь обнаружил остатки фораминифер. В известняках не установлен пещловый материал. В северных разрезах фораминиферы не были найдены.

В кирейской свите горизонт кремней находится в верхней части разреза, почти на границе с владимировской свитой. Его строением ничем не отличается от рассмотренного горизонта таскудукской свиты, но положение горизонта, возможно, более высокое, чем в таскудукской свите. Можно предположить, что верхняя часть кирейской свиты размыва, хотя определенных данных для такого суждения нет. В связи с этим возникает вопрос об объеме кирейской свиты и возможности сопоставления с таскудукской, как это принято в унифицированной схеме.

Джезказганская и владимировская свиты сложены красноцветными континентальными отложениями; они по характеру пород и их генезису сопоставляются между собой. Однако, можно отметить и черты отличия - в нижней половине разреза владимировской свиты присутствуют прослой и линзы туфов липаритового состава и туффитов. Эти породы не известны в джезказганской свите. Возраст свит был установлен по стратиграфическому положению как средне-позднекаменноугольный. Нижняя граница свит четкая, проходит в подошве пачки конгломератов. Нижняя граница позднего карбона условная, так как она проводится внутри единого очень однородного разреза без характерных реперных горизонтов, которые могли бы служить условной границей. Верхняя граница джезказганской свиты соответствует рубежу между верхним карбоном и пермью (жадильская свита) довольно ясная по литологической смене пород и по спорово-пыльцевому комплексу и естракодам.

Значительно сложнее определить верхнюю возрастную границу владимировской свиты. В ее верхней части Н.И.Стукаловой установлен спорово-пыльцевый комплекс раннепермского возраста. Были собраны также раннепермские естракоды, филоподы и чешуя гонимидных рыб. Эти находки позволили выделить из владимировской свиты верхнюю ее часть в новую свиту - арчалинскую. Нижняя граница свиты постепенная, но четкая, устанавливается по смене красно-

цветных обломочных пород сероцветными и известняками. В настоящее время стратиграфический интервал владимировской свиты определяется в пределах: средний карбон (московский ярус) — нижняя пермь (артинский ярус). Встает вопрос о пересмотре возраста джезказганской, нижней и средней частей владимировской свиты. Отнесение их в целом к позднему карбону позволит нижнюю границу позднего карбона проводить в подошве пачки конгломератов. Имеются указания на находки спор и пыльцы позднекарбонового возраста (Мураховская, Тажибаева, 1956).

Второй типа разреза расположен во внешней зоне герцинид, имеет переходный характер от субплатформенного к геосинклинальному. Ранний карбон здесь представлен морскими отложениями, которые в нижней своей половине расчленяются также как и в западной каледонской части Центрального Казахстана. Начиная с визейского яруса, выделяются несколько свит: аккулукская, ашлярикская и карагандинская до горизонта K_7 морского происхождения. Верхняя часть карагандинской, надкарагандинская, долинская, тентекская и хашанская свиты представлены континентальными угленосными отложениями. В морских свитах органические остатки обеднены, а в континентальных породах встречается комплекс растений, спор и пыльцы двустворчатые моллюски, остракоды и филлопеды. Несмотря на обилие и разнообразие органических остатков, вопрос о возрасте свит остается дискуссионным. Разные представления о возрасте связаны со своеобразием фауны и флоры, которые носят смешанный характер. Все это очень затрудняет корреляцию с разрезами соседних районов. Разрез карбона Карагандинского бассейна интересен и имеет большое значение, но в настоящее время в связи с неопределенностью возраста принимать его за опорный для Центрального Казахстана не следует. В настоящее время назрела необходимость созыва специального коллоквиума палеонтологов, палинологов и палеофитологов, занимающихся изучением органических остатков этих свит, чтобы общими усилиями договориться о корреляции во времени Евразийской, Тунгусской флор и ископаемой фауны.

Третий тип разреза отвечает внутренней части Джунгаро-Балхашской геосинклинали и расположен в Северном Прибалхашье. В отличие от двух других типов для него характерна большая мощность и вулканогенно-осадочный состав пород. В последнее время для Северного Прибалхашья существуют две стратиграфические схемы. Одна для вулканогенных и вулканогенно-осадочных континентальных пород, а вторая для осадочно-вулканогенных морских. Турнейские по-

роды разделяются по общепринятой схеме, так как содержат органические остатки симоринского, кассинского и русаковского горизонтов, их возраст особых дискуссий не вызывает.

Визейский ярус расчленяется на ряд свит. Кемельбекская — прибрежно-морская сопоставляется с ишимским горизонтом, т.е. отвечает нижневизейскому подъярусу. Значительно сложнее обстоит дело с возрастом свит, расположенных выше. По данным В.Я. Кошкина, для морского разреза выделяются алабинская свита ($C_{IV_3}-C_{Igr}$) с редкими брахиоподами и отпечатками растений, бурултасская (C_{Igr}), тастыкудукская (C_2-C_3) и кунгисаякская (C_3-P_I) свиты. Вулканогенный разрез разделен на каркаралинскую ($C_{IV_3}-C_{Igr}$) калмакэмельскую ($C_{Igr}-C_2$) керегетасскую (C_2-C_3) и колдарскую (C_3-P_I) свиты. Возраст свит установлен по флористическим остаткам. Приведенный перечень свит указывает на неопределенность их возрастного положения, что не позволит наметить границы систем, отделов и ярусов. Это обстоятельство очень затрудняет сопоставление свит между собой, не говоря об их сопоставлении со свитами других районов.

За последнее десятилетие по стратиграфии и ископаемой фауне карбона Прибалхашья вышли крупные монографии (Сарычева и др., 1968), в которых рассматривается возраст тастыкудукской, бурултасской и кунгисаякской свит. Детально описаны разрезы и собрана послойно фауна брахиопод и аммонидей. По Т.Г. Сарычевой и др. (1968), бурултасская свита содержит типичную фауну намурского (серпуховского) яруса, тастыкудукская свита заключает смешанную фауну среднего-позднего карбона, не принадлежит к башкирскому и московскому ярусам среднего карбона, кунгисаякская свита относится к среднему-позднему карбону.

По О.В. Дзёреву и др. (1976), бурултасская свита отвечает башкирскому ярусу, тастыкудукская соответствует московскому, хотя в ней более чем на 40% представлена фауна башкирского яруса, 20% фауны позднего карбона и какое-то количество эндемичных видов.

В вулканогенно-осадочных толщах встречаются отпечатки растений. По заключению М.И. Радченко, они датируют возраст толщ от среднего карбона до ранней перми. Такое расхождение в трактовке возраста по всей вероятности может быть объяснено своеобразием фауны, которая развивалась в особых условиях морского бассейна, представлявшего крупный залив, временами с затрудненной связью с открытым морем. Возможно это привело к обособлению фауны и ее эндемичности.

Заключение

Все поставленные проблемы весьма сложны и требуют детальных исследований морских и континентальных отложений с поисками органических остатков. Необходимы новые находки органики, которые приведут к уточнению возраста толщ и расширят наши познания в распространении всех групп организмов, особенно цефалопед и конодонтов. Палеонтолого-стратиграфические исследования выполнены в большом объеме, они затывали обширные территории Казахстана, в то время как литологические исследования проводились очень неравномерно и не во всех регионах. Неравномерность литологического изучения стратиграфических разрезов и площади в целом сказались и на палеогеографических построениях, которые могли бы быть значительно более полными и точными. Следует также подчеркнуть необходимость выделения стратотипов всех горизонтов верхнего девона и карбона.

Литература

Аристов В.А., Бахтеев М.К., Васиков Ю.А., Склиар В.А. О находках фаменских конодонтов в вулканогенно-осадочных отложениях Сарысу-Тенизского водораздела и Атасуйского района (Центр.Казахстан). - "Изв.высших уч.завед. Геол.и разв.", 1976, № 8.

Быкова М.С. Стратиграфия и фацциальные комплексы верхнего девона и нижнего карбона Центр.Казахстана. Алма-Ата, 1960.

Волкова М.С. Нижнекаменноугольные отложения р.Ишим и их коралловая фауна. - В сб.: Матер.по геол. и полезным ископаемым Казахстана, вып. 4. Алма-Ата, 1938.

Голицын М.В., Максимов В.Н. Стратиграфия каменноугольных отложений Карагандинского бассейна. - В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 5, кн. I. М., "Недра", 1973.

Геология Карагандинского угольного бассейна. М., "Недра", 1972.

Геология и полезные ископаемые Джезказганского рудного района. Под редакцией Ю.А.Зайцева, М., "Недра", 1975.

Колкин В.Я. Стратиграфия верхнего палеозоя северной части Балхаш-Илийского герцинского вулканического пояса и саякского морского бассейна. - В сб.: Допалеозой и палеозой Казахстана. т. 2. Алма-Ата, 1974.

Литвинювич Н.В. Каменноугольные и пермские отложения западной части Центрального Казахстана. Матер.по геол. Центр.Казахстана, т. IV. М., Изд. Моск.ун-та, 1962.

Литвинович Н.В., Аксенова Г.Г., Разина Т.П. Стратиграфия и литология отложений нижнего карбона зап. части Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1969.

Литвинович Н.В. и др. Стратиграфия и литология верхнепалеозойских отложений западной части Центрального Казахстана. - В сб. Мат-лы по геологии Центр. Казахстана, т. I3. Алма-Ата, 1974.

Мартынова М.В. К стратиграфии турнейских отложений Карагандинского бассейна. - "Вестн. Моск. ун-та. Серия геол.", 1960, № 4.

Мартынова М.В. Новые данные о границе девона и карбона на Сарысу-Тенизском водоразделе. - "Бюлл. МОИП. Серия геол.", 1967, № 6.

Мартынова М.В. О границе девона и карбона в Ц. Казахстане. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. 2. Алма-Ата, 1974.

Мартынова М.В. Новые позднефаменские брахиоподы Центрального Казахстана. - "Палеонтологический журнал", 1970, № 1.

Мураховская Е.И., Тажибаева П.Т. К стратиграфии палеозоя Джезказгана по данным споро-пыльцевого анализа. - "Вестн. АН КазССР", 1956, № 4.

Наливкин Д.В. Брахиоподы верхнего и среднего девона и нижнего карбона Северо-Восточного Казахстана. "Тр. ЦНИГРИ", 1937, вып. 99.

Радченко М.И. Флористические комплексы каменноугольных отложений Казахстана. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. 2. Алма-Ата, 1977.

Руженцев В.Е., Богословская М.Ф. Намурский этап в эволюции аммоноидей. Ранненамурские аммоноидеи. М., "Наука", 1971.

Садыков А.М. Среднепалеозойские двустворчатые моллюски Ата-су. Алма-Ата, 1962.

Сарычева Т.Г. и др. Брахиоподы верхнего палеозоя Восточного Казахстана. - "Труды Палеонтологического ин-та", т. I2I, М., "Наука", 1968.

Юфреву О.В. и др. Прибалхашье - переходная зона биостратиграфических поясов позднего карбона. - "Труды геол. геоф. СО АН СССР", вып. 285, М., "Наука", 1976.

Некоторые закономерности условий и масштабов
углеобразования в раннем карбоне в северной части
Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского
срединного массива

В истории палеозойского осадконакопления в Центральном Казахстане выделяются две эпохи формирования каменных углей - раннекаменноугольная (ашлярикская и карагандинская свиты) и позднепалеозойская (долинская, тентекская и другие свиты). Составление палеотектонических карт для первой из них на значительную площадь Центрального Казахстана, охватывавшую северную часть эпикаледонского срединного массива, где сосредоточены основные месторождения раннекарбоновых углей, позволило нам рассмотреть наиболее общие закономерности углеобразования на данной территории. Подобную же работу авторы предполагают провести и для эпохи формирования верхней угленосной серии пород.

В основных угольных бассейнах - Карагандинском и смежных с ним Самарском, Завьяловском и Куучекинском, Экибастузском и Тениз-Коржункольском месторождениях, торфонакопление отмечалось на протяжении всего указанного этапа. На остальной территории - месторождения Коксенгир, Богембай, Тамсор и др. - в раннем карбоне происходило накопление преимущественно терригенных осадков с образованием I-3 угольных пластов, сопоставление которых с угольными пластами основных бассейнов и месторождений связано с известными трудностями. Вместе с тем, решение этого вопроса важно для понимания истории углеобразования на всей площади Центрального Казахстана. До последнего времени господствовало представление о том, что в месторождениях северной группы угленосность связана с отложениями поздневизейского серпуховского возраста, и угольные пласты сопоставлялись с нижней группой пластов карагандинской свиты Карагандинского бассейна. Однако, эти представления не получили подтверждения при последующих биостратиграфических исследованиях и палеотектонических построениях.

Биостратиграфия

В 1975-77 гг. на ряде месторождений каменного угля - Коксенгир, Тамсор, Богембай и др. - были продолжены стратиграфические исследования, в частности, по стратиграфической привязке угольных пластов.

На месторождении Тамсор по данным бурения покровных скважин (скв. 16, 38, 29, 35 и др.) установлены аналоги ашляриковой свиты, отвечающие нижнему-среднему визе, с характерным для этих толщ комплексом брахиопод: *Schuchertella* sp.ind., *Orthotetes* sp., *Chonetes ischimicus* Nal., *Chonetes aschliariki* Sim., *Rugosochonetes* cf. *nalivkini* (Mon.), *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *D.cf.ischimicus* Lit., *Buxtonia dengisi* (Nal.), *Verkhotomia plena* (Hall), *Spirifer* cf. *kassachstanensis* Sim., *S.aschliariki* Sim., *S.cf.akkuduki* Sim., *S.aff.baiani* Nal., *Brachythyris* cf. *atbasarika* Nal., *Martiniopsis* sp., *Torynifer pseudolineata asiatica* (Sar.), *Kitakamithyris* cf. *conquista* (Mon.), *Samarotoechia laeta* (Sar.), *Composita* sp., *Athyris sublamellosa* Hall. Вместе с брахиоподами в меньшем количестве встречены пелециподы родов *Protoschizodus*, *Polidevicia*, *Sanguinolites*, *Allorisma* cf. *similis* (Kon.), *Cypricardinia* ex gr. *bistriata* (Portl.), гастроподы - *Mourlonia striata* (Sow.), одиночные *Rugosa*, мшанки, перекристаллизованные членики криноидей и остракоды. Последние представлены следующими видами: *Jonesina fastigiata* (J.et K.), *J.navigulata* Posn., *Cavellina* cf. *recta* (J.K.et Br.), *C.ovatifomis* (Ulr.), *Nealdianella* cf. *darwinuloides* Posn., *H.subcuneola* Posn., *Cribrosoncha quasicornigera* Busch., *Nealdia* sp., *Joungiella* sp. Этот комплекс располагается непосредственно под угольным пластом. Примерно в 10-30 м выше угольного пласта обнаружен фаунистический горизонт, строго выдержанный по всему месторождению и приуроченный к слою темно-серого известковистого алевролита с тонкими прослойками аргиллитов. В комплексе органических остатков этого горизонта присутствуют остатки брахиопод, пелеципод, гастропод и остракод. Брахиоподы представлены следующими видами: *Lingula squamiformis* Phill., *L.cf.mytilloides* Sow., *Lingula* sp., *Orbiculoidea* sp., *Chonetes ischimicus* Nal., *C.ex gr.ischimicus* Nal., *Rugosochonetes nalivkini* (Mon.), *R.aff.loguessiana* Kon., *R.cf.kipschakensis* Aks., *Dictyoclostus* sp., "Productus" ex gr. *semireticulatus* Sow., *Pugilus* cf. *crawfordsvillensis* Well., *Buxtonia* sp., *Ovatia* cf. *jagovkini* Nal., *Athyris* sp. ind.

Отличительной особенностью комплекса является практическое отсутствие спириферид и преобладание продуктид и конетид; последние иногда образуют скопление одного какого-либо вида по напластованию. В прослойках аргиллитов встречаются беззамковые брахиоподы с сохранившимся веществом раковины. Виды *Lingula squamiformis*, *Chonetes ischimicus*, *Rugosochonetes nalivkini* (Mon.) распространены в ашляриковой свите и в низах карагандинской. *Lingula*

cf. *mytilloides*, *Rugosohonetes* aff. *loguessiana* Kon. характерны для нижней части карагандинской свиты. *Rugosohonetes kirschakensis* Aks. описан из средневизейских отложений р. Кипчак. *Pugilus crawfordsvillensis* - широко распространенная форма в среднем и верхнем визе Центрального Казахстана. *Ovatia jagovkini* - типичный вид верхневизейских отложений западной части Центрального Казахстана, отмечался также в низах карагандинской свиты Карагандинского бассейна. Другие продуктыды отнесены к группе "*Productus*" *semireticulatus*, так как представляют собой фрагментарные остатки раковин. Наряду с брахиоподами в этом горизонте присутствуют многочисленные остатки двустворчатых моллюсков. Видовой состав их довольно разнообразен: *Protoschizodus* cf. *subaequalis* Kon., *Schizodus* cf. *wheeleri* (Swall.), *Allorisma* cf. *similis* (Kon.), *Edmondia* sp., ²*Sanguinolites plicatus* (Portl.), ²*S. cf. karagandensis* Mir., ²*S. striatogranulatus* Hind., *Gramysiospis* cf. *kasachstanica* Tschern., ²*G. wellerioides* Tschern., *Polydevica* cf. *attenuata* Flem., ²*P. bellistriata* Ster. var. *karagandensis* Al.-Sad., ²*P. mariannae* Smir., *Nuculevis* (?) sp., ²*Myalina* sp., *Myalina mossensis* Ryck., *Aviculopecten* cf. *eskdalensis* Hind., ²*Sedgwickia* sp., *Pterinopecten* (?) *occidentalis* (Schum.), *Janeia* aff. *primaeva* (Phill.), *Modiola* sp., *Parallelodon* sp.

В приведенном комплексе виды, отмеченные звездочкой, характерны для нижней части карагандинской свиты Карагандинского бассейна (до пласта К₅³), остальные - встречаются как в верхах анжиринской, так и в низах карагандинской свит. В одном образце (скв. I6) обнаружены очень плохие перемятые остатки пелеципод, близкие к *Anthracopecten*, что может свидетельствовать о некотором опреснении водоема.

Комплекс остракод имеет следующий видовой состав: *Jonesina bivesiculosa* Posn., *J. (?) angulata* Posn., *Kloedenellitina* (?) *aschliarikiensis* Busch., *Paraparchites* cf. *karagandensis* Busch., *Paraparchites* sp., *P. mandelstami* Resch., *Sansabella* aff. *campra* (Cooper), *S. cf. campra* (Cooper), *S. aff. amplectans* Round., *Cavellina benniei* var. *intermedia* (J.K. et Br.), *C. cf. phillipsiana* var. *carbonica* (J. et K.), *C. recta* (J.K. et Br.), *C. cf. ovatififormis* (Ulr.), *C. spinosa* var. *NI* Busch., *C. cf. attenuata* (J. et K.), *Bairdia* aff. *legumen* (J. et K.), *Bairdia* sp., *Hollinella* sp., *Amphisites mosquensis* Posn., *Healdiella darwinuloides* Posn.

В заключение С.Б.Мамутовой указывается, что приведенные виды встречаются как в ашлярикской свите, преимущественно в ее верхних горизонтах, так и в нижней части карагандинской свиты над пластом K_4 . Кроме того, в этом фаунистическом горизонте довольно часто встречаются мелкие гастроподы - *Loxonema* sp., *Bellerophonidae* sp. ind., а также лопатоногие - *Dentalium* sp., *Leodentalium* sp.

На основании анализа видового состава комплексов фауны этого горизонта можно сделать вывод о том, что они могут характеризовать как верхи ашлярикской свиты, так и низы карагандинской, т.е. являются переходными. В целом, он аналогичен второму фаунистическому комплексу месторождения Богембай, установленному ранее в 100-115 м выше основного угольного пласта (Кушев и др., 1973). Второй фаунистический комплекс Богембая ранее рассматривался как пограничный между ашлярикской и карагандинской свитами, хотя и отмечалось, что он ближе к комплексу верхов ашлярикской свиты. При этом угольный пласт относился к карагандинской свите. Таким образом, учитывая, что на месторождениях Богембай и Тамсор переходный комплекс фауны установлен в 50-100 м выше основного угольного пласта, а непосредственно под пластом присутствует типично "ашлярикская" фауна, представляется, что угольный пласт скорее всего следует относить к верхам ашлярикской свиты.

На месторождении Коксенгир канавами вскрыты аналоги ашлярикской свиты с характерным комплексом брахиопод: *Lingula* cf. *squamiformis* Phill., *Orbiculoidea* cf. *keokuk* Hall, *Schubertella* cf. *ischimica* Litv., *Streptorhynchus* cf. *ruginosus* (H. et Cl.), *Chonetes ischimicus* Nal., *C. aschliariki* Sim., *Rugosohonetes naliivkini* (Mon.), *R.* cf. *kipschakensis* Aks., *Buxtonia* cf. *scabricula* (Mart.), *Pustula* cf. *ovalis* (Phill.), *Marginatia* cf. *djidensis* (Nal.), *Dictyoclostus disruptus* (Rom.), *D. ischimicus* Litv., *D. sp.* (cf. *karagandensis* Sim.), *Verkhotomia plena* (Hall), *V. tenisica* Litv., *Spirifer kasachstanensis* Sim., *S. aschliariki* Sim., *S. baiani* Nal., *S. cf. akkuduki* Sim., *Brachythyris* cf. *suborbicularis* Hall, *B. atbasarica* Nal., *Tylothyris laminosus* M'Coy, *Punctospirifer* cf. *minimus* Litv., *Tornifer pseudolineata* (Hall), *Kitakamithyris conquista* (Mon.), *Camarotoechia* cf. *aschliariki* Sim., *Athyris* cf. *sublamellosa* (Hall), *Gleiothyridina* sp. Приведенный комплекс повсеместно встречается в нижнем и среднем визе западной части Центрального Казахстана, Завьяловского мео-

торожения, Экибастузского бассейна. Здесь же присутствуют пелеципеды - *Aviculopecten cf. eskdalensis* Hind., *Pseudomassium* sp., *Grammysiopsis kasachstanensis* Tschern., *Allorisma cf. similis* (Kon.), *Allorisma cf. subcuneatum* (Meek et W.), *Cypricardina* sp., *Protoschizodus* sp., *Sanquinolites* sp., *Nucula* sp., гастроподы - *Mourlonia cf. carinata* (Sow.), *M. conica* (Phill.), *Mourlonia striata* (Sow.), наутилусы, фрагменты трилобитов, мшанки, криноидеи.

Остракоды немногочисленны, встречаются обычно в виде обломков раковин и их ядер: *Paraparchites incornatus* (M'Coy), *P. cf. karagandensis* Busch., *P. cf. donica* (Tschern.), *Joungiella cf. naviculata* Posn., *Jonesina cf. bivesiculosa* Posn., *Hollinella* sp., *Cavellina cf. attenuata* (J. et K.), *C. ovatiformis* (Ulr.), *Healdia cf. subcornigera* Busch., *Kloedenellitina* (?) *aschliarikiensis* Busch.

По заключению С.Б. Мамутовой, приведенный комплекс характерен для ашлярической свиты Карагандинского прогиба.

Этот комплекс фауны установлен в 50 м выше угольного пласта, но по своему составу соответствует фаунистическому комплексу Тамсорского и Богембайского месторождений, обнаруженному ниже угольного пласта.

Следовательно, угольные пласты месторождений Богембай и Тамсор - с одной стороны, и месторождения Коксенгир - с другой, по своему стратиграфическому положению не идентичны, хотя в целом соответствуют ранне-средневизейскому этапу углеобразования (рис. 1).

Палеотектоника

Обратимся к последовательному анализу палеотектонических схем, характеризующих раннекарбонный этап углеобразования. Для их составления были использованы материалы региональных исследований в основном по площади каледонского Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива (Богданов и др., 1963; Богданов, 1965) от Центрально-Казахстанского разлома на востоке до Западно- и Восточно-Улутауских разломов - на западе и от Западносибирской плиты - на севере до Джунгаро-Балхашской валистой складчатой системы на юго-востоке.

Как следует из рассмотрения палеотектонической схемы ранне-го-среднего визе, данная территория расчленяется на ряд областей, характеризовавшихся определенными палеотектоническими режимами осадконакопления (интенсивность, степень дифференцированности, градиенты вертикальных глубовых движений), получившими выражение

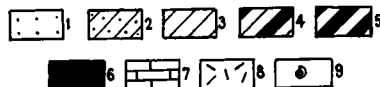
в характере и мощностях сохранившихся в разрезах осадков (рис.2 на вкл.).

На севере рассматриваемой территории на площади, охватывавшей Тенизскую впадину, Кокчетавское, Инжеолымесское и Брементау-Ниязское поднятие, обособилась относительно стабильная область, в пределах которой происходило накопление маломощных карбонатных, карбонатно-терригенных осадков или паралической угленосной молассы (200 м). Формирование последней было, вероятно, обусловлено существованием во внутренних частях области островных участков суши, в непосредственной близости от которых концентрируются все известные углепроявления ранне-средневизейского возраста. Здесь же выявляются достаточно крупные по площади участки сильно снивелированной суши. Ограничения таких поднятий имели линейные очертания и совпадали с длительно развивавшимися разломами глубокого заложения конседиментационного типа, о чем свидетельствует обилие краевых несогласий на разных стратиграфических уровнях, резкие смены фаций и мощностей. Участки суши образуют дугообразно изогнутый архипелаг, в целом разграничивающий области накопления мелководных осадков и паралической угленосной молассы, причем накопление последней происходило частично и в зоне смыкания с фациями открытого эпиконтинентального моря. Архипелаг совпадает по площади с выступами докембрийско-нижнепалеозойского фундамента, и только на севере Карагандинского прогиба отдельные острова были сложены преимущественно вулканитами девона.

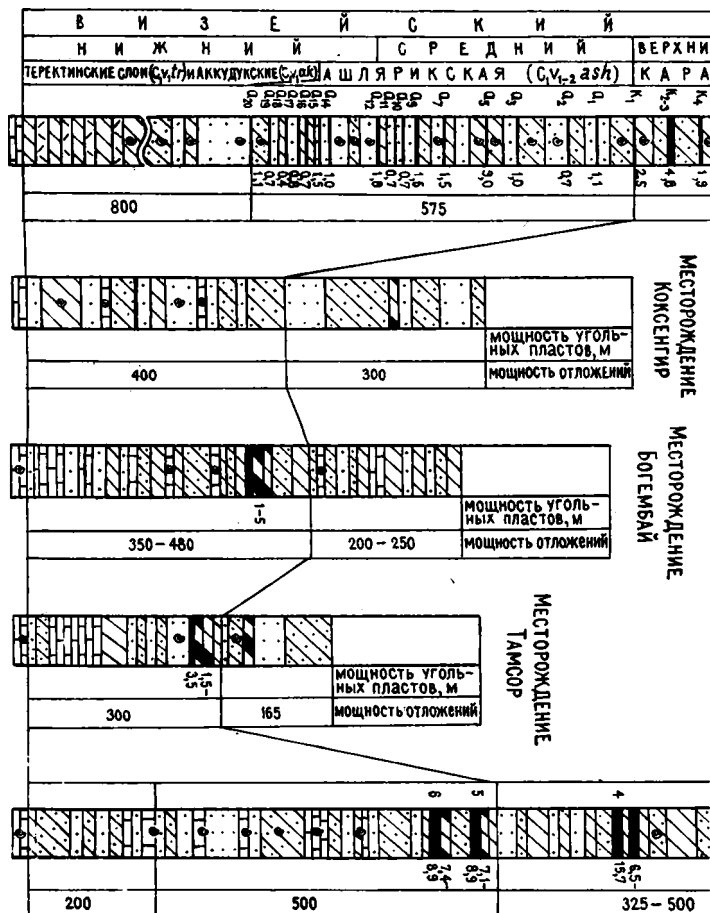
На юге, во внутренних частях Дзезказганской впадины, также располагалась область, характеризовавшаяся накоплением маломощных карбонатных осадков (200 м). Эти относительно стабильные области разделяла линейная широтная зона, в пределах которой происходило накопление мощных, преимущественно терригенных осадков (1000м). На западе она охватывает Сарысу-Тенизскую зону поперечных дислокаций (Богданов, 1965; Зайцев, 1961) и прилегающие части Тенизской и Дзезказганской впадин. Проведенный нами анализ подтверждает вывод о симметричном расположении относительно Сарысу-Тенизской зоны поперечных дислокаций стабильных областей с сокращенными разрезами (Зайцев, Кабанов, 1966), Ширина зоны достигает 220-300 км. Ее отличает резкая дифференциация глыбовых вертикальных движений

	СЕРПУХОВСКИЙ	ЯРУС
п		ПОДЪЯРУС
г	ГАНДИНСКАЯ ($G_{\text{вн}} + s_{\text{кг}}$)	СВИТА
м		ИНДЕКС УГОЛЬНОГО ПЛАСТА
к		
д		
с		
з		
л		
и		
т		
р		
я		
х		
ц		
ч		
ш		
щ		
ф		
у		
ю		
ы		
э		
ё		
а		
б		
в		
г		
д		
е		
ж		
з		
и		
й		
к		
л		
м		
н		
о		
п		
р		
с		
т		
у		
ф		
х		
ц		
ч		
ш		
щ		
ъ		
ы		
ь		
э		
ё		
а		
б		
в		
г		
д		
е		
ж		
з		
и		
й		
к		
л		
м		
н		
о		
п		
р		
с		
т		
у		
ф		
х		
ц		
ч		
ш		
щ		
ъ		
ы		
ь		
э		
ё		
а		
б		
в		
г		
д		
е		
ж		
з		
и		
й		
к		
л		
м		
н		
о		
п		
р		
с		
т		
у		
ф		
х		
ц		
ч		
ш		
щ		
ъ		
ы		
ь		
э		
ё		
а		
б		
в		
г		
д		
е		
ж		
з		
и		
й		
к		
л		
м		
н		
о		
п		
р		
с		
т		
у		
ф		
х		
ц		
ч		
ш		
щ		
ъ		
ы		
ь		
э		
ё		
а		
б		
в		
г		
д		
е		
ж		
з		
и		
й		
к		
л		
м		
н		
о		
п		
р		
с		
т		
у		
ф		
х		
ц		
ч		
ш		
щ		
ъ		
ы		
ь		
э		
ё		
а		
б		
в		
г		
д		
е		
ж		
з		
и		
й		
к		
л		
м		
н		
о		
п		
р		
с		
т		
у		
ф		
х		

1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - аргиллиты; 4 - слабоуглистые аргиллиты; 5 - углистые аргиллиты; 6 - уголь; 7 - известняки; 8 - пепловые туфы; 9 - местоположение ископаемой фауны



индекс угольного пласта	1	20,1	мощность угольных пластов, м
	2	25,3	
	3	32,5	
		42,9	мощность отложения
		85,4	
		86,3	



вкрест простирания основных структур, которая приводит к чередованию в ее пределах линейных прогибов (до 1000-1100 м) и соизмеримых с ними поднятий, служивших областями размыва и поставлявших обломочный материал. Показательно, что эта область располагалась во внутренних частях обширного эпиконтинентального моря, в котором происходило в основном накопление преимущественно карбонатных осадков. О существовании в этой зоне островных участков суши несомненно свидетельствует ингрессивное залегание верхневизейских-серпуховских толщ, выполнявших глубокие эрозионные ложбины по краям горст-антиклиналей (Кирейская горст-антиклиналь).

В субширотной зоне сочленения каледонид и варисцид в эту эпоху закладывается узкий линейный Карагандинский прогиб, заполнявшийся паралической угленосной молассой (более 1000 м). Заложение прогиба происходило вдоль края эпикаледонского срединного массива, характеризовавшегося в предшествующую турнейскую эпоху сравнительно небольшими амплитудами прогибания (до 200-250 м) и накоплением мелководных карбонатных осадков (Кабанов, 1971). Таким образом, заложение Карагандинского прогиба, как и располагавшегося на его простирании Кипшакского, следует относить к началу визейского века, а не к середине девона, как это полагали ранее многие исследователи.

Рассмотрим некоторые особенности строения паралической угленосной молассы, характера и масштаба торфонакопления в ранне-средневизейское время. В карагандинском прогибе, где общее устойчивое прогибание прерывалось кратковременными периодами тектонической стабилизации, сформировалась мощная (более 1000 м) угленосная толща с большим количеством угольных пластов (до 21), суммарная мощность которых в средней части прогиба составляет 16 м. В Экибастуз-Акжар-Борлинском прогибе мощность угленосной молассы сокращается до 400-600 м, при этом число угольных пластов уменьшается с юга на северо-восток от 8 до 2, а суммарная их мощность изменяется в том же направлении от 22 до 18 м. На площади относительно слабого прогибания угленосные отложения развиты только в восточной ее части. Мощность угленосной молассы здесь равна 250-300 м. Как правило, она включает 1-2, редко 3 угольных пласта сложного строения, суммарная мощность которых обычно составляет 2-4, редко 6 м и более.

В пределах Джунгаро-Балхашской складчатой системы в ранне-средневизейское время происходило накопление морских, вулканогенно-осадочных слабо угленосных отложений (кемельбекская свита).

Особую роль в распространении типов формаций и мощностей отложений играли зоны Целиноградского, Западно- и Восточно-Улутауского, Теректинского, Тенизского и некоторых других глубинных разломов. Так, описанная выше линейная Сарысу-Тенизская субширотная зона с преимущественным развитием терригенных осадков ограничена на западе Западно- и Восточно-Улутауским, на востоке - Целиноградским, на юге - Теректинским глубинными разломами. С другой стороны, площадь развития угленосной молассы в основных чертах также контролировалась глубинными разломами: на западе - Целиноградским, на востоке - возможно, Центрально-Казакстанским, обусловив, в частности, отсутствие в ранне-средневизейское время угленосных фаций в Кипшэком прогибе. Представляет интерес положение зоны Целиноградского глубинного разлома относительно западной части Карагандинского прогиба. Рядом исследователей он показывался внутри этого прогиба. Выполненные палеотектонические построения позволили наметить его положение к западу от Завьяловского месторождения, что нашло своё подтверждение при анализе геофизических полей.

Во второй половине формирования нижней угленосной серии (времени накопления карагандинской свиты) вслед за сурской складчатостью, охватившей большую часть Джунгаро-Балхашской складчатой системы, на площади эпикаледонского срединного массива при сохранении некоторой преобладанности палеотектонических обстановок возникают и существенные отличия (рис. 3 на вкладке). Так, сохраняются в прежних границах северная и южная относительно стабильные области на месте Тенизской и Джезказганской впадин, не испытывает существенных изменений и обстановка осадконакопления - здесь продолжают накапливаться карбонатно-терригенные осадки морского мелководья (от 110-130 м до 200-250 м). Архипелаг островов объединился в дугообразное поднятие. Вероятно при этом была практически полностью прервана связь восточных и западных бассейнов седиментации, связывавшихся в предшествовавшую эпоху системой проливов.

Характерно, что дугообразная полоса поднятий, nasledующих выступы докембрийско-келедонского фундамента, разграничивала области прибрежно-морского и континентального осадконакопления. Однако, континентальные фации были распространены значительно западнее и юго-западнее меридионального отрезка этой дуги. Они смыкались с зоной прибрежно-морских отложений, распространенных

вдоль поперечного погребенного поднятия, разделявшего Тенизскую впадину и проходившего в северо-восточном направлении несколько западнее оз. Тениз.

В результате савурской складчатости на большей части Джунгаро-Балхашской складчатой системы формируется поднятие, в пределах которого происходит накопление континентальных вулканических серий и внедрение кооматитичных им интрузивных комплексов. Одновременно, на месте ооласти резко дифференцированных поднятий и прогибов Сарысу-Тенизской зоны поперечных дислокаций оформляется крупное поднятие, разделившее с этого времени северную и южную относительно стабильные области, лишь в центре этого поперечного поднятия сохраняется Шуберкульский осевой прогиб, выполненные терригенными континентальными отложениями, мощностью 700 м¹). Интенсивные прогибания (до 1000 м) отмечаются по северной и южной периферии этих поднятий, на площади унаследованных с предшествующей эпохи линейных Кипшаковского и Кингирского прогибов, причём в первом из них происходит в незначительных масштабах и торфонакопление. Продолжаются интенсивные прогибания в пределах Карагандинского креевого прогиба, заполнявшегося вначале паралической, а позднее лимнической молассой (650-800 м).

Формирование угленосной молассы происходит и во внутренних частях срединного массива, однако, на значительно меньших площадях, чем в предшествующих эпоху. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что накопление угленосной лимнической молассы в ос-

¹) Реконструируемая авторами палеотектоническая обстановка позднего визе - серпуховского века (см. рис. 3 на вкладке) для территории Сарысу-Тенизской системы глыбовых складок не верна. Для указанного отрезка геологического времени сохраняется тектоническая зональность, существовавшая в раннем-среднем визе. По материалам среднемасштабных геологических съёмок, выполненных Ю.А.Зайцевым и др., верхневизейские-серпуховские (нампровские) морские отложения широко развиты в пределах указываемого авторами статьи поднятия (прим.редактора).

новном здесь приурочено к Экибастуз-Аккар-Борлинскому прогибу, широтная часть которого имеет близпараллельную ориентировку с Карагандинским прогибом. Экибастуз-Аккар-Борлинский прогиб уступает Карагандинскому по интенсивности прогибания и масштабам углеобразования, отличаясь от последнего и по характеру угленосности. Так, если во внутренних частях срединного массива обстановка благоприятствовала формированию единичных пластов угля (2-6), то зато очень большой мощности (максимальная суммарная мощность угольных пластов достигает 170 м), то в пределах Карагандинского прогиба по-прежнему формируется более 20 сложно построенных угольных пластов, суммарная мощность которых сравнительно невелика - до 40 м. Указанные особенности несомненно отражают различия палеотектонических обстановок этих зон, в частности интенсивность, размах, периодичность вертикальных колебательных движений.

