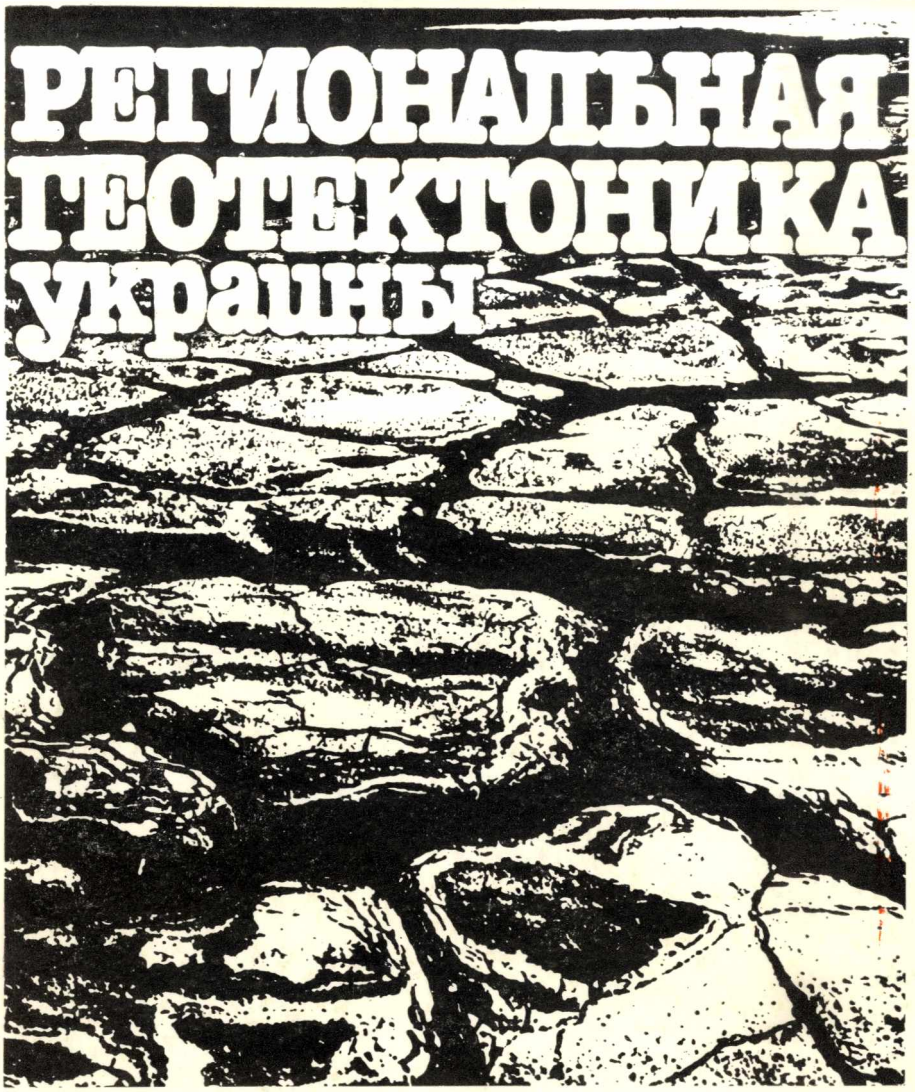
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА УКРАШНЫ



А.Я. РАДЗИВИЛЛ
В.Я. РАДЗИВИЛ
В.С. ТОКОВЕНКО

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ НЕОГЕЯ

НАУКОВА ДУМКА

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА УКРАИНЫ

А.Я.РАДЗИВИЛЛ
В.Я.РАДЗИВИЛ
В.С.ТОКОВЕНКО

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ НЕОГЕЯ

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР В.Г.БОНДАРЧУК

НАУКОВА ДУМКА

КИЕВ 1986

УДК [(551.243:552.11) : (551.21:551.8)](477)

Тектоно-магматические структуры неогея (Региональная геотектоника Украины) / Радзивилл А.Я., Радзивил В.Я., Токовенко В.С. – Киев : Наук. думка, 1986. – 160 с.

В монографии впервые обобщены материалы по тектоно-магматическим структурам неогея территории УССР. Охарактеризованы основные этапы вулканизма и формирования тектоно-магматических структур в связи с тектоническим развитием региона. Дано систематическое описание основных типов тектоно-магматических структур, выделены и охарактеризованы их соподчиненные ряды, рассмотрены вопросы классификации.

Приведены сведения о соотношениях разнопорядковых тектоно-магматических структур с дизъюнктивными и пликативными дислокациями, показана их роль в строении и формировании континентальной земной коры, рельефа. Намечены тектоно-магматические предпосылки поисков месторождений полезных ископаемых.

Для геологов всех специальностей, а также преподавателей и студентов вузов геологического профиля.

Ил. 26. Табл. 4. Библиогр.: 280 назв.

Рецензенты В.В.Науменко, В.В.Плошко

Редакция литературы о Земле

Р 1904030000-381 297-86
М221 (04)-86

© Издательство "Наукова думка", 1986

ПРЕДИСЛОВИЕ

Необычайно разнообразна гамма магматических пород, развитых в геологической структуре неогея Украины. Также разнообразно тектоническое положение магматических образований различного состава и возраста, основные закономерности которых, выявленные в результате исследований одного из наиболее полно изученных районов Советского Союза, выходят за рамки региональных и приобретают общегеологическое значение.

История изучения магматических образований Украины имеет более чем столетний период, и ее начало связано прежде всего с исследованиями древнейших кристаллических пород Украинского щита, а также позднепротерозойских базальтов Волыни. Фрагментарные сведения пополнялись в связи с совершенствованием технических средств, систематизацией этих сведений как по платформенной, так и по горноскладчатой части территории. В результате буровых и геофизических работ были открыты и оконтурены целые провинции развития погребенных вулканоструктур Волыно-Подольской плиты и Днепровско-Донецкого грабена.

Накопленный в течение десятилетий огромный материал по магматическим породам Украины систематизировался в основном в направлении петрографических и петроструктурных обобщений. Еще в первых классических работах А.П.Карпинского, В.Д.Ласкарева, Н.И.Безбородько, Н.Н.Тетяева были сделаны попытки увязать магматические процессы с историей геологического развития структуры региона. По мере накопления и обобщения материалов исследований формировалось самостоятельное направление в геологической науке – структурная палеовулканология.

В теории тектоорогении В.Г.Бондарчука тектоно-магматические структуры рассматриваются в связи с формированием геологических оболочек земного шара как одного из главных явлений геосинклинального процесса и превращения глубинного вещества мантии в минеральные комплексы вулканических (магматических), осадочных и метаморфических толщ. Н.П.Семененко на основании данных геохронологии и мелкомасштабных картографических обобщений обосновывает наиболее значительные этапы магматической деятельности в складчатых и платформенных структурах Украины. Основные положения этих разработок стимулировали дальнейшее развитие исследований магматических комплексов глубокого докембрия и неогея.

Новый импульс развитию тектоно-магматических реконструкций дала разработка методики реставрации фациально-зонального строения вулканов и палеовулканов. На материалах вулканоструктур неогея Закарпатья Е.Ф.Малеев показал колоссальные возможности метода. Усовершенствованный метод прошел проверку практикой на материалах восточных районов СССР и прежде всего на материалах Охотско-Чукотского вулканического пояса (Е.К.Устиев, Г.М.Фремд, Е.А.Святловский и др.).

Палеовулканологические реконструкции в пределах Украины и других районов СССР показали их перспективность как для обнаженных, достаточно эродированных районов, так и для закрытых, преимущественно платформенных областей.

Монография И.В.Лучицкого "Палеовулканология" стала в методологическом и организационном отношениях большим событием в геологии магматических образований. Всесоюзные симпозиумы по палеовулканологии и вулканологии способствовали широкому распространению идей палеовулканологических реконструкций и новых методик. Кроме того, был обобщен и переинтерпретирован огромный фактический материал по всем регионам Советского Союза. Он использовался при построении палеовулканологических карт СССР м-ба 1 :5 000 000, составление которых завершено в 1984 г.

Проведение на Украине V палеовулканологического симпозиума (г.Черкассы, 1981 г.) сыграло значительную мобилизующую роль на новом этапе глубинного геологического картирования и поисков полезных ископаемых, положило начало ряду научно-исследовательских разработок.

Наибольшие успехи в палеовулканологических построениях достигнуты на материалах фанерозойских относительно слабо измененных вулканитов и вулканических структур. Для глубоко метаморфизованных толщ докембрия выработка методики палеовулканологических реконструкций представляет собой многотрудную, но пока еще до конца не разрешенную задачу. Как показало обсуждение этой проблемы на II палеовулканологическом симпозиуме (г.Петрозаводск, 1975 г.). намечаются обнадеживающие перспективы. Многими исследователями была показана возможность применения ос-

новных методов палеовулканологических реконструкций, апробированных на фанерозойских объектах, и при исследовании образований глубокого докембрия.

Круг вопросов, поднятых в настоящей монографии, относится к истории развития тектоно-магматических структур фанерозоя и позднего докембрия. Палеотектонические и палеовулканологические реконструкции образований различного возраста и состава, а также различного ранга не в одинаковой мере обеспечены достаточным количеством исходного материала как в силу неравномерной изученности территории, так и из-за различной сложности строения. Например, для неогеновых вулканоструктур Закарпатья, в достаточной степени открытых и охарактеризованных значительным количеством скважин и других горных выработок, возможны палеовулканологические реконструкции, обоснованные на любых структурных уровнях. И в этом отношении Закарпатье для Украины является районом, где решаются многие методические и методологические приемы и где возможно применение при ретроспективных построениях комплекса геолого-геофизических данных с использованием аэрофото- и космоснимков. Детальные реконструкции отдельных вулканоструктур Горного Крыма также произведены на основании достаточно полного фактического материала. Это в какой-то мере относится и к вулканитам южного борта Донецкого складчатого сооружения.

Большая же часть вулканоструктур Украины относится к погребенным: мел-палеогеновые образования Среднеднепровской тектоно-магматической структуры центральной части Украинского щита, юрские депрессии южного склона Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), девонские тектоно-магматические структуры Днепровско-Донецкого грабена (субгеосинклинали), образования Предгалицийской вулканической краевой системы венда (Волыно-Подольская плита) и ранне-, среднерифейские тектоно-магматические структуры Украинского щита. При палеовулканологических реконструкциях погребенных структур возможности использования дистанционных методов несколько ограниченны, возрастает роль геофизических методов, в том числе и различных видов каротажа глубоких скважин. Основным источником получения прямого геологического материала являются скважины. Определяющими в изучении вещественного состава и выделении фаций вулканитов выступают петрохимические и петрографические исследования.

Систематические исследования тектоно-магматических структур в Институте геологических наук АН УССР проводятся на протяжении многих лет, однако палеовулканологические реконструкции заняли ведущее место в комплексе методов только в последнее десятилетие. Они позволили обобщить обширный материал в пределах юго-западной части Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления на новой единой основе, проследить структурную приуроченность магматизма различного типа, эволюцию магматических образований палеовулканических провинций во времени и пространстве, изменение их металлогенической роли и наметить те проблемы, которые предстоит решать в связи с возникшими задачами геологической науки и практики на новом этапе комплексного изучения структур земной коры различной глубинности и различных рангов.

Кроме материалов личных исследований авторов и руководимых ими коллективов в работе использованы данные организаций министерств геологии СССР и УССР, институтов АН СССР и УССР. Значительная их часть получила новую трактовку в систематизированных данных по палеовулканизму Украины. Это касается прежде всего вопросов взаимосвязи тектоно-магматических структур различных рангов, стиля их развития, отражения в рельефе и палеорельефе, взаимоотношения глубинных и поверхностных структур, металлогенической специализации. Затронуты вопросы связи эпох углеобразования с эпохами тектоно-магматической активизации.