К югу от Карагандинского прогиба образовалось обширное поднятие, в южной части которого на вулканических плато и в вулканотектонических депрессиях происходило формирование сложно построенных контрастных вулканических серий. Отголоски этой вулканической деятельности нашли отражение и в Карагандинском прогибе, даже во внутренних частях срединного массива (Экибастуз) в виде отдельных пластов пепловых туфов, примесей вулканического стекла и пеплового материала в обломочных породах разреза.

В заключение, необходимо обратиться к анализу пространственного и структурного размещения угленосной молассы поздневизейского-серпуховского времени. Если на предыдущем этапе угленосные формации обладали широким площадным распространением на территории срединного массива, то в рассматриваемую эпоху торфонакопление в целом концентрировалось на площади срединного массива между двумя крупными меридиональными разломами - Центрально-Казахстанским и Целиноградским, при этом максимум торфонакопления тяготел к субширотным прогибам - Карагандинскому и Экибастуз-Аккар-Борлинскому. Следует отметить, что в дальнейшем в позднепалеозойскую эпоху наиболее интенсивное торфонакопление в пределах экибастузского срединного массива было сосредоточено только на площади Карагандинского краевого прогиба, завершая тем самым тенденцию от широкого по площади развития торфяников в раннем этапе до концентрированного торфонакопления на площади линейных компенсационных прогибов в позднейшие этапы углеобразования. Определяющая роль глубинных разломов в распределении поднятий и прогибов, а также накапливавшихся в последних типов отложений, отмеченная для пред-

шествовавшей эпохи, в основных чертах сохранилась и в поздневизейское-серпуховское время. Представляет особый интерес роль Целиноградского разлома в развитии Кыпчаковского и Карагадинского прогибов, обусловившего поднятие в зоне их сочленения и, таким образом, самостоятельное их существование.

Подводя итоги анализа условий и масштабов углеобразования и осадконакопления нижней угленосной серии (аккудукская, амлярикская, карагадинская свиты) на рассматриваемой территории можно отметить следующее:

1. Большинство пластов каменного угля угленосных мульд севера и северо-востока Центрального Казахстана имеют ранне-средневизейский возраст.

2. Нижняя угленосная серия в основном представлена параличской угленосной молассой, лишь в верхней ее части замещается линической.

3. Наиболее широким площадным распространением пользуется параличская угленосная моласса ранне-средневизейского возраста, формирование которой помимо Карагадинского прогиба происходило и на большей части срединного массива по периферии островной суши.

4. Палеотектоническая обстановка на площади срединного массива в ранне-средневизейское время не благоприятствовала торфонакоплению, благодаря чему здесь образовались единичные пласты высокозольных углей; лишь в Карагадинском прогибе оформилось до 20 пластов каменного угля, мало отличающихся по качеству и внутреннему строению.

5. Во второй половине эпохи формирования нижней угленосной серии наметилось резкое сокращение площадей торфонакопления. Оно продолжалось в Карагадинском, а в пределах срединного массива — в Экибастуз-Акжар-Борлинском прогибе.

6. Торфонакопление в поздневизейское-серпуховское время происходило на фоне постепенного отмирания морского режима на обширных стабилизированных площадях срединного массива.

7. Торфонакопление в поздневизейское-серпуховское время в краевых и внутренних частях срединного массива характеризовалось существенными различиями. Во внутренних частях формировалось небольшое количество угольных пластов, иногда уникальной мощности, как например, на Экибастузском месторождении (до 170 м). В Карагадинском прогибе образовалось несравненно большее количество пластов (20) при существенно меньшей их суммарной мощности.

8. Анализ палеотектонических обстановок в рассматриваемые этапы раннего карбона указывает на линейный характер очертаний участков суши (областей размыва), обусловленный пространственным совмещением их ограничений с системой консолидационных разломов длительного развития. Распределение поднятий и прогибов в значительной степени контролировалось зонами глубинных разломов, предопределивших также размещение типов осадков, в том числе и угленосных отложений на площади.

9. Заложение Карагандинского прогиба произошло в ранневизейское время в краевой части эпикаледонского срединного массива на площади, характеризовавшейся в турнейский век сокращенным карбонатным разрезом.

Литература

Богданов А.А. и др. Тектоническое районирование Центрального Казахстана. - "Вестн.Моск.ун-та. Серия геол.", 1963, № 5.

Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозойск. Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. - "Бюлл.МОИП. Отд.геол.", 1965, т.70, вып. 5, 6.

Зайцев Ю.А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутая. - В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, т.Ш. М., Изд-во МГУ; 1961.

Зайцев Ю.А., Кабанов Ю.Ф. О варисийском развитии Дзезкаганской и Тенизской внутренних впадин. - "Вестн.Моск.ун-та". Серия геол., 1966, - № 2.

Кабанов Ю.Ф. Проблемы тектоники восточной части Карагандинского бассейна. - В сб.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана, т.Х. М., Изд-во МГУ, 1971.

Кумев Г.Л., Голицын М.В., Аксенова Г.Г., Траньков В.В. Кокчетавская группа месторождений. - В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т.5, кн. I. М., "Недра", 1973.

Позднепалеозойский магматизм Северного Прибалхашья
(новые данные и проблемы)

Около 10 лет назад в позднепалеозойских вулканитах Северного Прибалхашья, относимых до того к раннему-среднему карбону, В.Я. Кошкиным были обнаружены флористические остатки, определенные Г.П.Радченко и К.З.Сальменовой как позднепермские. Эти, а также последовавшие за ними другие находки пермской флоры, заставили В.Я.Кошкина пересмотреть стратиграфию, возраст и историю развития позднепалеозойских вулканитов Прибалхашья (Кошкин, 1974). Его взгляды нашли отражение в решениях 2-го стратиграфического совещания в Алма-Ате (Решения..., 1976). Несмотря на это, среди геологов до самого последнего времени господствовали представления о преимущественно каменноугольном возрасте позднепалеозойского вулканизма Прибалхашья (Гаек, 1971; Шерба, Алексеева, 1975; Шербакова и др., 1977 и др.). Исследователи, придерживавшиеся старой стратиграфической схемы, объясняют возникшие разногласия недостаточной изученностью позднепалеозойских флористических комплексов Казахстана, плохой сохранностью остатков, вероятной эндемичностью отдельных видов, возможными ошибками при отнесении флоры к разным палеофлористическим провинциям, ссылаются на радиогеохронологические данные.

В последние годы дискуссия о возрасте позднепалеозойских вулканитов приобрела особую остроту в связи с новыми находками ископаемой флоры как в разрезах, считавшихся немymi, так и в охарактеризованных ранее флористически. Острота проблемы усугубляется тем, что иногда палеофлористические определения из одной толщи дают разную датировку возраста, причем обнаруженные флористические комплексы зачастую принадлежат разным палеофлористическим областям. Это оставляет некоторый простор для интерпретации возраста тех толщ, где имеются лишь единичные определения.

Однако выявленные противоречия выходят за рамки чисто флористических. Они требуют пересмотра местных и региональных стратиграфических схем и нового подхода к эволюции позднепалеозойского магматизма Прибалхашья. В связи с этим, начиная с 1976 г., силами ИГН АН КазССР, КазИМСа, ИКТГУ, ЦКЭ МГУ и других организаций ведутся работы по изучению позднепалеозойских вулканитов Прибал-

хатся на всей площади их распространения. Основное внимание уделяется выяснению и уточнению геологических взаимоотношений стратифицированных и интрузивных образований путем детального картирования узловых участков, а также усовершенствованию методов стратиграфической корреляции вулканогенных разрезов.

За истекшие 3 года работы авторами собран и обработан материал, позволяющий уже сейчас ответить на некоторые поставленные ранее вопросы и сформулировать новые проблемы, требующие разрешения. При этом авторы отдают себе отчет в том, что в настоящей статье в связи с незавершенностью работ учтены не все имеющиеся материалы, не вполне увязаны данные по описанной территории и по соседним регионам, а следовательно сформулированные здесь выводы не окончательны.

Принятая нами стратиграфическая схема близка к предложенной В.Я.Кошкиным, но не идентична ей. В данных объемах перечисленные ниже свиты выделены впервые. В настоящей статье не рассматриваются вулканогенные образования турнейского и ранневизейского возраста, так как авторы не располагают достаточным для такого рассмотрения материалом.

Каркаралинская свита (C_{1kr}) в районе гор Жельтау, Кошкар и далее на север залегает несогласно на терригенных толщах турне и нижнего визе (рис. I). Она представлена андезито-базальтами, андезитами с прослоями песчаников в нижней части разреза (мощностью около 700 м) и туфами липаритов, реже липарито-дацитов с прослоями песчаников — в верхней части (около 1000 м). Вулканы каркаралинской свиты характеризуются повышенной щелочностью с разными соотношениями натрия и калия в различных частях региона. Калийность возрастает с востока на запад.

Возраст Каркаралинской свиты определяется многочисленными сборами раннекаменноугольных флористических остатков из разных частей разреза. Так, в верховьях р.Токрау в 1963 г. Е.В.Рисбалтовским были собраны *Cardioneura? cf. sibirica* Zal., *Adiantites liberifolia* Bors., *Adiantites* sp., *Calamites* sp., *Angaropteridium* sp., *Sphenopteridium* sp. (определения А.А.Майборода). В районе гор Кошкар в 1967 г. А.М.Курчавов собрал *Archaeocalamites cf. radiatus* (Bqt.) Stur., *Mesocalamites* sp. (определения С.В.Мейена). По сборам А.М.Курчавова (1976 г.) из самых верхов каркаралинского разреза гор Толубай С.В.Мейен определил *Adiantites* sp. nov. Перечисленные органические остатки не противоречат поздневизейско-серпуховскому возрасту каркаралинской свиты.

Тарак
Кызыл, Космурун

Донгалы
Орунқол
Абылбай

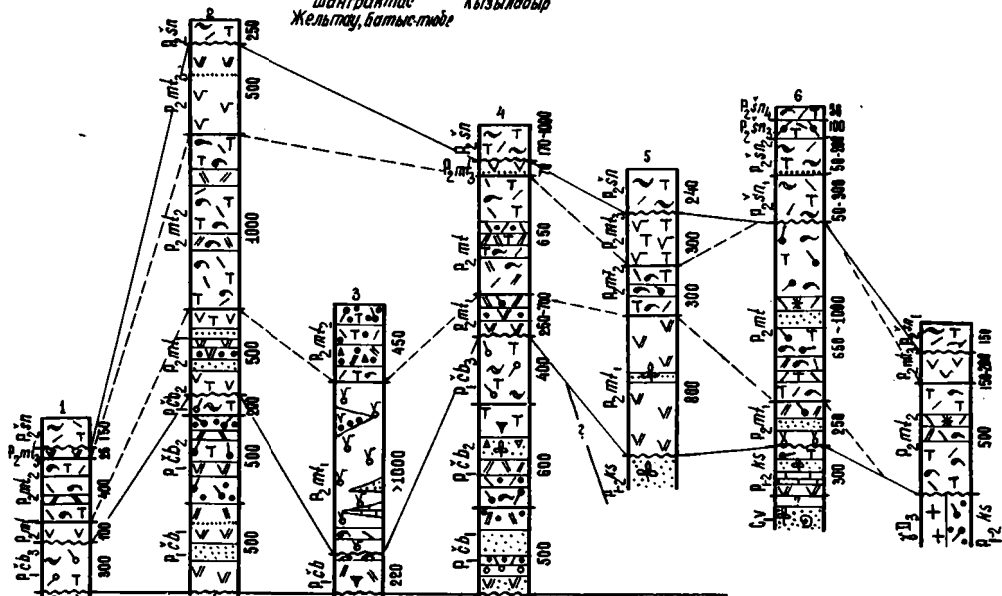
Майтас
Достар
Қаракир
Шанғрантас
Жельтау, Батыс-тобе

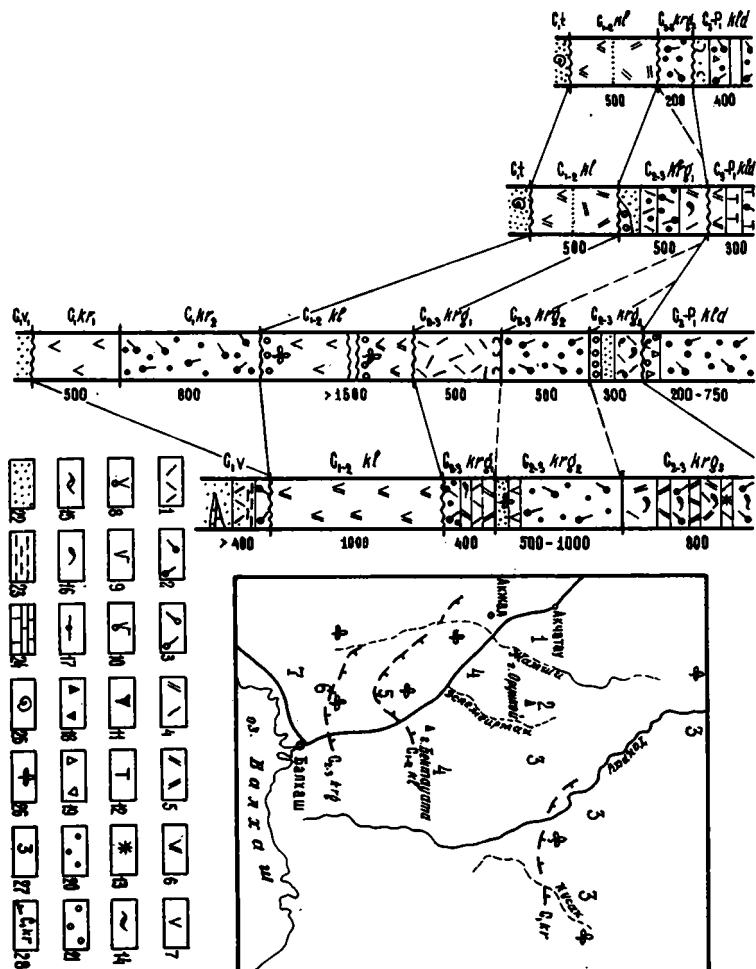
Жанет
Зспе-Меірман
Анжия, Наурызбай
Кызылбайыр

Ақшоқы
Теңіржақал
Борлы

Қандомбай
Шанғельбай
Кызылтас

Бесінжақал
Қаражақал





Калмакэмельская свита (C₁₋₂kl) ложится несогласно на каралинскую в верховьях реки Токрау, в районе гор Кошкар, Жельтау. В верховьях реки Жампи, южнее пос. Акчатау, она с резким угловым несогласием перекрывает терригенно-карбонатные верхнедевонские и турнейско-нижневизейские толщи. На юг выходы калмакэмельских вулканитов прослеживаются до урочища Акмая, обнажаясь отдельными участками главным образом в северной половине территории - в горах Жанет, Тарак, Майтас. Вулканические породы калмакэмельской свиты имеют андезит-дацитовый и дацитовый состав. В основании ее прослеживается горизонт конгломератов, содержащих гальку плагиогранитов балхашского интрузивного комплекса. Мощность калмакэмельской свиты увеличивается от 200-300 м на юге до 1000 м и более на севере. Все калмакэмельские вулканиты относятся к натровому типу, содержание щелочей в них резко возрастает с увеличением кремнекислотности (рис. 2).

Возраст калмакэмельской свиты определяется по находкам раннесреднекаменноугольных флористических остатков. С.В.Мейен определил *Asterocalamites scorobiculatus* (Schl.) Zeill., *Mesocalamites* sp., *Anisopteris* sp., *Sphenopteris* sp., собранные А.М.Курчаво-

Рис. 1. Схема сопоставления и местоположения разрезов позднепалеозойских вулканитов междубечья Жампи и Токрау (разъяснение индексов свит в колонкам см. в тексте).

I - липариты; 2 - липариты с крупными фенокристаллами кварца; 3 - пузыристые липариты; 4 - липарито-дациты; 5 - дациты; 6 - андезит-дациты; 7 - андезиты; 8 - миндалекаменные андезиты; 9 - андезит-базальты; 10 - миндалекаменные андезит-базальты; II-20 - знаки накладываются на знаки состава (I-10): II-автоматические брекчии, I2-породы повышенной щелочности, I3-сферолиты, I4-разорванная флюидальность, I5-пузыристая разорванная флюидальность, I6-фьяммеподобные выделения, I7-флюидальность, I8-лавовые брекчии, I9-туфовые брекчии, 20-туфы; 21-конгломераты; 22-песчаники; 23-аргиллиты; 24-известняки; 25-26 - местонахождения ископаемых органических остатков: 24-25 - фауны, 26 - флоры; 27 - положение приведенных стратиграфических разрезов; 28 - примерные границы распространения вулканических комплексов (названия даны индексами)

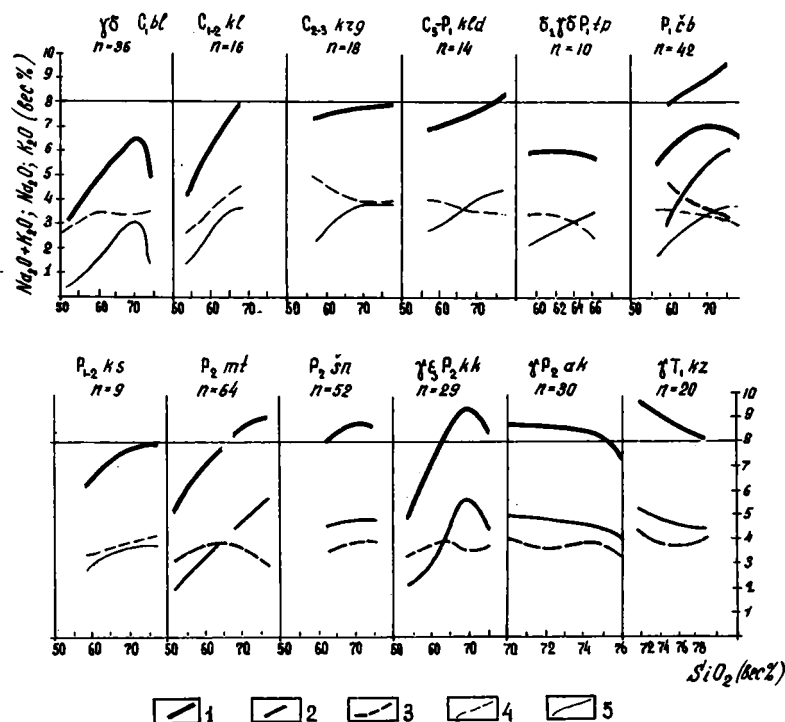


Рис. 2. Вариационные кривые K_2O , Na_2O , K_2O+Na_2O для поздне-палеозойских магматических комплексов междуречья Жамбыл и Токрау (индексы интрузивных комплексов в свит см. в тексте статьи).

1-5 - вариационные линии: 1 - Na_2O+K_2O ; 2,3 - для пород с повышенной щелочностью: 2 - K_2O , 3 - Na_2O ; 4,5 - для пород с нормальной щелочностью: 4 - Na_2O , 5 - K_2O

вым в районе гор Жельтау в 1967 г. Сочетание первых двух родов характерно для калмакэмельского флористического комплекса.

Керегетасская свита ($C_{2-3}krg$) залегает в едином структурном плане с калмакэмельской, а в урочище Акмая резко несогласно перекрывает отложения раннего визе. Она слагает обширные поля на всей территории севернее сопки Кокдомбак, причем наибольшее распространение имеют литокристаллокластические липаритовые туфы с круп-

ными обломками кварца, слагающие среднюю часть свиты. Местами они подстилаются и перекрываются пачками тонкопереслаивавшихся флиодальных липаритов и дацитов с отдельными прослоями песчаников, конгломератов и андезитов. Верхние и нижние части кергетасской свиты обнажаются соответственно в ядрах и на крыльях крупных синклинальных складок — Науразбайской и Акмайинской, общая мощность кергетасской свиты достигает 2300 м. Кергетасские дациты относятся к натровому типу, для липарито-дацитов — липаритов характерны практически равные содержания калия и натрия. Общая щелочность слабо возрастает при увеличении содержания кремнезема.

В описываемом районе кергетасская свита имеет флористическую характеристику в двух районах: 1 — в 5 км южнее сопки Шиезек, 2 — в 3 км восточнее сопки Коса. В первом пункте В.Я. Кошкиным обнаружены *Angaropteridium cf. cardiopteroides*, *Noeggerathiopsis* sp., *Pteridorachis* sp. (определения К.З. Сальменовой). При сборах в той же точке нами найден *Cordaites cf. singularis* (Neub.) S.M. (определения С.В. Мейена). Из второго пункта в 1972 г. В.Я. Кошкин собрал *Pteridorachites* sp., *Rhipidopsis* sp., *Noeggerathiopsis* sp. (определения К.З. Сальменовой). Там же нами собраны *Angaropteridium* sp., *Cordaites* sp., *Carpolites* sp. (определения С.В. Мейена). Эти флористические остатки не дают точной возрастной привязки в интервале средний карбон — ранняя пермь. По мнению К.З. Сальменовой (устное сообщение), они могут характеризовать и колдарский флористический комплекс.

Колдарская свита (C_3-P_1 kld) лежит в общем структурном плане с кергетасской и калмакэмельской и распространена севернее линии Бектау-Ата-Жанет. Она сложена характерными красными биотитовыми литокристаллокластическими туфами липаритов и липарито-дацитов (до андезито-дацитов), в верхних частях часто с крупными обломками кварца. В основании свиты иногда прослеживается пачка конгломератов и песчаников. Мощность колдарской свиты около 500 м. Состав вулканитов изменяется от нижних частей разреза к верхним от андезито-дацитов до липаритов, что сопровождается повышением общей щелочности. Тип пород калий-натровый с преобладанием натрия над калием в более основных разновидностях и обратным соотношением их в кислых дифференциатах. Палеофлористической характеристики в данном районе колдарская свита не имеет, а возраст ее определяется по положению в общем разрезе позднепалеозойских вулканитов.

Чусарайгырская свита (P_1 cb) резко несогласно перекрывает нижележащие толщи, что особенно четко устанавливается в районе

гор Ханет и Тарак. В ее строении принимают участие андезиты, андезит-дациты, дациты, их биотитовые туфы с прослоями песчаников и конгломератов, слагающие нижнюю подсвиту. В средней части свиты выделяется толща флишдалных трахитов и их туфолоав с отдельными прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов. Верхняя подсвита сложена однородными трахилипаритовыми туфолоавами с крупными фенокристаллами кварца и полевых шпатов. Площадь распространения чубарайгирской свиты с юга ограничена шириной горы Бектау-Ата. Специфической особенностью чубарайгирских вулканитов является то, что они представлены двумя типами, кали-натровым со средней щелочностью - андезиты, дациты, липариты; существенно калиевым с высоким содержанием щелочей - трахиты и трахилипариты. Общая мощность чубарайгирской свиты более 1000 м. В настоящее время толщи, относимые к ней, на данной территории не имеют палеофлористической характеристики. По месту, занимаемому в разрезе, они могут быть сопоставлены с чубарайгирской свитой, выделенной В.Я. Кошкиным в горах Чубарайгир, где в ней собрана пермская флора.

Коскызыльская толща (P_{1-2} кс) в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения ранее не выделялась. Она обнажается в ядрах антиклинальных брахискладок к югу от горы Бектау-Ата, где залегает резко несогласно на кергетасской свите, терригенных толщах нижнего карбона (на северном крыле Кокдёмбаекской мульды), девонских гранитоидах. Взаимоотношения коскызыльской толщи с чубарайгирской свитой неизвестны, так как площади их выходов разобщены. Имеющиеся сейчас данные не позволяют исключить вариант, при котором коскызыльскую толщу следует рассматривать в качестве возрастного аналога верхов чубарайгирской свиты. В строении коскызыльской толщи принимают участие главным образом песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями углистых сланцев, линзами мергелей и известняков. Вулканогенные породы представлены андезитами, андезит-дацитами и дацитами в низах разреза и туфами липарито-дацитов и трахилипаритов - в верхах. Они относятся к кали-натровому типу с равными содержаниями калия и натрия и средней общей щелочностью. Мощность толщи более 500 м.

Возраст коскызыльской толщи определяется находками остатков флоры, относимой К.З. Сальменовой (устное сообщение) к кармисскому флористическому комплексу ранней-поздней перми. В 8 км к северу от станции Кокдёмбак В.Я. Кошкиным найдены *Crassinervia* cf. *argata* Radcs., *Noeggeratiopsis* sp., *Zamipteris* sp., *Leptophyllum* sp. (определения К.З. Сальменовой), а также *Paracalamites angustus*

Such., P.sp., *Rossovites minutus* Radcz. sp. nov., *Noeggeratiopsis olserassica* Gorel., N. sp. (определения Г.П.Радченко). Здесь же в 1977 г. нами собраны *Angaropteridium* sp. nov., *Zamiopteris*? sp., *Cordaitea singularis* (neub.) S.Meyen, *Cordaitea* sp., которые, по мнению С.В.Мейена, относятся к той же ангарской палеофлористической области, но скорее всего имеют позднекаменноугольный – раннепермский возраст. Наиболее проблематичным является нахождение здесь рода *Angaropteridium*, который ранее нигде не был обнаружен выше колдарской свиты. Кроме остатков листовой флоры имеется также споро-пыльцевой комплекс, выделенный из керна скважины №74, пробуренной в том же месте (сборы Г.Н.Филатова и Э.Ю.Сейтмуратовой). *Azonomolites* sp., *Vittatina subsaccata* Sam., *V.vittifer* Lub., *V.striata* Lub., *Striatodiploxypinites elongatus* (Lub.), *V.Sauer.*, *S.tractiferinus* Sam., *Striatorinites* sp. и др., по мнению А.И.Лопатиной, имеют пермский возраст. Они тяготеют к палеофлористической области Приуралья и Русской платформы. Листовая флора, тяготеющая к этой палеофлористической области, собрана нами в 5 км восточнее скважины № 74: *Sphenopteris*? sp., *Walchina* typ. *appressa* Zal., *Gomphostrobus* sp., *Sylvella* sp. (определения С.В.Мейена). Она имеет ранне-позднепермский возраст.

Майтасская свита (P_2 mt), выделенная В.Я.Колыным в районе гор Майтас, на севере территории с небольшим угловым несогласием залегает на чубарайгырской свите, а южнее широты горы Бектау-Ата – на коскызыльской толще. В окрестностях горы Ханет это несогласие не проявлено. Майтасская свита слагает крылья крупных брахисинклиналей, часто вытянутых близширотной и осложненных сериями разрывных нарушений, среди которых ведущую роль играют продольные полихронные разломы, фиксирующие домайтасские, майтасские и последующие шангельбайские магмоподводящие зоны. Свита имеет четко выраженное трехчленное строение. Нижняя подсвита сложена миндалекаменными дацитами, андезито-дацитами, андезитами и андезито-базальтами, перемежающимися с маломощными горизонтами песчаников. Средняя подсвита представлена тонким чередованием флюидальных и сферолитовых дацитов, липарито-дацитов, липаритов и преобладающих трахилипаритов. Верхняя подсвита по набору пород близка к нижней, но среди них преобладают вулканыты с афировой структурой и массивной текстурой. Мощности нижней и средней подсвит достигают 1000м каждая, а верхней подсвиты не более 250м. Майтасские вулканыты образуют контрастную группу пород с калий-натровым типом щелочности и средней или сильной щелочностью в ряду андезито-базальты – дациты, резко калие-

вым типом при повышенной общей щелочности в ряду липариты - дациты - трахилипариты. Возрасту кислых и средних вулканитов майтасской свиты (ранее их считали керететасскими и кельмакэмельскими) в пределах поздней перми не противоречат остатки *Noegeratiopsis* sp., *Crassinervia* sp. (определения К.В.Сальменовой), собранные в песчаниках в основании толщ андезито-базальтов вблизи станции Сарыкум.

Шангельбайская свита (P₂bn) выделена В.Я.Кошкиным в районе сопки Шангельбай из отложений, считавшихся ранее верхнекерететасскими и колдарскими. Она залегает на майтасской свите с небольшим несогласием в ядрах орехисинклиналей, в ряде случаев "выплескиваясь" на более древние толщи. Шангельбайская свита распространена очень широко на всей описываемой территории. Она представлена покровами туфовых трахилипаритов, реже липаритов. Местами в основании покровов встречаются линзы песчаников и туфопесчаников. Мощность шангельбайской свиты изменяется от первых метров до первых сотен метров. Шангельбайские вулканиты являются частью выделенной нами позднепермской вулканоплутонической ассоциации, в которую входит также кокдомбакский интрузивный комплекс. Туфолавы шангельбайской свиты характеризуются резким преобладанием калия над натрием и высоким содержанием суммы щелочей. Палеофлористической характеристики шангельбайская свита в описываемом районе не имеет.

Предлагается следующая схема интрузивных образований района. Возраст интрузивных комплексов определен по соотношениям со стратифицированными образованиями.

Раннекаменноугольный балхашский комплекс (C₁b1) - Токразу-ский массив - представлен интрузивами трёх фаз внедрения. Они образуют непрерывный ряд от габбро до гранитов, характеризующихся повышенной известковистостью и магниезильностью, малой общей щелочностью, преобладанием натрия над калием. Интрузивы балхашского комплекса прорывают вулканиты каркаралинской свиты, а галька балхашских плагиигранитов содержится в базальных конгломератах кельмакэмельской свиты (горы Жельтау). Это определяет возраст балхашского интрузивного комплекса как раннекаменноугольный.

Раннепермский топарский (?) интрузивный комплекс (P₁tr?) массивы Каратек, Кызылжал, Каутовский - сложены кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Они характеризуются постоянной малой щелочностью, кали-натровым типом щелочности при близком содержании калия и натрия. Раннепермский возраст этого комплекса определяется тем, что массив Кызылжал прорывает липаритовые туфы керететасской

свиты, а Куатовский массив перекрывается базальными конгломератами чубарайтырской свиты. Галька раннепермских гранитоидов содержится в конгломератах коскизыльской толщи западнее массива Кара-теке.

Позднепермский кокдомбакский интрузивный комплекс (P_2kk) представлен кварцевыми сиено-диоритами и кварцевыми диоритами; граносиенитами, граносиенит-порфирами трех фаз внедрения – массивы Кокдомбак, Таранталык, Ёсентау, Шарбакты и др. Граносиенит-порфиры третьей фазы часто имеют субвулканический облик и по минералого-петрохимическим особенностям близки к трахилипаритам шангельбайского вулканического комплекса. Для кокдомбакских гранитоидов характерна низкая и средняя общая щелочность в более основных породах, повышенная в гранитах; кали-натровый тип щелочности, увеличенная железистость. Возраст кокдомбакского интрузивного комплекса определяется исходя из соотношений с комагматичными ему шангельбайскими вулканитами. Интрузивы кокдомбакского комплекса располагаются в ядрах мульд, сложенных майтаасской и шангельбайской свитами. При этом гранитоиды первой и второй фаз интрузивного комплекса прорывают трахилипаритовые туфолавы первых трех подсвит шангельбайской свиты. Ксенолиты граносиенитов и кварцевых диоритов найдены в северном эндоконтакте Кокдомбакского массива в жерловых трахилипаритах синхронных четвертой подсвите шангельбайской свиты. Секущее положение по отношению ко всем породам позднепермской вулcano-плутонической ассоциации занимают граносиенит-порфиры третьей фазы кокдомбакского интрузивного комплекса.

Калдырминский интрузивный комплекс (P_2kd) выделяется в настоящее время условно. Массивы Торткуль, Кенькудук, Безымянный, отнесенные к нему, некоторые исследователи (Серых, 1976) считают позднелевентскими. По химическому составу граниты, слагающие эти массивы, умеренно глиноземистые, среднещелочные, ультракислые.

Акчатауский интрузивный комплекс (P_2ak) представлен лейкократовыми биотитовыми гранитами – массивы Восточный Кеунрад, Борли, Жанет, Акчатау. Они относятся к калиевым и субщелочным гранитам с повышенной щелочностью в умеренно кислых и средней и низкой – в ультракислых разностях. Калий всегда преобладает над натрием. Граниты акчатауского комплекса прорывают все позднепалеозойские образования. Возраст их условно принимается позднепермским, хотя строго определена лишь нижняя возрастная граница.

Раннетриасовый кызылтайский интрузивный комплекс (T_1kz) является многофазным, существенно аляскитовым и сиено-гранитным

с резким преобладанием в породах калмекского палеозойского шпата. Породо относятся к группе ультракислых лейкогранитов. Для них характерно преобладание калия над натрием, повышенная щелочность, уменьшающаяся при увеличении содержания кремнезема. Интрузивы кизилдартского комплекса прерывают акчатауские массивы и условно считаются раннепермскими.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Проведенные исследования в основном подтверждают мнение В.Я. Кошкина о том, что в междуречье Хампи и Текрау максимальным распространением пользуются не каменноугольные, как предполагалось ранее, а пермские вулканические комплексы. Среди собственно пермских вулканических наиболее широко представлены позднепермские, залегающие выше флюидически охарактеризованных ранне-позднепермских толщ. Они слагают крупные брахиомиклинали, как Майтасская, Денгалтская, Таракская, Жанетская, Кызылдарская, Темирхальская, Кокдёмбацкая, Шангельбайская, Бесикхальская и другие.

2. Выявлена четкая зональность в распространении вулканических комплексов (см. рис. 1). Каркаралинские вулканические комплексы залегают лишь в самых северных частях территории: в верховьях реки Текрау, в горах Кошар, Жельтау и так далее. На протяжении следующего этапа вулканизм "наступал" на юг, захватывая все новые и новые площади, расширяя свой ареал. В калмакское время он распространился до меридиана р. Хампи на западе и до широты Борлинского массива на юге, а в кергетасское продвинулся на юг до широты сопки Кокдёмбак. В пермский период вулканическая деятельность охватывала уже практически весь район теперешнего Хампи-Текрауского водораздела, причем "наступление" его происходило не только в южном (до оз. Балхаш), но и в западном направлении - в Бесикхальской мульде майтасская свита ложится непосредственно на позднедевонские гранитоиды.

3. История позднепалеозойского магматизма может быть разделена на три крупных этапа, в каждом из которых выделяется ранний - вулканический - подэтап и поздний - интрузивный. На первом этапе сформировались каркаралинский вулканический и балхашский интрузивный комплексы. Вопрос о более ранних этапах пока остается открытым, поскольку еще не ясно, принадлежит ли турне-ранневизейская вулканическая деятельность к каркаралинско-балхашскому или составляет самостоятельный этап.

Второй этап начинается с формирования калмакского вулканического комплекса и заканчивается внедрением топарских гранитоидов.

идов. Вулканические комплексы, образовавшиеся на втором этапе, слагают единичные структурные формы и связаны общими магмоподводящими зонами, в пределах которых внедряются также топарские гранитоиды.

На третьем этапе - пермском - сначала обрезавались чубарайтырский, коскызыльский, майтасский и шангельбайский вулканические и кокдомбакский интрузивные комплексы, а затем внедрились граниты акчатауского и кызылрайского комплексов. Складчато-разрывная структура, сформировавшаяся в течение третьего этапа, наложилась на структуру, образованную на втором этапе, хотя в отдельных случаях отмечаются черты унаследованности.

4. Для позднепалеозойского магматизма междуречья Хампи и Токрау характерна тенденция увеличения кислотности и общей щелочности по мере эволюции магматизма (см. рис. 2). Гранитоиды балхашского комплекса и вулканы начала среднего этапа - калмакэмельский комплекс - имеют четко выраженный натровый характер при относительно небольшой общей щелочности. К концу среднего этапа, включая топарский интрузивный комплекс, продукты магматической деятельности становятся кали-натровыми, однако за счет постепенного уменьшения содержания натрия общая щелочность уменьшается. В течение позднего этапа, с одной стороны, сохраняются вулканы кали-натрового ряда с малой щелочностью, а с другой - возникает новая линия кали-натровых вулканитов с увеличенной щелочностью. При раскислении продуктов магматизма общая щелочность растет как в целом, так и в пределах каждого комплекса; в кислых разностях вулканитов калий значительно преобладает над натрием. Заключительные стадии позднего этапа, ознаменовавшегося образованием вулканитов шангельбайского комплекса, гранитов кокдомбакского, акчатауского и кызылрайского интрузивных комплексов, характеризуются значительной общей щелочностью и резким преобладанием калия над натрием.

В заключение авторы считают необходимым сформулировать основные проблемы, требующие разрешения при продолжении работ.

Палеофлористическая проблема. Сонахождение в единой толще флористических остатков, относящихся к разным временным интервалам и различным палеофлористическим областям является ныне одним из главных противоречий в выработанной стратиграфической схеме. Оно может быть разрешено только совместными усилиями геологов и палеофитологов, занимающихся изучением позднего палеозоя Прибалхашья.

Проблема выделения и корреляции интрузивных комплексов имеет много аспектов и остается актуальной, несмотря на большое количество проведенных исследований. Главными вопросами, требующими разрешения, здесь остаются: выделение и возрастная привязка калдырминского комплекса; соотношение раннепермского топарского (?) комплекса с чубарайтырской свитой за пределами Жампи-Токрауского водораздела; уточнение критериев разделения гранитов акчатауского и кызылрайского комплексов.

Радиогеохронологическая проблема заключается в несоответствии данных по абсолютному возрасту гранитоидов и данных по флюористически подтвержденному возрасту прорываемых ими толщ. Для решения этой проблемы необходимо, кроме тщательного анализа имеющихся цифр, получение новых определений по эффузивам, вмещающим интрузивные массивы.