В широком развертывании научно-исследовательских работ по реконструкции тектоно-магматических структур на Украине большую роль сыграли академики АН УССР В.Г.Бондарчук и Е.Ф.Шнюков. Неоценимую помощь и поддержку в работе мы получали от член-корреспондента АН СССР И.В.Лучицкого.

В оформлении монографии принимали участие Л.В.Кушнир, Л.В.Егорова, Е.Н.Минько, С.В.Чернявский, А.А.Мироненко, сотрудники фотолаборатории ИГН АН УССР и картбюро ОП ИГН АН УССР.

Всем лицам, способствовавшим завершению работы, авторы выражают искреннюю благодарность.

ГЛАВА 1

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРУКТУРНО-ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТЕРРИТОРИИ УССР. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНОЛОГИЯ

Палеовулканология как самостоятельное научное направление окончательно оформилась после выхода фундаментального двухтомного труда И.В.Лучицкого "Основы палеовулканологии" [133]. Возникновение этого направления и бурное его развитие в последние два десятилетия обусловлены запросами практики геологопоисковых и разведочных работ, представляющей все более убедительные данные о тесной связи рудообразования с магматической деятельностью прошедших геологических эпох. Палеовулканологические исследования имеют и большое теоретическое значение, так как они существенно расширяют познания глубинного строения Земли.

И.В.Лучицким [132, 133] определен широкий круг вопросов, стоящих перед палеовулканологией как учением "... о древних вулканах и вообще о вулканической деятельности геологического прошлого нашей планеты..." [133, с.8]. Основные из них – исследование тафономии вулканов, существовавших в минувшие геологические эпохи, изучение вулканических фаций и формаций, различного рода палеовулканологические реконструкции (определение типа вулканических извержений, выяснение морфологии вулканических построек, реконструкция древних вулканических областей, воссоздание истории вулкани-

ческой деятельности, определение энергетики и изучение экологии древних вулканов, восстановление морфологии и закономерностей размещения глубинных и периферических магматических очагов). Выяснение этих вопросов поможет разрешить одну из кардинальных и многоплановых проблем геологии – отношение вулканизма к тектонике.

Нами изложены результаты исследований по ряду проблем, которые можно объединить под общим названием "структурная палеовулканология".

Структурная палеовулканология находится в настоящее время на начальных стадиях развития. Одна из главных задач, стоящих перед ней на данном этапе, – всесторонняя характеристика объектов ее изучения, их систематика и классификация. Важными предпосылками для решения этой задачи являются изучение конкретных вулканических районов и областей, связанных с магматической деятельностью структур, их сопоставление, выделение устойчивых признаков и, наконец, выработка понятий.

Определение иерархических рядов тектоно-магматических структур возможно лишь на базе структурно-палеовулканологических реконструкций, т.е. необходимо выяснение морфологии отдельных вулканических построек, их групп, изучение экологии древних вулканов. Реконструкции высокой детальности должны быть обеспечены определенным минимумом геологических, структурно-геоморфологических, геофизических и других данных и возможны только для отдельных, хорошо изученных регионов. В пределах Украины к таким районам относятся Закарпатский прогиб, а также ряд структур Украинского щита и его склонов, Донбасса, Днепровско-Донецкой впадины. Изучение структур в этих районах дает возможность решать вопросы связи магматизма с тектоникой на качественно новом уровне, т.е. на основании взаимоотношения высокопорядковых объектов – отдельных блоков, разломов, а также вулканических построек различного ранга и т.п.

И.В.Лучицкий подчеркивал, что проблема отношений магматизма и тектоники "... должна разрабатываться на основе изучения реальных хронологических данных о вулканизме и сравнения их с теми данными, которые характеризуют последовательное развитие конкретных геологических структур... Требуются исследования действительно наблюдаемых отношений между двумя рядами явлений, тектонических и вулканических, опирающиеся в обоих случаях на строгие хронологические данные" [133, с.355]. Поэтому она на определенном уровне и с определенной обоснованностью и полнотой (в зависимости от степени изученности) решается для всех вулканических районов УССР. Одним из важнейших аспектов проблемы отношения вулканизма и тектоники является выяснение в каждом конкретном районе пространственного размещения глубинных магматических очагов и поверхностных вулканических построек, особенностей их развития в зонах глубинных разломов; это является комплексной задачей и требует совместной комплексной интерпретации вулканологических, палеовулканологических и тектонических материалов. Круг этих исследований хорошо определен Н.П.Херасковым [254, с.57]: "... в некоторых типах крупных тектонических структур, для которых следует предполагать глубинное заложение, на определенных стадиях развития появляются магматические очаги или аналогичные им образования, а также подводящие каналы, с помощью которых магма или растворы поднимаются вверх и аккумулируются в некоторых частях глубинной структуры. Задачей тектониста является выделение и изучение этих глубинных структур, а также систематизация более мелких структур, заключающих магматогенные образования, не только по их морфологии, но и в зависимости от того, составным элементом какого типа глубинных структур они являются и какие части этих глубинных структур они представляют". Вполне очевидно, что подобные задачи можно решать только на базе площадных, систематических реконструкций тектоно-магматических структур различного ранга.

Вулканические районы (прежде всего, Закарпатье), хорошо изученные на глубину бурением и геофизическими методами, являются полигонами для изучения следующих конкретных проблем:

а) строение корневых зон вулканов и магматических очагов, в первую очередь приповерхностных магматических камер;

б) соотношение наземных, субвулканических и гипабиссальных магматических образований и связанных с ними структурных форм;

в) тафономия вулканов.

Исследование последней проблемы позволяет установить основные особенности строения покровного чехла над погребенными тектоно-магматическими структурами

и решать на этой основе обратную задачу – выработку критериев прогноза этих структур. Разработка приемов прогноза и реконструкции погребенных тектоно-магматических структур, как правило, потенциально рудоносных, по проявленным в перекрывающем их чехле признакам на эмпирическом уровне имеет несомненное значение для повышения эффективности геологопоисковых работ. Кроме того, появляется возможность определить длительность и форму существования тектоно-магматических структур различного ранга как индивидуализированных объектов после угасания магматической деятельности, их эволюцию. На важность изучения вопросов эволюции указывал И.В.Лучицкий: "Сложная жизнь вулканов определяет их индивидуальные особенности не только в период активности, но и после угасания, вследствие чего каждый из них обладает своеобразными чертами, требующими специального изучения" [133, с.196]. Структурно-палеовулканологические реконструкции являются необходимой основой металлогенических прогнозов в вулканических районах, с которыми связан основной фонд эндогенных полезных ископаемых.

Основные задачи структурной палеовулканологии фанерозоя Украины решаются на основе палеовулканологических реконструкций. Их методика разработана в трудах В.И.Влодавца, И.В.Лучицкого, Е.Ф.Малеева, Г.М.Фремда, В.С.Коптева-Дворникова и др., выполнивших пионерские работы на конкретных объектах, которые являются классическими.

Создание палеовулканологических реконструкций представляет собой сложный и трудоемкий процесс анализа и синтеза разноплановой материала. Соотношение методов, их значимость и очередность изменяются в зависимости от конкретной обстановки отдельных районов. Так, при реконструкциях слабо эродированных вулканических построек на первый план выступает фациальный анализ вулканогенных образований. При реконструкции корневых частей палеовулканов определяющее значение приобретает изучение морфологии субвулканических и гипабиссальных тел, их пространственного положения, взаимоотношения между собой и с вмещающими породами.

Нами были проведены обобщения материалов по наиболее полно изученным территориям, в результате чего выделены основные типы высокопорядковых структур и установлены их основные структурно-морфологические признаки на различных глубинных уровнях, в том числе и на приповерхностных, в структурном и аккумулятивном рельефе. Прогноз подобных образований на сравнительно слабо изученных участках, с учетом установленных для них признаков на приповерхностных уровнях, осуществлялся на основании комплексного анализа геологических, геофизических и геоморфологических данных. При "увязке" высокопорядковых структур в более крупные ансамбли первостепенное значение приобретают структурно-геоморфологические и геофизические методы как наиболее всеобъемлющие методы исследования [196], прежде всего дешифрирование аэрофото- и космоснимков. Геологическое дешифрирование аэрофотоснимков позволяет создать наиболее вероятный "каркас" реконструированного объекта и избежать субъективной увязки данных, полученных в результате наземных исследований.

Высокая эффективность и надежность структурно-геоморфологических и геофизических исследований, дешифрирования аэрофото- и космоснимков различного масштаба, необходимость их широкого и систематического применения даже в пределах детально изученных районов Украины обоснованы нами в ряде работ [189, 196].

Исходя из идей о вулкано-плутонических ассоциациях, которые наиболее полно и всесторонне были обоснованы и сформулированы Е.К.Устиевым [243, 244] и др., а также из положений тектоорогении [16] о единстве глубинной структуры и рельефа, объекты палеовулканологических реконструкций – тектоно-магматические структуры различного ранга – мы рассматриваем как закономерное сочетание поверхностных и плутонических образований, находящихся в неразрывном единстве. Идеи о вулкано-плутонических ассоциациях повсеместно подтверждаются материалами по Закарпатью и другим районам, где единство поверхностных, субвулканических и гипабиссальных образований часто фиксируется прямыми наблюдениями. Эти идеи могут служить теоретической базой для обоснования правомочности прогноза глубинного строения отдельных структур по ряду признаков, отчетливо выраженных на приповерхностных уровнях и легко доступных наблюдению. Взаимосвязь этих признаков с глубинным строением устанавливается эмпирически на примерах наиболее полно изученных на глубину эталонных структур.

Как справедливо подчеркнули Г.М.Фремд и В.А.Соловьев [84], стадия термино-

логических исследований, с которой сталкиваются при определении геологических объектов вообще, – это проблема иерархии. При неполном иерархическом наборе объектов необходимы разработка иерархии палеовулканологии и увязка с общей иерархией геологических объектов [84]. В этом направлении проводится значительная работа, в основном научными учреждениями Дальневосточного научного центра АН СССР [31, 84 и др.]. При дальнейшем изложении конкретного материала мы использовали в основном термины, которые приведены в указанных выше и других, опубликованных ранее справочных изданиях [48, 224], с соответствующими ссылками. В случае применения мало известных и нераспространенных терминов приводится более подробная смысловая характеристика со ссылками на применивших их впервые авторов.

Рассмотрим обоснование терминов, имеющих наиболее общее значение.

В геологической литературе структуры, в строении которых значительную, а иногда и ведущую роль играют магматические образования, обычно именуются вулканическими, магматическими, вулкано-тектоническими, тектоно-вулканическими, тектоно-магматическими. В настоящее время не вызывает сомнения тот факт, что эти структуры обладают достаточным набором специфических признаков, чтобы быть выделенными из числа других геологических объектов. Чаще всего они именуются вулкано-тектоническими. При этом термин [48] употребляется неоднозначно: в *узком смысле* – для обозначения структур, сформированных под механическим воздействием движений магматических масс в пределах верхней части земной коры, и в *широком* – как комплекс структурных форм, образующихся в связи с глубинным магмообразованием, внедрением магмы в верхние горизонты земной коры или поступлением ее на поверхность при непосредственном влиянии тектонических процессов (разломообразования, контрастных поднятий и опусканий и т.п.). Таким образом, термином "вулкано-тектонические структуры" обозначаются структуры различного размера и глубинности, в формировании которых тектонические и магматические процессы играют ведущую роль.

Для выработки общей терминологии геологических структур вулканических областей и районов необходимо решить вопрос на современном уровне знаний о соотношении магматических и тектонических процессов (движений), вулканизма и плутонизма.

В представлениях о соотношении и соподчиненности магматизма и тектогенеза нет единства взглядов. Это в значительной мере объясняется тем, что природа тектонических движений еще не выяснена. И хотя термин "тектонические движения" широко применяется в геологической литературе, его определение и понимание часто бывают расплывчатыми и неоднозначными. При таком положении целесообразно принимать наиболее распространенную, ставшую в некоторой мере традиционной, трактовку этих процессов.

Нам представляется наиболее правильным определение тектонических движений как одного из видов геологических движений [16, 17, 223]. Как механические [5] движения тектонические процессы составляют отдельную ступень в системе соподчиненных форм геологического движения [16]. Это движения земной коры и более глубоких оболочек [17, 253] высокого ранга и глобального характера.

Более определенны представления о магматических движениях. В.Г.Бондарчук [16, 17] выделяет движения пластических масс, в том числе и магм, как субтектонические; при этом подчеркивает их подчиненность тектонике. Близкие взгляды о более высоком ранге тектонических движений по сравнению с магматическими высказывались многими ведущими тектонистами нашей страны [5, 223, 253, 254].

Главенствующая роль тектонического режима в формировании магматических образований особенно удачно и образно сформулирована Н.П.Херасковым. Магматизм проявляется лишь в отдельные эпохи. Тектонические же структуры, особенно крупные, представляют собой развивающиеся геологические тела, неразрывно связанные с самим местонахождением [254].

Таким образом, различия между тектоническими и магматическими процессами (движениями) можно считать общепризнанными. Ведущая роль тектонических движений заключается в том, что они проявляются в той или иной форме и с определенной интенсивностью постоянно, в то время как магматизм имеет прерывистый характер и сравнительно локальное проявление.

Общеизвестно, что первоначально под вулканическими образованиями понимались наземные или жерловые продукты магматической деятельности. В дальнейшем термин "вулканизм" стали необоснованно [192] применять и к явлениям, связанным с образованием магмы на глубине. Это привело к нарушению смыслового значения слов-морфем при образовании новых терминов и их этимологических связей.

Между тем параллельно существует более общее понятие "магматизм", объединяющее эффузивные (вулканизм) и интрузивные (плутонизм) процессы в развитии геосинклинальных (складчатых) и платформенных областей [48], т.е. полностью соответствующее понятию "вулканизм" [192]. Общепризнанным является и термин "плутонизм" для обозначения глубинных магматических процессов.

Таким образом, "правильнее было бы говорить не только о вулкано-тектонических, но и плутоно-тектонических, или шире о магмо-тектонических явлениях и структурах" [151, с.140].

Структуры, созданные субтектоническими движениями магмы, логичнее именовать магматическими (магматогенными); при этом для обозначения поверхностных образований применять термин "вулканические". Вулканические и плутонические комплексы (структуры) тесно связаны, и их полное разделение неверно [133]. Различия в составе и строении этих образований выступают с достаточной для их разделения отчетливостью лишь при значительной разнице глубин эрозионного среза.

К магматическим (магматогенным) структурам довольно уверенно могут быть отнесены палеовулканы и их группы, кальдеры (вулканические структуры), экструзивно-интрузивно-купольные структуры, интрузии различных форм (плутонические образования), а также составные части перечисленных структур.

Структуры, сформированные тектоническими движениями, сопровождаемыми интенсивным магматизмом, выделяются под названием тектоно-магматических. Структурами такого типа являются прежде всего вулканические пояса, протяженные тектоно-магматические линейные зоны. Ведущая роль тектонических процессов в их формировании не вызывает сомнений.

Ранее нами было показано [191, 192, 195 и др.], что признаки тектонических движений наиболее отчетливо проявляются в структурах высокого ранга, а признаки магматических структур – в объектах наиболее высокопорядковых, т.е. уверенно диагностируемые структуры этих двух групп занимают крайние позиции в иерархическом ряду. Структуры (преимущественно изометричные или полигональные) размером в первые десятки километров (10–30 км) в конкретных районах имеют признаки тектоно-магматических (сравнимы с вулкано-тектоническими структурами 1-го типа, по Г.М.Фремду) или магматических (структуры 2-го типа, преимущественно кальдеры проседания).

ГЛАВА 2

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Позднепротерозойский (байкальский) этап активизации

В последнее время наметились два этапа тектоно-магматической активизации Украинского щита в позднем протерозое: на границе раннего и среднего рифея (1400–1200 млн. лет) и в конце позднего рифея – начале палеозоя (700–500 млн. лет). Если образования второго этапа изучены достаточно полно, то образования первого представляются пока еще не четко и с трудом отделяются от более ранних кристаллических комплексов основания.

Наиболее древние наплатформенные образования, в том числе и магматические, изучены недостаточно (тектоническое положение, возраст, состав, фации); их позиции в структуре юго-западной части Восточно-Европейской платформы остро дискуссионны. Выделяются два структурно-стратиграфических комплекса в составе этих образований: овручский и полесский. Овручский комплекс, включающий толкачевскую и белокоровичскую свиты, принимался, согласно существующим представлениям [76, 166, 171, 226 и др.], как более древний по отношению к полесскому.

Анализ материалов, полученных на протяжении 1976–1980 гг., позволил по-иному трактовать развитие тектоно-магматических структур позднего протерозоя [76]. Для возрастной корреляции образований часто недостаточно прямых данных, в связи с чем ис-

пользовались косвенные признаки: единство структурного плана, подобие структур, подчиненных этому плану, близость состава толщ и, возможно, палеогеографических условий седиментации, близость значений радиогеохронологии и возраста комплексов захороненных в них древнейших организмов.

Ранний – средний рифей

На севере щита и его склонов (рис. 1) выделяется Полесско-Овручская полоса северо-восточного простирания, в которой прерывисто прослеживаются прогибы, выполненные образованиями полесской и овручской серий, а также додевонскими кварцитами проблематичного возраста в районе г.Чернигов (в пределах Брагинско-Черниговского выступа Днепровско-Донецкой впадины). Здесь развиты интрузивно-метасоматические комплексы Коростенского плутона, породы осницкого комплекса и Пержанской зоны. Это крупный тектоно-магматический элемент раннего этапа развития эпигенетических платформенных структур [76, 166].

По космическим снимкам нам удалось установить, что образования овручской серии взаимосвязаны с комплексами Коростенского плутона и образуют единую кольцевую структуру (рис. 2). Возможно к ней приурочены и образования осницкого комплекса.

Возникает как бы связующее звено между краевыми эффузивами готид и интрузивными фациями, развитыми в пределах стабилизированных положительных структур щита. Необходимо отметить, что повсеместно кислые интрузивные массы избирательны по отношению к сопряженным структурам. Как правило, они развиты за пределами вулканических поясов и тяготеют к краевым частям срединных массивов или жестких платформ. Торцевые сочленения тектонических и тектоно-магматических элементов вулканических

Рис. 1

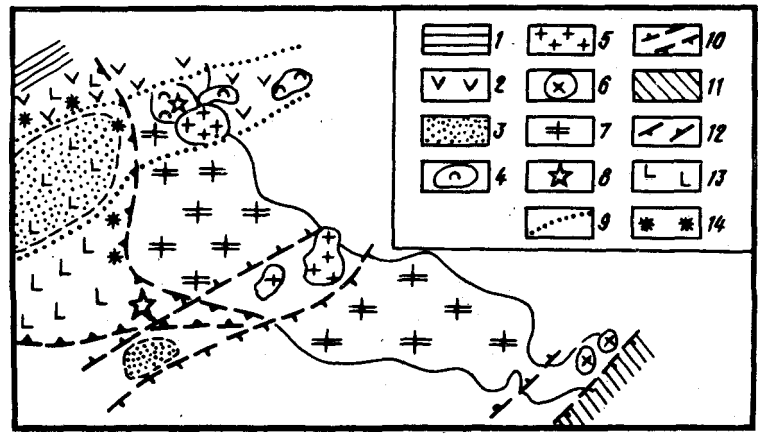


Схема взаимоотношений тектонических и тектоно-магматических структур ранне- и позднебайкальской активизации юго-западной части Восточно-Европейской платформы:
1 – складчатые структуры готид; *2* – вулканический краевой пояс готид; *3* – красноцветные молассы и аркозы; *4* – кальдеры и вулканические депрессии; *5* – коростенский интрузивный комплекс; *6* – щелочные породы Приазовья; *7* – метаморфические комплексы Украинского щита; *8* – центры рифейского (возможно, более позднего) вулканизма; *9* – граница Полесско-Овручской зоны; *10* – границы Подольско-Новомиргородского и Приазовского тектоно-магматических поднятий; *11* – структуры южного складчатого обрамления платформы; *12* – границы базальтовых полей венда Предгалицийской вулканической краевой системы; *13* – вулканиты основного состава; *14* – наиболее вероятные центры Брестско-Шепетовской вулканической дуги

поясов и смежных складчатых зон или срединных массивов – одна из наиболее характерных тектонических черт краевых структур. Подобные взаимоотношения возникают при сочетании продольных и поперечных разрывов Охотско-Чукотского вулканического пояса [67], а также краевых структур поздних байкалид, киммерид и альпид юго-запада Восточно-Европейской платформы [178].

Разрывные зоны, сопряженные со складчатыми зонами и поясами и параллельные им, контролируют в составе вулканогенного пояса структуры наиболее крупного ранга.

Поперечные к ним структуры подчинены генеральным, усложняют их и имеют свою продольную зональность.

По-видимому, торцевые структуры вулканических поясов на границе с молодыми платформами и срединными массивами имеют тот же генезис, что и "внутренние углы платформ" или "поперечные краевые системы", по Н.С.Шатскому [271].

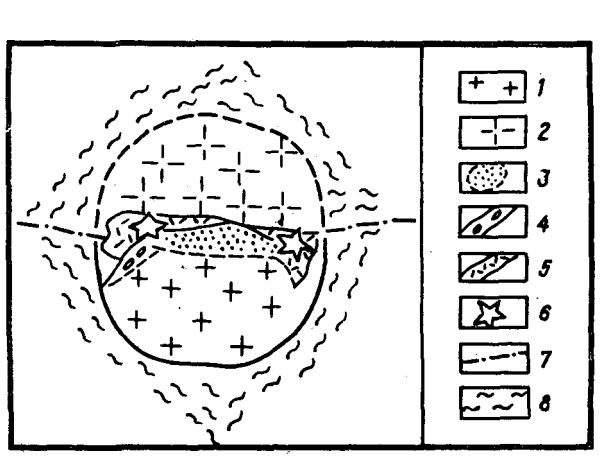
На этой структурной основе наметилась тектоническая и генетическая близость глобальных структур углеродистых формаций и углеобразования с планетарными вулканическими поясами.

Формирование вулканического краевого пояса готид и интрузивных образований Коростенского плутона завершило собой раннепротерозойский этап развития Украинского щита. Последующая позднепротерозойская активизация привела к взламыванию и переработке более древних образований, формированию сводовых поднятий, раскрытию присводовых грабенов, заложению структур типа авлакогенов. Внедрение малых интрузивных тел и даек ультракислых лейкократовых гранитов, сопоставимых с черкасскими, сопровождалось активным кремнещелочным метасоматозом, образующим крупные ореолы калишпатизации в пределах зон тектоно-магматической активизации.