Литература

Гаек О.М. Стратиграфия верхнепалеозойских вулканогенных образований Коунрадского района (Сев. Прибалхашье) и причины дискуссионности определения их возраста. - В сб.: Стратиграфическое совещание по допалеозой и палеозой Казахстана (Тезисы докладов). Алма-Ата, 1971.

Кошкин В.Я. Стратиграфия верхнего палеозоя северной части Балхал-Илийского герцинического вулканического пояса и Саякского морского бассейна. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т.2, Алма-Ата, 1974.

Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия и палеозоя Восточного Казахстана. М., "Недра", 1976.

Серых В.И. Сравнительная характеристика редкометалльных и безрудных плутонов Северного Прибалхашья. - В сб.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата, 1976.

Шерба Г.Н., Алексеева Л.К. О палеоэнергетике верхнепалеозойского вулканизма Северного Прибалхашья (Центральный Казахстан). - "Вестник АН КазССР. Серия геол.", 1975, № 2.

Шербакова М.Н. и др. Верхний палеозой западных и северных частей Джунгаро-Балхалской геосинклинали. - В сб.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., "Наука", 1977.

**Структурная контрастность складчатых систем -
тектонофазии, структурная зональность, количественная
оценка деформаций**

В структурной геологии сегодня, как никогда остро, ощущается необходимость организующей идеи, позволяющей широко анализировать и синтезировать фактический материал (Badgley, 1965; Ramsay, 1967 и др.). Уже трудно согласиться с тем, что этот важнейший, но покалудый, и самый запутанный раздел тектоники, все ещё якобы переживает эпоху затянувшегося накопления фактического материала, также как невозможно дальше раздельно изучать, хотя и представляющие интерес разного рода складки, разрывы, кливаж и т.п. - по существу изолировав эти элементы единой сущности и оторвав их друг от друга, как это всё ещё имеет место (Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974).

Если внимательно рассмотреть внутреннюю структуру складчатых зон фанерозоя, то при всем их несомненном разнообразии и специфике не может быть особых сомнений в том, что возникновение того, что мы называем одним, ставшим уже собирательным, термином "складчатость", регулируется в основном двумя факторами - литологическим составом толщ, т.е. их вязкостными свойствами, и степенью интенсивности дислокационного процесса (тектонизации) наряду с его геометрией (ориентировкой осей). Роль же других факторов отражается либо в составе и вязкости толщ, либо оказывается мало существенной. Поэтому, при той или иной литологии толщ и возникших термодинамических условиях, мерой разнообразия и специфики каждого из генетических типов геосинклинальной складчатости может служить степень тектонизации - дислопированности, деформированности - толщ, выраженная в форме особых структурных парагенезисов или тектонофазий. Тектонофазия - это структурно-парагенетическое выражение степени интенсивности процесса тектонизации. Иными словами, тектонофазии - это отображение стадий зрелости каждого из генетических типов складчатости, коррелирующие степень тектонизации и структурный парагенезис слоистых толщ для какой-то литологически и термодинамически определенной обстановки в развитии; это - фазы складчатости, или складкообразования. Определяющим для геосинклинальных складчатых систем является шовный тип складчатости. Поэтому сосредоточим свое внимание именно на этом важ-

нейшем для понимания процессов тектонизации виде тектонофазий.

При выделении тектонофазий первостепенное значение имеет количественная оценка степени интенсивности процесса тектонизации или оценка степени деформированности складчатых толщ. Ранее нами была предпринята попытка обоснования такого рода оценок (для деформаций изгиба, разломных и динамометаморфических – раздельно с последующим их суммированием) на основе разработки соответствующих приемов полевых и лабораторных исследований (Паталаха, 1962а, б; Паталаха, 1967; Паталаха, Гиоргобиани, 1975а; Паталаха и др., 1974; Паталаха, Поляков, 1974). При разработке указанной методики, мы исходили из бытующих представлений о тектонизации как обычном процессе деформирования сплошной среды. В настоящее время удалось подметить крайнюю степень дробности и неоднородности (дискретной контрастности) в проявлениях тектонизации в поперечных сечениях складчатых зон, изменяющейся скачкообразно даже на коротких расстояниях, и вытекающую отсюда опасность любых экстраполяций или осреднений при использовании природных показателей деформации (малых складок, оолитов, конкреций, галек и т.п.) на всю площадь и объём складчатых зон.

Суть их сводится к тому, что складчатые зоны в общем случае имеют линзовидно-полосчатую структуру, обусловленную вязкому близкому к непороговому сдвиговому ламинарному течению коры, предопределяемому смещениями по крупнейшим системам разломов. При этом основной кинематической единицей является тектоническая линза (главный структурный блок), размеры которой по ширине составляют до 5–10 км и более, тогда как её протяженность и погружение на глубину во много раз превышают ширину. "Линзовое" или блоковое строение складчатых зон не всегда выражено отчётливо. В силу недостаточной детальности исследований, оно изображается нередко фрагментарно в виде единичных либо рассредоточенных разломов. Всё это, однако, ни в коей мере не меняет сути дела. Разломы в приповерхностной части земной коры чаще всего соединяются, сливаясь в системы ячей. Такие линзы смещены одна относительно другой по плоскостям параллельных разломов. Этот процесс в обстановке бокового сжатия по их краям, вследствие вязкого трения о бока других линз, приводит к явлению волочения и возникновения складок ламинарного течения – господствующего типа складок в природе. Обычно отмечается отчётливая зональность внутренней структуры линзы, обусловленная максимумом тектонизации по краям и минимумом в их середине. При этом внешней оболочке линзы тектонизация, хотя и в очень узкой зоне, дости

гает своей высшей формы — характерны динамосланцы, предельная линейзация, тогда как в центральной части линзы тектонизация наименьшая — нередко пологое залегание недеформированных слоёв и т.п. Устанавливается естественный ряд постепенных взаимопереходов структур, возникших при тектонизации разной степени. Эта закономерность позволяет, таким образом, рассмотреть весь естественный полный ряд изменения структуры слоистых толщ от максимума тектонизации по краям линз до минимума — в центре (от максимума тектонизации вблизи разломов до минимума — на удалении).

Достоинство такого способа выделения тектонофаний сводится к тому, что вовсе не обязательно каждую тектонофазию сразу же наделять количественными характеристиками деформации (сжатия-растяжения, сдвига). Причины этому две. Во-первых, количественные характеристики могут быть пока крайне неравномерными из-за отсутствия сплошного развития естественных показателей (датчиков) деформации (оолитов, малых складок и др.) и достаточно неопределёнными из-за недостаточной познанности самого процесса тектонизации в каждом конкретном случае. Во-вторых, предлагаемый подход открывает возможность выделять тектонофазии, оперируя вначале только относительной степенью тектонизации, с перспективой их количественной идентификации в будущем по мере пополнения знаний о характере протекания процессов тектонизации, происходивших крайне специфично в различных тектонических, термодинамических условиях и в разных литологических комплексах.

Этот подход проводился нами при выделении конкретных тектонофаний. Из него следует возможность получения естественных рядов тектонофаний, которые определяют внутреннее строение тектонических линз, обуславливая их структурную зональность (рис. 1-2). Дальнейшая задача выделения тектонофаний сводится к оценке того, какие изменения в структуре слоистых толщ устанавливаются от краёв к центру линз, то есть к выделению тех структурных индексов-элементов, которые бы определяли пространственные рубежи тектонофаний и их внутреннюю структурную индивидуальность (от микроструктур до структур, соизмеримых с размером самих линз). Такие специализированные исследования в последние годы поставлены в ряде складчатых зон Казахстана — Успенской, Каратауской, Чуилийской, Чингизской, Зайсанской и др. Наши наблюдения проводились вдоль поперечных к структурам траверс с попутным составлением геолого-структурных разрезов (рис. 3 — 5 на вкладке). В этой работе

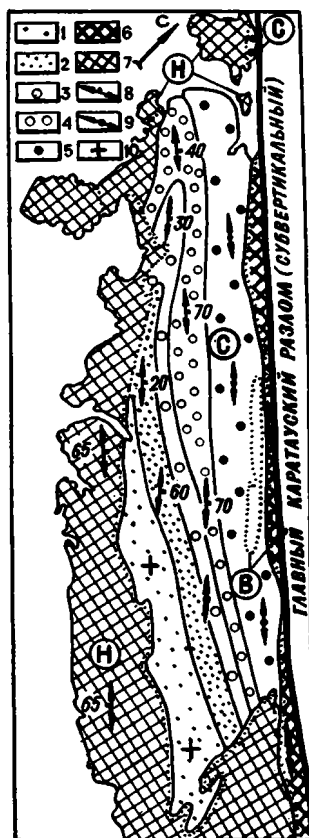


Рис. 1. Сопряженная с разломами структурная зональность, связанная с Главным Каратауским разломом в Северо-Западном Каратау.

Символами обозначены структурные этажи - байкальский (в), каледонский (с) и герцинский (н); границы между ними показаны точками. Тектонофазии: 1-1; 2-П, 3-П, У-IV; 5 - комбинация У-Х; 6 - комбинация от I до X; 7 - комбинация П-IV; 8 - осевая плоскость складок наклона, ось складки (в-линейность) горизонтальна; 9 - осевая плоскость складок - вертикальна, ось - горизонтальна; 10 - близкое к горизонтальному, почти ненарушенное залегание толщ, слабо осложненное флексурами

активное участие приняли А.И.Лукиченко, В.А.Дероенев, В.А.Белый, Г.А.Соколенко, В.В.Коробкин и др. По линиям траверса, такие как и в других районах Казахстана, довольно четко и без особых затруднений удается распознавать три группы тектонофазий: 1) группа А - тектонофазии ядра (или тыльные, если их выделять по отношению к разлому) низшего уровня тектонизации; 2) группа В - тектонофазии промежуточные, среднего уровня тектонизации; 3) группа С - краевые тектонофазии (или фронтальные, если их рассматривать по отношению к краевому разлому) высшего уровня тектонизации.

Различия указанных групп достаточно ясные даже по внешним признакам. Так, группа С отвечает типичным тектонитам, с четкой линейностью, отмечающей узкие зоны разломов, и предельной линей-

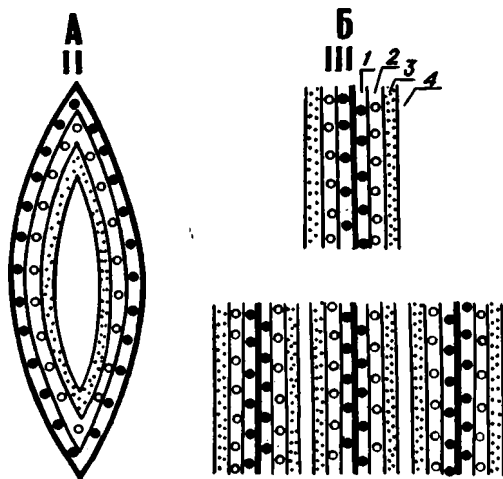


Рис. 2. Идеализированные схемы структурной зональности, сопряженной с тектонической линзой или главным структурным блоком (А) и разломом (Б) 1-4. Постепенное изменение степени тектонизации от максимума (1) до минимума (4). На Б-а — единственный разлом, на Б-б — три близких разлома, почти соединившиеся между собой зонами минимальной тектонизации

ризацией складчатых форм. Группа В соответствует в целом средне-дислоцированным толщам, уже прошедшим стадию "гомогенезации", отмеченную развитием сквозного кливажа. Группе А отвечают слабо-дислоцированные "свежие" породы, складки флексурно-коробчатой морфологии, кливаж селективный, рефрагирующий, часто эмбриональный и т.д.

Детальное сравнительное изучение указанных трех групп тектонофазий, основанное на сопоставлении деформированных включений и зерен, складок, форм выражения кливажа как функции литологического состава, с найденной теоретической моделью дислокационного процесса по типу сдвигового течения, позволяет расчленить их более подробно. Довольно уверенно удастся выделить всего 10 тектонофазий: в группе А — (I-IV), В — (V-УП), С — (УШ-Х). Характеристика и критерии выделения их приведены в таблицах 1, 2. Критерии оказались близкими тем, которые были установлены первоначально в Успенской зоне (Петалаха, 1970), а позже детализированы на примере преимущественно песчано-алевролитовых толщ каледонского этажа Северо-Западного Каратау (Петалаха, Гиоргобиани, 1975б). Однако в отличие от прежней типизации, принятой по материалам Северо-Западного Каратау, тектонофазию, выделявшуюся ранее как У, пришлось развер-

нута в категории У-Х. Прямая корреляция морфологии складчатости и уровня тектонизации, выраженного осями тектонофаций, при столь дробном расчленении последних для группы С, не отчётлива. Нечётко проявляется она и для группы В, хотя общие тенденции вырисовываются достаточно ясно.¹⁾

Хорошую службу для выделения тектонофаций сослужили подмеченные корреляционные связи проявлений тектонизации в слоях различного литологического состава. Если в глинистых сланцах возникает совершенный кливаж осевой плоскости в самом начале процесса тектонизации уже на уровне тектонофации I, то в алевритах и песчаниках его зарождение и эволюция оказались весьма специфичными. Так, в алевритах вначале образуется эмбриональный (несовершенный) слоевой кливаж при весьма пологом (до $5-10^0$) наклоне слоев²⁾ пород. Этим определяется тектонофация I.

В условиях более крутых залеганий слоёв на крыльях складок (до $15-20^0$) в алевритах, нередко наряду с предыдущими, образуется субвертикальный эмбриональный кливаж осевой плоскости, секущий слоевой кливаж. Так, выделяется тектонофация II. При ещё более крутом залегании пластов (до $25-30^0$) возникает вполне совершенный кливаж осевой плоскости (тектонофация III). Здесь же образуются секущие серии трещин "ас" и "вс", линзовидные секреционные жилы альпийского типа первой генерации. Тектонофация IV отмечена, как правило, ещё более крутым залеганием пород (до $35-40^0$), разрастанием кливажа (в слоях глинистых и известковистых песчаников и др.), возникновением эффектной картины рефракции кливажа, лучше всего фиксируемого, однако, в алевритах.

Для тектонофации У, при ещё большей крутизне падения слоёв — более 40^0 , кливаж проявляется в песчаниках с кремнисто-хлорит-серицитовым цементом. Здесь это грубые угловатые линзы, толщиной порядка 7-10 см, слоистость различается не всегда ясно.

Дальнейшее возрастание тектонизации приводит к закономерному утонению микролитов кливажированных песчаников, что чётко коррелируется с рядом других более твердых признаков. Для текто-

1) При этом следует иметь в виду, что конкретные тектонофации нередко выступают в роли составных частей неких "элементарных" складчатых форм.

2) Здесь и ниже автор оперирует углами наклона слоёв (установлены статистически), используя их как показатель степени дислоцированности.

Таблица I
Признаки тектонофаций и стадии эволюции складчатости

Тектоно-фация	Структурные элементы парагенеза		Стадия	Система координат
	Индекс-элементы	Элементы складок (для случая вязких врезов)		
I	2	3	4	5
Группа А	И. Эмбриональный кливаж послонный в алевролитах	наклоны слоёв до $5-10^0$	вниз	вс - горизонтальная, в - ось складки
	П. Эмбриональный кливаж осевой плоскости в алевролитах; ас-вс - трещиноватость	наклоны слоёв до $15-20^0$		
	Ш. Совершенный кливаж в алевролитах; ас, вс. ж.а.т. I) I-ой генерации	наклоны слоёв до $25-30^0$		
Группа Б	IV. Эмбриональная линейность Са; сильно рефрагирующий кливаж в алевролитах	падение слоёв до $35-40^0$	з р е м а	а - субвертикаль, аз - осевая плоскость складки, в - ось складки
	У. Сквозной кливаж ("гомогенизация"). В песчаниках микролиты грубоугловатые, толщиной 7-10 см. Псевдоконгломераты в тонких переслаиваниях песчаника и алевролитов. Исчезновение узоров роста (пимак-структур) на стенках трещин	сигмоидальные складки волочения преимущественно слоистости (роль их возрастает вниз), падение слоёв более 40^0		
	VI. Вязкие аз-разрывы (вниз их роль возрастает). В песчаниках микролиты груболиновидные толщиной 3-7 см	сигмоидальные складки волочения преимущественно слоистости (роль их возрастает вниз), падение слоёв более 40^0		
	УП. аз, ж.а.т. I генерации. В песчаниках микролиты пластинчато-линовидные толщиной I-2 см. Пигменты. Будинки	падение слоёв более 40^0		

I :		2	:	3	:	4 :	5
Группа С	УШ.	Первая совершенная линейность (вниз резче). Тектониты (вниз резче). ас, ас, ж.а.т. II генерации. Динаризация (вниз резче). В песчаниках микролитоны пластинчатые, толщиной 0,5-1 см.		симметричные складки волочения преимущественно кливажа и полосчатости (вниз их роль возрастает)		дряхлая в - резкая линейность, положение а и аз контролируется типом граничного разлома	
	IX.	В песчаниках микролитоны пластинчатые, толщиной 0,2-0,5 см		- " -			
	X.	Динамосланцы, псевдотакхиты. В песчаниках толщина микролитонов до 1-2 мм; полосчатость; ас, ж.а.т. II-ой генерации		- " -			

I) Хилы альпийского типа.

нофаии УI характерны овально-линзовые микролитоны толщиной 3-7 см; для тектонофаии УII - уплощенно-линзовидные толщиной 1-2 см; для тектонофаии УШ - пластинчатые микролитоны, 0,5-1 см; для тектонофаии IX - пластинки, толщиной 2-5 мм; для тектонофаии X - пластинки до 1-2 мм. Под микроскопом в шлифах видно как на этом фоне постепенно происходит вовлечение материала песчаников в процесс общего течения вещества, как постепенно расширяются кливажные швы, сужаются, а затем исчезают линзы и т.п. Важно отметить, что указанные градации песчаников по степени их тектонизации, отмеченные первоначально в Успенской зоне, Большом Каратау, Дуунгари, хребте Кендыктас, позже были подтверждены в Чингизской складчатой зоне, где предлагаемое разделение оказалось применимым также к осадочно-туфогенным породам нижнего палеозоя. Более того, тектонофаии хорошо коррелируются с градами тектонофаий в вулканитах - лавах и пирокластолитах - среднего-кислого состава. для андезито-базальтов, по А.И.Лукиенко и др., устанавливаются следующие признаки тектонофаий:

III - грубая мегабрекчиевидная отдельность, возникающая из-за

Таблица 2

Ориентировочная кинематическая характеристика
тектонофаций (найдена согласно новой концепции
дислокационного процесса)

Тектонофа- ции	Угол сдвига γ в град.	Компонент сдви- га, ϵ_s (-) проц.	Компонент растя- жения, ϵ_a (+) проц.
А	I	9	10
	II	17	20
	III	29	40
	IV	38	60
В	У	45	80
	UI	55	120
	UII	67	200
С	UIII	83	480
	IX	91	1060
	X	100	∞

неупорядоченности переплетающихся, резко ветвящихся и нечётко
отграниченных вязких разрывов;

IV - вязкие разрывы упорядоченной генеральной ориентировки,
криволинейные; определяют образование линз толщиной от 15-30
см до 5-15 м;

У - отчётливо выраженный в общем прямолинейный кливаж, на-
резает грубую плитчатость толщиной 1,5-15 см;

UI - близкий к совершенному кливаж, нарезает плитчатость
толщиной 0,7-1,5 см;

UII - совершенный кливаж, нарезает плитчатость толщиной 0,3-
-0,8 см;

UIII - тектониты, наличие тончайших реликтов исходных пород,
толщине микролитонов 0,1-0,3 см, отчётливая линейность;

IX - тончайший сланец, весь материал породы вовлечен в те-
чение, чёткая линейность;

X - динамосланец полосчатый.

Тектонофации во всех изученных складчатых зонах Казахстана
предварительно выделялись в поле, а затем уточнялись в процессе
лабораторных исследований - микроскопических, подсчётах деформа-

ний и т.п. Каждый траверз расчленялся на естественные последовательные ряды тектонофаций – выделялись тектонические линзы либо их фрагменты, которые затем сравнивались между собой. Такой контроль создавал известную гарантию от особенно больших погрешностей либо явных ошибок. Полученные разрезы (см. рис. 2 и рис. 3–4 на вкладке), поверх которых в виде гистограмм показаны закономерности пространственного положения тектонофаций, хорошо отображают свойственную складчатым зонам исключительную контрастность тектонизации. При этом устанавливается общая зависимость характера гистограмм от литологии наиболее развитых толщ в масштабе складчатых зон. Так, максимальной контрастностью (изрезанностью гистограмм) отличается Чингизская складчатая зона, сложенная весьма "жесткими" вулканогенно-терригенными толщами. Контрастность здесь настолько велика (ширина "пиков" измеряется зачастую первыми сотнями метров), что исходные гистограммы пришлось существенно схематизировать (см. рис. 4 на вкладке). Характерная изрезанность гистограмм здесь колеблется в пределах III и УП–УШ тектонофаций.

Меньшей контрастностью обладают Зайсанская и Чулийская складчатые зоны, сложенные преимущественно песчаниковыми и сланцевыми толщами. Так для более однородной в тектоническом отношении Зайсанской зоны изрезанность гистограмм чаще всего варьирует от У–УІ до ІХ–Х тектонофаций. В отличие от складчатой зоны хр. Чингиз, максимумы здесь, как правило, несоизмеримо узки (сотни метров), разделяются широкими монотонными полями (многие километры). Общая картина в общих чертах приближается к той, что фиксируется в Северо-Западном Каратау (см. рис. І).

Для всех без исключения складчатых зон характерны более или менее узкие реликтовые блоки недеформированных или почти недеформированных пород, где слоистость горизонтальна. Они-то, наряду с полосами тектонитов и определяют общую контрастность строения складчатых зон. Важно также подчеркнуть, что в деталях степень тектонизации сплошь и рядом не зависит от литологии пород.

Таким образом, контрастность тектонизации складчатых зон следует рассматривать как явление документально доказанное. Особенно показателен в этом отношении материал по Успенской зоне смятия. В окрестностях одноименного рудника в породах турне и фамена нами были произведены сборы более 2100 штук прекрасно отпрепарированных выветриванием деформированных конкреций весьма совершенной эллипсоидальной формы (Петалаха, 1967). Конкреции со-

браны в двух полосах, шириной всего в несколько сот метров каждая. Одна полоса находится в породах турнейского яруса (пункты I-14 на рис. 6 и в таблице 3), другая в породах фамена (пункт 15). При пространственной сближенности пунктов сбора на площадках в несколько сотен квадратных метров и совершенстве формы деформированных конкреций, а также несомненной сферической их первоначальной формы, обращает на себя внимание огромный диапазон деформаций (рис. 7). Заметим, кстати, что использованные нами для количественных оценок компоненты деформаций входят в формулы механики конечных деформаций. Всякие попытки некоторых геологов подменить их другими величинами выглядят более чем неудачными.

Выше продемонстрировано намеченное ранее (Паталаха, 1970 и др.) представление о тектонофациях – структурно-парагенетическом выражении интенсивности дислокационного процесса (тектонизации) в складчатых зонах. Составлены, насколько нам известно, первые¹⁾ геологические разрезы тектонофаций в масштабе складчатых зон. Основой предлагаемого подхода послужило новое понимание сущности дислокационного процесса. На конкретных примерах показано, что картирование тектонофаций наиболее распространенной в геосинклиналях шовной складчатости может служить реальным средством для следующих характеристик структуры складчатых зон: 1 – количественной оценки степени интенсивности тектонизации, 2 – для структурно-парагенетического анализа крупных площадей и структурного прогнозирования; 3 – изучения сопряженной с разломами структурной зональности.

Если первая из названных характеристик в перспективе имеет фундаментальное значение для тектоники – сужаются ли геосинклинальные пространства и насколько – то вторая и третья, помимо тектонического, имеют большое значение для прикладной металлогении, поскольку создают реальную основу для структурного, а следовательно и металлогенического, прогноза.

Изучить разнообразие деформационных структур в природе – значит проследить как тектонизируются слоистые породы того или иного литологического состава и вязкости в поле дискретного сдвигового ламинарного течения при разной степени деформации в мега-, мезо- и микромаштабе, т.е. на уровне крупных складок, текстур и микроструктур. Несомненно, впредь эта задача будет решаться путем

¹⁾ Если не считать ранних попыток (Паталаха, 1967, 1970).

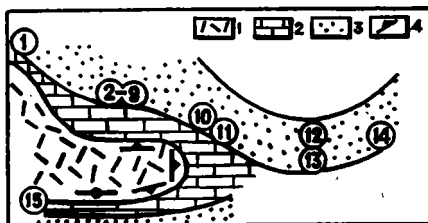


Рис. 6. Схема расположения пунктов сбора деформированных первично сфероидальных конкреций (более 2100 штук) в Успенской зоне: 1 - живет-франские кислые вулканиды; 2 - фаменские известняки и углисто-глинистые сланцы с конкрециями; 3 - турнейские песчаники и элеволиты с конкрециями; 4 - залегание пород. Кливаж - широтный вертикальный; максимальная ось конкреций совпадает с падением кливажа. Цифрами - пункты сбора конкреций (табл. 3 и рис. 7).

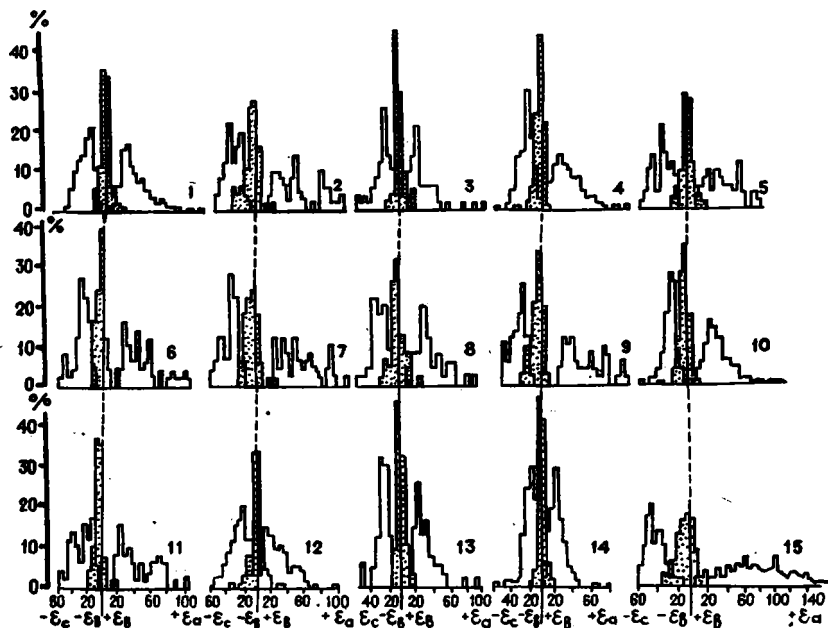


Рис. 7. Вариационные гистограммы компонентов деформации укорочения-удлинения (символы см. в табл. 2,3)

Таблица 3

Неравномерность деформаций первично сферондальных конкреций
в Успенской зоне смятия

Компонен- ты укорочения-уд- линения	пункты отбора														
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	12	13	14	15
ϵ_c (-)	25	28	18	18	33	28	28	25*	28	23	25	18	20	13	50
ϵ_a (+)	40	50	25	25	45	40	50	40	50	40	50	23	28	18	100
ϵ_k	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-8	0	-3	-3	-3
Число конкреций	250	50	50	252	50	50	50	50	50	346	50	320	50	250	300

составления неких парагенетических эволюционных таблиц-схем или атласов-каталогов, отражающих в графической форме все последовательные стадии процесса тектонизации, протекающие при различных условиях - вязкостных, деформационных - природных сломистых сред и эксперимента. По-существу, речь идёт о разработке своеобразных генетических рядов каждого из элементов главного структурного парагенезиса для разных литологических и термодинамических условий (как он изменяется по мере прохождения через тектонофации I, II и др.). В создании таких систематических справочных атласов-каталогов, реконструирующих процесс тектонизации в разных природных условиях, мы видим важнейшую и принципиально новую задачу современной структурной геологии и тектонофизики. Первые образцы подобных каталогов готовятся нами к публикации. Такие справочные эволюционные таблицы постоянно дополняемые и корректируемые, значительно пополняют существующие представления и в дальнейшем послужат реальной базой для разнообразных структурных прогнозов. Это поднимет структурную геологию на качественно новый уровень, так как прогноз, предвидение - конечная цель любой науки.

Литература

Паталаха Е.И. Анализ однородной пластической деформации в связи с изучением внутренних деформаций горных пород. - "Изв. АН КазССР. Серия геол.", 1962(а), № 6.

Паталаха Е.И. Деформация конкреций Успенского медного месторождения в Центральном Казахстане. - "Изв. АН КазССР. Серия геол." 1962(б), № 3.

Паталаха Е.И. Оценка степени деформированности складчатых толщ. - "Труды ИГН АН КазССР", 1967, вып. 19.

Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, 1970.

Паталаха Е.И., Поляков А.И. Малые складки как естественные датчики величин деформированности пород. - "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1974, № 12.

Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Поляков А.И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата, 1974.

Паталаха Е.И., Гиоргобани Т.В. Простейший метод реконструкции подобных складок. - "Геология и геофизика", 1975 (а), № 1.

Паталаха Е.И., Гиоргобани Т.В. Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау. Алма-Ата, 1975 (б).

Badgley P.C. Structural and tectonic principles. N.-Y., 1965.

Mansay J.G. Folding and Fracturing of rocks. N.-Y., 1967.

О.Е.Беляев, Д.А.Зайцев,
Н.Н.Сигачёва, А.Ф.Читалин

Строение Спасского надвигового пояса и его восточного обрамления

Введение

Вдоль южного крыла Карагандинского синклинория в близкостроном направлении более чем на 300 км протягивается Спасский антиклинорий или Спасская зона смятия. К югу от него находятся Нуринский и Карасорский синклинории. Спасский антиклинорий и упомянутые синклинории принадлежат северной окраине Джунгаро-Балхасской варисцийской системы.

Впервые Коктас-Джартас-Спасская зона смятия была описана М.П.Русаковым в конце 20-х годов, отметившим широкое развитие в её пределах интенсивно расчленённых девонских пород и надвигов (Русаков, 1930). В 30-х годах А.А.Богданов (1939) на западе Спасской зоны описал байдаулетовскую свиту, которую посчитал ордовикской. Придавая первоочередное значение складчатым дислокациям, в противовес господствовавшей в то время точке зрения о большей значимости разрывов в пределах этого сооружения, он впервые отнес его к ряду антиклинориев. В.Ф.Беспалов на обзорной мелкомасштабной карте в 1947 г. показал на этой площади узкую полосу развития метаморфизованных пород. Позднее В.М.Ягловский предложил выделять Спасский антиклинорий — большую часть слагающих антиклинорий среднедевонских расчленённых вулканитов основного состава он относил к ордовику и силуру (Геологическое строение..., 1961). Ордовикский возраст вулканитов был подтвержден находками фауны Г.М.Щеперниным и Н.А.Севрюгиным в породах расположенного на востоке Теректинского блока.

Границы и историко-геологическая роль Спасского антиклинория были рассмотрены А.А.Богдановым и Н.П.Четвериковой (1961). А.А.Богданов допускал широкое развитие надвигов в южном обрамлении

Карагандинского синклиория. Эта точка зрения в дальнейшем была развита Ю.Ф.Кабановым (1972), который описал здесь пологие покровные структуры типа чешуйчатых надвигов. При этом он выделял в отдельных частях Спасского надвигового пояса различное количество залегающих друг на друге пластин, каждая из которых имеет сложное, отличное от других внутреннее складчатое строение. Широкое развитие надвигов, а на востоке — взбросов и сопровождающих их полос сильно рассланцованных девонских пород, характерно для Спасского надвигового пояса, в тыловой части которого находится ряд тектонических блоков, сложенных ордовикскими и более древними породами (Беляев и др., 1977), составляющими ядро Спасского антиклиория.

В настоящей статье рассматриваются некоторые, ранее не отмечавшиеся особенности строения и происхождения Спасского антиклиория и Спасского надвигового пояса, а также прилегающих к ней с юга периферических частей вариспийской Джунгаро-Балхашской складчатой системы. В процессе детальных региональных исследований последних лет, выполненных под руководством Ю.А.Зейпева, авторы большое внимание уделили изучению стратиграфии и структуры метаморфических комплексов антиклиория (Н.Н.Сигачева), особенностям строения надвиговых зон (О.Е.Беляев), а также тектонофизическим исследованиям складок и разрывов (А.Ф.Читалин) в пределах Спасского надвигового пояса, Спасского антиклиория, Нурина и Карасорского синклиория.

Структура восточной части Спасского антиклиория

Спасский антиклиорий вырисовывается по приуроченным к его ядру выступам древних толщ, принадлежащих докембрию, нижнему палеозою и девону. В восточной части антиклиория его основу составляют Теректинский, Матакский и Лумбейский тектонические блоки, образованные докембрийским и каледонским складчатыми комплексами. К северу от Спасского антиклиория располагается Карагандинский синклиорий, к югу — Нурина и Карасорский синклиории (рис. 1).

Докембрийский складчатый комплекс обнажается только в восточной части Матакского горста, где наиболее полно изучен Н.Н.Сигачевой. Он сложен регионально метаморфизованными породами: порфиroidами, порфиритоидами, бластопокеммитовыми сланцами, микрокварцитами, мраморами и углистыми сланцами, условно отнесенными к верхнему протерозою (Сигачева, 1979). Докембрийский складчатый комплекс составляет крупную Матакскую антиклиналь, несколько вытянутую в северо-восточном направлении. Длина антиклинали более 25 км, ширина не

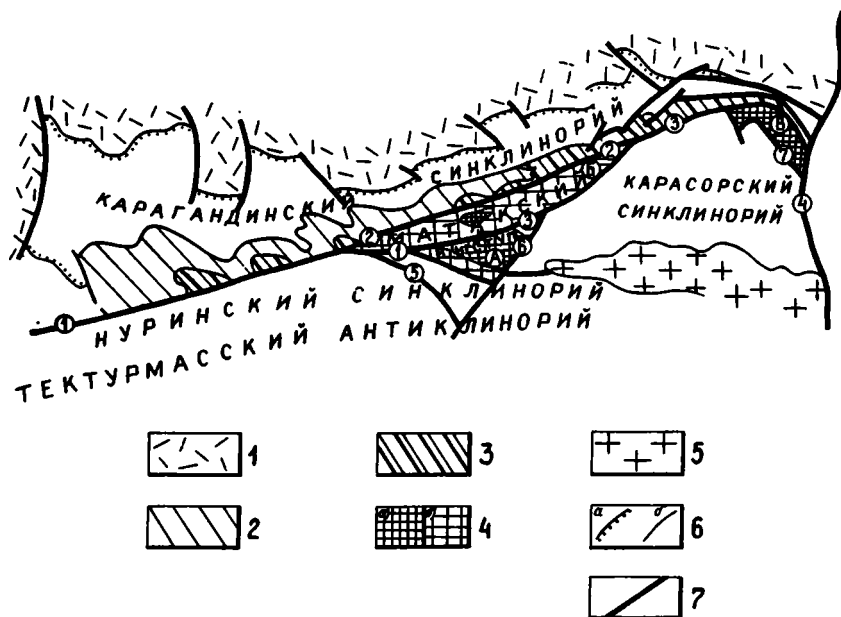


Рис. I. Схема расположения Спасского надвигового пояса и обрамляющих его структурных элементов палеозойских.

I - основание северного крыла Карагандинского синклинали; 2-3 - Спасский надвиговой пояс: 2 - толща девона и отчасти нижнего карбона в аллохтонном залегании; 3 - ядра лежащих складок, сложенные вулканогенным средним девонem; 4 - выступы комплекса основания в ядре Спасского антиклиналя, сложенного докембрием и нижним палеозоем (а), нижним девонem (б); 5 - гранитоиды Топарского комплекса; 6 - геологические границы: основания феменинского яруса (а), прочие границы (б); 7 - разрывные нарушения. Горсты: А - Матакский, Б - Хунбейский, В - Теректинский; разрывные нарушения: I - Байдаулетовский, 2 - Шольдырский, 3 - Карасорский, 4 - Центрально-Казахстанский, 5 - Караобинский, 6 - Тумсуковский, 7 - Теректинский

менее 10-12 км, принадлежит она к категории брекхискладок. Южное крыло складки падает на юг под углами 40-65°, северное крыло не обнажено. Матакская антиклиналь осложнена мелкой складчатостью и осепродолжными разрывными нарушениями северо-восточного простирания.

ния. Шарнир Матакской антиклинали погружается на запад-юго-запад и восток-северо-восток под углами соответственно 15-25 и 5-15°. Ундуляция шарнира подчеркивает осложняющие складки второго порядка в ядре антиклинали; их длина 3-5 км, ширина 2-3 км; они также являются брахискладками. осевые поверхности брахискладок круто падают к югу или вертикальны. Более мелкие складки, осложняющие Матакскую антиклиналь, развиты преимущественно в замках более крупных складок и являются дистермоничными. Они имеют размеры от нескольких метров до миллиметров. Соотношение длин осей этих складок (от 1:5 до 1:10) позволяет считать их в основной своей массе линейными, углы наклона их крыльев от 20 до 50°, а углы погружения шарниров изменяются от 5 до 20°.

Деформационная и минеральная линейность параллельны шарнирам складок. В породах докембрийского складчатого комплекса выявлена сланцеватость двух типов: кристаллизационная, наследующая слоистость пород и вместе с ними изгибающаяся в складки, и сланцеватость, параллельная осевому кливажу. Можно полагать, что структура докембрийского складчатого комплекса возникла одновременно с региональным метаморфизмом в условиях пластического течения пород при тангенциальном сжатии. Это подтверждается детальными структурными и микроструктурными исследованиями.