В структурной полосе северо-восточного простирания эффузивно-терригенные толщи овручской серии и магматические тела Сущано-Пержанской зоны прослежены в юго-западном направлении по геолого-геофизическим и космогеологическим данным на сотни километров в пределах Волыно-Подольской плиты [76, 166]. Эта длительно развивающаяся тектоно-магматическая зона проявляется также в новейших структурах – в цепи возвышенностей Кременецких, Гологор, Вороняков.

Данные дешифрирования космических снимков ИСЗ "Метеор" позволили нам рас-

Рис. 2



Коростенско-Припятская кольцевая тектоно-магматическая структура:
1 – коростенский интрузивный комплекс Украинского щита; *2* – то же, в Припятском прогибе (сплошной контур кольцевой структуры на щите, пунктирный – в прогибе); *3* – образования Овручского грабена (кварцитопесчаники); *4* – конгломераты Белокоровичского грабена; *5* – кислые вулканиты и пластовые тела; *6* – центры Западно-Овручского и Восточно-Овручского вулканов; *7* – срединный разлом, рассекающий Коростенско-Припятскую структуру на северную и южную части; *8* – гнейсы и магматиты Украинского щита

познать наложенный характер Овручской грабен-синклинали по отношению к тектоно-магматическим структурам Коростенского плутона и Сущано-Пержанской зоны. Грабен-синклиналь приурочена к срединной части крупного изометричного (см. рис. 2) свода, претерпевшего к тому времени глубокий эрозионный срез экзоконтактовой зоны до вскрытия гранитов рапакиви.

Таким образом, этап нового структурообразования, осадконакопления и магматизма был отделен от этапа формирования тектоно-магматических элементов краевого пояса готид, по-видимому, значительным геологическим временем, на протяжении которого произошли размыв большей части кровли плутона, раскрытие на его своде (в теле рапакиви) Овручской грабен-синклинали, а также формирование пластовых инъекций и потоков збраньковской свиты, пирокластических пирофиллитовых прослоев толкачевской свиты.

Белокоровичская грабен-синклиналь подчинена Овручской, имеет меньшие размеры, иное простирание и является как бы оперяющей разрывной структурой, усложняющей основную. Раздвоения, ветвления и другие усложнения морфологии флангов весьма характерны для различного рода рифтов [152, 261]. Эта особенность позволяет предполагать

наличие аналогичной структуры северо-западного простирания на западном фланге Овручской синклинали и двух подобных структур на ее восточном окончании (см. рис. 2). Глубина их среза, а также последующие перестройки могли быть иными, а значит, могут быть иными и современные структурные признаки.

Песчаники и кварциты толкачевской свиты распространены в полосе от г.Овруч до с.Усово. Им подчинены конгломераты, пирофиллитовые сланцы и эффузивные породы. Характерны ритмичная слоистость песчаников и кварцито-песчаников, красные и розовые тона окраски. В обломках преобладает кварц с примесью, иногда значительной, полевых шпатов.

Породы белокоровичской свиты отличаются более светлой окраской, большим количеством конгломератов и грубозернистых песчаников, грубой ритмичностью. Количество обломочных полевых шпатов увеличивается, и песчаники по составу приближаются к аркозовым. Кварцитовидных разностей меньше, метаморфизм ниже, чем у овручских песчаников.

Еще менее метаморфизованы красноцветные ритмично-слоистые алеврито-песчаные толщи полесской серии. В составе обломков преобладает кварц, но примесь полевых шпатов значительна. В некоторых слоях песчаники по составу приближаются к аркозовым.

Можно предположить синхронное формирование на протяжении рифея вулканогенно-осадочных образований и субвулканических пластовых внедрений основного и кислого состава Овручской синклинали в условиях тектоно-магматических поднятий, усложненных кальдерами, и полесской серии в условиях прогиба, где магматизм и гидротермальная деятельность проявились слабо или вовсе не проявились. Отсюда различная степень диагенетических и катагенетических преобразований пород по простиранию Полесско-Овручской полосы.

Широкое развитие кварцевых порфиров, гранодиорит-порфиров в пределах Овручской и Белокоровичской грабен-синклиналей ставит перед геологами задачи более детальных палеовулканологических и тектоно-магматических реконструкций. Наличие обломков кварцевых порфиров в конгломератах белокоровичской свиты, залегание их в виде субвулканических тел в тех же и более молодых образованиях, рвущие контакты с телами основного состава и наряду с этим пересечение кварцевыми порфирами диабазов свидетельствуют о сближенности процессов вулканизма и осадконакопления в условиях длительно живущей тектоно-магматической структуры. Намечается расположение по северной периферии сложного Коростенского плутона (по периметру кольца в диаметре до 140 км) двух тектоно-магматических узлов – Западно- и Восточно-Овручского [76]. С ними, по-видимому, связаны гидротермальные изменения пород белокоровичской и овручской серий. Целесообразно основное внимание сосредоточить на реконструкциях и картировании кольцевых и радиальных элементов тектоно-магматических структур.

В связи с этим необходимо снова обратиться к данным космоснимков ИСЗ "Метеор". Овручская грабен-синклиналь, находящаяся в средней части кольцевой структуры, разделяет ее по диаметру почти на две равные части – северную, погребенную под толщами осадочного покрова Припятского прогиба, и южную, представленную Коростенским плутоном в его современном срезе. Кольцевую структуру, составными частями которой являются Коростенский плутон и Овручская грабен-синклиналь, есть основание считать, по аналогии с Корсунь-Новомиргородским плутоном, тектоно-магматическим элементом, разделенным в позднем протерозое и палеозое на два блока, глубина эрозионных срезов и история развития которых неодинаковы в палеозое.

Дальнейшее изучение позднепротерозойских и палеозойских разрезов на южном склоне Припятского прогиба в пределах северной части Коростенско-Припятской кольцевой тектоно-магматической структуры с применением глубокого бурения и геофизических исследований может дать новые надежные данные для правильного понимания направления развития геологических событий в конце протерозоя – начале палеозоя. В частности, северная половина кольцевой структуры представляет интерес для поисков в ее пределах наиболее ранних платформенных погребенных россыпей.

Другая зона наиболее ранних тектоно-магматических структур северо-восточного простирания выделяется в интервале от Подольского выступа до северных оконечностей Корсунь-Новомиргородского плутона. В этой полосе южнее Подольского выступа на территории Молдавской ССР известны довольно поздние образования кристаллических пород с повышенным содержанием калия [76, 166, 275 и др.]. Их изотопный возраст 1280–

1400 млн. лет. Аркозовые и существенно кварцевые и кварцитовидные песчаники доволынского возраста маломощны, их выходы фрагментарны. В связи с устойчивыми поднятиями Подольского выступа и центральной части Украинского щита здесь, по-видимому, не было условий для образования значительных по амплитуде прогибания и по площади структур седиментации. Предполагается, что Корсунь-Новомиргородский плутон как тектоно-магматическая структура (свод) развивался одновременно с полесско-овручскими депрессиями и кальдерами.

Приазовская полоса представлена кислыми и щелочными плутоническими и метасоматическими ассоциациями, а также роями даек основного состава. Их вмещают железистые кварциты и глубоко метаморфизованные кристаллические породы – гнейсы и мигматиты. Приазовская тектоно-магматическая зона рифейского (?) возраста могла развиваться как краевая структура на юге Восточно-Европейской платформы, наложенная на раннепротерозойские тектоно-магматические комплексы. Ее возможное простирание в пределах Причерноморской плиты – юго-западное (залив Сиваш, северо-западная часть Черного моря).

Образования осадочно-вулканогенного платформенного покрова Украинского щита и его склонов, представленные красноцветными полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, кварцитовидными песчаниками и кварцитами (в том числе и железистым), тесно связаны в пространстве и, по-видимому, во времени с вулкано-плутоническими ассоциациями основных, кислых и щелочных магматических ассоциаций IV докембрийского мегацикла (по Н.П.Семененко). Эти ассоциации естественно объединить в раннебайкальский структурно-стратиграфический комплекс, сформировавшийся в доволынское время. Его нижняя возрастная граница может оказаться скользящей во времени, но она приближается к верхам раннего – низам среднего рифея.

По данным работ [47, 180, 181], восточная контактовая зона Корсунь-Новомиргородского плутона представляет собой крупную тектоно-магматическую зону, в составе которой выделяются малые интрузивные тела и дайки верхнепротерозойских ультракислых гранитов, названных нами черкасскими [47, 180]. Эта зона входит в состав Подольско-Корсунской полосы. Характеристики черкасских гранитов, форма и размеры интрузивных тел, взаимоотношения с позднепротерозойскими комплексами и их металлогеническая роль приведены далее по материалам А.Я.Радзивилла и А.С.Гамзеева [47, 180, 181 и др.]. Геолого-геофизические и геохимические данные с использованием лабораторных методов и дистанционных исследований были синтезированы в серии новых геолого-структурных и структурно-формационных средне- и крупномасштабных карт. На них отражены взаимоотношения различных интрузивно-метаморфических образований с черкасскими гранитами и выделены наиболее перспективные на эндогенные полезные ископаемые структуры и комплексы пород.

Структуры, на материалах которых построены макеты малых интрузивных тел и даек ультракислых черкасских гранитов и сопровождающих их зон метасоматитов, охватывают площадь более 3 тыс. км^2 в восточной контактовой зоне Корсунь-Новомиргородского плутона. Этот регион достаточно полно и равномерно изучен. Количество пройденных здесь скважин, в том числе и глубоких, значительно больше, чем в любом другом районе плутона. В регионе представлены практически все разновидности пород интрузивных, метасоматических и метаморфических комплексов Украинского щита.

Нами предпринята попытка оценить масштабы развития черкасских гранитов в пределах всего Корсунь-Новомиргородского плутона, а также в смежных с ним структурах, используя новые структурно-формационные карты.

На границе раннего и среднего рифея произошли крупнейшие перестройки щита в связи со взламыванием его суперкрустальных толщ и их метасоматическим преобразованием под влиянием интрузивов ультракислых черкасских гранитов. Именно к этим образованиям приурочены полифациальные метасоматиты, различные зоны которых характеризуются своей металлогенической специализацией.

Исключительно большой интерес представляют образования, участвующие в строении Райгородской синклинали, а также примыкающие с запада комплексы зоны восточного эндоконтакта Корсунь-Новомиргородского плутона. На востоке они граничат с гранитоидами и метасоматитами Чигиринского массива и наложенной Болтышской мел-палеогеновой вулканоструктуры.

Большую роль в тектоно-магматическом контроле кристаллических комплексов

играет Днепровский глубинный разлом – осевая тектоническая зона сложной Припятско-Днепровской зоны краевых дислокаций [20]. В северной части района прослеживаются ее фрагменты. Это шовный элемент на границе Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины, роль которого еще не в полной мере понята и оценена. Он отделяет структуры щита от Приднепровской плиты [166] или склона впадины и является резко дискордантным по отношению к меридиональному Кировоградскому разлому.

Структурами одного ранга, но различного генезиса в пределах щита являются Корсунь-Новомиргородский тектоно-магматический свод, Чигиринский массив (поднятие) и разделяющая их Черкасско-Кировоградская зона глубинных разломов (позднепротерозойская тектоно-магматическая зона, или зона смятия) – северная часть Кировоградского глубинного разлома.

По космофотоснимкам ИСЗ "Метеор" и геофизическим данным Черкасско-Кировоградская зона прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 170 км. Среднемасштабные картографические построения позволяют реставрировать ее структуры по линии длиной более 70 км. Это складчатое синклинальное сооружение, усложненное зоной смятия и вулкано-плутоническими ассоциациями глубокого докембрия, позднего протерозоя, а также мезо-кайнозойскими субвулканическими, лавовыми и пирокластическими образованиями.

Наметилась характерная форма узлов сочленения главного и оперяющих разломов, в плане близкая к ромбу, диагональ которого составляет 8–12 км. Узлы повторяются по простиранию зоны через 40–45 км. Нами выявлены три таких узла (с юга на север): Вербовско-Тимошевский, Яблоновско-Березняковский и Русскополянско-Черкасский. Узлы соединены двумя меридиональными кулисными линейными структурами (подзонами): южной Тимошевско-Березняковской и северной Смелянско-Русскополянской.

От центральных частей узлов в поперечном и продольном направлениях структуры разломных зон сужаются до 1 км. Эти зоны разделяют крупные изометричные элементы Корсунь-Новомиргородского плутона и Чигиринского массива. Первый разделен на Корсунский и Новомиргородский массивы, сводовые части которых представлены гранитами рапакиви и усложнены малыми интрузивными телами лейкократовых, а также ультракислых и кислых гранитов черкасского типа; по периферии развиты массивы габбро и габбро-анортозитов. Это две крупные кольцевые тектоно-магматические структуры раннепротерозойского возраста, значительно переработанные в более поздние эпохи неогея, прежде всего в позднем протерозое. Массивы гранитов рапакиви характеризуются спокойным отрицательным магнитным и гравитационным полями. По периферии над основными породами фиксируются положительные высокоградиентные геофизические аномалии [14].

В пределах Чигиринского массива симметрично по отношению к Черкасско-Кировоградскому разлому расположены четыре свода (купола), сложенные гранитами и мигматитами кировоградско-житомирского комплекса раннепротерозойского возраста. Они также дают спокойные отрицательные гравитационные и магнитные поля. К центральным частям свода приурочены, как правило, гравитационные минимумы.

Изометричные структуры выделяются также на аэро- и космоснимках, по материалам геологосъемочных и поисковых работ. Разграничивающие их зоны разломов изменчивы по простиранию и вкрест простирания по составу пород (от основных до ультракислых) и степени вторичных преобразований в результате динамометаморфизма и регионального метаморфизма, метасоматоза, гидротермальных процессов и процессов гипергенеза.

Для тектоно-магматических зон характерны знакопеременные, контрастные, с большими градиентами, гравитационные и магнитные аномалии.

С запада к Черкасско-Кировоградской зоне разлома примыкают образования восточного эндоконтакта Корсунь-Новомиргородского плутона. Яблоновско-Михайловская зона разлома, как составная часть субширотной Лукашевской зоны, разделяет плутон на два крупных сводовых тектоно-магматических поднятия: Корсунский (на севере) и Новомиргородский (на юге). В их строении принимают участие формации гранитов рапакиви и габбро-анортозитов, субщелочных и щелочных апогаббровых метасоматитов, ассоциации малых интрузивов и даек лейкократовых аплит-пегматоидных гранитов.

Наиболее широко распространены граниты рапакиви. Они образуют зонально построенные массивы, близкие к изометричным или неправильной формы. Взаимоотношения рапакиви с рапакивидными гранитами еще до конца не выяснены, их зональность внутри массива может быть намечена лишь в первом приближении. Получены данные о том [180,

181 и др.], что разновидности гранитов рапакиви сформировались под влиянием прорывающих их и метасоматически изменяющих черкасских гранитов.

В составе Корсунского тектоно-магматического свода выделяются Городищенский (на западе), Смелянский и Русскополянский (на востоке), Межиричский (на севере) массивы основных пород. Нами изучались последние три массива и северо-восточный участок Новомиргородского массива основных пород. В их строении принимают участие анортозиты, габбро-анортозиты, габбро, габбро-нориты, нориты и другие породы основного ряда.

Породы габбро-анортозитового комплекса массивов были подвергнуты в той или иной степени вторичным преобразованиям под влиянием внедрения черкасских гранитов.

Последовательность смены пород от черкасских гранитов через метасоматиты к габброидам прослеживается практически повсеместно. Центральную (сводовую) часть изометричной или кольцевой тектоно-магматической структуры слагают малые интрузивы гранитов черкасского типа. Для их экзо- и эндоконтактов характерна следующая метасоматическая зональность: метасоматически измененные гранитоиды и альбититы → альбититы → граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты, субщелочные и щелочные сиениты → → кварцевые монцониты, монцониты, монцонито-диориты, габбро-монцониты → частично метасоматически измененные габброиды (метагабброиды) → неизмененные основные породы.

В пределах Корсунь-Новомиргородского плутона не наблюдаются или не картируются прямые переходы от неизмененных габброидов через апогаббровые метасоматиты к черкасским гранитам. Здесь метасоматическая колонка выглядит неполной: аплитоидные и аплит-пегматоидные рапакивидные граниты → граниты рапакиви → монцониты → → габброиды.

По сравнению с нижнепротерозойскими ассоциациями на современных домезозойском и кайнозойском срезах породы формации малых интрузивных тел и даек ультракислых гранитов занимают относительно небольшие площади. По геофизическим данным [14], можно предположить значительные объемы пород, слагающих эту формацию на больших глубинах.

В пределах Черкасско-Кировоградской зоны разломов расположена Райгородская грабен-синклиналь, которую сменяют в южном направлении тектоно-магматические структуры Тимошевско-Вербовского узла. Она разделяет структуры Корсунь-Новомиргородского и Чигиринского сводов и соответствует Смелянско-Русскополянской подзоне и северной части Тимошевско-Березняковской подзоны Черкасско-Кировоградской зоны глубинных разломов [181]. Грабен-синклиналь прослежена в северо-северо-западном направлении более чем на 50 км при ширине от 2 до 10 км. По-видимому, слагающие ее образования испытали достаточно глубокий эрозионный срез, и она по площади значительно меньше первоначального бассейна седиментации.

В разрезе грабен-синклинали преобладают биотитовые и гранат-биотитовые парагнейсы, реже встречаются силлиманит-, кордиерит- и графитсодержащие разновидности. Перечисленные породы слагают чечелеевскую свиту ингуло-ингулецкой серии. Широко распространены продукты гранитизации – мигматиты и мигматизированные гнейсы. Последние широко развиты вдоль осевой линии Райгородской структуры как составные части тектоно-магматических узлов и всецело подчиняются контурам отдельных тектоно-магматических структур. Для западного крыла грабен-синклинали процессы мигматизации менее характерны. Сочленение гнейсо-мигматитовых серий с образованиями Корсунь-Новомиргородского плутона проходит по системе линейных разрывов или представляет собой полосу интрузивных образований – черкасских гранитов.

Кроме гнейсовых толщ в пределах Райгородской грабен-синклинали значительно развиты ортопороды – апогаббровые плагиогнейсы и кристаллосланцы. Минеральный состав и текстурно-структурные черты их во многом предопределены первичными особенностями исходных пород основного и ультраосновного состава, по которым они образовались в результате интенсивного смятия, катаклаза и метасоматоза при внедрении черкасских гранитов.

Среди метаморфических и метасоматических образований часто отмечаются различные по размерам тела относительно слабо измененных габброидов (метагабброидов): габбро, габбро-норитов, габбро-диабазов, анортозитов и др. Геолого-структурные и минералого-петрографические особенности этих образований указывают на их тесные пространственные и генетические связи с породами габбро-анортозитовой формации Корсунь-Новомиргородского плутона. Эти плутоно-метасоматические ассоциации, объединяющие как собственно магматические (габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы и др.), так и метаморфические апогаббровые породы (метагаббро, метагаббро-диабазы, кристаллосланцы, плагиогнейсы), выделены нами [181] в *формацию метагаббро-диабазов и кристаллосланцев зон смятия*, образовавшуюся в позднепротерозойское время в результате контактового метасоматоза, вызванного воздействием черкасских гранитов. К этому же времени относится формирование основной массы щелочных метасоматитов (альбититов, сиенитов, микроклинитов и др.) преимущественно апогаббровых, возможно, частично апогнейсовых и апогранитовых, слагающих *формацию щелочных метасоматитов*.

Названные формации занимают четкую структурную и пространственную позицию между собственно магматическими ассоциациями: габбро-анортозитовой (PR_1) и ассоциацией интрузивов и даек (PR_2).

Находясь в контурах развития образований чечелеевской свиты, породы этих формаций не входят в ее состав и по возрасту являются более поздними комплексами. Их площадь в структуре Райгородской грабен-синклинали не определена, но, судя по имеющимся данным, составляет около 27 %.

В южном и юго-восточном направлениях Райгородская грабен-синклиналь выклинивается, переходя в структуры Тимошевско-Вербовского тектоно-магматического узла. Она срезается наложенной Болтышской кольцевой структурой. На севере грабен-синклиналь сочленяется со структурами Днепровского глубинного разлома [20, 76], имеющими северо-западное простирание.

Таким образом, в геологическом строении восточной эндо- и экзоконтактовой зоны Корсунь-Новомиргородского плутона принимают участие метаморфические толщи чечелеевской свиты ингуло-ингулецкой серии, магматические и ультраметаморфические образования кировоградско-житомирского комплекса, интрузивные образования коростенского комплекса и ультракислые лейкократовые граниты черкасского типа, а также вулканиты мел-палеогенового возраста. Широко распространены формации щелочных метасоматитов, метагаббро-диабазов и кристаллосланцев зон смятий.

Остановимся на дополнительном обосновании возраста только лейкократовых ультракислых гранитов (черкасских) и приуроченных к ним контактовых метасоматитов. Датирование остальных комплексов кристаллических пород района принято в соответствии с последней корреляционной схемой Украинского республиканского межведомственного стратиграфического комитета (УРМСК, 1980 г.).

Черкасские граниты среди протерозойских кристаллических пород района наиболее поздние. Их активные рвущие контакты с гранитами и мигматитами кировоградско-житомирского комплекса, ассоциациями основных и кислых пород коростенского комплекса нижнего протерозоя установлены в обнажениях и скважинах. Они прорывают также нижнепротерозойские гнейсовые толщи чечелеевской свиты ингуло-ингулецкой серии. Возрастной диапазон перечисленных нижнепротерозойских образований определен в интервале 1700–2000 млн. лет [275].

В пределах западной экзоконтактовой зоны Корсунь-Новомиргородского плутона (район г.Звенигородка) розовые лейкократовые аплит-пегматоидные граниты и пегматиты аналогичны черкасским. Они залегают в виде даек и небольших штоков, прорывают слабо метаморфизованную толщу аркозовых и полимиктовых песчаников и туфопесчаников шполянской свиты [91, 275]. Локальное развитие свиты в узких депрессиях или грабенах, преимущественно аркозовый состав, слабые вторичные изменения и пологие дислокации позволяют искать ее аналоги среди образований верхнепротерозойской (рифейской) овручской серии северо-западной части Украинского щита.

В отличие от гранитов рапакиви и гранитов кировоградско-житомирского комплекса, а также гнейсовых толщ, кварц черкасских гранитов не деформирован или слабо деформирован и имеет, как правило, прямое погасание. Значительное количество зерен кварца с прямым погасанием отмечается в шлифах песчаников шполянской свиты. Между формированием габбро и гранитов рапакиви и последующими внедрениями черкасских гранитов предполагается значительный отрезок времени, на протяжении которого произошли интенсивные тектонические подвижки и складчатые процессы, а также накопление аркозовых толщ типа шполянской свиты.