Трещиноватость докембрийского складчатого комплекса изучалась на периклинальных замыканиях Матакской антиклинали и в ее ядре. Устанавливаются четыре системы трещин скалывания, группирующихся в две пары сопряженных систем, а также две системы трещин отрыва, заполненных жильных кварцем. Одна пара включает системы трещин, падающих к ССЗ и ЮВВ под углами 70-80°. Простираание этих трещин совпадает с простираанием взбросов, осложняющих Матакскую антиклиналь, в отличие от двух других систем трещин, также крутонаклонных (60-80°), но диагональных по отношению к оси складки (рис. 2-а).

Первая пара сопряженных трещин скалывания, по-видимому, самых ранних, характеризует поле напряжений, возникающее при формировании складок продольного вертикального расплющивания - термин В.С. Милеева (1976), когда ось σ_3 субгоризонтальна и направлена вкрест простираания шарниров складок, ось σ_1 - субвертикальна и лежит в плоскости, близкой к осевой поверхности, а ось σ_2 совпадает с простираанием шарниров складок.¹⁾ Этому первому этапу деформации соот-

1) σ_1 - максимальное главное нормальное напряжение, σ_3 - минимальное, σ_2 - промежуточное.

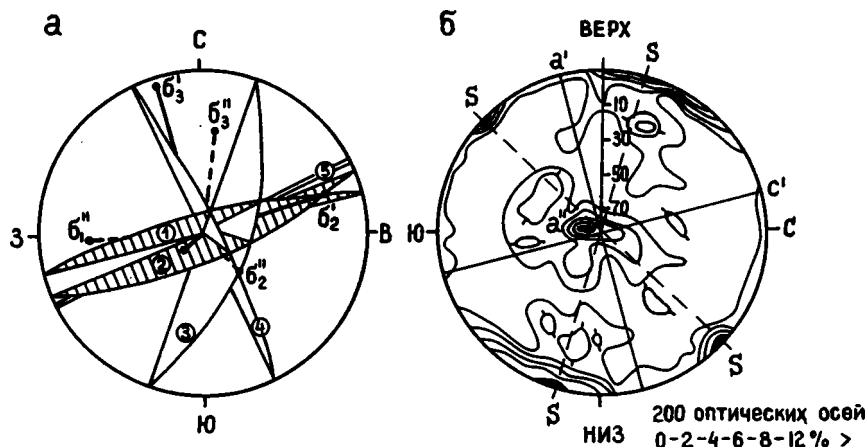


Рис. 2. Диаграммы ориентировки осей главных нормальных напряжений (а) и выходов оптических осей кварца (б) для двух этапов деформации Метаксской антиклинали (построены на верхней полусфере).

1, 2, 3, 4 – трещины взбросового (1, 2) и сбросово-сдвигового (3, 4) типа; 5 – ось Метаксской антиклинали; главные нормальные напряжения первого этапа деформации ($\sigma_1^I, \sigma_2^I, \sigma_3^I$), второго этапа деформации ($\sigma_1^{II}, \sigma_2^{II}, \sigma_3^{II}$); оси деформации первого этапа (a', c'), второго этапа (a''); S – плоскости скольжения.

ветствует образование пологих и горизонтальных кварцевых жил с бластической структурой, которые также выполняют полости отслаивания в замках мелких складок. После образования осепродольных сколов – взбросов пластическая деформация продолжалась. Второй этап деформации характеризуется иным расположением осей главных нормальных напряжений. Ось σ_3^{II} имеет пологое падение и направлена примерно перпендикулярно шарнирам складок, ось σ_1^{II} полого погружается в направлении, близком к направлению погружения шарниров, ось σ_2^{II} имеет крутое падение (см. рис. 2а). Этому этапу соответствует формирование минеральной и деформационной В-линейности и перпендикулярных к ней крутонаклонных трещин отрыва, заполненных кварцем. Такое поле напряжений, по В.С.Милееву (1976), сопровождается развитием складок продольного горизонтального расплющивания, когда перераспределение материала при его течении происходит преимущественно вдоль

шарниров складок. Тектоническая трещиноватость, возникшая в этот этап (диагональные сбросо-сдвиги и субмеридиональные кварцевые жилы), образовалась после завершения пластических деформаций, на что указывает смещение деформационной линейности по диагональным трещинам. Таким образом, в процессе образования складок докембрийского складчатого комплекса сначала происходит увеличение пластической составляющей деформации, а затем — уменьшение её.

Дополнительно для определения осей деформации составлялись диаграммы положения оптических осей кварца в ориентированных шлифах, сделанных перпендикулярно шарнирам мелких складок, развитых на восточной периклинали Матакской антиклинали (см. рис. 2-б). Диаграммы имеют вид, характерный для сложных тектонитов, и состоят из центрального максимума (простой S-тектонит) и многомаксимумного В-тектонита (или двухмаксимумного S-тектонита), причем плоскости скольжения S на диаграммах и положение осепродольных трещин скалывания взбросового типа в образцах совпадают. В- и S-тектониты возникли в стадии развития складок путем продольного вертикального расплющивания (ось "а'", соответствующая направлению движений материала, вертикальна; ось "в'" направлена по шарниру складки; ось наибольшего укорочения "с'" горизонтальна). Центральный максимум на диаграммах показывает, что ось "а'" была ориентирована по шарнирам складок — стадия продольного горизонтального расплющивания.

Каледонский складчатый комплекс обнажается в пределах как Матакского, так и Теректинского тектонических блоков. Он сложен породами нижнего палеозоя. Основу Теректинского горста составляет крупная антиклинальная складка, вытянутая в северо-западном направлении и переходящая на западе в моноклиналь с крутым западным падением пластов. В Жунбайском горсте ойдаулетовская свита слагает моноклиналь, в которой слои падают на юг под углами $40-60^{\circ}$, а на западе несогласно перекрываются конгломератами нижнего девона, падающими в западном направлении. К северу от него небольшой по площади (менее 1 км^2) выход пород нижнего палеозоя представлен круто падающими к югу яшмами, мраморами и порфиритоидами, прорываемыми серпентинитами и габбро, которые по западному краю выхода несогласно перекрываются базальными конгломератами нижнего девона. В центральной части Матакского выступа ордовикские отложения также слагают блок с моноклинальным падением пород к югу. В северо-западной части Матакского горста нижнепалеозойские породы боркинской и баудеулетовской свит (Сигачева, 1979), смяты в линей-

ные складки и брахискладки юго-восточного и восток-северо-восточного простирания. Складки имеют небольшие размеры: длина их от I до 4 км, ширина от 0,5 до I км. Крылья складок наклонены под углами $20-50^{\circ}$, осевые поверхности вертикальны. Плотные массивные вулканы овидзулетовской свиты слагают брахискладки с пологими (до $20-30^{\circ}$) крыльями, а сланцы, порфиритоиды байдзулетовской и порфиroidы боркинской свиты смяты в узкие, часто сложные линейные складки с крутыми (до $20-50^{\circ}$) крыльями. Они осложнены осепродолжными взбросами, реже сбросами, отмечаются диагональные сбросо-сдвиги.

В каледонском складчатом комплексе Матакского горста широко проявлена мелкая дисгармоничная складчатость. Складки имеют размеры от нескольких до сотен метров; они линейные с соотношением осей I:8 - I:10. Присутствуют складки с пологими (менее 40°) и крутыми ($50-80^{\circ}$) крыльями. Шарниры крупных и мелких складок располагаются близпараллельно, полого ($5-30^{\circ}$) погружаются в западном и восточном направлениях. В каледонском складчатом комплексе развиты крутые ($70-90^{\circ}$) трещины скалывания СВ и СЗ (до ССЗ) простирания. Они образуют сопряженную пару, которая в совокупности с субмеридиональными трещинами отрыва, заполненными кварцем, и с деформационной В-линейностью субширотной ориентировки, повсеместно наблюдаемой в породах кембрия и ордовика, свидетельствует о проявлении здесь складчатости продольного горизонтального расплющивания, возникшей в условиях тангенциального субмеридионального сжатия. В породах обычна деформационная линейность, параллельная шарнирам складок. Часто отмечается кристаллизационная сланцеватость, совпадающая со слоистостью, и сланцеватость по осевому кливажу.

Важным является вопрос о природе метаморфических преобразований палеозойских пород. Присутствие на площади Матакского выступа метаморфизованных пород нижнего палеозоя и девона указывает на то, что в вариспийскую тектоническую эру здесь проявился наиболее поздний локальный метаморфизм, который охватил толщи нижнего палеозоя и девона, находящиеся в обрамлении регионально метаморфизованных пород верхнего протерозоя ядра Матакской антиклинали. К северу от антиклинали метаморфизм захватил породы нижнего девона, к западу - породы нижнего палеозоя и нижнего девона, к югу - породы среднего девона. На востоке, где Матакская антиклиналь обрезается Тумсукским разломом, в нижнепермских породах метаморфизм отсутствует. Проявление локального метаморфизма устанавливается по образованию бластических структур, линейности и кристаллизационной сланцеватости, следующей первичной слоистости. Степень перекрис-

таллизации породы постепенно возрастает по мере приближения к ядру Матакской антиклинали.

Таким образом, в пределах Матакского тектонического блока выявлено два этапа метаморфизма: протерозойский региональный и позднепалеозойский локальный динамотермальный. Проявление локального метаморфизма следует объяснять, по-видимому, "эффектом покоя" (Кейльман, 1974), считая при этом, что возникновение термальной аномалии — местного повышения теплового потока и, соответственно, метаморфизма пород может быть обусловлено наличием кристаллических регионально метаморфизованных протерозойских пород большей теплопроводности, представлявших собой покой (фундамент) палеозойских геосинклинальных серий.

Карасорский синклинорий

Расположенный на гетерогенном основании варисийский складчатый комплекс в Карасорском синклинории образован простыми прямыми и наклонными складками, сложенными средне-верхнедевонскими (включая фаменские) породами. Более молодые турнейские отложения известны лишь южнее в районе пос. Карагайлы, но их первичное распространение можно предполагать в пределах всего Карасорского синклинория.

Центральную часть синклинория занимает крупная близширотная Балыктыкольская синклиналь, сложенная терригенными породами среднего-верхнего девона. Её северное крыло в восточной части полого ($20-30^{\circ}$) погружается к югу и нарушено продольными широтными взбросами, сбросами и сбросо-сдвигами (рис. 3-а). Вдоль северо-западной и юго-западной границ синклинория вблизи крупных разломов развиты сравнительно небольшие линейные складки (соотношение осей $1:6 - 1:10$), нарушенные иногда осепродольными сбросами. Складки прямые или наклонные, падение слоёв на крыльях $30-50^{\circ}$. На них несогласно залегают вулканы нижнего карбона, сложенные юго-восточнее оз. Карасор наложенную мульду с углами падения пород на крыльях $5-25^{\circ}$. В восточной и западной частях Карасорского синклинория располагаются приразломные синклинали, сложенные вулканиками и терригенными породами нижней перми, также залегающими несогласно на смятых в складки средне-верхнедевонских толщах. Углы наклона пород в центральных частях этих наложенных синклиналей не более 10° , увеличиваясь до $25-35^{\circ}$ лишь у разрывов.

Таким образом, в пределах Карасорского синклинория развиты, главным образом, крупные складки глыбовой природы, несомненно свя-

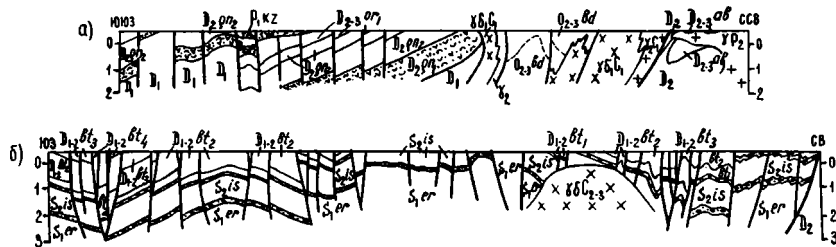


Рис. 3. Геологические разрезы: Карасорского синклиниория на левобережье р. Карасу (а), Нурина синклиниория на водоразделе рек Котал и Адильсу (б). Индексами обозначены свиты: байдаулевская ($D_{2-3}bd$), ермекская (S_{1er}), исенская (S_{2is}), биотарская ($D_{1-2}bt$), жандарская (D_{2gn}), ордабейская (D_{2-3or}), акбастауская (D_{2-3ab}), кызылкийинская (P_{1kz})

занные с вертикальными движениями блоков. Приразрывные линейные складки более сложной морфологии тяготеют к западной периферической части синклиниория.

Основание Карасорского синклиниория нигде в его пределах не обнажено. По расчётам Ю.В. Юнаковской, оно образовано породами значительной плотности и находится на глубинах от первых сотен метров до 2-3, реже до 5 км (Беляев и др., 1972). Присутствием неглубоко залегающего фундамента может быть объяснена региональная аномалия относительно повышенных значений гравитационного поля над Карасорским синклиниорием. Можно предполагать, что фундамент сложен плотными породами каледонского и докембрийского складчатых комплексов, аналогичными обнаженным в Спасском антиклиниории.

Нури́нский синклино́рий

Нури́нский синклино́рий протягивается в широтном направлении более чем на 250 км при ширине от 20 до 40 км. С севера он граничит с Карасорским синклиниорием, с юга сопряжен с Тектурмасским антиклиниорием. В строении синклиниория принимают участие морские терригенные и вулканогенно-осадочные толщи силура и девона мощностью в несколько километров, смятые в крупные простые линейные и брахискладки северо-западного и близширотного простирания, часто незамкнутые, длиной 15-30 и шириной 10-15 км. Углы наклона крыльев от 10 до 40°, иногда больше. Складки ориентированы косо

по отношению к простиранию синклиория. Они осложнены осепродолжными и осепоперечными сбросами, а также сбросо-сдвигами СВ и СЗ простираний. Нередко соседние складки разделены разрывами с амплитудой вертикального смещения до 0,5-2 км. При приближении к Байдаулетовскому разлому сбросо-сдвиги (с правосдвиговыми смещениями) СЗ простирания закономерно искривляются и сливаются с ним, приобретая отчётливо выраженные взбросовые смещения у юго-западных крыльев. В таких участках вблизи взбросов, в их северо-восточных крыльях, возникают мелкие приразрывные крутые складки (см. рис. 3-б).

В пределах синклиория, главным образом, в его западной и центральной частях, встречаются наложенные синклинали почти широтного простирания (Топарская, Сулу-Медине и др.), сложенные вулканогенными и молассовыми толщами среднего-верхнего девона (?), а также фаменскими и турнейскими ярусами. Эти складки нередко нарушены поперечными сдвигами СВ простирания.

Трещиноватость в Нуринском синклиории изучалась на примере Косагаш-Мурзатайской антиклинали. В её разных частях отмечается от 4 до 6 систем трещин, из которых одна или две системы являются отрывами, а остальные - сколами. Сопряженность трещин устанавливается по характеру смещений, а также по их ориентировке относительно трещин отрыва. Выделяются две пары сопряженных систем трещин скалывания и парагенетически связанных с ними трещин отрыва, что свидетельствует о двух этапах деформации Косагаш-Мурзатайской антиклинали и, вероятно, других подобных складок Нуринского синклиория. Последовательность этих этапов устанавливается однозначно по взаимоотношениям трещин и подкрепляется региональными геологическими данными (таблица).

На первом этапе деформации возникли трещины скалывания с падением на ВСВ, ЮВ, ЗЮЗ под углами 5-40° и сбросовыми смещениями, а также малоамплитудные сбросы (0,5-5 см), падающие под углами 45-90° на З, СЗ, ЗСЗ. Они смещают кварцевые прожилки, развитые по трещинам отрыва и падающие под углами 35-70° в СЗ или ЮВ румбах. Этот парагенез трещин скалывания и отрыва мог возникнуть в таком поле напряжений, когда ось σ_3 вертикальна или круто падает, а оси σ_1 и σ_2 занимают почти горизонтальное положение. Такое поле напряжений характерно, по М.В.Гзовскому (1963), для складок поперечного изгиба, возникших в связи с вертикальными движениями. Значительный разброс в азимутах погружений осей σ_1 и σ_2 свидетельствует о сложном, мозаичном распределении растяжений (рис. 4-а).

Таблица

Этапы деформаций и парагенезы варисийских структур в южном обрамлении Карагандинского синклинория

Время де- формаций	Этап де- формаций	Тектонические обстановки и парагенезы структур		
		Спасского надвигового пояса	Спасского энтиклинория	Нурина синклинория
Средний девон	первый	<u>Вертикальные движения</u> <u>Вертикальное сжатие - горизон- тальное растяжение</u> Складчатость поперечного изгиба, осепродольные и осепо- перечные сбросы и взбросы		
	второй	<u>Субмеридиональное горизонтальное сжатие - субвертикальное растяжение</u> Формирование Кызылчекинской лежащей складки-покровов. Осложняющая мелкая склад- чатость: лежащие линейные дисгармоничные складки те- чения, наклонные и опроки- нутые линейные складки продольного изгиба с осе- вым кливжом		

Образование ^{на} ложных линейных
синклиналей широтного прости-
рения

мелкие наклонные линейные складки продольного изгиба
с осевым кливжом, часто приразломные, осложненные осе-
продольными взбросами, осепоперечными и диагональными
сбросами и сбросо-сдвигами.

Конец карбона		частные надвиги, осепро- должные взбросы, осепопе- речные и диагональные сбросы и сбросо-сдвиги вдоль Байдаулет-Шольадыр- ского разлома и оперяющих его разрывов - крутопадаю- щая к югу сланцеватость и R-линейность
	третий	<u>Субмеридиональное горизонтальное сжатие - субширотное горизонтальное растяжение</u> сдвиговые и сбросо-сдвиговые движения по разломам преимущественно СЗ и СВ простираний образование синформ и анти- форм в зоне Байдаулет-Шоль- адырского левостороннего сбросо-сдвига искривление осей наложенных синклиналей образование мелких присдвиго- вых складок с коутыми шари- рами Мелкая приразломная складчатость, сдвиги и сбросо-сдвиги
Поздняя пермь	четвертый	<u>Вертикальное сжатие - горизонтальное растяжение</u> глыбовые вертикальные движения по крупным разломам, образование грабенов и грабен- синклиналей

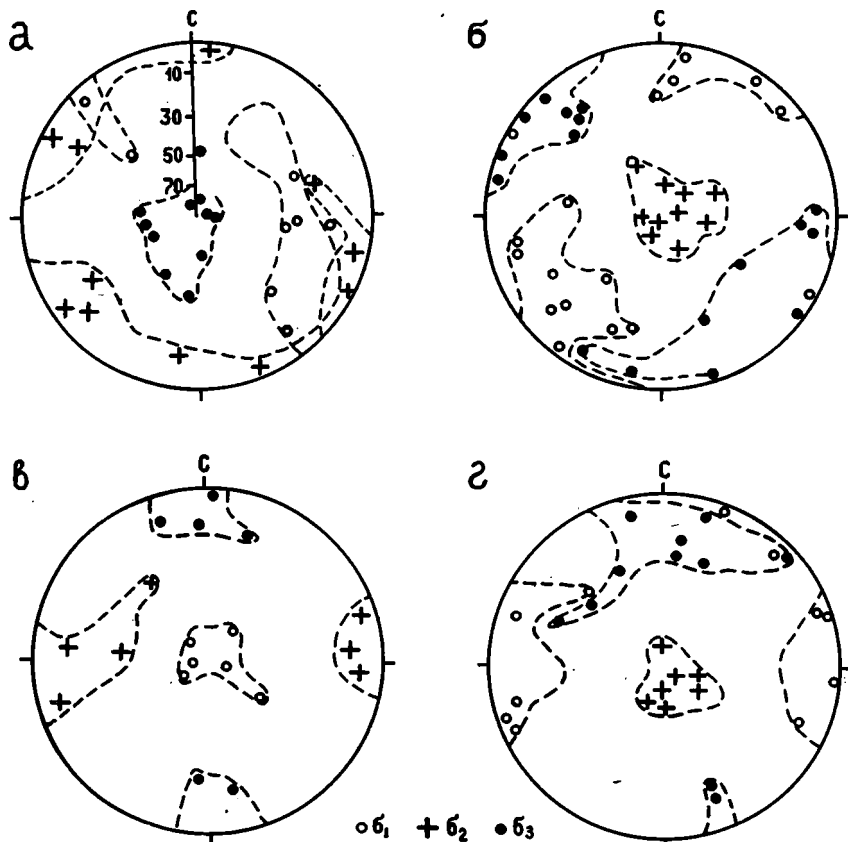


Рис. 4. Сводные диаграммы ориентировки осей главных нормальных напряжений для различных этапов деформации (построены на верхней полусфере) Нурийского синклинария (а,б) и Спасского надвигового пояса (в,г).

а - складчатость поперечного изгиба, б - парагенез сбросо-, сдвигов и взбросов; в - Кызылчекинской лежачей складки; г - наложенных синформ и антиформ (обозначения осей см. в тексте)

Второй этап деформации характеризуется иным расположением осей, причем в отличие от первого этапа их ориентировка четко выдержана на большей площади. Ось сжимающих напряжений σ_3 горизонтальна или полого (под углами 2–20°) погружается в СЗ или ЮВ направлениях; σ_1 также горизонтально или полого (под углами 3–20°) погружается на ЮЗ или СВ; σ_2 – субвертикальна (см. рис. 4–б). Со вторым этапом деформации связано возникновение крутопадающих и вертикальных трещин отрыва ССЗ простирания, часто выполненных кварцевыми жилами, и сопряженных систем трещин скалывания СЗ и СВ простираний. Для этих трещин устанавливаются сбросо-сдвиговые смещения. Вблизи Байдаулетовского разлома сдвиговые трещины секут приразломную сланцеватость и смещают лежащую в ее плоскости деформационную R –линейность. Таким образом, второй этап деформации в Нуринском синклинии характеризуется горизонтальным сжатием в меридиональном или ССЗ направлении. Причем, если на всей его площади в это время возникали сбросо-сдвиги, то в самой северной его части вдоль Байдаулетовского разрыва образованию сбросо-сдвигов предшествовало формирование взбросовых трещин, сланцеватости и R –линейности.

Спасский надвиговый пояс

В отличие от простых складок Нуринского и Карасорского синклиниев в Спасском надвиговом поясе на южном крыле Карагадинского синклиория развиты очень сложные наклонные, опрокинутые и лежащие складки, располагающейся севернее протяженного прямолинейного разлома, ограничивающего синклиорий с юга и состоящего из трех разрывов, имеющих различные названия. На западе – это западная часть Байдаулетовского разрыва, в центре – Шольдырский разрыв, на востоке – восточная часть Карасорского (рис. 5). Непосредственно севернее этого разлома широко развиты взбросы, надвиги и шарьяжи, возникшие в процессе формирования этой крупной лежащей складки. Они представляют собой обычно послонные срывы, развивающиеся чаще всего вдоль границ толщ контрастного, резко отличного состава. Чаще всего они в этом случае приурочены к границам между основными стратиграфическими подразделениями, на что впервые обратил внимание Ю.Ф. Кабанов (1972).

Один из участков этой лежащей складки показан на рис. 6, на вкладке. Этот участок является опорным, так как здесь Кызылчекинская складка вскрыта на всю глубину; возраст толщ, находящихся в

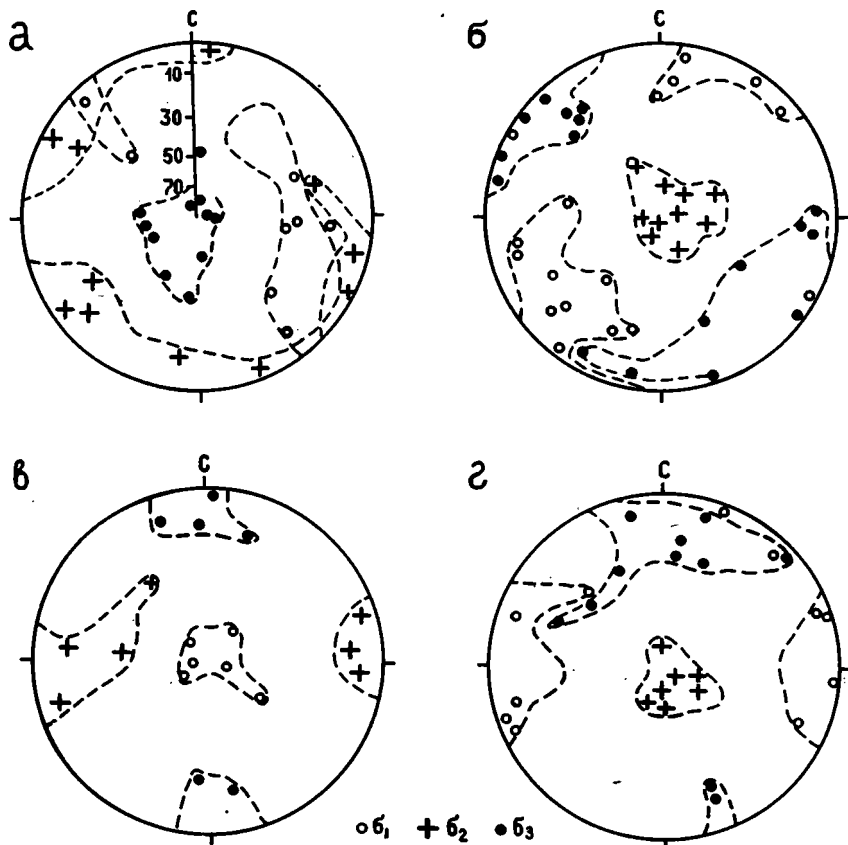


Рис. 4. Сводные диаграммы ориентировки осей главных нормальных напряжений для различных этапов деформации (построены на верхней полусфере) Нурина синклинария (а,б) и Спасского надвигового пояса (в,г).

а - складчатость поперечного изгиба, б - парагенез сбросо-, сдвигов и взбросов; в - Кызылчекинской лежачей складки; г - наложенных синформ и антиформ (обозначения осей см. в тексте)

Второй этап деформации характеризуется иным расположением осей, причем в отличие от первого этапа их ориентировка четко выдержана на большей площади. Ось сжимающих напряжений σ_3 горизонтальна или полого (под углами $2-20^\circ$) погружается в СЗ или ЮВ направлениях; σ_1 также горизонтально или полого (под углами $3-20^\circ$) погружается на ЮЗ или СВ; σ_2 — субвертикальна (см. рис. 4-б). Со вторым этапом деформации связано возникновение крутопадающих и вертикальных трещин отрыва ССЗ простирания, часто выполненных кварцевыми жилами, и сопряженных систем трещин скалывания СЗ и СВ простираний. Для этих трещин устанавливаются сбросо-сдвиговые смещения. Вблизи Байдаулетовского разлома сдвиговые трещины секут приразломную сланцеватость и смещают лежащую в ее плоскости деформационную R — линейность. Таким образом, второй этап деформации в Нуринском синклинии характеризуется горизонтальным сжатием в меридиональном или ССЗ направлении. Причем, если на всей его площади в это время возникали сбросо-сдвиги, то в самой северной его части вдоль Байдаулетовского разрыва образованию сбросо-сдвигов предшествовало формирование взбросовых трещин, сланцеватости и R — линейности.

Спасский надвиговый пояс

В отличие от простых складок Нуринского и Карасорского синклинириев в Спасском надвиговом поясе на южном крыле Карагадинского синклиниория развиты очень сложные наклонные, опрокинутые и лежащие складки, располагающейся севернее протяженного прямолинейного разлома, ограничивающего синклинирий с юга и состоящего из трех разрывов, имеющих различные названия. На западе — это западная часть Байдаулетовского разрыва, в центре — Шольдаырский разрыв, на востоке — восточная часть Карасорского (рис. 5). Непосредственно севернее этого разлома широко развиты взбросы, надвиги и шарьяжи, возникшие в процессе формирования этой крупной лежащей складки. Они представляют собой обычно послонные срывы, развивающиеся чаще всего вдоль границ толщ контрастного, резко отличного состава. Чаще всего они в этом случае приурочены к границам между основными стратиграфическими подразделениями, на что впервые обратил внимание Ю.Ф.Кабанов (1972).

Один из участков этой лежащей складки показан на рис. 6, на впадине. Этот участок является опорным, так как здесь Кызылтекинская складка вскрыта на всю глубину; возраст толщ, находящихся в

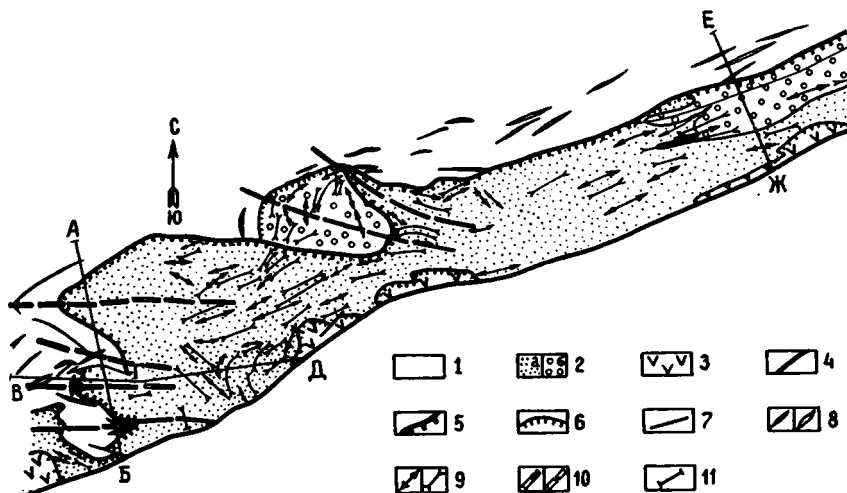


Рис. 5. Схема строения центральной части Кызылчекинской лежащей складки.

1 - автохтон, сложенный породами фамена, турне, визе; 2 - аллохтон, лежащая складка, сложенная живетским и франским ярусами (а), фаменским и турнейским ярусами (б), 3 - ядра лежащей складки, сложенные средним девонам, 4 - Байдаулет-Шольдадырский разлом; 5 - фронтальная линия покрова - Кызылчекинской лежащей складки; 6 - частные надвиги и взбросы; 7 - мелкие сбросы, одвиги, сбросо-сдвиги; 8 - оси мелких складок в фамене и нижнем карбоне: антиклинальных (а), синклинальных (б); 9 - оси мелких складок в терригенных толщах девона: антиклинальных (а), синклинальных (б); 10 - оси антиформ (а), синформ (б); 11 - положение геологических разрезов, изображенных на рис. 6-7

автохтоне и аллохтоне покрова, надёжно устанавливается по остаткам ископаемой фауны и флоры. Здесь хорошо видно, как в 4 км севернее горы Кызылчеку на смятые в складки кремнисто-глинистые отложения с многочисленной и разнообразной фауной пелеципод, характерных для турнейского яруса, как будто бы согласно без резкого структурного несоответствия налегает толща зелёно-серых песчаников и алевролитов, падающая к востоку под углом 20-10°. В этих песчаниках, принадлежащих к верхней части разреза акбастауской

свиты, обнаружены брахиоподы, среди которых Г.Г.Аксеновой определен *Microspirifer cf. novosibiricus* Toll., встречающийся во французском ярусе Русской платформы. Еще в двух точках нами собраны брахиоподы *Microspirifer* sp., *Stropheodonta* sp., *Elitha* sp., *Theodosia* sp. в одной и *Cryptonella planirostra* Hall, *Microspirifer* sp., *Spinocurtia* sp. в другой. Каждый из этих комплексов, по заключению определявшей их М.В.Мартыновой, характеризует живетско-франские отложения. Здесь же собраны кораллы, криноидеи и пелециподы, имеющие широкий диапазон распространения, а также пелециподы рода *Vertumnia* (?), встречающиеся, по заключению определявшей их К.А.Урбайтис, в верхнем девоне. Помимо фауны здесь Ю.Ф.Кабановым и нами в четырех местонахождениях обнаружены флористические остатки, среди которых А.Л.Юриной определены среднедевонские *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Protolepidodendron scharianum* Kreicy. Восточнее эти песчаники перекрываются все более нижними частями разреза акбастауской свиты, в которых собраны кораллы живетского яруса, а затем следуют среднедевонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы. Таким образом, приведенные взаимоотношения не оставляют сомнений в том, что здесь имеет место перевернутое залегание слоев. Оно приурочено к опрокинутому крылу, впоследствии деформированной крупной лежащей складки. Верхнее крыло этой складки эродировано (см. рис.6). Во время ее образования возникали не только послонные срывы, но происходило надвигание, накатывание складки на породы смежной с ней снизу синклинали. Фрагменты Кызылчекинской складки устанавливаются к западу от горы Кызылчеку, где пологозалегающая акбастауская свита лежит на породах фанера и турне.

Значительно восточнее, на правом берегу р.Нуры устанавливается строение верхнего неперевёрнутого крыла Кызылчекинской лежащей складки, осложненного более поздними складчатыми дислокациями (рис. 7).

В северной периферической части Кызылчекинской лежащей складки надвигание на залегающие в автохтоне породы Карагандинского бассейна является максимальным. Ширина Спасского пояса надвигов, располагающегося севернее Байдаулет-Шольдаыр-Карасорского разлома, как было показано Ю.Ф.Кабановым, достигает 10-12 км, величина же относительных горизонтальных перемещений по ним, естественно, меньше этой цифры. В северной части складки ближе к ее замку, пласты пород залегают близкопараллельно поверхности надвига. Близкопараллельное залегание пород установлено и вблизи корней надвига у Бай-

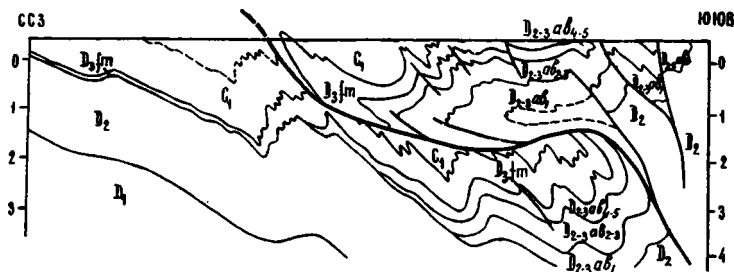


Рис. 7. Геологический разрез через восточную часть Кызылчекинской складки на правобережье р.Нуры. Индексами обозначены: нижний девон (D_1), средний девон (D_2), акбастауская свита (D_{2-3ab}), фаменский ярус (D_{3fm}), нижний карбон (C_1)

даулет-Шольдыр-Карасорского разлома, где послойные срывы были минимальными, а преобладали пластические деформации. Такие соотношения видны, например, восточнее горы Кызылчеку, где простирания фаменских пород автохтона очень близки простираниям верхов разреза живетско-франской акбастауской свиты, принимающей участие в строении аллохтона. Наиболее сложные мелкие складки аллохтона приурочены к ядру Кызылчекинской складки. Широкое развитие их отмечено Ю.Ф.Касановым в междуречье Адильсу и Алтынсу в пределах выделяемой им Акбастауской чешуи.

Очень сложная мелкая складчатость отмечается также в фаменско-турнейских породах автохтона, обнажающихся в ряде тектонических окон. Здесь развиты самые разнообразные по форме, ориентировке в плане и положению осевой поверхности мелкие складки. Большую часть среди них составляют линейные складки почти широтного простирания, приуроченные к антиклиналеподобным изгибам поверхности шарьяжа и к участкам перед фронтом надвига (см. разрезы на рис. 6).

Наличие в аллохтоне перед фронтом покрова мелких опрокинутых дисгармоничных складок течения, оси которых параллельны простиранию лежачей складки, свидетельствует об их образовании одновременно с развитием покрова. Кроме того, в автохтоне вблизи перекрытия аллохтоном находятся мелкие складки течения с аномальным дугообразным простиранием осей, местами даже близким к меридиональному (см. рис. 5, 6). Оси этих складок часто причудливо изгибаются в плане, но в целом повторяют контуры крупных складок аллохтона - син-

форм и антиформ, осложняющих строение Кызылчекинской лежащей складки. Образование мелких складок с аномальным простиранием осей в автохтоне можно объяснить выжиманием и пластическим течением фаменско-нижекаменноугольных толщ в широтном направлении, благодаря неравномерному литостатическому давлению под различными частями аллохтона. Искривление их осей произошло одновременно с образованием синформ и антиформ.

Широтные синформы и антиформы, возникшие в результате деформации лежащей складки и являющиеся более поздними складчатыми дислокациями, представляют собой крупные простые складки с пологим восточным погружением шарниров и с северной вергентностью - углы наклона южных крыльев синформ $40-60^\circ$, северных $20-40^\circ$. Наиболее поздние складчатые дислокации охватили породы автохтона и аллохтона, а также саму поверхность шарьяжа. Это доказывается конформностью вторично деформированной поверхности шарьяжа и расположенных в непосредственной близости к ней осей синклинали, антиклинальных складок и осевого кляважа в автохтоне (см. рис. 5,6).

На востоке Спасского пояса Кызылчекинская складка становится более крутой, приобретая черты опрокинутой антиклинали. Продольные разрывы и осевые поверхности складок здесь более круты ($40-60^\circ$); характерно интенсивное крутое расслаивание, обычное для корневых частей надвига.