Геолого-структурные данные позволяют сделать вывод о возможном возрасте черкасских гранитов как позднепротерозойском (рифейском) с изотопными датами мень-

ше 1600 млн. лет. По-видимому, они близки по возрасту или синхронны с интрузивными и дайковыми сериями пержанского комплекса и связанными с ними метасоматитами (протерозой IV, по Н.П.Семененко).

В этом отношении представляют интерес даты изотопного возраста красных мелкозернистых гранитов, залегающих среди габбро и прорывающих его в районе с.Вороновка на р.Ольшанка (Городищенский массив Корсунь-Новомиргородского плутона). По кварц-полевошпатовой фракции определена дата – 1490 млн. лет [275]; габбро вблизи контакта датировано по темноцветным минералам также в пределах позднего протерозоя – 1520 млн. лет. К сожалению, количество определений радиогеохронологических дат в районе плутона (плотность точек на единицу площади) значительно меньше, чем в других районах Украинского щита. Так, для пержанского комплекса количество определений дат (1140–1600 млн. лет) исчисляется десятками для сравнительно небольшой площади.

Дополнительным критерием для сравнения черкасских гранитов и связанных с ними метасоматитов с гранитами и метасоматитами пержанского комплекса является их редкометально-редкоземельная специализация.

В связи с проблемой возраста и металлогенической специализации черкасских гранитов представляют интерес исследования С.Ф.Карпенко и А.В.Тарханова [86], в результате которых ими установлен возраст редкометальной минерализации, в том числе урановой. По отношению к возрасту гранитов рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона минерализация более поздняя, оторвана от сложного процесса формирования плутона и тесно связана с событиями тектоно-магматической активизации Черкасско-Кировоградской зоны разломов. Некоторые исследователи [93, 94] характеризуют эту зону как тектонометасоматическую.

Черкасские граниты – основной источник контактово-метасоматических преобразований кристаллических пород. Комплекс верхнепротерозойских кислых и ультракислых лейкократовых черкасских гранитов объединяет равномернозернистые, реже порфировидные и разнозернистые аплитоидные, аплито-пегматоидные и пегматоидные разновидности.

Аплитовидные лейкограниты и аплиты – это розовые, розовато-серые, буровато-серые, мелкозернистые биотитсодержащие породы с массивной и такситовой текстурой. Наиболее распространенные структуры – гранитовая и аплитовая. Граничные количества минералов, %: кварц 30–45; калиевый полевой шпат 50–60; плагиоклаз 10–15; биотит 3–5; амфибол 0–3. Акцессорные и рудные минералы представлены единичными зернами циркона, апатита, магнетита, пирита, реже колумбита и танталита.

Порфировидные граниты и гранит-порфиры – розовые и розовато-бурые тонко- и мелкозернистые породы с гранитовой и гранулитовой структурами. Граничные количества главных и второстепенных породообразующих минералов, %: кварц 30–40; калиевый полевой шпат 45–60; плагиоклаз 5–10; биотит 0–5; мусковит 0–3. Акцессорные и рудные минералы – редкие зерна апатита, циркона, магнетита, монацит.

Пегматоидные лейкограниты и пегматиты – обычно розовые и красновато-бурые, разнозернистые, от мелко- до гигантозернистых. Для мелко- и среднезернистых разновидностей характерны микропегматитовая, гранитовая, реже микрографическая структуры. Крупно- и гигантозернистые фации отличаются пегматоидной и блоковой структурами. Среди пегматитов встречаются зональные и незональные разновидности. Главные породообразующие минералы: кварц (40–60 %), калиевый полевой шпат (40–60 %). Второстепенные минералы (плагиоклаз, биотит, мусковит) представлены единичными зернами, реже их содержание увеличивается до нескольких процентов. Акцессории – редкие зерна апатита, циркона, монацита, флюорита, топаза.

Породообразующие минералы черкасских гранитов имеют следующие особенности. Кварц представлен зернами серого и темно-серого цвета со слабым волнистым или прямым погасанием, форма индивидов чаще неправильная, реже округлая и клиновидная. Размер зерен колеблется от 0,1 до 10,0 мм. Калиевый полевой шпат (решетчатый микроклин и микроклин-микропертит) имеет неправильную, реже таблитчатую и изометричную форму зерен. Размер кристаллов 0,2–10,0 мм. Плагиоклаз представлен олигоклазом, реже альбит-олигоклазом и олигоклаз-андезином. Большинство зерен полисинтетически сдвойникованы. Форма зерен таблитчатая и изометричная, размер 0,2–1,0 мм. В единичных зернах отмечается неравномерное развитие процессов серицитизации и пелитизации. Чешуйки биотита имеют таблитчатую и широкотаблитчатую форму, равномерно рассеяны

в породе. Их размер 0,5–1,5 мм, а в пегматоидных разновидностях – от 3,0 до 10,0 мм и более. Все индивиды биотита обладают отчетливым плеохроизмом. Цвет минерала по оси *Ng* буровато-коричневый и буровато-красный, а по оси *Np* – светло-коричневый. Для мелкозернистых разновидностей черкасских гранитов характерно замещение биотита неправильной формы образованиями мусковита и хлорита.

Значения числовых характеристик черкасских лейкогранитов, по А.Н.Заварицкому, следующие: a = 14,2–17,3; c = 0,2–0,5; $в$ = 3,9–7,4; s = 78,1–80,0; d' = 33,3–65,1; f' = 16,9–36,0; m' = 18,1–30,7; n = 45,8–67,9; φ = 2,4–5,7; t = 0,1–0,4; Q = 22,1–30,0; $a : c$ = 33,4–72,0.

Черкасские граниты слагают малые интрузивы и дайки как в пределах Черкасско-Кировоградской зоны разломов, так и на сопредельных участках эндоконтактовых зон Корсунь-Новомиргородского и Чигиринского массивов.

Радиальные, дуговые и кольцевые тела черкасских гранитов, размещаясь вокруг изометричных и овальных в плане массивов тех же гранитов, образуют каркас тектоно-магматической структуры. Штоки, дайки и жилы гранитов имеют отчетливые интрузивные и тектонические контакты с вмещающими их образованиями. Новые и древние зоны тектонических нарушений, а также контакты между древними комплексами пород являются благоприятными участками для проникновения кислой магмы. В равной степени наблюдается как согласное, так и несогласное залегание тел черкасских гранитов. Даже в пределах одного и того же тела отмечается частая смена характера залегания.

Состав и структурная позиция древних толщ во многом предопределили строение тел малых интрузивов и даек черкасских гранитов. Если в зоне Черкасско-Кировоградского глубинного разлома распространены как линейные, так и кольцевые тела гранитоидов, то в пределах зоны восточного эндоконтакта Корсунь-Новомиргородского плутона, сложенной интрузивными образованиями коростенского комплекса, преобладают массивные и кольцевые формы.

С черкасскими гранитами пространственно и генетически связаны многочисленные тела метасоматитов, тектонитов и диафторитов.

Нами установлена [181] структурная позиция метасоматитов, в том числе и апатитоносных, в структуре Черкасско-Кировоградской зоны разломов, выражающаяся в том, что тела метасоматитов принимают непосредственное участие в строении тектоно-магматических структур, залегая в экзоконтактовых зонах малых интрузивных тел и даек кислых и ультракислых лейкогранитов черкасского типа.

В зависимости от состава исходных первичных пород, подвергшихся кремнещелочному метасоматическому изменению, намечаются два типа зональности. Первый из них связан с изменениями пород кислого состава – гнейсами чечелеевской свиты, гранитами коростенского комплекса, кировоградско-житомирскими гранитами и мигматитами. Схема зональности следующая: черкасские граниты → альбититы, обогащенные натрием граниты → сиениты, граносиениты → нижнепротерозойские метаморфические, ультраметаморфические и интрузивные комплексы.

Второй тип зональности характерен для апопород, которые образовались за счет основных пород. Схема зональности выглядит следующим образом: черкасские граниты → → альбититы → сиениты, граносиениты, кварцевые сиениты, микроклиниты → кварцевые монцониты, габбро-монцониты, кристаллосланцы → неизмененные габброиды. Между соседними членами метасоматических колонок наблюдаются постепенные или резкие переходы.

Поздний рифей

В отличие от ранне- и среднерифейских тектоно-магматических структур, представленных на платформе фрагментарно, позднерифейские (вендские) тектоно-магматические образования изучены достаточно полно, и по поводу их стратиграфического и пространственного положения нет существенных разногласий. Остаются не до конца разработанными вопросы связи вендских вулканитов с более ранними магматическими образованиями верхнего протерозоя, а также с образованиями геосинклинального комплекса галицид [201]. Эти весьма сложные и актуальные вопросы были в центре внимания наших исследований, результаты которых частично опубликованы [19–21, 76, 166, 177, 178, 183, 187 и др.].

Позднерифейские тектоно-магматические образования распространены в пределах Волыно-Подольской и Молдавской региональных плит на Украине, а также в пределах Брестской и Припятской впадин в Белоруссии.

Тектоно-магматические структуры венда по отношению к структурно-геоморфологическим элементам рельефа кристаллического фундамента, тектоническим и тектоно-магматическим элементам образований раннего – среднего рифея ведут себя как наложенные структуры, в то же время унаследуя ряд направлений предшествующего плана (*см.* рис. 1).

Фундамент Волыно-Подольской плиты, определяющий план позднерифейских тектоно-магматических элементов, неоднородный. Гетерогенность фундамента подчинена определенной упорядоченности. Отмечаются значительные различия в составе, строении, радиогеохронологических характеристиках пород основания северной и южной частей плиты. Различия в составе и структуре фиксируются магнитными и гравитационными аномалиями.

Граница наиболее существенных неоднородностей фундамента проходит в юго-западном направлении как продолжение Сущано-Пержанской зоны разломов в пределах Волыно-Подольской плиты.

Неоднородность фундамента в широтном направлении особенно отчетлива по линии Толтрового кряжа. Восточнее этой линии Подольский блок плиты представлен древнейшими породами чарнокитового комплекса, а также различными гнейсами, гранитогнейсами и гранитами, радиогенный возраст которых около 2300 млн. лет. Западнее линии Толтрового кряжа породы с радиогенным возрастом более 1500 млн. лет, т.е. древнее рифея, не установлены.

Н.П.Семененко [52] пришел к выводу, что максимально погруженные участки кристаллического фундамента юго-западной части Восточно-Европейской платформы представлены преимущественно молодыми гранитоидами и другими кристаллическими породами возрастом около 1200 млн. лет. Подразумевается, таким образом, глубокая унаследованность тектоно-магматических событий на протяжении позднего протерозоя.

Относительно молодые кристаллические породы (1280–1400 млн. лет), представленные субщелочными гранитами и метасоматитами, известны и в пределах Днестровской (или Подольской) зоны разломов, разделяющей Волыно-Подольскую и Молдавскую плиты. Для них установлены две важнейшие особенности направленного развития структуры юго-западной части Восточно-Европейской платформы.

Первая особенность состоит в том, что формирование образований осадочно-вулканогенного покрова идет, по-видимому, параллельно с обрушением и переработкой краевой части платформы. По сравнению с центральными и восточными ее районами чехол представлен здесь более поздними (на 500–600 млн. лет) образованиями.

Вторая особенность определяется большой ролью вулканитов и вулканоструктур на начальных (поздний рифей – венд) этапах формирования покрова, что объясняется значительной подвижностью территории, относящейся на обозначенном геологическом рубеже к вулканической краевой системе [177] галицид (поздних байкалид) [75].

Позднебайкальские тектоно-магматические структуры рассматриваются нами в связи с формированием Предгалицийской вулканической краевой системы (поздний протерозой, волынская серия – ранний кембрий) в составе Предкарпатской сложной краевой системы [177]. Выделен галицийский (позднебайкальский) структурно-стратиграфический комплекс краевой системы, включающей образования волынской (PR_2vl) и валдайской (PR_2vd) серий верхнего протерозоя, балтийской (ϵ_1bt) и бережковской (ϵ_1br) серий нижнего кембрия. Прослежен закономерный ряд формаций: базальтовая (PR_2vl), вулканогенно-осадочная пестроцветная (PR_2vd), сероцветная терригенная ритмично-слоистая ($PR_2-\epsilon_1$). Общая мощность вулканогенно-осадочных образований галицийского комплекса составляет 1300–1400 м.

Предгалицийская вулканическая краевая система оконтурена с востока по нулевой изопахите галицийского структурно-стратиграфического комплекса (современная граница Украинского щита и Волыно-Подольской плиты). Западную границу предложено нами проводить по Росточскому тектоно-магматическому поднятию (дуге), представляющему собой краевое поднятие Карпатской (Галицийской) геосинклинали. Общее простирание структур вулканической краевой системы – северо-западное (карпатское), протяженность в пределах Волыно-Подольской и Молдавской плит достигает 650 км при ширине 150–200 км.

Поперечная зональность, или неоднородность, краевой системы обусловлена заложенными в фундаменте ранне- и среднерифейскими перестройками, особенностями его структуры и рельефа.

Наибольшие (500–600 м) мощности вулканитов волынской серии установлены на участках унаследованного прогибания с начала позднего протерозоя, что примерно отвечает осевой части Волыно-Оршанского прогиба. Разрез волынской серии начинается базальными слоями коричневых разнозернистых аркозовых песчаников, гравелитов и конгломератов, мощность которых не превышает 50 м. Они представляют горбашевскую свиту, распространенную в волынской (северной) части Волыно-Подольской плиты. Выше по разрезу преобладают базальты, вулканические брекчии, туфы с прослоями и линзами вулканомиктовых пород (берестовецкая свита). Особенно четкий базальный облик горбашевской свиты отмечается в районе Ратновского выступа, где она представлена конгломератами и гравелитами, состоящими из угловатых и слабоокатанных обломков кристаллических пород, сцементированных песчано-глинистым материалом (мощность 10–30 м). Н.Е.Стрелкова выделяет эти образования под названием борских слоев.

В пределах Подольского Приднестровья и северной части Молдавской плиты установлена полоса развития преимущественно эффузивных пород основного состава с незначительным количеством пирокластического материала. Здесь возрастными аналогами волынской серии являются грушковские и каменские слои. Полоса эффузивов северо-западного простирания приурочена к узкому (ширина 20 км) грабену длиной около 150 км, который прослежен вдоль Днестра (Подольская тектоническая зона, по Г.Г.Виноградову, А.Я.Древину, Э.Я.Жовинскому [171]). Он представляет собой морфологически выраженную в древнем и современном рельефе часть Подольского, или Днестровского, глубинного разлома, прослеживающегося на протяжении 250 км от с.Фрунзовка Одесской области до с.Зиньково Хмельницкой области.

Структуры Могилев-Подольского выступа кристаллического фундамента занимают промежуточное положение. В строении их разреза принимают участие вулканогенно-осадочные и осадочные толщи.

Площадь современного развития образований волынской серии превышает 200 тыс. км^2. Палеовулканологические построения позволяют предполагать площадь первоначального развития вулканитов не менее 300–350 тыс. км^2 [30, 165]. Туфы и туфогенно-обломочные породы распространены далеко за пределами контуров развития излившихся пород.

Последние обобщения по базальтовой формации венда позволили [30] выделить 15 основных типов разрезов и соответствующих их распространению полей, которые отличаются по коэффициенту эксплозивности (25–85 %). Характерно чередование пластов базальтов и туфов для каждого из полей (и по-видимому, вулканических центров), что свидетельствует об асинхронности их активизации. Также многократно и асинхронно происходило внедрение интрузий и субвулканических тел. В пределах Волыно-Подольской плиты выделены крупные очаговые зоны (Ратновская, Ровенская, Гороховская) и 10 вулканических аппаратов [30]. Одна очаговая зона с двумя вулканическими центрами и лавовыми потоками реконструирована нами [179] по геолого-геофизическим данным в районе развития каменских базальтов (Подольское Приднестровье).

В северной части плиты установлены [30] относительно крупные интрузивные тела (Владимирецкое, Степанское, Кухотское, Хотешовское, Овадновское, Гороховское, Бережки, Луцкое, Берестечко) и ряд даек (Бельская, Рафаловская, Колповская, Конобельская, Владимирецкая). Известны как крутопадающие тела, так и пологие пластовые залежи – силлы.

На контактах пластовых интрузий и даек известны брекчии, встречаются измененные ксенолиты вмещающих пород. Есть сведения [30] о пересечении силлов дайками. Размеры интрузивных тел и их форма из-за недостатка материала остаются невыясненными. Из наиболее изученных Владимирецкая и Степанская интрузии по площади составляют около 1 тыс. км^2.

Строение базальтовых потоков также отличается разнообразием по текстурным признакам и степени раскристаллизации. Пузыристые и миндалекаменные лавы приурочены к верхней части потока (пласта), для них характерны витрофировая, гиалопилитовая и гиалофировая структуры с элементами пилотакситовой. Интерсертальная, микродолеритовая, толеитовая структуры установлены в центральных частях потоков. В стекло-

ватой массе краевых частей пласта количество микролитов плагиоклаза изменяется от 3–5 до 35–60 %, в центральных частях их количества с моноклинным пироксеном примерно одинаковы и составляют в сумме до 70–80 %. Встречаются оливин (1–5 %), рудные минералы (2–8 %). Количества стекловатого мезостазиса и палагонита варьирует от 3–7 до 15–20 %.

Значительное проявление кислого вулканизма и его структурная автономность в настоящее время не вызывают сомнения. Структурно-стратиграфическое положение в регионе было определено ранее в ряде работ [166, 177, 187]. В скважинах 25 и 315 (район г.Ровно) в результате систематического послойного описания прозрачных шлифов нами установлены инъективные и излившиеся риолиты в нижней части разреза аркозовых песчаников валдайской серии. По всему разрезу серии, начиная с обломочных пород верхней грушковской подсвиты, в состав песчаников и алевролитов, а также других пород входит кислый пирокластический непереотложенный материал: вулканические стекла, вулканические кварцы, биотит. Если ранее вулканический материал был известен в могилевской, ярышевской и нагорянской свитах, то теперь он уверенно прослежен в каниловской свите, а также в балтийской серии кембрия. Таким образом, вулканогенно-осадочная формация венда значительно расширилась за счет каниловской свиты и низов кембрия. Кислые вулканиты в районе с.Колки (более точная привязка не приведена) представлены фельзитами с "микропорфировым строением и микрофельзитовой структурой основной массы" [30, с.30] и отнесены к трапповой формации.

Инъекции и лавы риолитов были обнаружены нами впервые в разрезе венда стратиграфически выше вулканитов волынской серии (скв. 2-Г Ровенского водозабора; скв. 315, с.Розничи). В скв. 315 толща базальтов волынской серии на глубине 412 м перекрыта потоком флюидальных риолитов с обломками подстилающих базальтов (рис. 3). Формы обломков сложные, угловатые, размеры от 2–3 мм до нескольких сантиметров (в образце и срезе шлифа). Контакт риолитов с базальтами сложный, извилистый. В шлифах заметны прожилки флюидального риолита в базальте – заливы вышележащего потока при его передвижении по остывшей затвердевшей поверхности. Цвет стекловатой массы риолита светло-серый до буроватого, четко выражена флюидальность. При скрещенных николях стекло изотропное. Его показатель преломления ниже канадского бальзама или равен ему. Мощность флюидальных риолитов не превышает 1 м.

Выше залегает толща переслаивающихся пепловых туфов и туфолав кислого состава (мощность более 26 м) с прослоями аркозовых песчаников. Вверх по разрезу в пачке мощностью более 9 м, сложенной туфопесчаниками и туфогравелитами, количество обломков фельзитов, риолитов и микрогранодиоритов возрастает. Значительное количество псефитов и псаммитов с обломками кислых вулканитов отмечается и в вышележащей толще мощностью 27 м.

На глубине 341 м вскрыты гальки андезито-дацитов, фельзитов и основных эффузивов. В прослое гравелита с псаммитовым аркозовым цементом установлены следы карбонатизации (линзы песчаников со вторичным карбонатным цементом).

Стратиграфическое расчленение отложений, вскрытых скв. 315, приведено по Е.А.Асеевой (см. рис. 3). Нижнюю часть разреза Б.А.Власов относит к чарторыйской свите валдайской серии венда.

Поток риолитовой лавы установлен только в начале разреза осадочно-вулканогенной толщи с участием кислых вулканитов. Пирокластический лейкократовый материал прослеживается по всему разрезу валдайской серии региона, в том числе и в ритмичнослоистой каниловской свите, а также встречается в нижней части разреза балтийской серии нижнего кембрия.

В скв. 2-Г Ровенского водозабора вскрыты стекловатые риолиты с параллельной и вихревой флюидальностью. Они образуют пологие субпластовые инъекции среди аркозовых песчаников венда на глубине 203–205 м (рис. 4). В образце виден характер взаимоотношений (внедрений) флюидальных риолитов в аркозовых песчаниках.

Флюидальность хорошо видна под микроскопом (см. рис. 4). При скрещенных николях основная масса риолита представляет собой почти изотропную слабо поляризующую массу. Кроме тонкофлюидальных параллельных текстур наблюдаются и вихревые. Видны включения обломков кварца вмещающих пород в контактовых зонах инъекций риолитов. Кварц отличается волнистым погасанием. Минеральные агрегаты и отдельные зерна минералов обтекаются кислым стеклом.