Структурные исследования, проведенные в окрестностях горы Кызылчеку, преимущественно в фаменских известняках автохтона и живетско-франских песчаниках аллохтона, выявили чередование участков сжатия и растяжения. Здесь отчетливо выделяются сопряженные трещины сбросо-сдвигового типа СЗ и СВ простирания и выявляется поле напряжений, аналогичное полю второго этапа деформации в Нурынском синклинии (см. таблицу). Кроме того, во многих пунктах наблюдения в мелких складках автохтона, сложенных известняками фамена, отмечены крутые и пологие ($60-10^\circ$) осепродольные трещины скалывания взбросового (надвигового) типа. В обнажениях эти взбросы часто фиксируются не в виде четко выраженных трещин, а в виде протяженных зон мелких флексур, осложняющих крылья или замки мелких складок, причем по отношению к последним они являются осепродольными. Сопряженной с ними является система трещин скалывания, полого падающих в южных и восточных румбах и часто совпадающих со сланцеватостью, которая представляет собой густую систему трещин скалывания взбросового типа. Таким образом, здесь налицо па-

рагенез складчатых трещин, возникших при формировании складок продольного вертикального расплющивания. Оси напряжений ориентированы следующим образом: σ_3 - полого ($0-20^\circ$) погружается к С, ССЗ или ЮОВ, σ_1 - почти вертикальна, σ_2 - полого ($0-30^\circ$) погружается в ВСВ и ЗЮЗ направлении параллельно шарнирам складок (см. рис. 4в). Как видно, сжимающие усилия, приведшие к формированию мелких опрокинутых складок, были ориентированы почти горизонтально в меридиональном направлении. Взаимоотношение сланцеватости, линейности и трещин свидетельствует о более раннем образовании мелких складок и складчатых трещин по отношению к трещинам сбросо-сдвигового типа. Восстановленная по ним ориентировка осей напряжений характеризует тектоническую обстановку в зоне Байдаулет-Шольдаырского левостороннего сбросо-сдвига: σ_3 - полого погружается к Ю и ЮЗ, σ_1 - полого простирается в широтном направлении, σ_2 - субвертикальна (см. рис. 4-г). Сжимающие усилия в зоне сбросо-сдвига перпендикулярны осям синформ и антиформ, возникших, по-видимому, в связи с местным сжатием при сбросо-сдвиговых движениях вдоль Байдаулет-Шольдаырского разлома.

Таким образом, Спасский надвиговой пояс представляет собой единый протяженный покров, возникший из лежащей складки и осложненный серией синформ и антиформ, частных складок и надвигов. Спасский надвиговой пояс обладает всеми признаками подобных зон, выделяемых во многих складчатых областях (Ажгирей, 1977). Для них характерно следующее: по мере приближения к корневой области сравнительно пологие шарьяжные пластины (крылья лежащих складок) приобретают все более крутой наклон; породы в корневой зоне обладают преимущественно крутым залеганием и динамометаморфизованы.

Вероятно, основным механизмом образования покровов в виде лежащих складок, в подобных зонах можно полагать механизм выжимания пластичных толщ из узких зон перед фронтом горизонтально перемещавшегося крупного блока (Белоусов, 1979). Лежащая складка, возникшая таким образом, имеет неограниченные пределы деформации, в отличие от обычных складок общего смятия, в изобилии осложняющих ее крылья.

Причиной образования Спасского надвигового пояса следует считать воздымание и горизонтальное перемещение единого крупного блока во внешней части варискид, включающего Спасский антиклинорий, Карасорский и Нуринский синклинории, на орогенном этапе и надвигание масс горных пород перед его фронтальной частью на Карагандинский синклинорий.

Заключение

Проведенные исследования позволили обособить древние докембрийский и каледонский складчатые комплексы, выступающие на дневную поверхность в поднятых тектонических блоках в пределах Спасского антиклинория и, по-видимому, образующие фундамент Карасорского синклинория. В складчатых комплексах фундамента развита складчатость продольного горизонтального и вертикального расплющивания, возникающая в условиях горизонтального сжатия.

Происхождение варисцийских складок в разных структурных зонах различно. Образование крупных складок Нурина синклинория обязано механизму поперечного изгиба в связи с вертикальными движениями. Такое же происхождение скорее всего имеют глибовые складки Карасорского синклинория.

Кызылтекинская лежащая складка образовалась в связи с горизонтальным перемещением крупного блока и выдавливания масс горных пород в сторону погружавшегося Карагандинского синклинория. В автохтоне широко распространены дисгармоничные складки течения. В аллохтоне развиты мелкие складки течения, наклонные и опрокинутые линейные складки продольного изгиба с осевым кливажем, связанные с горизонтальным субмеридиональным сжатием.

Выполненные тектонофизические исследования также помогают судить об этапах варисцийских складчатых и разрывных деформаций (см. табл.).

Первый этап деформации проявился в Нурина синклинории и привел к образованию немногочисленных крупных складок, связанных с вертикальными движениями фундамента. Этот этап, вероятно, связан с движениями середины девона.

Второй этап проявился в конце карбона во всех структурных зонах, но в каждой из них привел к образованию различных складчатых и разрывных деформаций. К северу от Байдаулет-Шельдыр-Карасорского разлома в результате нормального к нему горизонтального сжатия возникла гигантская складка-покров с амплитудой горизонтального смещения в 12-15 км, протяженностью более 100 км, а также осложняющая мелкая складчатость течения и продольного изгиба в связи с горизонтальным сжатием. В южных зонах - Нурина синклинории и Спасском антиклинории, являвшихся более жесткими блоками по сравнению с Карагандинским синклинорием, в это время возникли сбросо-сдвиг с правосторонними смещениями, взбросы и связанные с ними небольшие осложняющие приравывание складки. Локально в Нурина синклинории в пластичных верхнедевонских-нижнекаменноугольных

отложениях возникли наложенные синклинали.

Третий этап деформации связан с общим горизонтальным субмеридиональным сжатием и с левосторонними сдвиговыми перемещениями по Байдаулет-Шольдаур-Карасорскому разлому. Кызылтекинская лежачая складка на участках сжатия вдоль разлома деформировалась в серию синформ и антиформ, повсеместно происходят сдвиговые смещения по оперяющим разрывам, возникает приразрывная складчатость.

Четвертый этап деформаций, позднепермский, заключался в вертикальных глыбовых перемещениях по крупным разломам с образованием грабенных и горстов, заполненных молассаами нижней перми.

Литература

Ажигрей Г.Д. Шарьяки в геосинклинальных поясах. М., "Наука", 1977.

Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М., "Недра", 1978.

Беляев О.Е., Кабанов Ю.Ф., Четверикова Н.П., Инаковская Ю.В. Строение восточной части области сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана по геофизическим данным. - "Бюлл.МОИП. Отд.геол.", 1972, т. XLVII, вып. 5.

Беляев О.Е., Кабанов Ю.Ф., Сигаичева Н.Н., Щеголева Л.А. Геологическое строение и особенности развития широтной части краевой системы каледонид и варисцид Центрального Казахстана. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., "Наука", 1977.

Богданов А.А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна. - "Изв.АН СССР. Серия геол.", 1939, № 4.

Богданов А.А., Четверикова Н.П. О тектоническом положении Карагандинского каменноугольного бассейна. - "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1961, т. XXXVI, вып. 4.

Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. "Материалы ВСЕГЕИ. Новая сер.", 1961, вып. 41.

Кабанов Ю.Ф. О покровном строении южного обрамления Карагандинского бассейна. - "Бюлл.МОИП. Отд.геол.", 1972, т. XLVII, вып. 5.

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., "Недра", 1974.

Милеев В.С. Кинематическая природа метаморфогенной складчатости (на примере Майтубинского антиклинария). - В кн.: Вопросы

геологи Центр.Казахстана. Материалы по геол. Центр.Казахстана, т.Х, М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.

Русаков М.П. К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи. - "Изв. ГРУ", 1930, т.49, № 2.

Сигачева Н.Н. Строение метаморфизованных толщ центральной части Спасского антиклинория (Центральный Казахстан). - "Вестн. Моск. ун-та. Серия геол.", 1979, № 1.

Четверикова Н.П. Тектоника зоны сочленения каледонид и вараиспид в Центральном Казахстане. - "Бюлл.МОИП.Отд.геол.", 1970, т. XLV, № 6.

А.Г.Дубовский, И.И.Никитченко, А.В.Смирнов
Реликты протерозойских и раннепалеозойских
структурных форм и реконструкция тектонической
истории Джунгарского Алатау

Работами последних лет в Джунгарском Алатау отложения докембрия детально изучены и описаны И.И.Никитченко (1978), что позволило установить многоэтапную и длительную эволюцию этого региона, принадлежащего к области герцинской складчатости Казахстана. Схема развития на основании анализа стратиграфического разреза и структурных соотношений представляется следующей.

Архей (?) - ранний протерозой. Наиболее древние толщи представлены высокометаморфизованными образованиями - гнейсами, гранитогнейсами, мигматитами сарычабынской серии, обнажающимися в Сарычабынском куполе, а также амфиболитами, амфиболит-мигматитами, амфибол-плагноклазовыми гнейсами в Жельдынарагайской антиклинали. Эти толщи подвержены интенсивным регрессивным преобразованиям и калиевому метасоматозу. Амфиболиты с прорывающими их гранитоидами представляют скорее всего нижнюю часть сарычабынской серии. В разрезе серии по р. Коксу в пределах Текеллийского антиклинория амфиболиты появляются только в глубоко эродированном ядре купола. По отношению к перекрывающим их рифейским толщам рассмотренные образования являются фундаментом. По-видимому, это терригенные и вулканогенные образования древнейшего геосинклинального этапа, испытавшие метаморфизм и гранитизацию в дорифейское время.

Ранний-средний рифей. Этому этапу соответствует усековская серия Текелийского антиклинория, отвечающая формациям платформенного (гренвильского) этапа развития, карбонатные косагацкая, сууктибинская и текелийская свиты, общей мощностью около 4000 м. Предполагаемое по косвенным данным структурное несогласие в основании платформенных толщ скрыто вследствие далеко зашедших процессов метаморфизма, метасоматоза и гранитизации в ядре Сарычабынского купола. Нижняя свита платформенной усековской серии метаморфизована в фации зеленых сланцев, а расположенные ниже глубокометаморфизованные породы сарычабынской серии интенсивно диафторизованы, что привело к появлению однородных слюдясто-кварцевых парагенезисов. О глубоком разрыве фундамента к моменту накопления косагацкой свиты свидетельствует присутствие в последней горизонтов кварцитов - метаморфизованных кварцевых песчаников с устойчивыми минералами тяжелой фракции шпатов - турмалином, ильменитом, цирконом и др. ¹⁾

Поздний рифей - венд (байкальский этап). Платформенные карбонатные толщи раннего-среднего рифея с разрывом и структурным несогласием перекрываются терригенно-карбонатной тынканской серией с метаморфизованными кислыми вулканитами. Эти образования представляют собой формации чехла срединного массива - одного из многих блоков, на которые была разбита в пределах Казахстана протерозойская платформа вследствие байкальской орогенки. Верхним горизонтом докембрия в Джунгарском Алатау является тилитиноносная майликольская свита венда, залегающая с разрывом на более ранних отложениях.

Кембрий - силур (каледонский этап). Сформированный на байкальском этапе срединный массив в раннем палеозое по периферии незначительно вовлекается в прогибание, но основная часть его становится областью воздымания и эрозии, вскрывшей к девону батолитовые гранитоидные позднеордовикские массивы.

Девон - ранний триас (герцинский геосинклинальный этап). Во второй половине палеозоя регион представляет собой часть сложной зональной геосинклинальной системы (рис. I). Внутренняя

I) По аналогии с другими регионами Казахстана рассматриваемый платформенный комплекс скорее всего принадлежит к верхнему рифею (прим. редактора).

зона - Тастауская и Саркандская структурно-формационные подзоны по Н.А.Афоничеву, осевой прогиб - была заложена на сравнительно монолитной центральной (?) части древнего срединного массива, что, по-видимому, предопределило отсутствие здесь последующей инверсии. Фундамент девонских отложений здесь, скорее всего, сложен наиболее древними раннепротерозойскими образованиями типа хальдыкарагайских амфиболитов. Во внутренней Центрально-Джунгарской геоантиклинальной зоне на гетерогенном докембрийском фундаменте залегают терригенные толщи раннего и среднего девона, прорванные интрузиями позднедевонского и каменноугольного возраста. Фундамент зоны имеет мелкоблоковое строение. В Хальдыкарагайском, Мынгибайском и частью в Мынчукурском блоках, в ядрах герцинских антиклиналей обнажаются либо фрагменты дорифейского фундамента (рис. 2-а), либо толщи чехла (рис. 2-б) байкальского срединного массива (Басканский блок и долина реки Айдаусай). Платформенные толщи усеской серии здесь отсутствуют; они, видимо, размыты в позднем рифее в период формирования чехла срединного массива. Структуры догерцинского фундамента имеют северо-восточную ориентировку.

Внешняя - Текелійская - геоантиклинальная зона - антиклинальное герцинское сооружение, сложенное главным образом докембрийскими толщами. Последние прорваны многочисленными каледонскими и герцинскими интрузиями. Маломощные морские формации нижнего девона и континентальные вулканогенные среднего девона развиты ограниченно. В догерцинском фундаменте в этой зоне выделяется четыре структурных яруса - дорифейский, гренильский, байкальский и каледонский. Периферической зоной геосинклинальной системы является краевой вулканический пояс - зона сквозного орогенного вулканизма, заложенная с началом инверсии в эйфеле во внешних зонах на гетерогенном фундаменте из блоков байкальской или каледонской консолидации.

Докембрийские образования развиты, как указано выше, в геоантиклинальных зонах герцинской геосинклинальной системы. Во внутренней - Центрально-Джунгарской - геоантиклинальной зоне они развиты фрагментарно, слагая либо ядра антиклинальных складок (хальдыкарагай-Мынгибай), либо сравнительно крупные блоки, в которых основной объем занимают гранитоидные батолиты. Во внешней - Текелійской - геоантиклинальной зоне, ставшей антиклинорием только в результате герцинской орогенции (Шлыгин, 1964), можно

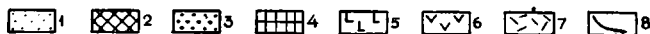
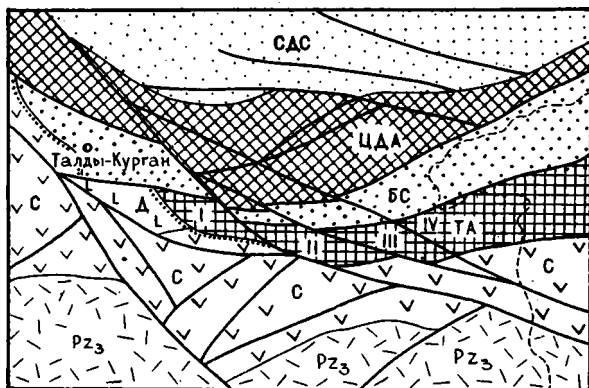


Рис. 1. Структурная схема Джунгарского Алатау

I - внутренний прогиб - осевой Северо-Джунгарский синклинорий (СДС); 2 - внутренняя геоантиклинальная зона - Центрально-Джунгарский антиклинорий (ЦДА); 3 - внешний прогиб - Бороталинский синклинорий (БС); 4 - внешняя геоантиклинальная зона - Текелйский антиклинорий (ТА); 5-7 - фрагменты вулканических пород: 5 - девонского (Д), 6 - каменноугольного (С), 7 - позднепалеозойского; 8 - разломы. Блоки Текелйского антиклинория: I - Сууктинский, II - Сарычабынский, III - Сатылы-Усекский, IV - Тышкантауский

наблюдать позднерифейские и раннепалеозойские структурные элементы, хотя и подверженные существенной переработке герцинского тектоно-магматического этапа.

Наименее переработанные образования фундамента дорифейской платформы залегают почти горизонтально в тектоническом блоке осевой части хр. Жельды-Карагай (см. рис. 2-б). С севера и юга блок ограничен падающими на юг разломами. По этим разломам в контакте с амфиболитами и амфиболит-мигматитами в опрокинутом залегании здесь находятся нижнедевонские отложения, падающие на

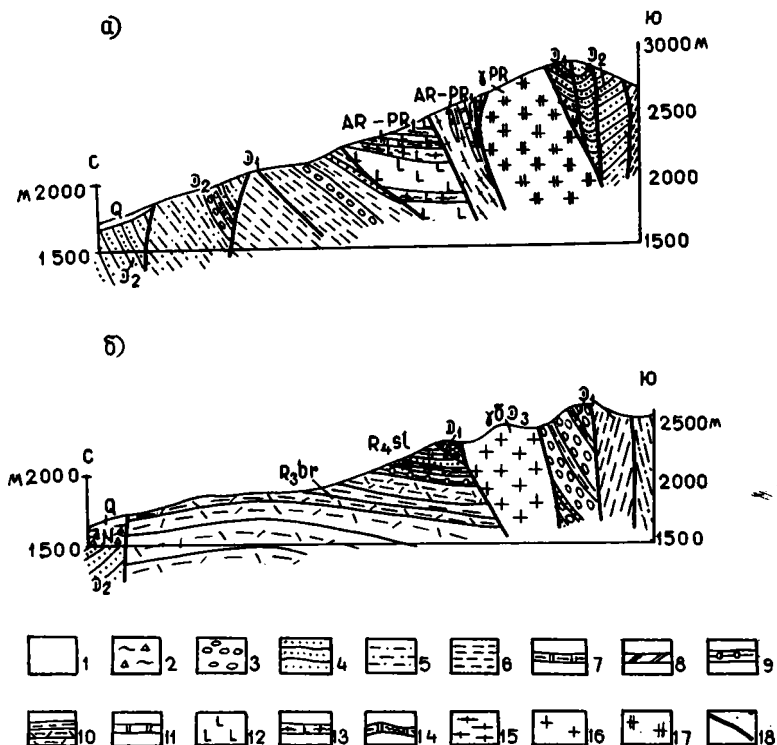


Рис. 2. Геологические разрезы: а - северного склона хр. Жельди-Карагай; б - по р. Айдаусай.

I - четвертичные супеси, суглинки (Q); 2 - неоген (N_2) - галечники, глины; 3-6 - нижний (D_1), средний (D_2) девон: 3 - конгломераты, 4 - песчаники, 5 - алевролиты, 6 - феллитовидные сланцы; 7-9 - рифей (куда) солдатская свита (R_{4sl}): 7 - кремнисто-карбонатные сланцы, 8 - доломиты, 9 - тиллоиды; 10 - верхний рифей бурханская свита (R_{3br}): феллиты и порфиroidы; 11-14 - архей (?) - нижний протерозой ($A-PR_1$), низы саричабынской серии: 11 - мраморы, 12 - амфиболиты, 13 - амфибол-плагноклазовые гнейсы и амфиболит-мigmatиты, 14 - амфибол-кальцитовые сланцы; 15 - диафориты; 16 - гранитоиды позднедевонские (δD_3); 17 - гранитоиды протерозойские (γPR); 18 - разломы

лг. С кпа с этими толщами контактируют развитые по ним диафториты, имеющие также крутое южное падение. В зависимости от состава исходных пород — однообразные слоистые амфиболиты, переслаивание тонких слоев амфиболитов с гранитоидными выплавками часто с порфировыми выделениями полевых шпатов — диафториты представляют собой либо мусковитовые, кварц-мусковитовые сланцы, либо кварц-полевошпат-мусковитовые порфиробластовые сланцы. Новообразованиями в этих породах являются мусковит, калишпат, хлорит, кварц, в виде реликтов встречается амфибол, плагиоклаз, гранат, кордиерит. Устойчивы в амфиболовой толще горизонты мраморов и амфибол-кальцитовых сланцев. В амфиболитовой толще и, соответственно, в диафторитах распространены пластообразные залежи и жилы мелкозернистых амфиболовых гранитов. Сравнительно крупное тело подобных автохтонных гранитоидов — сарытабинского комплекса — установлено в южной части Жельдыкарагайского блока (см. рис.2-а). Гранитоиды интенсивно рассланцованы, амфибол в них замещен мусковитом. Наименее изменены рассматриваемые гранитоиды в Мынчубайском блоке, представленные здесь мелкозернистыми роговообманковыми гранодиоритами. Эти гранитоиды не имеют резкого контакта с амфиболитовой толщей — обычно это переслаивание амфиболитов и гранитоидов в интервале в первые десятки метров.

В связи с изложенным, по мнению А.Г.Дубовского, нельзя признать удачной попытку Г.Л.Добрецова (1974) выделить кварц-мусковитовые и кварц-полевошпат-мусковитовые порфиробластические сланцы Мынчукурского блока в самостоятельный басканский гранитный комплекс. Последние, по-видимому, представляют собой гранитизированные породы, но не являются гранитами. Неудачно и наименование комплекса, так как граниты Басканского массива принадлежат позднеордовикскому мынчукурскому комплексу. Это аллохтонные гранитоиды с отчетливой зоной экзоконтактового метаморфизма и фацией эндоконтакта.

В Жельдыкарагайском блоке явления гранитизации и динамометаморфизма происходили в следующей последовательности. Вначале проявилась плагиогранитизация амфиболитовой толщи и возникла пологая кристаллизационная сланцеватость, затем — калиевый порфиробластез, после чего формировались мусковитовые диафториты и полого падающий на юг кливаж. При этом калиевый порфиробластез, диафторез и рассланцевание, в отличие от плагиогранитизации, развиты в единой сравнительно узкой линейной зоне, пред-

ставляющей собой зону шовной складчатости, связанную вероятно с надвигом.

Сходными чертами строения обладает и Чижинский блок докембрия в юго-западной части Центрально-Джунгарского антиклинория. Его отличие от Жельдыкарагайского блока состоит лишь в том, что здесь зона калиевого порфиробластеза и рассланцевания имеет пологое северное падение. Недавно были обнаружены выходы докембрийских пород в верховьях р. Казан на южном склоне горы Аралтобе. Они сложены такими же калишпат-кварц-мусковитовыми диафторитовыми сланцами, какие имеются и в обоих описанных блоках докембрия. Падение кливажа в этих диафторитах здесь такое же пологое северное, как и в Чижинском блоке. Таким образом, при сопоставлении строения трех упомянутых докембрийских блоков вырисовывается всеобщая докембрийская складчатая структура Центрально-Джунгарского антиклинория. В Аралтобинском выходе докембрия определен радиологический возраст метаморфогенного циркона из порфиробластических кристаллических сланцев; он составляет 825 млн. лет - поздний рифей. О докембрийском возрасте рассланцевания свидетельствует налегание на докембрий додевонских пород, практически не несущих следов динамометаморфизма (гора Аралтобе).

В Минчукурском и Кызылджарском блоках докембрия развиты лишь мелкие фрагменты дорифейских и позднерифейских структур. В Басканском блоке можно наблюдать сравнительно мелкие складки в позднерифейских толщах. Ориентировка осей складок - северо-восточная, в отличие от широтной в развитых здесь же толщах девона.

Особенностью позднерифейских толщ Центрально-Джунгарской зоны по сравнению с Текелийской, является их больший метаморфизм в фашии зеленых сланцев. Объяснить это только влиянием каледонских батолитов нельзя, так как в ряде случаев видно, что последние оказывали на вмещающие породы весьма слабое воздействие - полное отсутствие окарнирования, очень слабое ороговикование. Наблюдения показывают, что метаморфизму подвергались ороговикованные породы.

Текелийское антиклинорное сооружение состоит из четырех основных блоков - Сууктубинского, Сарычабынского, Сатыл-Усекского и Тышкантауского (см. рис. I, I-IV). Первые три блока пред-

ставляют собой в той или иной степени переработанные байкальские купольные структуры. В куполах типа Сарычабинского центральная часть сложена глубокометаморфизованными дорифейскими образованиями, образующими его гранито-гнейсовое ядро. По периферии они облекаются карбонатными толщами рифея (Никитченко, Смирнов, 1976). Купольная складчатость — это наиболее древний тип деформаций толщ в рассматриваемом регионе. Его характерная черта — отсутствие линейности и непрерывности. Это подтверждается тем, что наряду со складками типа куполов (Паталаха, Смирнов, 1973), в Текелийской зоне наблюдаются фрагменты и крупные блоки типа Тышкантауского с почти недеформированными среднерифейскими толщами (рис. 3). Такой блок представляет собой реликт протерозойской платформы в герцинской геосинклинальной системе. Текелийская свита в данном блоке залегает в общем почти горизонтально, наклоны пластов беспорядочны и находятся в пределах $0-10^{\circ}$; лишь вблизи сбросов наклоны увеличиваются до 30° . В то же время в герцинских зонах смятия, обрамляющих Тышкантауский блок с севера и юга, эта же толща имеет углы падения близкие вертикальным, появляются линейные складки, а в зонах сдвигов — пльчатость и мелкая крутошарнирная складчатость сложных рисунков. Характерно отсутствие метаморфизма в полого залегающих толщах платформенного блока. Если в зонах смятия текелийская свита сложена углисто-карбонатными, углисто-глинистыми сланцами с подчиненными известняками и доломитами общей мощностью в первые сотни метров, то в Тышкантауском блоке эта однообразная мергелисто-известняковая толща с хорошо сохранившимися остатками водорослей, мощностью не менее 1500 м¹). Характерно отсутствие доломитовых горизонтов, распространенных в зонах смятия в пределах рудных полей, что вероятно, свидетельствует об их эпигенетическом образовании. Нет в платформенном блоке кливажа, столь характерного для текелийской свиты вне этого блока. Создается впечатление, что динамометаморфизм свиты в шовных зонах сопровождается перераспределением (доломитовые горизонты) и выносом карбонатной составляющей (сланцы).

Вне Тышкантауского блока в пределах Усекского купола деформированность рифейских толщ резко усиливается (см. рис. 3). Осо-

I) По мнению И.И.Никитченко, мощность Текелийской свиты в Тышкантау-Музтауском блоке не более 800-1000 м.

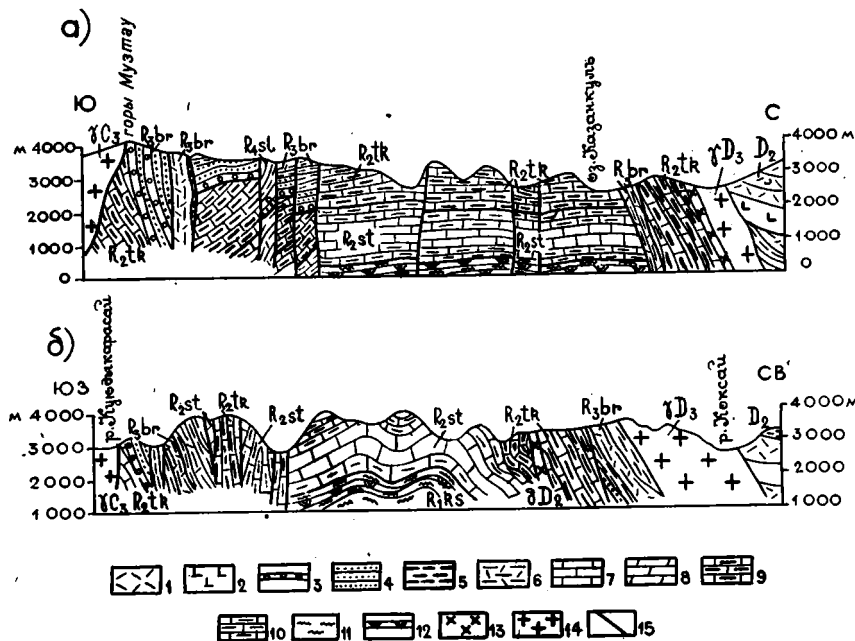


Рис. 3. Геологические разрезы восточной части Текелийского антиклинория.

I-2 - средний девон (D_2): 1 - эффузивы кислого состава, 2 - эффузивы основного состава; 3-12 - кудаш-солдатская свита (R_{4sl}), верхний рифей - бурханская свита (R_{3br}), средний рифей-текелийская свита (R_{2tk}), сууктобинская свита (R_{2st}), нижний рифей - косагашская свита (R_{1ks}): 3 - конгломераты, 4 - кварцевые песчаники, 5 - филлитовидные сланцы, 6 - порфиroidы, 7 - известняки, 8 - доломиты, 9 - углистые известняки, 10 - кремнисто-карбонатные породы, 11 - слюдяно-кварцевые сланцы, 12 - олигистые кварциты; 13 - девонские гранитоиды среднего состава (γD_2); 14 - гранитоиды кислого состава позднедевонские (γD_3) и позднекаменноугольные (γC_3); 15 - разломы

бенно сложная структура возникает в том случае, когда блоки докембрийских толщ, испытавшие байкальскую и каледонскую складчатость, вовлекаются в герцинские зоны шовной складчатости в зонах смятия. Примером этого являются Усеская и Текелийская зоны смятия (см. рис. 3-б). В шовных зонах вследствие раздавливания более ранних складчатых структур происходит кажущееся упрощение (линеаризация) структур, хотя в действительности складчатая структура здесь чрезвычайно усложняется. Процесс линеаризации приводит к тому, что шовная зона представляет собой систему крутопадающих тектонических линз, сложенных разновозрастными толщами, незакономерно располагающимися в разрезе и находящимися часто в опрокинутом залегании. Расшифровка подобных структур сопряжена с большими трудностями.

Присутствие в структуре герцинской геосинклинальной системы реликтовых блоков протерозойской платформы может быть объяснено следующими причинами. Во-первых, неравномерностью на площади проявлений деформаций как купольного, так и шовного типа, во-вторых, развитием данного блока земной коры в позднем рифее в режиме срединного массива и его монолитности. В известной мере последнее определило его инертность также и в раннем палеозое, хотя массив был раздроблен на более мелкие блоки, дифференцированно вовлеченные в вертикальные движения и осложненные относительно простой складчатостью северо-восточного простирания. В-третьих, унаследованностью плана глубоких вертикальных движений блоков фундамента в герцинском геосинклинальном этапе, в особенности при заложении прогибов.

Реставрируя доосдвиговую предгерцинскую структуру, можно отметить в раннем палеозое два крупных блока - Северный, фрагменты которого находятся в Центрально-Джунгарском антиклинории, и Южный, о котором дает представление докембрий Текелийской зоны. Блоки разделялись сравнительно узким и неглубоким прогибом северо-восточного направления, заложенным вследствие опусканий по системе разломов.

Северный блок в позднем рифее испытал гранитизацию и общее воздымание. Связанное с гранитизацией разуплотнение вещества земной коры вызвало не только поднятие, но и формирование веерообразной системы зон смятия в краевых частях тектонического блока. При этом на севере имело место надвижение к северу, а на

юге - к югу, что отражено в ориентировке сланцеватости в зонах смятия. Таким образом, толщи Центрально-Джунгарского блока оказались надвинутыми на Текелийский блок. В Южном, Текелийском, блоке гранитизация и разуплотнение были локальными, что выразилось в формировании сравнительно небольших купольных структур. В межкупольных пространствах при этом накапливались продукты разрушения надкупольных поднятий и вулканической деятельности, сопровождавшей магмообразование в куполах. Деформация сюда не распространялась. Затем последовала общая стабилизация.

План раннепалеозойских прогибов и поднятий имел унаследованное от позднего докембрия широтное простирание. Тот же план был, по-видимому, унаследован и для ранних деформаций каледонского тектогенеза, но для поздних складчатых и разрывных структур этого этапа характерно отчетливо выраженное северо-восточное направление. Это подтверждается северо-восточным простиранием складок, шовных зон, вытянутостью каледонских куполов и интрузивных массивов во внутренних частях Центрально-Джунгарского и Текелийского блоков. Северо-восточное простирание было впоследствии унаследовано и многими девонскими прогибами, например, восточная часть Бороталинского, Салкинбельского прогибов. Одновременно появляются прогибы северо-западного простирания - западная часть Бороталинского, Каранско-Куржунский. Эти узкие прогибы расчленили консолидированный массив на блоки ромбических очертаний. Палеозойские деформации широко проявились также преимущественно в этих прогибах, а внутри докембрийских блоков они характерны для зон разломов, шовной складчатости, наследующих ту же систему разрывных нарушений. При этом деформации происходили последовательно по разрывам в начале широтного простирания, затем северо-восточного и северо-западного, в результате чего возникли пересекающаяся складчатость и торцевые сочленения структур. Но все движения были сосредоточены, неоднократно повторяясь, в одних и тех же зонах шовной складчатости. Во внутренних частях жестких блоков - "осколков" срединного массива, остались недеформированными или слабо деформированными не только толщи среднего палеозоя, но и докембрийские толщи чехла эппикарельской платформы, а также фрагменты байкальско-каледонских куполов.

Литература

Добрецов Г.Л. Интрузивные комплексы Джунгарского Алатау и их возможные аналоги в Северном Прибалхашье. - В сб.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. (Тезисы II Казахстанского Петрографического Совещания). Алма-Ата, 1974.

Никитченко И.И. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Джунгарского Алатау. - "Изв. АН Каз.ССР. Серия геол.", 1978, № 5.

Никитченко И.И., Смирнов А.В. Гнейсово-мigmatитовый комплекс Сарычаканского купола (Джунгарский Алатау). В сб. "Материалы к V Всесоюзному петрографическому совещанию", т. I. Проблемы петрологии (геологические аспекты). Алма-Ата, "Наука", 1976.

Паталаха Е.И., Смирнов А.В. Генетические типы складчатости Джунгарского Алатау. Сов. геология, 1973, № II.

Плыгин А.Е. О возрасте формирования и характере Южно-Джунгарского антиклинорного сооружения. В кн.: "Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана", вып. 2 (27). Алма-Ата, "Наука", 1964.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.Б.Веймарн, В.И.Капсамун

Геологические условия образования фаменских железомарганцевых месторождений Центрального Казахстана

Анализ металлогении железа и марганца Центрального Казахстана показывает, что одной из основных эпох рудообразования здесь являлся фаменский век. Фаменские железомарганцевые месторождения содержат значительную часть запасов железных руд и являются основной сырьевой базой Карагандинского металлургического комбината. Запасы марганца Центрального Казахстана практически целиком сосредоточены в этих месторождениях, причем по их объему данный регион вышел на третье место в СССР после Украины и Грузии. Однако, возрастающие потребности делают расширение минерально-сырьевой базы черной металлургии одной из основных задач геологов Казахстана. Изучение геологических условий образования фаменских железомарганцевых месторождений, направленное на выявление закономерностей их размещения, дает также важную информацию для познания вопросов формирования крупнейших

барит-поллиметаллических месторождений Центрального Казахстана, с которыми железо-марганцевые часто тесно связаны, образуя широко известные месторождения атасуйского типа (Рожнов, 1967; Шерба, 1970).

Рудные районы

Фаменские железо-марганцевые месторождения в Центральном Казахстане протягиваются субширотной полосой от гор Улутая на западе до хр. Чингиз на востоке, концентрируясь в четырех рудных районах: Дзезказган-Улутауском, Атасуйском, Успенском и Каркаралинском (рис. 1).

Дзезказган-Улутауский район. Основными здесь являются месторождения Дзездинской группы (Дзезды, Промежуточное, Найзатао) и расположенное в 60 км к западу месторождение Максы-Котр. Все они относятся к месторождениям дзездинского типа, выделенного А.А.Максимовым в 1958 г. и получившего законченную характеристику благодаря последующим работам геологов МГУ (Зайцев и др., 1967; Веймарн и др., 1972, 1975, 1977; Геология ..., 1975). Предложенная А.З.Петренко и сформулированная в этих работах гидротермально (вулканогенно)-осадочная гипотеза происхождения наиболее полно объясняет специфические черты этих месторождений. Для Дзездинского типа на западе Центрального Казахстана установлен четкий стратиграфический контроль. Все месторождения приурочены к красноцветной конгломерат-песчанниковой уйтасской свите нижнего фамена, знаменующей начало фаменской трансгрессии. Для эпохи начала формирования свиты были характерны континентальные условия морского побережья - фашии пляжей, дельт, приморских равнин (озерные, конусы выноса и др.). Синхронные с рудоотложением вулканы развиты локально, в основном в горах Кынтау между месторождениями Дзезды и Максы-Котр. Это, главным образом, породы собственно эффузивной фашии; резко преобладают лавы. Среди них присутствуют диабазы и базальты, оливковые и плагиоклазо-оливковые. По химическому составу они очень однородны (табл. I, 2) и относятся к серии субщелочных оливковых базальтов. Специфической чертой вулканизма был повсеместно проявленный процесс калиевого метасоматоза, выразившийся, главным образом, в серпентизации базальтов.

Особенностью месторождений дзездинского типа является сочетание пластовых рудных тел с цементным оруденением и жильобразных тел с массивными рудами. Устанавливается пространственная

Таблица I

Химический состав фаменских вулканитов.

Номера проб	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Кол-во проб	12	5	8	7	2	16	5	8	3	3	3	7	6	3
SiO ₂	47,88	47,91	48,00	47,80	47,38	47,80	47,37	45,73	48,05	49,63	47,21	49,93	59,13	49,51
TiO ₂	2,09	1,49	1,79	1,71	1,97	3,13	3,09	1,46	2,29	2,20	1,52	1,37	0,47	1,92
Al ₂ O ₃	15,91	15,70	16,96	17,15	14,36	17,12	14,63	18,29	18,54	16,73	18,55	18,57	17,03	15,69
Fe ₂ O ₃	8,95	10,41	8,09	2,56	0,77	3,72	3,36	2,36	3,64	2,51	2,94	4,11	3,91	5,01
FeO	2,95	2,82	4,44	8,86	8,79	9,83	11,54	8,29	7,39	9,33	6,62	5,12	2,66	4,76
MnO	0,19	0,17	0,19	0,36	0,24	0,15	0,38	0,77	0,17	0,14	0,21	0,19	0,12	0,14
MgO	6,98	5,81	9,03	8,54	11,30	4,83	6,31	10,09	5,69	4,78	6,19	6,48	2,69	3,46
CaO	5,37	5,97	3,71	5,80	6,25	4,85	4,88	4,69	7,20	6,92	9,15	5,54	4,06	7,52
Na ₂ O	3,31	3,98	4,48	4,05	3,42	2,23	3,06	2,92	3,72	3,55	2,93	5,41	5,01	4,26
K ₂ O	3,01	0,57	0,62	1,03	2,83	3,35	2,07	3,22	0,80	1,45	1,43	0,40	0,76	0,63
H ₂ O	0,29	0,18	0,23	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,41	0,21	0,43	0,30	0,42
P ₂ O ₃	0,36	0,45	0,62	0,27	0,61	1,15	0,99	0,33	0,53	0,58	0,56	0,37	0,23	0,49
III	2,84	4,60	1,84	1,86	2,08	1,83	2,03	1,85	1,98	2,04	2,35	2,08	3,43	6,38
Сумма	100,13	100,06	100,00	100,0	100,0	100,0	99,71	100,0	100,0	100,27	99,87	100,00	99,80	100,19

Таблица 2

Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)

№ групп	2	3	4	5	7	9	II	I2	I3	I4
a	10,22	10,61	10,65	11,31	9,93	9,95	9,13	12,84	12,47	11,13
c	6,09	4,46	6,29	3,64	5,14	8,07	8,55	6,35	5,05	5,86
b	24,44	29,39	26,56	31,21	26,62	22,21	23,98	20,89	13,03	20,10
f	50,74	38,40	41,67	28,39	55,03	49,03	39,88	42,57	46,24	47,97
m'	42,73	51,49	55,21	59,53	41,27	45,78	46,52	54,39	36,02	30,73
c'	6,53	-	3,12	12,08	3,7	5,19	13,60	3,04	-	20,30
a'	-	10,11	-	-	-	-	-	-	17,74	-
q	8,03	14,60	14,59	18,58	8,38	8,43	10,13	12,19	8,91	2,3
(a/c)×100	168,0	237,89	169,32	310,71	193,19	123,30	106,78	202,2		190,0
(f'/m')×100	118,75	74,58	75,48	47,69	133,34	107,1	85,73	78,27		156,10
сум. Fe	12,19	11,72	11,16	9,48	14,56	10,67	9,27	8,82	6,18	9,27

Примечание к таблицам 1 и 2. 1-3 - горы Кыштау, 4-5 - Северный Хайрем, 6-7 - Карамал, 8 - Восточный Хайрем, 9-10 - горы Манатай, II - Карагайлы, I2-I4 - Боркинская синклиналь. Собственно эффузивная фация: 3, 4, 9, II, I2 - базальты и диабазы субщелочные; I, 6, 8, 10 - базальты и диабазы измененные; I3 - андезиты. Субвулканическая фация: 2, 5, 7, I4 - диабазы

связь в размещении хилообразных и пластообразных залежей и их приуроченность к краевым частям тектонических депрессий - "прогибов-ловушек", ограниченных конседиментационными разломами, на что впервые обратил внимание Ю.А.Зайцев (Зайцев и др., 1967).

Спецификой вещественного состава месторождений является наличие в марганцевых рудах значительных количеств Ba, Pb, Zn, Te, Ti, K, Ag, а в железных - Ba, Ge.

Характеризуя это явление, А.А.Максимов (1960) также установил, что первичные руды на 50-60% сложены браунитом, а на 30-40% псиломеланом I, причем последний "имеет переменный состав и представляет по сути дела группу минералов". Преимущественно метакolloидные структуры руд, свидетельствующие о гелевой природе главных рудных минералов, не позволили детальнее их изучить. В последнее время используя микросонд, лазерную установку, электронный микроскоп и другие совершенные методики, Ю.М.Лазур (1979) установила, что первичные руды месторождений джездинского типа состоят из трех основных минеральных ассоциаций: 1 - браунит, титанисто-свинцовый голландит, коронадит; 2 - гаусманит, ферро-цинковый якобит, цинковый голландит, манганит; 3 - гематит, барит. Более редко в виде прожилков и гнезд в пластовых и хилообразных залежах встречаются браунит-баритовая, барит-манганитовая, фридellit-манганокальцит-баритовая ассоциации. Окисленные руды представлены пиролизит-псиломелан-криptomелановой ассоциацией.

В период накопления верхних частей разреза уйтасской свиты как жильное, так и пластовое оруденение было потребовано. Пространственно-временные взаимоотношения оруденения с вулканизмом, проанализированные для месторождения Жаксы-Котр, характеризуются тем, что во времени имело место чередование излияний базальтов и продуктов фумарольно-гидротермальной деятельности, которая привела к формированию месторождения. Основные вулканические центры находились в 10 км от месторождения. В пределах месторождения присутствуют лишь диабазы субвулканической фации и небольшое количество туфов основного состава в рудном горизонте. В базальтах в значимо больших кларках для основных пород количествах присутствуют Pb, Zn, Ba, Mo, причем, с увеличением степени калиевого метасоматоза содержания их увеличиваются. Если учесть, что высокие содержания Ba, Pb, Zn

- одна из характерных черт руд джездинского типа, то вы-

является их общность с измененными базальтоидами. Это, а также наличие повышенных содержаний калия в рудах, позволяют предположить близость процессов калиевого метасоматоза и рудообразования. Установление общих черт геохимии рудного процесса и процессов, связанных с вулканизмом (калиевый метасоматоз, турмалинизация), делает возможной постановку вопроса об их единстве.

Атасуйский район. В месторождениях Атасуйского района сосредоточены основные запасы фаменских железных и марганцевых руд. Здесь известны месторождения Каражал, Ктай, Камыс, Жумарт, Жайрем, Ушкатын и др., причем два последних являются также крупнейшими барит-полиметаллическими объектами.

В отличие от джездинского типа, железо-марганцевые месторождения Атасуйского района А.А.Максимов (1958) выделял в каражальский тип месторождений, приуроченных к карбонатным толщам фамена. Благодаря большому объему геолого-разведочных и специальных работ, проведенных в последние десятилетия геологами ЦКТИУ, а также АН КазССР и АН СССР, МГРИ, МГУ и др., большинством исследователей принимается вулканогенно-осадочная гипотеза происхождения этих месторождений (Соколова, 1958; Сапожников, 1963; Рожнов, 1967; Шерба, 1970 и др.). Почти все месторождения приурочены к кремнисто-глинисто-карбонатному подтипу разреза застойных впадин морского дна. Вулканизм и связанные с ним процессы обеспечили поступление в бассейн рудного и кремнистого вещества, определяющего характер осадконакопления. Месторождения были приурочены к средней части морского бассейна и отделены от суши полосами карбонатного осадконакопления (Веймарн, Мартынова, 1975), точнее зоной органогеннорифтового типа разреза (Бузмаков, Шибрик, 1976). Детальные литологические (Таранушч и др., 1972) и стратиграфические исследования (Бузмаков, Шибрик, 1976) выявили циклическую повторяемость в накоплении фаменских кремнисто-глинисто-карбонатных отложений. Она выражена "чередованием горизонтов флишoidного строения", слагающих основание крупных ритмов, "с горизонтами узловатослоистых кремнистых известняков", содержащих железо-марганцевые руды и слагающих верхние части ритмов.

Горизонты "флишoidного строения" образовались, вероятно, в периоды повышенной сейсмической активности, вызывавшей взмучивание, оползание и седиментацию из мутьевых потоков, приносящих во впадины преимущественно органогенный обломочный материал, на-

копившийся в прибрежной зоне. Для микроритмов этих горизонтов характерна градационная слоистость. В верхних горизонтах этих ритмов распространены углистые и пиритовые ритмиты. В относительно спокойные отрезки времени образовывались узловатослоистые кремнистые известняки. В это же время интенсивное проявление эксталяционно-гидротермальной деятельности обусловило накопление железных и марганцевых руд во впадинах морского бассейна.

Промышленное железо-марганцевое оруденение, по Е.Г.Бузмакову и В.И.Щибрику (1976), локализовано в пяти горизонтах (D_3fm_{1c4} ; D_3fm_{2a1} ; D_3fm_{2a3} ; D_3fm_{2b1} ; D_3fm_{2b3}). Причем оно максимально развито в пачке "красноцветных известняков" (D_3fm_{2b}) узловатослоистой текстуры. На месторождениях обычно выделяется несколько пластов железо-марганцевых руд, чередующихся с прослойками кремнистых известняков. Рудные пласты представляют собой тонкое чередование слоев рудных минералов - гематита, стильпно-мелана, браунита, гаусманита, якобита и др. - с прослойками оруденелых кремнистых известняков и железистых яшм.

Для комплексных месторождений собственно атасуйского типа (Рожнов, 1967) установлено два этапа рудообразования. Руды первого гидротермально-осадочного этапа М.М.Каппова (1974) выделяет в кремнисто-карбонатную цинково-марганцево-железородную формацию. Второй этап - метасоматический - характеризовался образованием барит-свинцово-цинковых руд.

Основными элементами, определяющими структурно-фациальную зональность фаменских отложений, были крупные глубоководнопроходящие разломы (Рожнов, 1967; Бахтеев и др., 1977). Они играли также роль рудоподводящих и магмоподводящих каналов. Именно с ними связаны локальные проявления фаменского базальтового вулканизма¹⁾. Это были подводные излияния в условиях застойных впадин морского дна. Среди основных вулканитов присутствуют породы

- 1) Проявления кислого вулканизма, которые М.К.Бахтеев и др. (1977) рассматривают вместе с базальтами в качестве контрастно-дифференцированной базальт-липаритовой формации, мы считаем в главной их части более ранними, преимущественно франскими (Веймарн и др., 1978) и имеющими иные, внутрикоровые, очаги. Возможным проявлением кислого вулканизма в фамене могут быть лишь липаритовые порфиры Ушкатына.

собственно эффузивной и субвулканической фации. По химическому составу (табл. I и 2) породы различных участков близки между собой и должны быть отнесены к субщелочным базальтам. Покровы базальтов установлены на различных стратиграфических уровнях. На Каражале излияния начались в раннем и продолжались в позднем фамене. На Дальнезападном Жайреме фиксируются раннефаменские покровы, на Северном Жайреме и Ушкатыне преобладают позднефаменские покровы. Выделяются базальтовые, диабазовые и переходные между ними разновидности.

Широко распространенные диабазы субвулканической фации отличаются более выраженной кристалличностью, а время их внедрения не ограничивается фаменским веком – некоторые тела имеют раннекаменноугольный возраст. Петрохимические и геохимические характеристики фаменских базальтоидов эффузивной и субвулканической фации очень близки, но отличны от пород другого возраста.

Таким образом, время железо-марганценоаккумуляции и проявления основного вулканизма совпадают. В ряде случаев рудные тела и базальтовые покровы разобщены. Однако на Западном Каражале они соприкоснулись и тяготеют к одному крупному разлому северо-западного простирания. Такие пространственно-временные взаимоотношения указывают на связь между поступающими в бассейн и формирующими месторождения металлоносными гидротермами и происходящим в это же время в тех же местах базальтоидным вулканизмом.

Специфической чертой базальтового вулканизма является постоянно сопровождающий его процесс щелочного (чаще калиевого) метасоматоза, выражающийся в калишпатизации и серицитизации вулкаников. Широко этот процесс проявлен также во вмещающих породах Жайремского рудного поля.

По данным Ф.Ф.Таранушча, Е.И.Бузмакова, В.И.Щибрика (1974, 1976), верхние части ритмов фаменских толщ, характеризующиеся проявлением железорудного процесса, отличаются и повышенной щелочностью. Установление явления щелочного метасоматоза, сопровождающего фаменский вулканизм, четко фиксируемое участие калия в рудном процессе позволяют судить о связях этих процессов.

Успенский район. В западной части Успенского синклинория, включая его Ортаускую ветвь, известно лишь одно мелкое железо-марганцевое месторождение Шоинтас и несколько рудопроявлений. Приурочены они к узловатослоистым глинистым известнякам, окраска которых меняется от красновато-бурой до зеленовато-серой. В

противоположность Атасуйскому району эти породы по объему составляют очень небольшую часть фаменских отложений. Здесь преобладают терригенные, кремнисто-терригенные и туфогенно-кремнистые породы. Генезис железо-марганцевой минерализации трактуется как вулканогенно-осадочный (Штрейс, 1938, Геология и металлогения ..., 1967). Максимальное развитие фаменских вулканитов было зафиксировано Э.Е.Кацнельсоном в 30 км к северо-востоку от месторождения Шойнтас в горах Манатай. Здесь потоки базальтов и диабазов чередуются в разрезе с горизонтами песчаников, алевролитов, кремнистых алевролитов, содержащих фауну нижнефаменского возраста. Все породы имеют зеленовато-серую окраску. По химическому составу (табл. 1 и 2) вулканиты относятся к субщелочным базальтам. Фиксируется здесь и калиевый метасоматоз.

Каркаралинский район. В центральной части района известно два фаменских железо-марганцевых проявления, генезис которых рассматривается как вулканогенно-осадочный - Атабай-Дутулу и участок Максимовский в пределах Карагайлинского рудного поля. Руды приурочены к основанию верхнего фамена. Подобно рудам Атасуйского района для них характерны тонкослоистые текстуры, тонко- и микрозернистые структуры. Установлена германиевость железных руд и таллиенность марганцевых. Даже попадая в ореолы сильного контактового метасоматоза ("джеспилитоиды" участка Дальний месторождения Карагайлы), несмотря на перекристаллизацию гематита в магнетит, руды сохраняют первичные текстуры и элементы-примеси.

В пределах Карагайлинского рудного поля в верхних частях разреза фаменского яруса установлены покровы базальтов, чередующихся с горизонтами известняков. По химическому составу (табл. 1 и 2) они близки к базальтам описанных выше районов. Анализировать возможность проявления в связи с ними калиевого метасоматоза мы не можем из-за значительного в Карагайлинском рудном поле ороговивания и скарнирования, связанных с позднепалеозойскими интрузиями. Основные промышленные железорудные месторождения района (Кенътобе, Сарыбулак и др.) относятся к позднепалеозойской скарново-магнетитовой формации (Веймарн и др., 1977). Многие из них залегают среди фаменских отложений, однако фаменские вулканогенно-осадочные руды на этих объектах не обнаружены.

Как видно из обзора железо-марганцевых месторождений отдельных районов, несмотря на некоторые различия в возрасте, все они образовались в фаменском веке. Минералогия месторождений Атасуйского района более богата, но основные рудные минералы, а также некоторые редкие, идентичны для всех месторождений. Очень характерна общность геохимического состава руд; особенно германиееносность железных и таллиеносность марганцевых. Отмечается близкий изотопный состав свинца (Жиров, Зыков, 1958). Это позволило нам объединить все описанные месторождения в одну гидротермальную (вулканогенно)-осадочную железо-марганцевую рудную формацию фаменского яруса (Веймарн и др., 1977). Источники рудного вещества формации могут классифицироваться как ювенильные подкоровые (Смирнов, 1976).

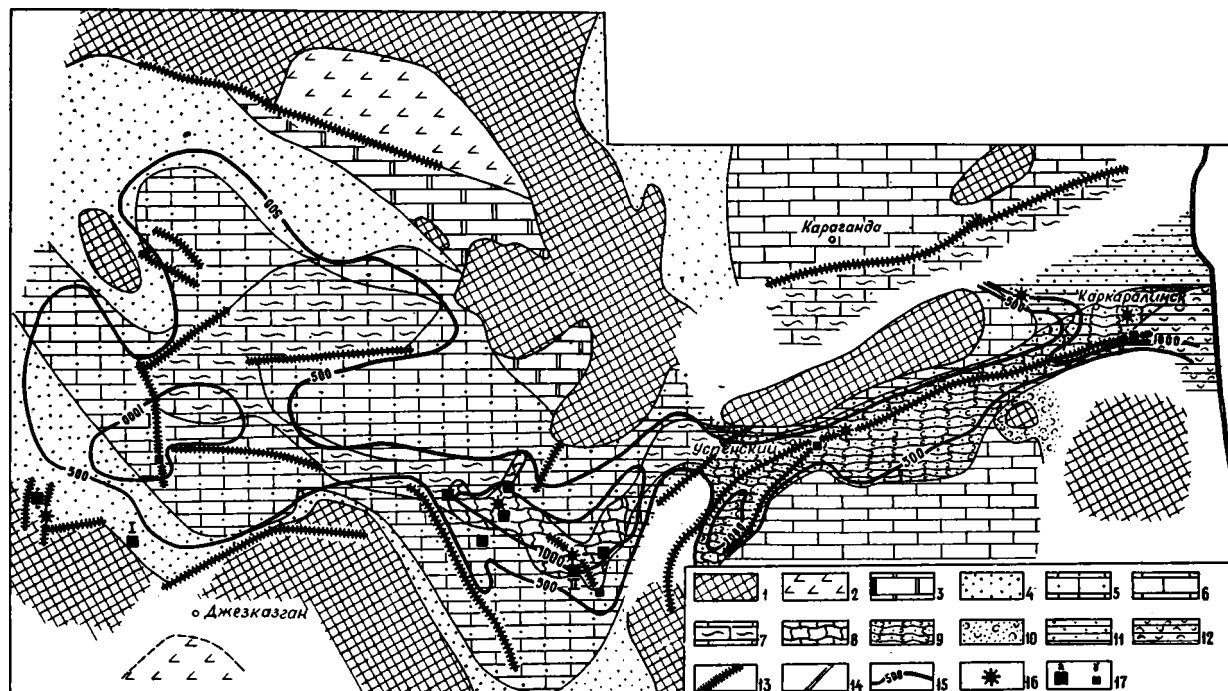
Вулканизм и рудоносность

Из предыдущего раздела видно, что вблизи всех фаменских железо-марганцевых месторождений фиксируются разновозрастные базальтоиды. В различных районах они имеют ряд сходных минералогических и петрографических признаков, хотя в каждом районе обладают и специфическими чертами. Выделяются базальтовые и диабазовые разновидности без резкой границы между ними. Плаггиоклаз нацело альбитизирован. В базальтах гор Кыштау и на Северном Жайреме в основной массе и в редких порфировых выделениях присутствует измененный оливин. Кроме оливина, иногда отмечается пироксен. В горах Манатай и на месторождении Жайрем пироксен представлен титан-авгитом.

В единичных случаях в базальтах присутствуют порфировые выделения калиевого или возможно кали-натрового полевого шпата. Первоначально повышенная щелочность пород подтверждается присутствием в основной массе некоторых разновидностей базальтов оливина, ориентированным распределением плаггиоклазовых зерен, а также наличием калиевого полевого шпата и титан-авгита.

По данным силикатного анализа фаменских вулканитов (около 100) (табл. I и 2), установлены сходство и однородность химического состава. Это базальтовые породы. Для них характерны недосыщенность кремнеземом, высокие магнезиальность и щелочность, высокие содержания титана и фосфора. В восточных районах магнезиальность снижается.

На диаграмме соотношения весовых количеств окислов железа,



щелочных металлов и магния фигуративные точки базальтов фамена расположены довольно кучно (рис. 2). От недифференцированных базальтовых магм (Куно, 1972) наши породы отличаются незначительно более высокими содержаниями щелочей. По соотношению кремнезема и суммы щелочей они относятся к щелочным оливиновым базальтам (Маракушев, 1973). О принадлежности их к щелочному оливин-базальтовому типу свидетельствует также низкое отношение железа к магнию при довольно близких содержаниях суммарного железа. Соотношение глинозема и суммы щелочей также характерно для щелочных оливиновых базальтов. По основным петрохимическим признакам они обнаруживают наибольшее сходство с континентальными оливиновыми базальтами. Это же подтвердил расчет уравнений дискриминантных функций (Кутюлин, 1972).

Особенности химического состава описанных базальтоидов позволяют считать их членами ряда субщелочных оливиновых базальтов (Маракушев и др., 1977). Магматизм повышенной щелочности проявляется в условиях далеко зашедшей тектонической стабилизации. Согласно современным представлениям, щелочные и субщелочные оливиновые базальты связаны большей частью с мантийными очагами.

Как вытекает из изложенного, базальты, расположенные в пределах рудных полей, достаточно специфичны. Это подчеркивается их сравнением с фаменскими базальтоидами в разрезе Боркинской синклинали, описанном С.А.Мигдисовым в 1970 г. в 50 км в северо-за-

Рис. 1. Палеотектоническая схема фамена Центрального Казахстана.

I - области размыва; геологические формации и ассоциации: 2-карбонатно-гипсоносно-терригенная лагуниная, 3-карбонатная (преимущественно доломитовая) морская, 4 - карбонатно-терригенная прибрежно-морская, 5-терригенно-карбонатная морская, 6-карбонатная морская, 7-карбонатная морская с красноцветными узловато-слоистыми известняками в верхней части, 8-глинисто-кремнисто-карбонатная, 9-туфогенно-терригенная, флишеидная, 10-вулканогенно-терригенная прибрежно-морская, 11-терригенная морская, 12-туфогенно-осадочная морская, 13-конседиментационные разрывы, 14-разломы более молодого возраста, 15-изопахиты, 16-палеовулканы, 17-железо-марганцевые месторождения (а), рудопроявления (б).

I - месторождение Джезды; II - месторождение Каражал

паду от г. Каркаралинска в пределах Нурынского синклинария. Булканогенные породы представлены потоками порфиров, реже афиритов базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава (табл. I и 2). Кроме тенденции к дифференциации от базальтов до андезитов, для этих пород характерно резкое преобладание Na над K , отсутствие калиевого метасоматоза, пониженные содержания Ti , P . Содержания фемафильных элементов в них несколько меньше, но содержание Cu больше, чем в породах рудных районов. Железо-марганцевых проявлений в Боркинской синклинали не обнаружено.

Итак, вблизи всех фаменских железо-марганцевых месторождений фиксируются щелочные оливиновые недифференцированные базальты, очень близкие между собой по петрохимическим характеристикам и отличные как от базальтов иного возраста, так и от фаменских вулканитов основного состава, не сопровождавшихся оруденением. Анализ содержаний микроэлементов в фаменских базальтах рудных районов показал удивительное сходство картины их распределения. При сравнении этих данных с данными для базальтов другого возраста, а также базальтов Боркинской синклинали устанавливаются четкие отличия. Большое сходство в распределении микроэлементов в фаменских базальтоидах различных районов подтверждает глубинность генерирующих их расплавов.

Мы далеки от мысли рассматривать связь оруденения с вулканизмом в узком смысле генетической связи с базальтами. Однако, если рассматривать описанный выше базальтоидный вулканизм в широком плане, как комплекс явлений, вызванных плавлением мантийного вещества под воздействием поднимающихся из глубинных геосфер флюидов (Маракушев, Перчук, 1975), то и излияния базальтов и процессы рудообразования займут в нем свое место.

Выше мы останавливались на вопросах общности состава элементов-примесей в рудах и базальтах. Прямого ответа мы не получили, хотя некоторые данные заслуживают внимания.

Практически везде, где образовались гидротермально (вулканогенно)-осадочные железо-марганцевые месторождения, в фаменских базальтоидах отмечается проявление калиевого метасоматоза. Поэтому не случайным кажется отсутствие рудных концентраций в Боркинской синклинали, где не фиксируется калиевый метасоматоз. При калиевом метасоматозе в базальтах увеличиваются содержания Ba , Rb , и всех других фельсифильных элементов. Природа связи

калийевого метасоматоза и проявления слабодифференцированных щелочных оливиновых базальтов пока не ясна, поскольку метасоматоз можно рассматривать как следующую за базальтами остаточную волну трансмагматических флюидов или как продукт зародившихся в коре под влиянием прохождения базальтов и флюидов коровых очагов.¹⁾ Рассмотрение этого вопроса нуждается в специальном изучении с привлечением материала по барит-полиметаллическому оруденению. Однако установление парагенеза двух таких, казалось бы, разнородных явлений, как базальтоидный вулканизм и калиевый метасоматоз, уже сейчас намечает пути для объяснения парагенеза железомарганцевого и барит-полиметаллического оруденения.

Палеотектонические и палеофациальные обстановки

Анализ палеотектонической обстановки фаменского века приводит к выводу, что все фаменские железо-марганцевые месторождения приурочены к протяженному, широтно ориентированному Успенско-Каракингирскому прогибу, совпадающему с выделенной Ю.А.Зайцевым (1977) варисийской мегатеосинклинальной системой (рис. 1). Строение прогиба весьма сложное, однако, он четко трассируется от гор Улутау до Каркаралинска.²⁾ Мощность отложений фамена в осевых его частях нередко более 1000 м и нигде не становится менее 500 м. Выражение его как единой структуры подчеркивается локальным, но достаточно устойчивым проявлением в его пределах щелочных оливиновых базальтов, связанных с глубокопроникающими разломами, определяющими внутреннюю структуру и ограничения прогиба. Очень отчетливо читается прогиб и на картах литофациальных типов разрезов. К его осевым частям приурочены фации застойных впадин морского дна. Одной из важнейших особенностей прогиба является его текущее положение по отношению к ранее существовавшим структурам. Поэтому различные части прогиба образовались на площадях, имевших различную предшествующую геологическую историю, ис-

- 1) В таком случае липаритовые порфиры Ушкатына можно считать производными этих очагов, связывать с базальтовым вулканизмом и рассматривать как зачаточные проявления контрастной липарит-базальтовой серии.
- 2) Специфические черты отдельных частей прогиба уже освещались в печати. Г.Н.Щерба выделил его восточную часть в качестве Успенского геотектогенеза (1970). М.К.Бахтеев сравнил "Каракингир-Жаильминский грабен... с некоторыми современными рифтовыми зонами" (1977).

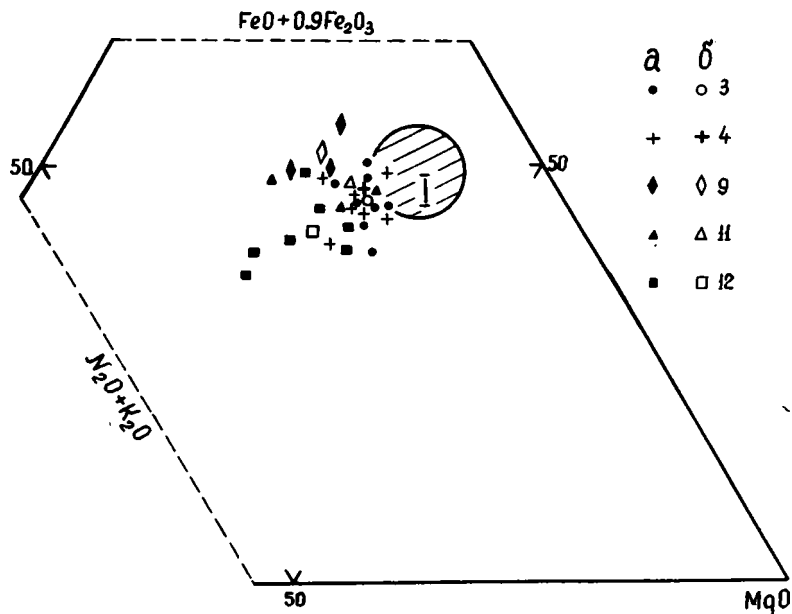


Рис. 2. Диаграмма соотношения весовых количеств окислов железа, щелочных металлов и магния в фаменских базальтах и диа-
базах собственно эффузивной фации.

Цифры в условных обозначениях соответствуют указанным в
таблице номерам групп. а - точки одиночных проб в составе вы-
деленных групп, б - точки усредненных составов по группам. I -
поле составов недифференцированных базальтовых магм (Куно, 1972)

пытавших различные складчатости. В разных частях прогиба образо-
вались различные фациальные комплексы, различные формации. Это,
в свою очередь, отразилось на различии условий, в которых проис-
ходило формирование фаменских железо-марганцевых месторождений,
привело к образованию различных типов этих месторождений и к
большей насыщенности месторождениями районов, где существовали
условия максимально благоприятные для концентрации промышленно-
го оруденения.

Джезказган-Улутауский район охватывает ту часть Успенско-Каракингирского прогиба, которая образовалась на максимально стабилизированном к тому времени Казахстанско-Тяньшанском эпикаледонском срединном массиве. Фаменский вулканизм и связанное с ним оруденение проявились в раннем фамене, оруденение приурочено к прибрежно-континентальному типу разреза. Рудоотложение могло происходить только в жильных зонах и локальных прогибах-ловушках. Вследствие этого масштабы железо-марганцевых месторождений джездинского типа сравнительно невелики. Каражальский тип представлен в районе только одним мелким месторождением Каратас.

Наиболее благоприятными для концентрации оруденения оказались условия в пределах Атасуйского района, приуроченного к пересечению Успенско-Каракингирского прогиба с раннедевонским краевым вулканическим поясом. Возможно, бурная предшествующая вулканическая деятельность, характеризовавшаяся образованием большого количества коровых очагов, отразилась на широком развитии здесь явлений калиевого метасоматоза, сопровождающего фаменский базальтоидный вулканизм, и формировании уникальных барит-полиметаллических месторождений. Эта область испытала в предшествующую эпоху тельбесскую складчатость. В стабильных условиях застойных впадин морского дна, существовавших здесь как в раннем, так и в позднем фамене, устанавливается несколько периодов железо-марганценакопления. Ранее уже отмечалось, что палеогеографическая обстановка здесь во многом напоминала обстановку осадконакопления современных впадин Красного моря (Веймарн и др., 1975, 1977).

Восточнее, в варисийской Джунгаро-Балхашской области (Успенский и западная часть Каркаралинского районов) увеличение роли терригенного и туфогенного материала, интенсивность и контрастность движений не способствовали концентрации рудного материала. Здесь обнаружены лишь мелкие месторождения, хотя фиксируются и щелочные оливиновые базальты и сопровождавший их калиевый метасоматоз. Эта часть Успенско-Каракингирского прогиба образовалась на участке, испытавшем тельбесскую складчатость; проявлен тут и предшествующий - в течение живецкого-франского веков - вулканизм.

Далее к востоку прогиб трассируется вплоть до Центрально-Казахстанского разлома, однако ни железо-марганцевого оруденения, ни фаменских щелочных оливиновых базальтов здесь не обнаружено.

Выводы

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Изучение условий образования фаменских железо-марганцевых месторождений Центрального Казахстана позволяет объединить их в гидротермально (вулканогенно)-осадочную железо-марганцевую формацию.

2. Установлена связь данной формации с фаменским базальтоидным вулканизмом. Базальты, развитые в пределах рудных районов, обладают специфическими геохимическими и петрохимическими характеристиками, отличающими их от базальтов другого возраста и фаменских базальтов нерудных районов. Это очень слабо дифференцированные субщелочные оливиновые базальты. Характерен сопровождающий их калиевый метасоматоз.

3. Фаменские железо-марганцевые месторождения приурочены к крупному Успенско-Каракиягирскому прогибу, занимающему секущее положение по отношению к границам ранее существовавших структур и имеющему гетерогенное основание. Последнее сказалось на существовании различных фациальных обстановок в разных частях прогиба, что привело к проявлению различных типов оруденения и к различной степени рудоносности отдельных районов. На восточном окончании прогиба, где не фиксируется предшествующая складчатость, железо-марганцевые проявления отсутствуют.

4. Установленные геологические условия образования фаменских железо-марганцевых месторождений позволяют нам оценить как перспективную для их поисков, а также возможно связанного с ними полиметаллического оруденения, область развития верхнефаменских глинисто-кремнисто-карбонатных отложений атасуйского типа, выявленных М.В.Мартыновой в Юго-Западном Предчирчингизье.

ЛИТЕРАТУРА

Бахтеев М.К., Васюков Ю.А., Сорокина И.В. Фаменский вулканизм западной части Центрального Казахстана. - "Сов.геология", 1977, № 4.

Бузмаков Е.И., Щиборик В.И. Стратиграфия и литология фаменских и турнейских отложений Атасуйского рудного района. - "Сов. геология", 1976, № 2.

Веймарн А.Б., Максимов А.А., Петренко А.З. О гидротермально-осадочном происхождении марганцевого оруденения в красноцветных девонских образованиях запада Центр. Казахстана". - "ДАН СССР", 1972, т. 206, № 2.

Веймарн А.Б., Мартынова М.В. О закономерностях размещения железо-марганцевых месторождений в фане Центр. Казахстана. - "Литология и полезные ископаемые", 1975, № 5.

Веймарн А.Б., Максимов А.А., Петренко А.З., Розанов С.Б. Металлогения железа и марганца Центр. Казахстана. - В сб. Геология и полезные ископаемые Ц.Казахстана. М., изд-во "Наука", 1977.

Веймарн А.Б., Завражнов В.Н., Васюков Ю.А., Серегин В.М. Средне-позднедевонская вулканоплутоническая ассоциация западной части Казахстанского девонского краевого вулканического пояса и связанное с ней золотое оруденение. - "Вестн. Моск. ун-та. Серия геол.", 1978, № 1.

Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центр. Казахстан). Алма-Ата, 1967-1968.

Геология и полезные ископаемые Дзезказганского рудного района. М., 1975.

Жиров К.К., Зыков С.И. Об изотопном составе свинца некоторых месторождений Центр. Казахстана. - "Геохимия", 1958, № 7.

Зайцев Ю.А., Голубовский В.А., Петренко А.З., Марьенко Ю.И. Геологическая позиция марганцевого оруденения в красноцветных девонских отложениях Дзезказганского района. - "Вестник Моск. ун-та. Серия геол.", 1967, № 2.

Зайцев Ю.А. Некоторые аспекты геологической истории области палеозойской складчатости Казахстана. - В сб.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., изд-во "Наука", 1977.

Каппова М.М. Минералогия железных и марганцевых руд западного Атасу (Центр. Казахстан). Алма-Ата, 1974.

Куно Х. Плато-базальты. В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., 1972.

Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. - Труды ин-та геологии и геофизики, Новосибирск, 1972, вып. 189.

Лазур Ю.М. Особенности вещественного состава и типовые минеральные ассоциации марганцевых месторождений Дзезды-Улутауского района (Центр. Казахстан). Автореф. дисс. на соиск. учен. степени канд. геолого-минер. наук, 1970.

Максимов А.А. Типы марганцевых и железо-марганцевых месторождений Центрального Казахстана. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I, М., 1958.

Максимов А.А. Новые данные по минералогии и геохимии марганцевого месторождения Диезды в Центр. Казахстане. - "Сов. геология", 1960, № 12.

Маракушев А.А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород. - "Изв. ВУЗов. Геол. и разв.", 1973, № 8.

Маракушев А.А., Перчук Л.Д. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., 1975.

Маракушев А.А., Фролова Т.И., Яковлева Е.Б., Емельяненко П.Ф. Магматизм и земная кора. - "Вестн. Моск. ун-та. Серия геология", 1977, № 1.

Рожнов А.А. О геолого-генетических особенностях марганцевого оруденения западной части Джамбылской мульды и месте марганцевого оруденения в ряду проявлений железа и полиметаллов района. В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., 1967.

Сапожников Д.Г. Караджальское железо-марганцевое месторождение. - "Труды ИГЕМ АН СССР", 1963, вып. 89.

Смирнов В.И. Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры. - В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., 1976.

Соколова Е.А. Об условиях формирования отложений верхнего девона-нижнего карбона Атасуйского района Центр. Казахстана. - "Изв. АН СССР, Серия геол.", 1958, № 5.

Таранушеч. Ф.Ф., Рожнов А.А., Лыткин В.А., Щибрик В.И., Бузмаков Е.И. О флюидной ритмичности рудомещающих отложений Жайремского месторождения (Центр. Казахстан). - "Литология и полезные ископаемые", 1972, № 5.

Щербат Г.Н. Тектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, 1970.

Штрейс Н.А. К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-Спасского района Центр. Казахстана. "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1938, № 4.

Рудные формации цветных металлов (меди, свинца, цинка) восточной части Центрального Казахстана и некоторые проблемы их изучения

Предлагаемая статья представляет собой опыт выделения рудных формаций (РФ) меди, свинца и цинка в связи с составлением металлогенических карт. Рассматриваемая территория охватывает Бозшакольский, Майкаинский, Александровский, Мизек-Космурунский, Карагайлинский и другие рудные районы, Спасскую и отчасти Успенскую зоны, заключающие концентрации руд меди, свинца и цинка различного возраста и генезиса.

Выделяемые металлогенические провинции - Еремантау-Чингиз-Тарбагатайская и Джунгаро-Балхашская - примерно совпадают с одноименными позднекаледонской и варисийской складчатыми системами. В пределах первой из них выделяются субпровинции, различающиеся по геотектоническим и, как следствие, металлогеническим особенностям.

Джунгаро-Балхашская провинция, в свою очередь, делится на субпровинции - внешнюю, сложенную саурским складчатым комплексом (включающим переработанные более древние комплексы), и расположенную южнее субпровинцию Балхаш-Илийского позднепалеозойского вулканического пояса, окаймляющую внутреннюю область более молодой складчатости (Зайцев, 1977). Особо выделяется краевая система каледонид и варисид, сочетающая элементы каледонской и варисийской металлогении при существенном преобладании последних (Бурштейн и др., 1977).

О принципах и методике выделения рудных формаций

Группировка месторождений в РФ производится различными авторами по-разному. Е.Е.Захаров, Р.М.Константинов, В.А.Кузнецов, В.П.Логинов, Т.Н.Шалдун и др., считают, вслед за С.С.Смирновым, А.Г.Бетехтиным, Г.Шнейдерхеном, одним из главных критериев выделения РФ устойчивость минеральных парагенезисов руд и околорудных измененных пород (Константинов, Макеева, 1972). Согласно Р.М.Константинову (1966), РФ "... группы месторождений, характеризующиеся сходными по составу повторяющимися в определенной последовательности минеральными ассоциациями, образовавшимися

ся в близких геологических условиях независимо от времени возникновения". По мнению Г.А.Гвалчрелидзе (1966, с. 149), при их выделении необходимо учитывать также стадию развития металлогенической зоны и ее геотектонический тип. Подход к РФ как к определенному уровню организации вещества (Рундквист, 1971 и др.) отличается от охарактеризованного выше, в основном, большей формализацией понятий.

Иное направление представляют В.С.Домарев, В.С.Кормилицын, В.М.Немпович и др., объединяющие в одну РФ комплекс месторождений, связанных с одной геологической формацией. При расшировке достаточно неопределенного понятия "связь с геологической формацией" выявляется многообразие форм этих связей, сложность их сочетаний и, зачастую, неоднозначность интерпретации. Если собственно магматические или осадочные РФ могут рассматриваться в составе соответствующих геологических формаций, то, например, в РФ стратиформных месторождений часть рудного вещества сингенетична с вмещающими породами, а другая является наложенной. Для месторождений иных типов характерны парагенетические, а также еще более отдаленные и чисто пространственные связи, определяемые благоприятными для рудоотложения свойствами рудовмещающих пород. Одна РФ может быть различным образом связана одновременно с двумя-тремя геологическими формациями.

Из сказанного следует, что связи РФ с геологическими формациями вряд ли целесообразно вводить в определение РФ и, тем более, подменять ими вещественные признаки месторождений. Но эти связи должны учитываться при характеристике РФ.

Как и для геологических формаций, следует различать конкретные РФ и соответствующие рудно-формационные типы. Конкретная РФ имеет геологический возраст (он может устанавливаться с различной определенностью) и ареал распространения. Рудно-формационные типы выделяются независимо от возраста.

В большинстве классификаций, разработанных для Центрального Казахстана, выделяются именно рудно-формационные типы, хотя и с учетом региональных особенностей (Бок и др., 1959; Ли, 1973 и др.). К.И.Сатпаевым (1959) меднорудные формации отнесены к главным металлогеническим эпохам. Ряд геологов — Т.М.Жаутиков, Н.В.Полянский и др., А.К.Калинов и В.В.Колесников, И.В.Орлов, М.Г.Хисамутдинов и А.А.Балиев, выделяя РФ как рудно-формационные типы, указывает на существование в их составе групп месторождений различного возраста (Калинов, Колесников, 1972; Жаутиков и др., 1977

и др.). Наконец, часть авторов (Шерба, Новохатский, 1968; Бурштейн и др., 1971, 1977 и другие) выделяет конкретные РФ в понимании, близком к охарактеризованному выше.

РФ могут разделяться на субформации, сохраняющие минимум формационных признаков, а также на минеральные и геологические типы месторождений (Константинов, Макеева, 1972).

Поскольку конкретная РФ, в отличие от геологической, является совокупностью локальных объектов, из свойств которых выводится ее обобщенный образ, то для ее надежного выделения необходимо достаточное количество однотипных месторождений. В ином случае характеристика РФ будет отражать не столько типовые, сколько индивидуальные свойства объектов, принимаемых за эталон. Конкретные РФ целесообразно выделять в рамках металлогенических провинций (или субпровинций) как наиболее крупных подразделений, сохраняющих определенное единство геологического развития.

При выделении общих РФ - рудно-формационных типов - обычно учитывают только промышленные месторождения, что соответствует задачам мелкомасштабного металлогенического анализа. Однако при проведении средне- и крупномасштабных исследований возникает также необходимость систематизации и анализа огромной информации, заключенной в мелких месторождениях, рудопроявлениях, геохимических аномалиях и т.п. При этом одни авторы включают их в РФ (или выделяют местные РФ, состоящие из мелких объектов), другие - оставляют их за пределами РФ. Нам представляется, что мелкие концентрации, по основным признакам соответствующие месторождениям определенной РФ, следует включать в состав последней. Группы мелких или неоцененных рудных объектов, обладающих сходными чертами состава, геологической позиции, генезиса и возраста, но не являющихся аналогами месторождений данного региона (провинции), предлагается выделять как рудные ассоциации (ассоциации рудопроявлений). Некоторые рудные ассоциации (РА) могут соответствовать общим рудно-формационным типам, другие - не имеют аналогов среди известных промышленных месторождений.

При выделении РА геологические признаки нередко имеют большее значение, чем для обособления РФ, поскольку рудное вещество первых изучено слабее, а вариации его состава проявлены резче; учитываются также геологическая позиция объектов, связь с метасоматитами, геохимические и иные признаки, РА в определенной

степени можно рассматривать как потенциальные Рф. Оценка их перспектив и вероятности перехода в результате дальнейших поисков в ранг Рф является также одной из важных проблем металлогении. В частных случаях РА могут быть аналогами субформаций или минеральных типов, и в качестве таковых входить в Рф.

Таким образом, принципы выделения Рф применительно к задачам средне- и крупномасштабного металлогенического анализа можно сформулировать следующим образом: 1 - принимается парагенетическое направление рудно-формационного анализа; Рф в понимании Р.М. Константинова, В.А.Кузнецова и др. рассматривается как рудно-формационный тип; 2 - выделяются конкретные Рф¹⁾, объединяющие месторождения и рудопоявления определенного региона, связанные общностью вещественного состава, геологических условий локализации, генетического типа и возраста и соответствующие некоторому рудно-формационному типу; 3 - Рф выделяются в рамках металлогенических провинций или их крупных частей; 4 - наряду с Рф выделяются рудные ассоциации - совокупности мелких рудных объектов, обладающих общностью некоторого минимума рудно-формационных признаков.

Опыт систематики рудных формаций и ассоциаций, некоторые вопросы их изучения

При выделении Рф и РА в определенном регионе возникает необходимость конкретизации указанных принципов. В частности, во избежание чрезмерного дробления Рф и РА, следует использовать не более 3-4 классификационных признаков при укрупненных градациях последних. Необходимо учитывать данные по соответствующим провинциям за пределами рассматриваемой территории.

Выделенные для региона Рф и некоторые из РА располагаются в таблице по этапам и стадиям развития складчатых систем (металлогенических провинций). Рф и РА, характерные для краевой системы, помечены звездочкой. Генезис руд отражен отнесением Рф (РА) к крупным классам: колчеданному, гидротермальному (плутоногенному, вулканогенному) и другим, иногда с учетом наложения процессов. Минералы (компоненты), важные для отдельных объектов, но не входящие в устойчивую ассоциацию, указаны в скобках. Для отдельных Рф (РА) допускаются более значительные вариации минерального состава. В связи с отсутствием удовлетворительной геолого-

¹⁾ В дальнейшем изложении под Рф понимаются именно конкретные Рф.

формационной основы для ряда Рф и Ра приводится лишь возраст рудовмещающих и ассоциированных пород. Поскольку геолого-структурная позиция месторождений одной Рф обнаруживает зависимость от масштаба рудных концентраций, ее характеристика (графа 10) отражает особенности наиболее крупных объектов. Возрастной интервал оруденения принимается с учетом возможного "скольжения" возраста отдельных объектов, а в ряде случаев - их полихронности. На рисунке показано размещение главных ареалов разновозрастных Рф и Ра, сгруппированных по этапам и стадиям развития.

Эвгеосинклинальное развитие Еремантау-Чингиз-Тарбагатайской провинции в раннем палеозое определило преобладание здесь доорогенных Рф. Распространенные представления о кембрийском возрасте главных концентраций колчеданских (Майкаин) и медно-порфировых руд (Бозшаколь) в последнее время пересматриваются.

Месторождения кобальт-молибдено-медной субформации, на примере рудного поля Бозшаколь, локализуются в зонах длительно развивавшихся тектонических нарушений, контролировавших распространение рудоносных плагиогранит- и гранит-порфиров (0_{2-3}), внутрирудных эруптивных (?) брекчий и послерудных межпластовых тел основного-среднего состава. Подобные зоны сравнительно локальны (5-10 x 50-100 км) и в значительной степени перекрыты кайнозоем. Помимо собственно Бозшакольской зоны, в которой широко распространена базальт-андезит-трахидацитовая серия (ϵ_{1-2}), намечается также аналогичная Южно-Селетинская зона.

Вопрос о возможной колчеданосности вулканогенно-осадочных формаций - I остается открытым. Юго-восточнее, в хр. Чингиз известны серноколчеданные рудопоявления (Акшатау, Коссурак и др.), объединяемые М.Г.Хисамутдиновым и А.А.Беляевым вместе с медно-цинково-колчеданными проявлениями района гор Дегелен (Коскудук, Жосалы и др.) в колчеданную вулканогенно-осадочную Рф нижнего кембрия. На рассматриваемой территории эти толщи слабо рудоносны (медные проявления Жамангут и др.), но их изученность недостаточна.

Барит-полиметаллические колчеданные руды майкаинского типа до последнего времени считались полигенными и полихронными - серно-колчеданный этап (ϵ_{1-2}), продуктивный барит-полиметаллический ($\epsilon_3 - 0$). Ареалы распространения Рф приурочены к горстантикалинам, сложенным дифференцированными базальтоидами (ϵ_{1-2}), в пределах которых наиболее благоприятны частные отрицательные структуры, сложенные преимущественно вулканомиктовыми породами

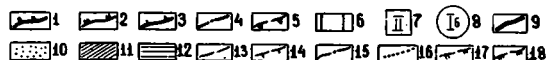
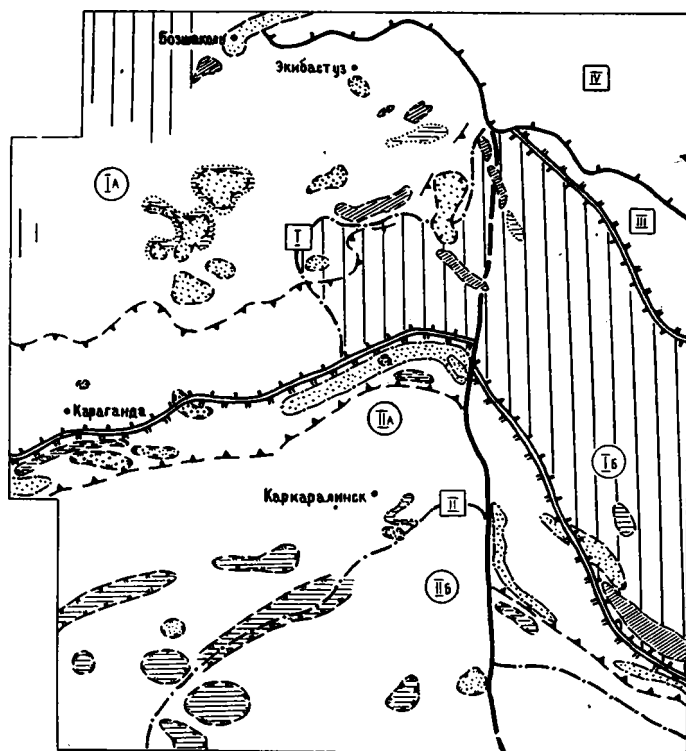


Рис. Схема размещения основных ареалов рудных формаций (РФ) и ассоциаций (РА) меди, свинца и цинка в восточной части Центрального Казахстана.

Границы металлогенических провинций с оруденением, связанным с формированием: I - позднекаледонской складчатой системы; 2 - варисцийских складчатых систем; 3 - чехла эпипалеозойской платформы; 4 - границы металлогенических субпровинций; 5 - границы краевой системы поздних каледонид и варисцид; 6 - площади

(Щебуняев и др., 1975).

В последние годы наметился возврат к ранее существовавшим (Л.И.Яковлев) представлениям о возрастном отрыве обоих рудных этапов от вмещающих пород (Сиромятников и др., 1976 и др.). Н.Я. Яценко обосновывает позднеордовикский возраст субвулканических тел, с которыми ассоциирует оруденение на Майкаине и расположенном западнее месторождении Алпыс. Это расширяет площади поисков, позволяя опосредованно слабые литохимические аномалии на участках, где указанные структуры перекрыты маломощным чехлом позднегеосинклинального грауваккового комплекса (характерны положительные аномалии силы тяжести). Учитывая предварительный характер и некоторую противоречивость данных о возрастной близости колчеданных месторождений, залегающих среди пород нижнего-среднего кембрия и среднего-верхнего ордовика, а также различные условия их локализации, мы относим их к различным РР¹⁾.

Основные месторождения колчеданно-полиметаллической РР (5.1, 5.2) большинство исследователей – Т.М.Жаутиков, А.Д.Каипов, А.К. Каюпов, Н.В.Полянский, А.Н.Таран, Н.Я.Яценко, М.А.Яренская и другие связывают, генетически или парагенетически, с вулканоген-

интенсивной варисцийской активизации области поздних каледонид; 7 – номера металлогенических провинций: I – Ерементау-Чингиз-Тарбагатайская, II – Джунгаро-Балхашская, III – Зайсанская, IV – Западно-Сибирская; 8 – номера металлогенических субпровинций: Ia – Ерементау-Майкаинская, Ib – Баянаул-Чингиз-Тарбагатайская, IIa – внешняя Джунгаро-Балхашская; IIб – Балхаш-Илийская); 9 – Центрально-Казахстанский разлом; 10-12 – ареалы РР и РА: 10 – существенно медных и молибдено-медных; 11 – цинково-медных и полиметаллических колчеданных; 12 – полиметаллических и свинцово-цинковых малосульфидных; 13-18 – границы ареалов РР и РА: 13 – каледонских доорогенных; 14 – каледонских орогенных; 15 – варисцийских доорогенных; 16 – варисцийских квазиplatformенных (в области каледонид); 17 – варисцийских раннеорогенных; 18 – варисцийских позднеорогенных

1)

В 1979 г. в рудовмещающей толще Майкаина Н.Ф.Михайловой и М.П.Щебуняевым собраны среднеордовикские конодонты, что существенно меняет представления о металлогении колчеданов данного района, сближая различные точки зрения.

Рудные формации (РФ) и ассоциации (РА) меди, свинца и цинка
(составили Е.Ф.Бурштейн и М.П.Щебуняев с использованием материала
Л.Т.Протасевича, А.П.Урываевой, М.Г.Хисамутдинова, Н.Я.Яценко

Цикл	Этап	Статья	Индекс РФ	Наименование РФ, РА (генетический тип, главные полезные ком- поненты)	Характер- ные мине- ралы руд ^х	Рудовмещающие ассоциирующие Состав
1	2	3	4	5	6	7
К а л е д о н с к и й	С о б с т в е н н о г е о с и н к л и н а л ь н ы й	Р а н н я я	I	А. Ерементав-Чингиз-Тарбагатайская провинция позднемагматическая (хром)-никель-медная РА	Хр, Пр, Пн, Хп	I) серпентинизированные гипербазиты
				2 колчеданная (пиритовая с медью и цинком) РА	П, Хп, Сф; Кв, Кр, Ба	I) кремнисто-терригенные и вулканомиктовые
				3 Колчеданная барит-по- лиметаллическая РФ	П, Хп, Сф, Гл, БР, Бр; Ба, Кв, Ср	I) эффузивные и вулканомик- твые среднего состава II) альбитизированные субвулканические дащи- ты и липариты
				4 гидротермальная плутоно- генная молибдено-медная (медно-порфировая) РФ :		
			4.1	Кобальт-молибдено-мед- ная субформация	П, Хп, Мо, минералы Со, Сф; Хл, Эп, Кв	I) спилитовые андезито- базальты II) плагиогранит-порфиры, гранит-порфиры и др.
			4.2	молибдено-медная суб- формация	П, Хп, БР, Мо; Кв, Ср, КШ	I) порфировидные плаги- ограниты
			5	Колчеданная, полиметал- лическая РФ		
			5.1	Медно-свинцово-цинковая субформация	П, Сф, Хп, БР	I) андезито-базальты, ту- фы, вулканогенно-осадоч- ные, субвулканические II) Кислые субвулкани- ческие

^х Символы минералов: Ал-альбит, Ба-барит, БР-блеклые руды, Бр-
полевые шпаты, Кр-карбонаты (кальцит и др.), Мг-магнетит, Мо-
хромит, Эп-эпидот

Таблица

восточной части Центрального Казахстана

лов А.А.Беляева, Б.Я.Журавлева, А.К.Каппова, В.В.Колесникова, и др., а также собственных исследований)

породы (I) магматические породы (II)		Геолого-структурные особенности локализации ору- денения	Воз- раст оруде- нения	Месторождения
воз- раст	геологическая формация			
8	9	II	II	I2
6 I?	габбро-перидотитовая альпийская	зоны дробления и рас- слаивания серпентинитов	6 I?	Караулы, Шапша
6 I	яшмовая, яшмо-базальт-терригенная	не изучены	6 I?	Мамангут, Актау, Коссурак
6 I-2	(дацит)-андезит-базальтовая	крылья синвулканических структур в пределах горстантиклиналей, сложенных вулканитами 6 I-2, отчасти перекрытых 02-3	0 I-03	Майкашское рудное поле, Алпыс
6 I-2	базальт-андезит-трахидиоритовая габбро-плаггиогранит-сиенитовая диорит-гранодиоритовая	в ядре антиклиналей, сложенной базальтоидами, в надвдвигной зоне плаггиогранитов штокверковые зоны в плаггиогранитах, рвущих породы 03	0 I-03 03-5	Бозшаколь Коктаскал, м-ния ЮВ части Чингиза
02-3 03	дифференцированные базальтоидные формации	своды и крылья антиклиналей, сложенных вулканитами, прорванные субвулканическими телами	03	Суевир, Александровская группа

борнит, Гл-галенит, Гм-гематит, Гр-гранаты, Кв-кварц, Кшш - калиевые молибденит, Пв-пентландит, П-пирит, Ср-серпентинит, Хл-халькопирит, Хр-Хл-хлорит

1	2	3	4	5	6	7
К. в о л о д о н и с к и й						
О р о г е н н ы е с о с т а в н ы е т е с н ы е						
З р е л ы я						
			5.2	(барит) — цинково-медная субформация	П, Хп, Сф, Гл; Ба, Кв	1) туфы андезитов, вулканогенно-осадочные 2) субвулканические: андезито-базальты до дацитов
			6	гидротермальная вулканогенная барит-медно-свинцово-цинковая РА	Гл, Сф?, Хп; Ба, Кв	1) андезиты, андезито-базальты, туфы
			7	гидротермальная медная РА (в терригенных породах силура)	Хп, Бр, П; Кв, Кр	1) серо- и зеленоцветные песчаники, гравелиты и др. 2) иногда-субвулканические андезиты, липариты
			8	гидротермальная вулканогенная медная ("прожилково-вкрапленная") РФ:		
			8.1	в связи с жерловыми и субвулканическими телами кислого состава ^х	Хп, Бр, П; Кв, Ср	1) липарито-дациты, липариты, лавобрекчии
			8.2	в связи с вулканитами среднего-основного состава:		
			8.2I	борнит-халькопиритовый минеральный тип	Хп, Бр, П;	1) андезиты, андезито-базальты, туфы
			8.22	халькопирит-пиритовый минеральный тип	П, Хп, Бр;	1) андезиты, туфы, терригенные породы 2) дайки, штоки диабазов
			9	гидротермальная вулканогенная полиметаллическая РА	Гл, Сф, Хп, П; Кв, Ба	1) андезиты, туфы, песчаники 2) субвулканические тела
			10	скарново-гидротермальная полиметаллическая РА	Гл, Сф, Хп; П; Кв, Кр, Гр	1) известково-терригенные и др. 2) граниты, граносмениты
			II	Гидротермальная плутоногенная полиметаллическая РА ^х	Сф, Гл, Хп;	1) вулканогенно-осадочные 2) граниты, гранит-порфиры

8	9	10	11	12
0 ₂₋₃	базальт-андезит-дацитовая (непрерывная)	Нарушенные крылья складок в пределах деформированных вулканогенно-тектонических околожерловых структур	0 ₃ -s ₁	Космурун, Акбастау, Мизек
0 ₂₋₃	То же			
0 ₃	терригенная андезит-базальтовая	Локальные зоны дробления и трещиноватости в вулканитах	0 ₃ ?	Жангизтау, Шорабай
s ₁ -s ₂	Терригенные формации нижней молассы	Послойные зоны дробления и трещиноватости	s ₁ -D ₂	Борлы, Каратас, Кызылшылк
D ₁₋₂ ?				
D ₁₂	липарит-трахилипаритовая	синвулканические и наложенные зоны дробления в жерловинах и субвулканических телах	D ₂ ?	Коктасжартас, Теректы, Шомак-Коянды
D ₁	терригенно-базальт-андезит-липаритовая	мелкие зоны дробления в вулканитах	D ₁ ?	Жуантобе, Эльток, Айбике
D ₁	то же	линзы в зонах секущих ветвящихся разрывов	D ₁ ?	Кожанчадская группа
S ₁	нижняя моласса			
D ₁ ?				
D ₁	терригенно-базальт-андезит-липаритовая	мелкие зоны дробления		Кызыладыр, Лунное
D ₂				
S ₁₂	нижняя моласса	экзоконтактовые зоны массивов гранитоидов	D ₂	Обалы
D ₂	монцонит-граносиенит-лейкогранитовая			
D ₁ -D ₂	монцонит-граносиенит-лейкогранитовая	секущие зоны дробления вулканитов волеиз массивов гранитоидов	D ₂	Карашоки, Исидоровское I, II

1	2	3	4	5	6	7
Варисийский	активизация	квазиформенный	I2	стратиформная медная РА ("медистых песчаников")	Хп, Хз, Бр	I) серо-зеленые песчаники, алевролиты, гравелиты
			I3	Стратиформная (?) (медно-)—свинцово-цинковая РА	Гл, Сф, I) Гм, П, Хп; тне Кр, Кв ки	песчаники, известковистые песчаники, известняки
			I4	скарново-гидротермальная свинцово-цинково-медная РА) (с Fe, Mo и др.)	Хп, Сф, П, I) Гл, БР, Мо; Кв, Гр, ЭлП	карбонатные, карбонатно-терригенные граниты
			Б. Джунгаро-Балхашская провинция			
Варисийский соответственно геосинклинальный зрелая			I5	гидротермальная вулкано-генная медная (борнит-халькопиритовая) РФ ¹ :		
			I5.1	субформация, связанная с вулканитами D ₂ (реже D ₁)	Хп, Бр, П, I) БР; Кв, Кр	I) андезито-базальты, туфы, вулканогенно-осадочные II) субвулканические андезито-базальты, липариты
			I5.2	то же в связи с субвулканическими телами p D ₂	Хп, П, Бр; Кв	I) субвулканические андезито-базальты, дациты, липариты; лавы, туфы; осадочные II) См. I
			I6	полигенная барит-полиметаллическая РФ:		
			I6.1	стратиформная (барит-) свинцово-цинковая субформация	Гл, Сф; (Ба)	I) карбонатно-кремнисто-глинистые ритмиты
			I6.2	стратиформная и скарново-гидротермальная барит-полиметаллическая субформация	Гл, Сф, П, Хп, сульфосоли, минералы Со, В1, Мо; Ба, Кв, Кр, Гр	I) то же II) субвулканические различного состава; гранитоиды; дайковые комплексы

8	9	10	11	12
D_3^f	верхняя континентальная моласса	структурные условия локализации не изучены	D_3^f	Чадра, Егтой, Медная Гора
D_3^{fm}	терригенно-карбонатная	крылья синклиналей, осложненные разрывами	D_3^{fm} PC_1	Святогорское, Майзавод
O_3^s D_3 P_2^T	лейкократовых и аляскитовых гранитов	экзоконтактные зоны гранитных массивов	P_2^T T_I	Конус-Конус, Торайгыр, Кызылжильик (Эдрей)
D_1 D_2^2 D_2 PD_2	андезит-базальт-липаритовая, андезит-базальтовая	согласные и секущие зоны дробления, отчасти наложенные на складчатую структуру вулканитов	D_3 PC_1	Бериккара, Сиректас, Домрат, Акибек и др.
PD_2 D_2-3 PD_2		преобладают секущие зоны дробления и рассланцевания	D_3 PC_1	Хаджиконган, Малик-Кайнарская, Шайтандинская, Жосалинская группы и др.
D_3^{fm}	базальт-карбонатно-кремнисто-терригенная	крылья синклиналей, осложненные зонами дробления и рассланцевания	D_3^{fm} PC_1	Атабай-Дугулы, Комсомольское (?)
D_3^{fm} (?) C_2-P C_2^P	то же	крылья синклинали, осложненные разрывами, в экзоконтактной и надintruzивной зоне гранитоидов	D_3^{fm} PC_2	Карагайлинское рудное поле

1	2	3	4	5	6	7
В а о р и с п е ч е н н ы й	Р а з н о о б р а з н ы й	И	I7	гидротермальная (барит-)—свинцово-цинковая Рф (в карбонатных породах):		
			I7.1	барит-свинцово-цинковая субформация	Гл, Сф, Хл, П, (Бр); Ба, Кв	I) карбонатно-терригенные вулканогенно-осадочные
			I7.2	свинцово-цинковая субформация	Гл, Сф, П	I) известняки, известковистые песчаники, гравелиты
			I8	гидротермальная вулканогенная (цинково-)—свинцовая Рф (березитовая)	Гл, Сф, П; Кв, Ср	I) липариты, дациты, реже андезиты—дациты II) субвулканические липариты, андезиты—дациты
			I9	гидротермальная вулканогенная полиметаллическая Рф:		
			I9.1	субформация кварцевых и кварцево-прожилково-вкрапленных руд	Гл, Сф, Хл, П; Кв, Хл, Кр, П	I) субвулканические и эффузивные андезиты, туфы см. I
			I9.2	вторично-кварцитовая субформация	Гл, Сф, Хл, П; Кв, Ср и др.	I) кварцитизированные андезиты, дациты, туфы
			20	позднемагматическая и гидротермальная плутоническая медно-никель-медная Рф	Хл, Пр, Пн, П; Хл, Кр и др.	I) дифференцированные табброиды
			2I	гидротермальная плутоническая молибдено-медная Рф (медно-порфировая):		
			2I.1	субформация малых глубин	П, Хл, Мо, Бр; Кв, Ср	I) вулканогенные, осадочные II) гранодиорит-порфиры, гранодиориты, граниты

8	9	10	11	12
C_I	базальт-карбонатно-кремнисто-терригенная и др. то же	различные варианты разрывно-складчатой структуры согласные зоны дробления на крыльях асимметричных складок	C_I C_2	Кайракты, Уралбай Алабуга, Доумен
	андезит-липаритовая, липарит-дацитовая и др.	крылья деформированных вулканотектонических брахискладок, осложненные зонами дробления	PC_I	Алайгыр, Уста, Пшуктау
C_I $-C_2$	липарит-дацитовая, андезитовая, липаритовая	секущие зоны дробления в пределах вулканотектонических кольцевых структур	C_I $-C_2$	Жосабай, Кузекдыр, Бесалан, Манет
C_I $-C_2$	то же	то же в связи с массивами вторичных кварцитов	C_I $-C_2$	Ушкаин, Кайнарбулак, Южно-Кызылрайское
$C_I?$		не изучены	$C_I?$	Камкор
		штокверки в апикальной части или экзоконтакте	C_2-3	Бешоки Юж., Кайндышоки, Байское

1	2	3	4	5	6	7
В а а и с ц и н н ы й П о з д н ы й	Р а н н я я	21.2	субформация относительно больших глубин	П, Хл. Мо; Кв, КШШ	1) порфировые интрузии гранитоидов	
		22	скарново-гидротермальная полиметаллическая РА	Хл, Мг, П, Сф, Гл, Мо; Кв, Гр, Ба	1) карбонатно-терригенные, вулканогенно-осадочные 2) гранодиориты, граниты	
		23	скарново-гидротермальная полиметаллическая РФ:			
		23.1	существенно халькопиритовый минеральный тип	Хл, П, Гл, Сф, Бр, Мг; Кв, Гр	1) карбонатные, карбонатно-терригенные 2) граниты	
		23.2	существенно галенит-сфалеритовый тип	Гл, Сф, Хл, П, Мг; Кв, Гр	1) известняки, андезиты, туфы 2) граниты	
		24	гидротермальная медная РФ (в карбонатных породах) ^х	Хл, Бр, П, Хз?; Кв	1) известняки 2) субвулканические андезиты-базальты	
		25	гидротермальная (цинково-свинцово-)-баритовая РФ (в карбонатных породах) ^х	(Гл, Сф)	1) известняки 2) местами - субвулканические липариты, трахилипариты	
		26	гидротермальная плутоногенная кварцевожильная полиметаллическая РА	Гл, Хл, П, Гм; Кв	1) контактово-измененные осадочные; интрузивные 2) граниты, гранодиориты	
		27	гидротермальная вулканогенная полиметаллическая РА	Гл, Сф, Хл, П;	1) вулканы среднего и кислого состава 2) субвулканические и экструзивные, кислые	
		28	гидротермальная вулканогенная медная ("медно-цеолитовая") РФ	Самородн. Cu; цеолиты, Кр, Хл	1) миндалекаменные базальты	

8	9	10	11	12
C ₂₋₃	гранит-гранодиоритовая	штокверки в центральной и эндоконтактовой частях штоков	C ₂₋₃	Алмаз, Озерное
D _{3-C}		экзоконтактовые зоны массивов гранитоидов	C ₂₋₃	Аккемер, Иргайлы, Каратаганбай, Уйтас
C ₂₋₃	гранит-гранодиоритовая			
D _{3-C}		экзоконтактовые зоны гранитных массивов	C _{3-P_I}	Самомбет Сев.
C _{3-P_I}	лейкократовых и биотитовых гранитов			
D _{3-C_I}		то же	C _{3-P_I}	Батыстау, Самомбет Юж., Скарновое
C _{3-P_I}	то же			
D _{3-fm}	карбонатная	послойные срывы и зоны дробления известняков в связи с надвигами	C _{3-P_I}	Алтынтобе, Кызылпоки
D _{3-fm}	карбонатная	то же		
pl _{3-f}			C _{3-P_I}	Жалаир, Шаркиты, Баритовое
S _{1, D}		системы сколовых трещин в интрузивах и контактовых породах	C _{3-P}	Даут, Жуанконур Вост., Космола
C _{2-P}				
C _{3-P}				
C _{I-P_I}	липарит-дацитовая, андезитовая и др.	секущие зоны дробления в пределах вулканотектонических структур	C _{3-P}	Караоба Сев., Мукур
C _{3-P}	липаритовая, трахилипаритовая			
P ₂	трахибазальт-трахилипаритовая	синвулканические зоны трещиноватости в покровах базальтов	P ₂	Анненское, Ай (СВ Прибалхашье)

ными толщами среднего-верхнего ордовика. При заметных различиях в составе, химизме и характере дифференцированности рудовмещающих стратифицированных вулканитов, принадлежащих к трем геологическим формациям, оруденение тесно связано с позднеордовикскими телами дацитов-трахилипаритов. Площади выхода дифференцированных вулканитов среднего-верхнего ордовика невелики. При изучении территорий, занятых разновозрастными слабо дифференцированными вулканогенными сериями следует учитывать возможность выявления локальных площадей развития потенциально рудоносных вулканитов.

Мелкие концентрации медных руд (РА 7) в терригенных породах нижней морской силурийской молассы Чингиза и Предчингизья ряд геологов (И.В.Орлов, М.В.Ташинина, К.М.Исаев и др.) считает осадочными, а М.Г.Хисамутдинов и А.А.Беляев (1976 г.) – осадочными с частичной регенерацией оруденения. По ряду особенностей они отличаются от типичных медистых песчаников: 1 – оруденение приурочено к локальным зонам дробления терригенных пород и сопровождается их окварцеванием, карбонатизацией, хлоритизацией, в ряде случаев обусловивших вторичную серо-зеленую окраску пород; 2-рудопроявления располагаются на разных стратиграфических уровнях среди пород с повышенным содержанием FeO и CaO пониженным – Fe_2O_3 ; 3 – местами они ассоциируют с девонскими субвулканическими телами (Куруозек, Миланды, Борлы); 4 – фоновые содержания Cu в рудовмещающих толщах за пределами проявлений обычно не превышают кларковых.

По-видимому, эта группа является "сборной", включая проявления, связанные с вулканизмом девона, плутогенные (Кырккараши и др.), а также собственно силурийские эпигенетические (вадозногидротермальные?). Возможность накопления сингенетичной меди, например, в лагунно-дельтовых фациях, не исключена, но определенных доказательств пока не установлено.

Специфика металлогении краевой системы каледонид и варисцид заключается в преимущественной концентрации цветных металлов в ее внутренней, переработанной в варисцидскую эпоху, части, принадлежащей Джунгаро-Балхашской провинции. Здесь распространен рудно-формационный тип прожилково-вкрапленных медных шалопиритных (борнит-халькопиритовых) руд, образующий несколько разновозрастных РВ и РА, пространственно более или менее тесно связанных с девонскими вулканитами.

Часть рудных концентраций этого типа (8.1, 8.21, 8.22) связана с раннедевонским вулканическим поясом. Более распространено оруденение, наложенное на деформированные вулканиты, отчасти в ассоциации с послесреднедевонскими субвулканическими телами (15.1, 15.2). Наконец, с формированием позднеалеозойских надвиговых, в том числе покровных, структур Спасской зоны (в широтном сегменте) связывается наиболее молодое оруденение (27), локализованное в карбонатных породах верхнего девона, реже в вулканитах автохтонных или слабо перемещенных частей этих структур (Алтынтобе, Кызылшоки, возможно также Спасская группа и Жетылшоки). В структурном и возрастном отношении к последней РФ близко баритовое (с Pb и Zn) оруденение Жалаирской зоны (28).

Одной из причин преимущественной концентрации медных и сульфидно-баритовых руд краевой системы в ее широтном сегменте могло являться развитие благоприятных для рудоотложения структурных форм, связанных с движением масс к северу.

Для внешней части Джунгаро-Балхашской провинции (включая и соответствующую зону краевой системы) наиболее спорными являются вопросы происхождения и возраста сульфидных (баритово-сульфидных) месторождений, залегающих в осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях ($D_3 - C_1$). Выделение класса стратиформных месторождений как генетической группы, в понимании В.И.Смирнова, с сочетанием син- и эпигенетического оруденения вызвало у ряда геологов тенденцию относить к стратиформным любые сульфидные месторождения, залегающие более или менее согласно с вмещающими породами¹⁾. Изучение многих из этих объектов привело к выделению группы псевдостратиформных месторождений (Е.Ф.Бурштейн, Ю.Ф.Кабанов, 1979 г.), оруденение которых при согласном в общих чертах залегании наложено на деформационную структуру вмещающих пород.

К собственно стратиформным отнесены барит-полиметаллические и свинцово-цинковые месторождения Карагайлинского, Атабай-Дугулинского рудных полей и некоторые другие, для которых доводы в пользу их принадлежности к этому типу более аргументированы. В рам-

1) В основе этой тенденции лежит допущение практически неограниченного переотложения сульфидов, барита и других компонентов руд наложенными процессами, выдвигаемое для объяснения контроля оруденения деформационными структурами

рамках краткого рассмотрения РФ нет возможности останавливаться на сложной проблеме происхождения и возраста руд этих месторождений. Отметим только, что данные исследований последних 10-15 лет (В.Г.Ли, Н.М.Митряева, Б.Г.Сафаргалиев, С.Х.Хамзин, Г.Н. Щерба и др.) не позволяют столь категорично, как это делалось раньше (Бурштейн, Веймарн, 1968 и др.), отвергать возможность доорогенного оруденения. В то же время ряд особенностей (распределение и строение рудных тел, их соотношения с интрузивами, складками и др.) не может быть объяснен только дислокационным и контактовым метаморфизмом руд без проявления гидротермальных рудообразующих процессов на орогенном этапе.

К псевдостратиформным относятся месторождения различных РФ — Алайгыр, Уралбай, Доумен, упомянутые выше Жалаир, Бериккара (медное), Кызылшоки и другие. Им свойственна обычно приуроченность наиболее мощных рудных тел к интенсивно деформированным, пережатым и раздавленным крыльям складок при ослаблении или затухании оруденения в замках и периклиналях, что несовместимо с допущением совместной деформации руд и вмещающих пород. Характерны также относительно простой состав руд (свинцовые, свинцово-цинковые, барит-свинцово-цинковые, баритовые, медные), малое количество пирита, пониженные содержания микроэлементов, отсутствие или слабое локальное проявление метаморфизма руд. Возраст большинства РФ (15.1, 17.1, 17.2, 18) оценивается интервалом раннего-среднего карбона; месторождения, связанные с надвигами, вероятно принадлежат позднему карбону-ранней перми.

Признаки связи с магматизмом большинства раннеорогенных РФ неясны или противоречивы. К вулканогенным мы относим гидротермальные медные месторождения среди дислоцированных вулканитов девонского пояса, а также березитовую (Ли, 1973) РФ, представителем которой является месторождение Алайгыр. Для последнего встает вопрос о возможной связи оруденения с позднепалеозойским вулканизмом.

Особенности медно-порфировых месторождений обстоятельно освещены исследованиями Е.В.Пучкова, В.В.Колесникова, Ю.К. Кудрявцева и др. В связи с новыми данными о возрасте рудоносных интрузий необходимо, по-видимому, помимо выделенной нами раннеорогенной РФ, выделить также позднеорогенную — пермскую РФ, характерную для районов, расположенных южнее. Позднеорогенные концентрации меди, свинца и цинка среди вулканитов Балхаш-Илийского пояса характерны

зуются небольшими размерами, секущим залеганием рудных тел, присутствием ряда ценных компонентов. Они группируются в пределах кольцевых вулкано-тектонических структур (Каргалинский и др.).

Историко-геологический подход к выделению РР имеет большие преимущества перед другими методами, позволяя рассматривать их образование и особенности размещения в тесной связи с развитием рудовмещающих и рудоконтролирующих геологических тел и структур. Возможность детального анализа конкретных РР появилась сравнительно недавно, после составления крупно- и среднemaштабных геологических карт и появления опирающихся на них обобщений по стратиграфии, магматизму, тектонике и металлогении. Изложенный выше опыт выделения конкретных РР и РА следует подкреплять количественными методами их изучения, включая анализ многообразных связей между рудой и геологическими факторами, а также палеогеографическими и палеотектоническими построениями. Важной и почти неизученной является проблема связей и соотношения промышленных месторождений с мелкими рудными концентрациями, поисково-прогнозного значения последних.

Литература

Бок И.И., Бурштейн Е.Ф., Верк Д.Л. Полиметаллические месторождения Центрального Казахстана. - В кн.: Производительные силы Центр. Казахстана, т. 2. Алма-Ата, 1959.

Бурштейн Е.Ф. и др. Металлогенические особенности зоны сочленения каледонид и варисцид Центрального Казахстана. - В кн.: Геология и полезные ископ. Центр. Казахстана. М., "Наука", 1977.

Бурштейн Е.Ф., Веймарн А.Б. О распространении полиметаллических и железных руд атасуйского типа в восточной части Центрального Казахстана. - "Изв. ВУЗов. Геология и разведка", 1968, № 4.

Бурштейн Е.Ф., Веймарн А.Б., Кошелева И.А. и др. Основные рудные формации. - В кн.: Геол. и металлогения вост. части Токрауской впадины и ЮЗ Чингиза. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.

Жаутиков Т.М., Полянский Н.В., Титов В.И. Особенности металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. - В кн.: Геол. и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Алма-Ата, 1977.

Зайцев Ю.А. Некоторые аспекты геологической истории области палеозойской складчатости Казахстана. - В сб.: Геология и полезн. ископ. Центр. Казахстана. М., "Наука", 1977.

Каюпов А.К., Колесников В.В. Генетические типы месторождений и рудные формации. - В кн.: Геол. и металлогения Сев. Прибалтики, Алма-Ата, 1972.

Константинов Р.М. Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. - В сб.: Эндоген. рудн. формации Сибири и Дальн. Востока. М., "Наука", 1966.

Константинов Р.М., Макеева И.Т. Рудные формации в современных металлогенических исследованиях. - В сб.: Итоги науки и техники. Рудн. месторождения, т.4. М., "Недра", 1972.

Ли В.Г. Рудные формации свинцово-цинковых и медно-свинцово-цинковых месторождений Казахстана. - "Изв. АН КазССР, Серия геол.", 1973, № 3.

Рундквист Д.В. О принципах выделения и прогнозирования рудных формаций. - В сб.: "Основы научн. прогноза месторожд. рудн. и нерудн. полезн. ископаемых. Л., ВСЕГЕИ, 1971.

Сатпаев К.И. Металлогенические особенности и закономерности в проявлении эндогенной концентрации меди в недрах Центрального Казахстана. - В кн.: Металлоген. и прогноз. карты". Алма-Ата, 1959.

Сыромятников Н.Г., Замятин Н.И., Яренская М.А. и др. Генетические особенности и возраст колчеданных месторождений Майкаин и Сувенир по изотопным данным. - "Изв. АН КазССР. Серия геол.", 1976, № 5.

Твалчрелидзе Г.А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). М., "Недра", 1966.

Щебунайев М.П., Решко М.Я., Бурштейн Е.Ф. Опыт составления металлогенических прогнозных карт на медь в масштабах 1:200000 и 1:50000 для обоснования первоочередных направлений поисково-разведочных работ на северо-востоке Центрального Казахстана. - В сб.: Принципы, методы и опыт прогнозирования месторожд. меди, М., ЦНИГРИ, 1975.

Г.В.Генералова, С.А.Игонина, Т.И.
Ланда, А.Е.Попова, Т.Б.Соколова,
В.В.Сухин, Ю.В.Юнаковская

Использование геофизических данных для решения задач
региональной геологии при крупномасштабных геологических
съемках

Основными тенденциями в развитии современного геологического картирования является увеличение детальности съемочных работ и степени глубинности исследований. Это может быть обеспечено только применением на всех стадиях картирования широкого комплекса геофизических методов, использующих новейшую аппаратуру, а также последних достижений методики съемки и интерпретации. Геологосъемочные работы Центрально-Казахстанской экспедиции последних лет характеризуются все более широким привлечением комплексных региональных и детальных геофизических исследований.

В соответствии с существующими требованиями геологосъемочные работы должны быть обеспечены площадной геофизикой того же масштаба и более детальными наблюдениями по интерпретационным профилям. В тех случаях, когда площадные геофизические исследования отсутствуют, существенно возрастает роль и объем интерпретационных профилей.

Методика использования геофизических данных при геологическом картировании в Казахстане детально разработана и хорошо известна (Геофизические исследования в Казахстане, 1971 г.). Она включает проведение опережающих геофизических работ для выделения и оконтуривания комплексов, выходящих на поверхность или скрытых под чехлом рыхлых кайнозойских отложений значительной мощности. Параллельно обычно проводится анализ региональных гравитационных и магнитных карт района и его обрамления с целью изучения больших глубин и выявления закономерностей проявления основных геологических структур в геофизических полях. К сожалению, обычно материалы опережающей геофизики вынужденно интерпретируются или на основе мелкомасштабных геологических съемок, или на базе устаревших геологических данных. Появление в процессе крупномасштабной съемки новых геологических данных, необходимость проверки возникающих у геологов предположений и гипотез, разработ-

ка окончательных представлений о строении территории и ее поисковых перспективах - все это требует переинтерпретации материалов опережающей геофизики. Этот этап является крайне ответственным и должен обеспечивать наибольшую отдачу за счет тесной связи геологических и геофизических исследований, их взаимной оперативной корректировки и проверки.

Особенное значение на стадии переинтерпретации приобретают петрофизические исследования. Знание физических свойств горных пород обычно служит основой для достоверного геологического истолкования выявленных особенностей физических полей. Полнота петрофизических исследований предопределяет успех геологической интерпретации данных геофизики и приводит к повышению их эффективности. В связи с этим при проведении петрофизических работ необходимо особое внимание обращать на методику отбора образцов. Отбор образцов по линиям конкретных геофизических профилей обеспечивает их точную геологическую и географическую привязку. При количественной интерпретации геофизических полей это позволяет использовать полученные конкретные определения физических свойств, т.е. исключать плотность и намагниченность из числа неизвестных. Обобщение петрофизических исследований по различным участкам используется для решения региональных геофизических задач. Устанавливая закономерности физических свойств в известных участках, можно их прогнозировать в районах со сходными геолого-геофизическими условиями, на основе имеющихся геологических и геофизических карт судить об ожидаемых различиях в физических свойствах горных пород, слагающих тот или иной район.

При крупномасштабном геологическом картировании изучается строение территории до глубин в 1,5-2 км, реже до 2,5 км. Во всяком случае, именно этот интервал глубин анализируется при построении геологических разрезов. В процессе изучения региональных структур и их глубинных взаимоотношений по геофизическим данным, такая глубина явно недостаточна - необходимо изучение аномалий от объектов, расположенных на 5-6 км глубже земной поверхности. Природа более крупных аномалий, создающих региональный фон, обусловлена еще более глубокими геологическими телами - особенностями строения коры и верхней мантии. Для геологического картирования эти аномалии интереса уже не представляют. Для локализации аномалий, называемых полезными, в гравиразведке традиционно используется вычисление высших производных

(чаще вертикального градиента поля силы тяжести) или остаточных аномалий. В магниторазведке, где важнее избавиться от влияния неоднородностей строения и состава приповерхностных геологических тел, чаще всего используется пересчет исходного поля в верхнее полупространство.

Для получения надежных количественных решений при интерпретации данных детальных профильных исследований применяют комплекс новейших методов решения прямой и обратной задачи с использованием ЭВМ. Сюда входят графоаналитические методы, обеспечивающие предварительные оценки глубин залегания аномальных тел; всевозможные модификации методов решения обратной задачи — с помощью аналитического продолжения полей в нижнее полупространство, "особых точек", метода сеток, используемого для установления формы возмущающих объектов по геофизическим полям с учетом геологических и петрофизических данных; а также методы подбора, позволяющие не только определить форму и местоположение геологических тел — источников аномалий, но и оценить точность полученных решений.

В результате выполненных опытно-методических работ установлены методы, дающие наибольший эффект в физико-геологических условиях Центрального Казахстана. Это, в первую очередь, метод аналитического продолжения полного вертикального градиента поля силы тяжести (G_{xz}^H) в нижнее полупространство. Он позволяет получить распределение в вертикальной плоскости "особых точек", отмечающих положение углов и центров гравитирующих масс. Анализ распределения изолиний поля G_{xz}^H позволяет по "особым точкам" получить положение вертикальных и горизонтальных границ геологических тел, соответствующих разломам, дайкам, контактам интрузивных массивов и, что особенно важно, субгоризонтальным разломам внутри слоистых толщ, фактически недоступным для интерпретации другими методами.

Интересные результаты получены с помощью новой модификации автоматизированного подбора — метода эквивалентных эллипсов. Источники гравитационных и магнитных аномалий аппроксимируются совокупностью стержней. В процессе подбора определяется положение стержней, масса, величина и направление их намагниченности. Результаты выдаются в виде координат концов стержней и набора эллиптических поверхностей, создающих эквивалентный им эффект в геофизических полях. Выбор окончательного решения определяется

значениями физических свойств. Реконструируемая эллиптическая поверхность в случае компактных источников характеризует морфологию тел, например, интрузий, а для контактов типа уступа - глубину их залегания и амплитуду.

Для решения отдельных конкретных геологических задач приходится целенаправленно применять более редкие способы интерпретации, такие, как вычисление коэффициента Пуассона (δ), позволяющего проводить совместный анализ гравитационного и магнитного полей. Достоинством этой методики является переход от физических полей к параметру δ , представляющему собой отношение намагниченности пород к их плотности, по существу к характеристике вещества. Карта изолиний коэффициента Пуассона может использоваться при картировании вплоть до разделения на петрофизические группы пород сходного внешнего облика.

Применение комплекса методов количественной интерпретации обеспечивает получение наиболее точных значений параметров пространственного положения геологических тел на глубине, представление нескольких равноправных в количественном смысле решений и проверку их правильности с помощью прямой задачи. В процессе анализа всей совокупности геофизических и геологических данных, в зависимости от степени их взаимного соответствия могут возникать разные ситуации. Рассмотрим их на примере материалов различных геолого-съемочных работ, проведенных партиями ЦКЭ (С.Б. Розанов и др., Ю.Ф. Кабанов и др., А.В. Рязанцев и др.), в пределах Еремантауского и Тектурмасского антиклинориев, Нуринаского, Карагандиянского и Карасорского синклинориев в течение последних трех лет.

Наиболее очевидными являются случаи, когда известные геологические структуры находят прямое отражение в геофизических полях. Так, выходы докембрийского фундамента обычно вызывают положительные аномалии гравитационного и магнитного поля (Матакский горст, Аманкунурская брахисинклинали); интенсивные магнитные аномалии отмечаются в пределах гипербазитовых поясов, а площади развития осадочных толщ карбона отвечают минимумам силы тяжести. Роль геофизических методов в этих случаях сводится к возможно более полному обеспечению геологических построений надежными количественными характеристиками, позволяющими уточнить геологическое строение территории - определить глубину регио-

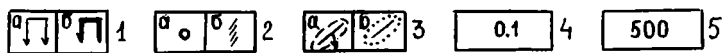
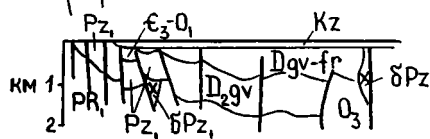
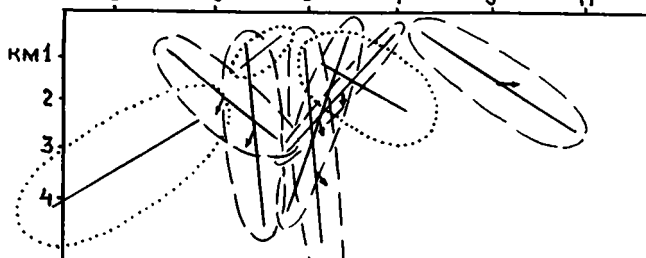
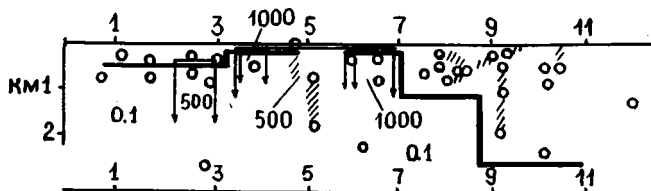
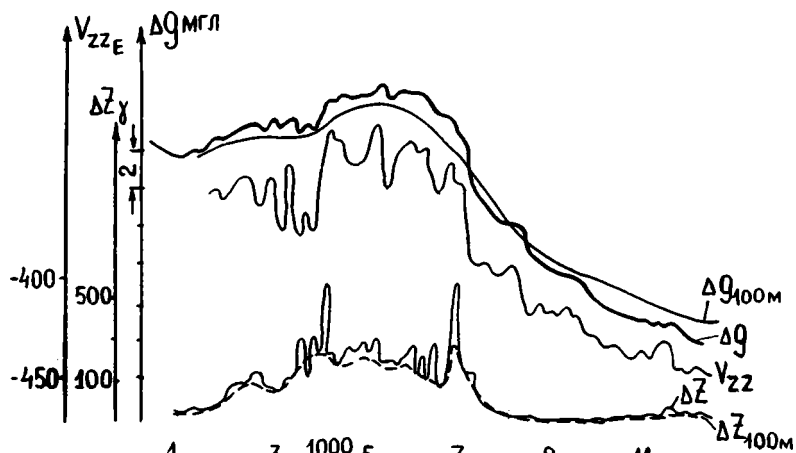
нальных разломов, внутреннюю структуру осадочных комплексов, выделять неоднородности строения фундамента и т.п.

Особенно интересным представляется выявление и прослеживание по геофизическим данным зон глубоких региональных разломов и структур, скрытых под чехлом мощных осадочных отложений. На основании анализа гравитационного и магнитного полей удастся установить глубину их заложения и амплитуды перемещений по ним, и на основе этих данных уточнить историю развития крупных тектонических структур.

Эффективность применения геофизических методов не уменьшается и тогда, когда геологические источники аномалий ясны, то есть выходят на дневную поверхность или залегают на глубинах, доступных картированию геологическими методами. Но и в таких случаях исходная геологическая информация может быть в значительной степени дополнена количественными расчетами. Рассмотрим пример интерпретации данных детальных гравимагнитных наблюдений по профилям, пересекающим выходы на поверхность блоков древнего докембрийского фундамента в ядре Аманконурской брахиантиклинали и Родниковском горсте, в центре Шидертинской впадины. Выходы древних толщ здесь отмечаются положительными аномалиями гравитационного и магнитного поля с амплитудами соответственно до 2,0 - 2,5 мГл и 700-1000 гамм. Плотность метаморфических пород по результатам измерений образцов составляет в среднем 2,67 г/см³, для отдельных комплексов - до 2,95 г/см³, намагниченность около $400 \cdot 10^6$ ед.

CGSM На рис. 1 представлены результаты количественной интерпретации детальных наблюдений по близширотному профилю через Родниковский горст.

Интерпретация поля силы тяжести методом полного вертикального градиента позволила выделить ограничения приподнятых блоков фундамента. Северо-восточная граница горста отмечается скоплениями особых точек на глубинах 750-1000 и 2000-2500 м. Структура изолиний G_{Σ}^H свидетельствует о постепенном ступенчатом погружении фундамента в северо-западном направлении. Это подтверждается расположением полюсов стержня - интерпретация кривой ΔZ методом эквивалентных эллипсов. Полученные глубины в 2,0-2,5 км определяют суммарную амплитуду горста, а следовательно глубину залегания докембрийского фундамента в пределах расположенной восточнее брахисинклинали. Область выхода на поверхность и приповерхност-



ного залегания фундамента регистрируется многочисленными особыми точками функции G_{xz}^H расположенными на глубине 100–200 м. Несколько глубже, до 300–400 м находятся верхние полюса эллипсов, аппроксимирующих гравитационную и магнитную аномалии. Ориентировка эллиптических поверхностей, полученных при интерпретации поля ΔZ , свидетельствует о крутом субвертикальном падении разлома, ограничивающего горст с запада. Аномалия ΔZ над уступом фундамента по этому профилю значительно шире аномалии Δg . Последнее находит отражение в результатах количественной интерпретации и свидетельствует о неоднородности пород фундамента по физическим свойствам.

Приведенные результаты интерпретации и характер изменения амплитуд аномалий коэффициента Пуассона свидетельствуют о том, что фундамент изучаемой территории сложен блоками четырех типов, причем три из них являются магнитными. Особенно четко блоковое строение устанавливается в пределах наиболее глубокоэродированных частей Аманкунурской брахиантиклинали и Родниковского роста. Бывшие черты строения, в частности, гетерогенность древнего фундамента, имеют принципиальное значение не только для изучения структуры рассмотренного участка, но и для понимания особенностей геологического строения окружающей территории и региона в целом.

Одной из классических задач, легко и однозначно решаемых с помощью геофизических методов, является картирование скрытых интрузий. Однако, ситуация остается простой лишь до тех пор, пока амплитуды аномалий над интрузиями велики по сравнению с ошибками

Рис. 1. Результаты количественной интерпретации по детальному профилю в пределах Родниковского горста.

1 – результаты интерпретации графоаналитическими методами: аномалий магнитного поля (а), аномалий поля силы тяжести (б); 2 – особые точки (а) и границы (б), установленные методом полного вертикального градиента; 3 – результаты интерпретации методом эквивалентных эллипсов: аномалий магнитного поля (а), стрелкой показано направление намагниченности, аномалий поля силы тяжести (б); 4 – плотности в $г/см^3$; 5 – магнитная восприимчивость в 10^{-6} ед. CGSM

наблюдений и влиянием неоднородности петрофизических свойств вмещающих и перекрывающих пород. В противном случае задача распознавания и выделения аномалий, связанных с интрузивными телами значительно усложняется. Решить ее количественными методами становится невозможно, и тогда используются статистические методы обработки. Эффективность такого подхода можно показать на примере обнаружения скрытой интрузии, расположенной в пределах Акжарской брахисинклинали (рис. 2).

Здесь, в области развития мощных осадочных отложений девона, регистрируется едва заметная на карте изодинам ΔZ положительная изометричная аномалия с амплитудой не более 50 гамм, вызванная, по-видимому, глубоко залегающей интрузией. Из-за влияния высокочастотных помех значительной интенсивности (30–40 гамм) количественное решение обратной задачи по наблюдаемому полю невозможно. Была проведена статистическая обработка данных с помощью метода межпрофильной корреляции, разработанного А.А.Никитиным. При этом способе обработки за счет направленного суммирования по профилям подавляется незакономерный эффект от приповерхностных неоднородностей, являющихся помехой. Это позволяет повысить надежность регистрации слабых аномалий, создаваемых геологическими объектами, расположенными на большой глубине, а также усилить узкие аномалии над дайками или разломами, прослеживаемые по нескольким профилям. Полученные в процессе суммирования аномалии могут использоваться при количественной интерпретации. В результате интерпретации аномалии ΔZ (см. рис. 2-а) выяснено, что ее источник расположен на глубине 2,0 – 2,5 км; размеры его в плане 2,5 – 2,8 км; намагниченность $100-150 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSM, что соответствует интрузивным породам среднего состава (диориты, гранодиориты). Карта суммарного магнитного поля (рис. 2-б) стала по сравнению с исходной более структурной, с гладкими широкими зонами градиентов, по которым трудно определить положение точек перегиба. Для установления областей перегиба кривых ΔZ , в первом приближении определяющих местоположение контакта интрузии с вмещающими породами, была проведена статистическая обработка исходной информации способом самонастраивающейся фильтрации (А.А.Никитин, 1967). Он позволяет по максимальным значениям энергетического отношения аномалия-помеха ρ выделить протяженные линейные аномалии определенного простирания, соответствующие геологическим объектам. Все аномалии иных направлений отфильтровываются. В условиях обширных пологих аномалий этим методом выделяются градиентные зоны,

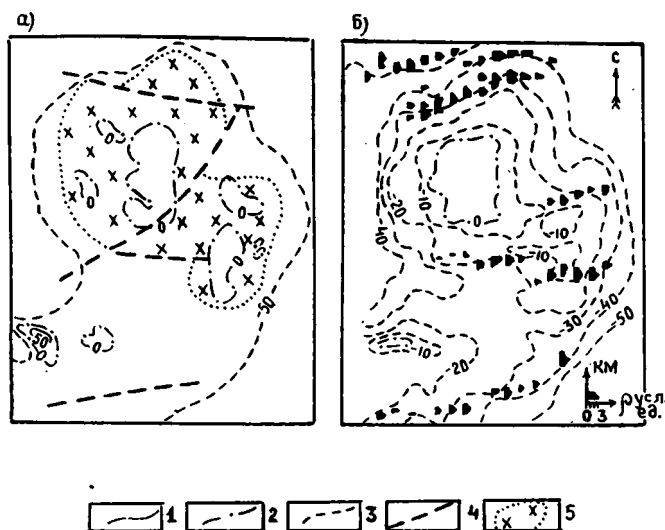


Рис. 2. Пример интерпретации слабых магнитных аномалий

а) исходное поле ΔZ ; б) результат статистической обработки.

Изодинамы: 1 - положительные, 2 - нулевые, 3 - отрицательные; 4 - разрывные нарушения; 5 - границы интрузий, не выходящих на поверхность, выделенные по результатам статистической обработки

отвечающие границам геологических тел. По цепочкам четких максимумов ρ были реконструированы границы интрузии.

Прямые соотношения между геологическими образованиями и отвечающими им геофизическими полями устанавливаются не всегда. Более того, опыт применения геофизических методов при геологическом картировании показывает, что часто, особенно на первой стадии совместных с геологами работ, геологические данные плохо согласуются с наблюдаемыми в физических полях аномалиями. Почти на каждом участке, где выполняется геологическая съемка, существуют аномалии, природа которых в процессе интерпретации объясняется факторами, вызывающими резкие изменения физических свойств пород при незначительном изменении их облика, например, уменьшение на-

магнитичности пород в зонах экзоконтакта интрузий под действием прогрева, зависимость плотности интрузивных пород от глубины их образования, а осадочных — от величины обломочных зерен. В итоге, единому в геологическом отношении объекту может соответствовать несколько аномалий гравитационного или магнитного поля разной амплитуды. Истолкование таких аномалий невозможно без проведения большого объема петрофизических измерений с точной площадной и стратиграфической привязкой пунктов отбора образцов.

В качестве иллюстрации рассмотрим геологическое строение Теректинской мульды, расположенной в западной части Нуринского синклинали. На среднемасштабной карте силы тяжести этой мульде соответствует локальный минимум с амплитудой 4 мГл, переходящий на северо-западе в гравитационную ступень (рис. 3). По результатам интерпретации гравитационного поля установлено, что с северо-запада Теректинская мульда ограничена разломом, проявленным в поле функции G_{xz}^H до глубины 3,5 – 4 км. Первоначально предполагалось, что минимум вызван существенной разницей плотностей песчаников ордовикского возраста (2,73 – 2,78 г/см³), слагающих северо-западную часть территории, и пород силурийского комплекса (2,67 г/см³), развитого южнее. Предполагалось также, что минимум усилен отрицательным эффектом от выполняющих центральные части мульды туфогенных песчаников среднего-верхнего девона мощностью до 2 км. Однако данные петрофизических измерений, согласно которым плотность девонских отложений в отдельных случаях значительно превышает плотность пород силура, заставляют полагать, что мощность девона не более 1 км, и объяснять существование гравитационной ступени пониженной плотностью силурийских отложений и положительным эффектом от песчаников ордовика. Но в то же время рассматриваемая гравитационная ступень прослеживается и дальше на северо-восток, где происходит увеличение мощности разреза силура (геологические данные) и отсутствуют породы ордовика. Для более детального изучения этой части площади был задан профиль, пересекающий Теректинскую мульду с севера из центральных частей Исенской синклинали, т.е. целиком проходящий по однообразной по составу толще силура.

По результатам интерпретации, подтвержденным решением прямой задачи, установлено, что разлом в северном ограничении теректинской мульды является долгоживущим, что подчеркивается полосой

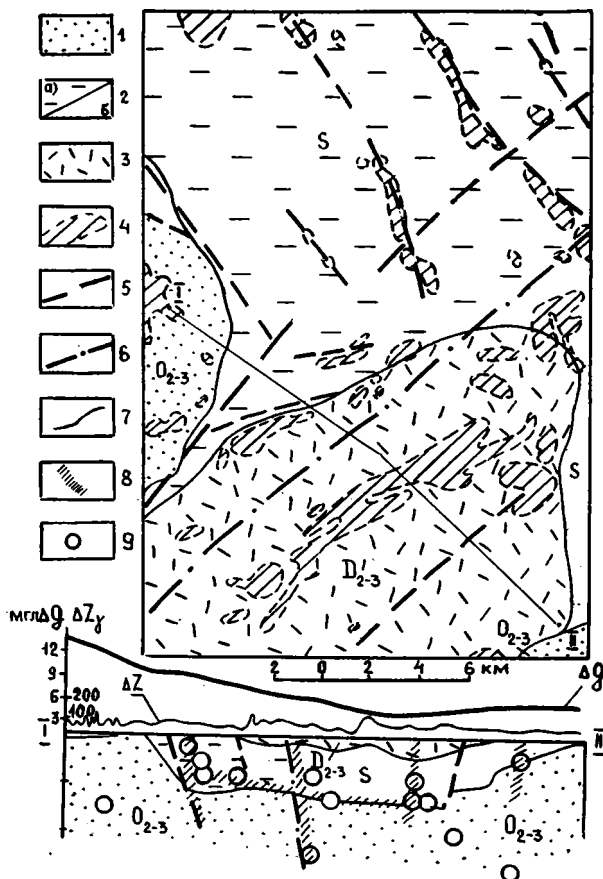


Рис. 3. Вариант строения Теретинской мульды по геофизическим данным

1 - песчаники среднего-верхнего девона; 2 - терригенные породы силура: более плотные (а), менее плотные (б); 3 - туфопесчаники среднего-верхнего девона; 4 - интрузии диоритов и туфогенные породы среднего-верхнего девона; 5 - линии тектонических нарушений; 6 - линия раздела плотностей; 7 - геологические границы; 8 - субвертикальные и субгоризонтальные границы раздела, выделенные по полю G_{xz}^H ; 9 - особые точки поля G_{xz}^H

вытянутых вдоль него позднедевонских интрузий габбро и диоритов. В качестве одного из вариантов объяснения геологической природы минимума предполагалось, что существование этого разлома в силуре привело к образованию по сторонам от него двух фациальных зон с различными по физическим свойствам породам. Севернее разлома отлагались конгломераты с обильными гальками интрузивных пород, плотность которых достигает $2,68 - 2,72 \text{ г/см}^3$, в отдельных случаях — $2,79 \text{ г/см}^3$, в то время, как южнее, в пределах Теректинской мульды силур представлен более тонкозернистыми породами, существенно меньших плотностей. Вдоль разрыва, с которым практически совпадает линия смены фаций пород, идут зоны обновленных тектонических нарушений, выделяемых в поле Δg и картируемых на поверхности. На юге силурийские породы перекрываются девонскими и кайнозойскими отложениями, усиливающими гравитационный минимум. Правильность проведенных реконструкций подтверждается данными петрофизических измерений. Таким образом, высказанные выше предположения и данные количественной интерпретации заставили пересмотреть вопрос о строении разреза Теректинской мульды и мощности живет-франкских отложений; первоначально существовавшие представления о прямой связи между наблюдаемой геофизической аномалией и картируемыми здесь отложениями верхнего-среднего девона получили дальнейшее развитие на новой геологической основе.

Учитывая поисковую направленность геолого-съемочных работ, в процессе картирования особое внимание уделяется изучению рудоносных структур, в пределах которых обычно проводятся площадные геофизические исследования масштаба 1:10 000. Это, в первую очередь, зоны тектонических нарушений и узлы их пересечений, интрузивные тела, участки вторично измененных пород и т.д. Примером могут служить работы, проведенные на Белкараганском участке, расположенном в пределах сочленения структур Атасуйского антиклинория, образованного здесь породами мыншоурской свиты нижнего ордовика, и Нуринского синклинория, в пределах которого на поверхность выходят осадочные толщи верхнего ордовика и силура (рис.4). Центральную часть участка занимают выходы серпентинитов, с которыми связана никеленосность. Повышенное содержание никеля отмечено в пределах сохранившейся нонтронитовой коры выветривания по гипербазитам, не выходящим на поверхность. Целью исследования было решение вопроса о характере сочленения структур Атасуйского антиклинория и Нуринского синклинория, уточнение морфологии

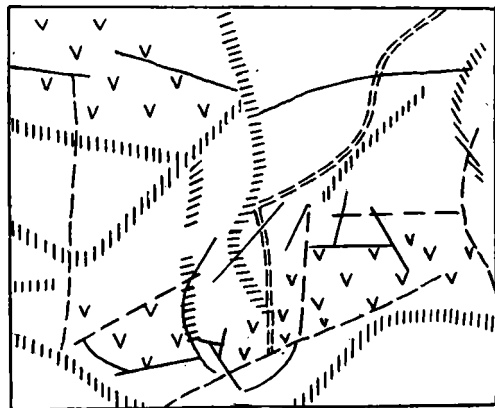
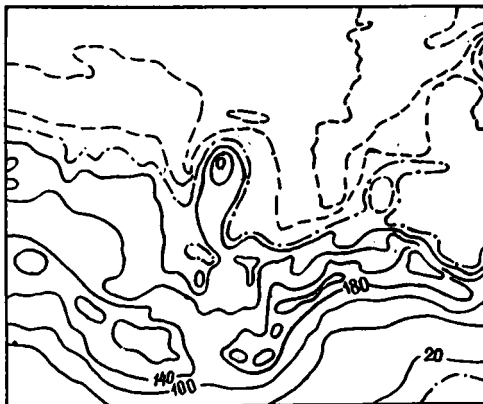
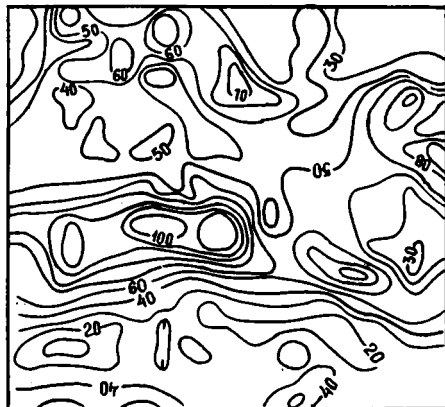
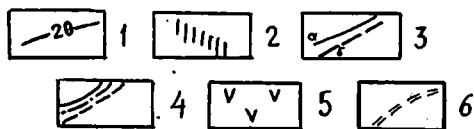


Рис. 4. Эффективность
детальных гео-
физических работ на
поисковых площадях.

1 - изолинии ко-
эффициента Пуассона;
2 - зоны повышенных
градиентов поля си-
лы тяжести; 3 - лин-
ии разломов, уста-
новленные по геофи-
зическим данным;
4 - изодинамы маг-
нитного поля; 5 -
тела серпентинитов
6 - контуры поднятых
блоков



тел гипербазитов и оценка их распространения на глубину.

Анализ карт гравитационного поля и поля V_{Σ} позволяет выделить прежде всего крупный субширотный разлом, проявленный резкой зоной градиентов, по которому южная часть опущена на 2-2,5 км. Севернее этой зоны расположена субширотная полоса интенсивных магнитных аномалий, фиксирующих выходы на поверхность тел гипербазитов. Результаты количественных расчетов свидетельствуют о том, что по обе стороны от них серпентиниты погружаются на юг и на север под породы сатыбайской и белкараганской свит до глубин 300-400 м. Характер магнитного поля центральной и восточной частей участка свидетельствует, по-видимому, о том, что породы участка представляют тектонический меланж, с которым связан механизм перемещения серпентинитов. Для выделения никеленосных карманов коры выветривания привлекают внимание аномалий ΔZ относительно меньшей интенсивности над породами, затронутыми процессами выветривания. При сравнении исходных карт с картой изолиний коэффициента Пуассона (δ) особенный интерес вызывает область повышенных значений δ в северо-западной части участка, характеризующейся спокойными гравитационным и магнитным полями со слабо выраженными аномалиями. Значения коэффициента Пуассона здесь несколько меньше, чем над серпентинитами, картируемыми в центре участка, что позволяет надеяться на обнаружение здесь неглубоко залегающих тел гипербазитов, верхние части которых значительно затронуты процессами выветривания.

Выводы

Значение геофизических исследований при проведении геологосъемочных и поисковых работ очевидно. Крут задач, решаемых геофизическими методами к каждому конкретному случаю определяется физико-геологическими особенностями района и степенью его изученности. Роль разномасштабных карт в процессе составления геологических карт двояка: с одной стороны, региональные исследования позволяют в самом общем виде установить связь полей с конкретными структурами и обеспечить их надежной геологической интерпретацией, а данные крупномасштабных площадных и особенно детальных профильных наблюдений позволяют дать точные количественные характеристики (оценку глубин залегания и мощностей отдельных комплексов, морфологию контактов и т.д.). С другой стороны, используя только региональные поля, далеко не всегда удается прийти к пра-

вильному объяснению геологической природы тех или иных аномалий, в то время, как при анализе данных более детальных геолого-геофизических работ она не вызывает сомнений. Становится ясной необходимость работ по переинтерпретации геофизических данных на новой геологической основе. Результаты совместной геолого-геофизической интерпретации в ряде случаев заставляют пересмотреть существовавшие представления и имеют весьма важное значение не только для понимания черт геологического строения, но и для поисковых оценок территорий.

Литература

Геофизические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1971.

Никитин А.А. Использование статистической теории обнаружения сигналов для выделения слабых геофизических аномалий. - Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1967, № 5.

Средний и верхний палеозой

Стратиграфия и условия образования силурийских отложений Нуринаского синклиналиа и Шидертинской впадины (Э.М.Беликовская, Е.А.Билленко, А.А.Маринков, А.В.Рязанцев, С.П.Сигачев, Г.Т.Ушатинская)	3
--	---

Среднепалеозойский магматизм южной части Сарысу-Тенизского поднятия (В.Н.Завражнов, Н.Л.Чечик, Т.О.Федоров, О.М.Володина, Д.К.Фролов)	18
---	----

Основные черты строения девонской вулканогенной серии юго-западной ветви Казахстана краевого вулканического пояса (А.П.Урываева, Н.П.Четверикова)	37
---	----

Литология и условия накопления нижнего девона Нуринаского синклиналиа (И.А.Пославская, Г.Т.Ушатинская)	58
--	----

Новые данные по стратиграфии девона Шидертинской впадины (Ю.Ф.Кабанов, С.П.Малиновская, А.В.Рязанцев, Л.А.Щеголева, А.Л.Юрина)	69
--	----

Проблемы стратиграфии фаненских и каменноугольных отложений Центрального Казахстана (Н.В.Литвинович, М.В.Мартынова, Т.Н.Воронцова, Н.Ф.Чумакова)	85
--	----

Некоторые закономерности условий и масштабов углеобразования в раннем карбоне в северной части Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива (Г.Г.Аксенова, В.М.Бекман, Н.Д.Габай, Л.Ф.Думлер, Ю.Ф.Кабанов, И.В.Орлов)	106
--	-----

Позднепалеозойский магматизм Северного Прибалхашья - новые данные и проблемы (Ал.В.Тевелев, И.Л.Дорохов, И.А.Кошелева, А.М.Курчавов, Л.Ф.Мигдисова, М.Н.Шербакова)	121
--	-----

Тектоника

Структурная контрастность складчатых систем - тектонофаии, структурная зональность, количественная оценка деформаций (Е.И.Паталаха)	134
---	-----

Строение Спасского надвигового пояса и его южного обрамления (О.Е.Беляев, Ю.А.Зайцев, Н.Н.Сигачева, А.Ф.Читалин)	148
--	-----

Реликты протерозойских и раннепалеозойских структурных форм и реконструкция тектонической истории Джунгарского Алатау (А.Г.Дубовский, И.И.Никитченко, А.Я.Смирнова).	169
--	-----

Металлогения и вопросы методики исследований

Геологические условия образования фаненских железомарганцевых месторождений Центрального Казахстана (А.Б.Веймарн, В.И.Капсамун)	180
---	-----

Рудные формации цветных металлов (меди, свинца, цинка) восточной части Центрального Казахстана и некоторые проблемы их изучения (Е.Ф.Бурштейн, М.П.Щебуняев). . .	199
---	-----

Использование геофизических данных для решения задач региональной геологии при крупномасштабных геологических съемках (Г.В.Генералова, С.А.Игонина, Т.П.Ланда, А.Е.Попова, Т.Б.Соколова, В.В.Сухин, И.В.Юнаковская).	221
--	-----

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Книга 2.

Вопросы геологии среднего и верхнего палеозоя,
тектоники и металлогении

Заведующая редакцией И.И.Шехура

Редактор Е.Е.Сура

Технический редактор Е.Д.Захарова

Подписано к печати 24.10.80 Л-113106 Формат 60х90/16

Бумага тип. № 3. Усл. печ. л. 15,0+3 вкл. (0,75).

Уч.-изд. л. 14,74. Тираж 660 экз. Зак. 2019 Цена 1 руб.

Заказная

Издательство Московского университета

103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.

Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы

1 руб.



**Издательство
Московского университета**