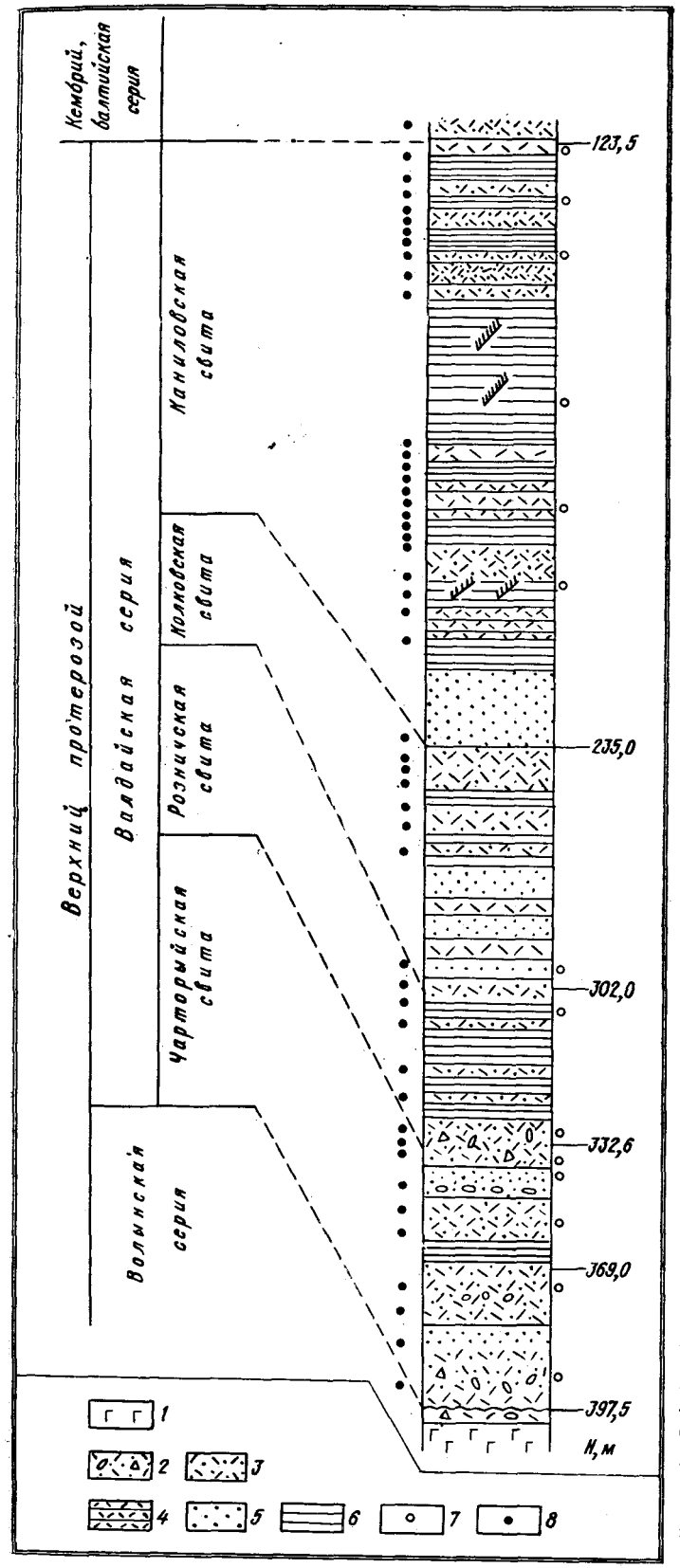


Рис. 3

Вулканические и осадочно-пирокластические образования кислого состава в разрезе валдайской серии верхнего протерозоя (с. Розничи, скв. 315):

1 — базальты; *2* — туфоконгломераты с кластолавами кислого состава; *3* — туфопесчаники; *4* — туфоалевролиты; *5* — песчаники; *6* — аргиллиты и алевролиты; *7* — уровень отбора палеонтологических проб; *8* — точка отбора образца

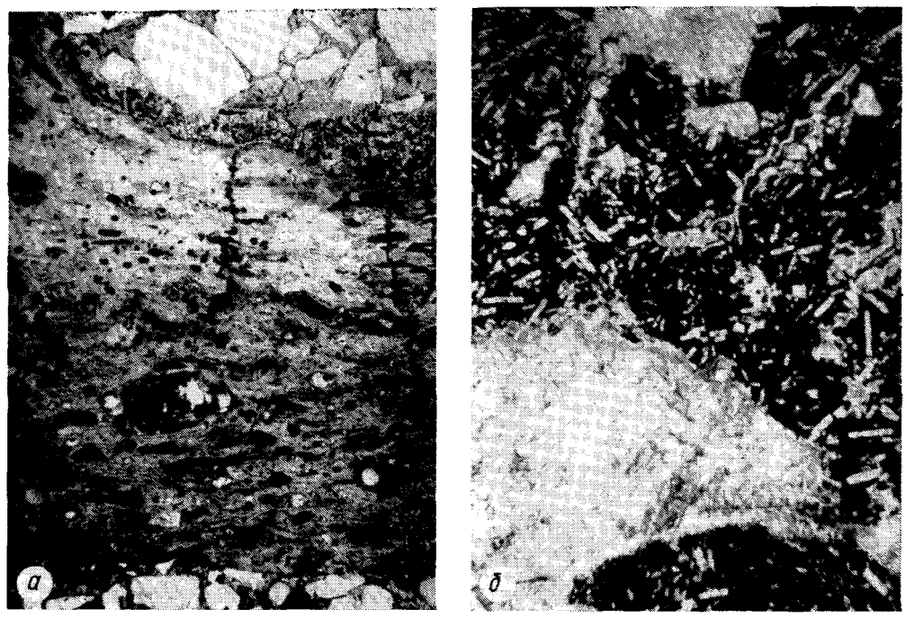


Рис. 4

Инъекции риолита. Увел. 20. Ник. ‖
а — флюидальный риолит (средняя часть шлифа) в аркозовом песчанике; *б* — риолит (светлое) в базальте с лейстами плагиоклаза; *в* — ксенолиты базальта (темное) в риолите (светлое)

Мощность риолитового прожилка в шлифе 3 мм, его длина около 7 см. При выклинивании он сложно ветвится, обтекая зерно аркозового песчаника. Вдоль резкого контакта с аркозовыми песчаниками прослеживаются скопления мелкочешуйчатого биотита (возможно, явление слабого ороговикования и образование так называемой биотитовой сыпи). По всей массе прожилка рудные минералы и биотит концентрируются в виде скоплений (сгустков) неправильной формы. Вдоль контакта, а также по цементу аркозовых песчаников интенсивно развивается процесс карбонатизации. Карбонаты развиваются также по основной массе риолитов.

Показатель преломления стекла риолитов выше показателя преломления стекла из риолитов скв. 315: ниже, чем у кварца, но выше, чем у канадского базальта. В тонких единичных чешуях биотит высокожелезистый, чешуйки ориентированы параллельно контакту и флюидальности.

В флюидальном стекле встречены угловатые обломки более раскристаллизованного стекла.

В скв. 315 и 2-Г кислый пирокластический материал прослежен по всему разрезу (образцы для прозрачных шлифов отобраны не менее чем через 5 м). В забое на глубине 278,5 м вскрыты вулканомиктовые и полимиктовые песчаники.

Изучение пирокластического материала (его массовое или рассеянное выявление) производилось преимущественно по псаммитовым разновидностям, реже – псефитам и в единичных случаях – алевролитам, содержащим песчанистые линзы и прослои.

Подобные взаимоотношения кислых вулканитов с основными выявлены при изучении керна скв. 535, пройденной на левом берегу р.Днестр, вблизи г.Сороки (Молдавская ССР) – в пределах Днестровской зоны разломов.

Здесь аналогами горбашовской и берестовецкой свит Волыни являются соответственно сорокская и каменская свиты [28–30 и др.]. Установлено налегание на каменские базальты (гл. 141 м) кислых флюидальных лав с примесью обломков подстилающих основных эффузивов. Выше по разрезу они сменились (гл. 136,5 м) псаммитовыми туфами кислого ряда.

Достаточно полные петрографические и петрохимические характеристики базальтов волынской серии венда Предгалицийской вулканической краевой системы даны в работах [29, 30, 75, 165 и др.]. Для понимания генезиса и морфологии проявления магматизма краевых систем мы считаем очень важными материалы по структуре вулканических аппаратов, структуре и условиям залегания субвулканических пластовых тел диабазов и их взаимоотношению с потоками базальтов. Новые представления о типе извержения базальтов получены при ретроспективных построениях в бассейне р.Лядова (Подольское Приднестровье), где нами в 1975 г. выделена неизвестная ранее Лядовская кольцевая тектономагматическая структура [179].

Близкая к изометричной в плане, Лядовская структура достигает в поперечнике 30 км. Она расположена в узле пересечения Брестско-Шепетовской и Подольской (Днестровской) тектонических зон.

В Лядовской структуре выделяются два основных тектонических и палеогеографических элемента: кольцевое поднятие и внутренняя депрессия. Кольцевое поднятие образовано серией прерывистых (локальных) поднятий кристаллического фундамента, напоминающих по форме и размерам куполовидные складки [28, 75 и др.].

В центральной части структуры и за ее пределами, по внешнему периметру кольца, располагаются впадины, их сопровождают мелкие усложняющие складки и флексуры, зонки тектонических разрывов и милонитизации. Для впадин характерны стратиформные рудопроявления полиметаллов и флюорита.

Относительные превышения локальных поднятий в современном рельефе фундамента достигают нескольких десятков метров. Это суммарный результат колебательных и блоковых движений и процессов денудации, по которому нельзя определить изначальные амплитуды в момент тектонической активизации. Судя по фациям осадочных отложений верхнего протерозоя, они могли достигать нескольких сотен метров.

Лядовская кольцевая структура четко выражена в аномальном магнитном поле. Центральная ее часть фиксируется отрицательным спокойным фоном, на котором проявляются отдельные, преимущественно изометричные положительные аномалии. В зоне отрицательных значений развиты гранат-биотитовые граниты, мигматиты и гнейсы. Кольцевое поднятие выражено на карте магнитных полей кольцевой положительной аномалией

сложного строения. Наиболее интенсивные локальные аномалии приурочены к изометричным в плане телам гипербазитов.

Как и в районе Припятского вала [213], гипербазиты Подольского Приднестровья по соотношению содержаний магния и железа (Mg : Fe – 4,4–7,5) принадлежат к ультрабазитам и являются дифференциатами базальтовой магмы. В районе Припятского вала ультраосновные дифференциаты кристаллизовались в заключительный этап рифейско-вендского вулканизма – примерно 500 млн. лет назад. Учитывая близкие к названной цифре данные изотопного возраста и стратиграфическое положение основных вулканитов каменской свиты Приднестровья (волынская серия, PR_2vl), а также достаточно частую встречаемость в скважинах габбро-норитов в пределах Лядовской структуры, можно предположить возрастную и генетическую близость гипербазитов Приднестровья и Припятского вала.

Скважины, вскрывшие гипербазиты, не дают материала о взаимоотношении их с вмещающими породами фундамента и платформенного покрова. Поиски этих взаимоотношений, поиски эруптивной брекчии и рвущих контактов – первоочередная задача намечающихся исследований.

Порфировидные граниты и гранит-порфиры с магнетитом и апатитом обнаружены как в пределах Лядовской кольцевой структуры, в северной ее части, так и вблизи ее западного контура, вне структуры (скв. 14671, 14672, 14700, 14717). По геологическим данным они являются самыми поздними образованиями, встреченными среди кристаллических пород щита. Их верхняя возрастная граница достоверно не установлена. Порфировидный гранит из скв. 14672 имеет возраст 1440 млн. лет [52]. Однако вполне вероятно, что значительная часть гранит-порфиров, мало измененных и слабо дислоцированных, представляет собой корневые (гипабиссальные и субвулканические) фации кислых вулканитов рифея и венда. Распространение фаций удаленных зон показано на рис. 5.

Поиски тел гранит-порфиров следует сосредоточить, в первую очередь, в пределах кольцевого поднятия, вблизи известных находок (скв. 14700, 14717).

На изучение порфировых и порфировидных пород основного, среднего и кислого состава необходимо обратить пристальное внимание, ибо они могут быть теми образованиями, с которыми связаны рудные залежи полиметаллов, ртути и других полезных ископаемых.

Самыми основными и достоверными структурно-геоморфологическими данными являются в рассматриваемом случае данные о рельефе и структуре фундамента. Поднятия в фундаменте могут быть реликтами рельефа палеовулканов и фрагментами кольцевых тектоно-магматических поднятий.

Магматические образования вендского возраста установлены за пределами Лядовской кольцевой структуры. Они представлены лавами основного состава (каменские базальты). От юго-восточного края структуры (с.Броница) базальты прослежены на протяжении более 25 км к северо-западу в направлении к селам Арионешты – Мерешовка – Кременное. Ширина лавового потока изменяется от 3–4 до 8–10 км.

Среди базальтов туфовый материал отсутствует. Большинство исследователей относили каменские базальты к излияниям трещинного типа, хотя подводящих каналов по всей ширине тела не встречено. Не подтверждены они и магниторазведочными работами.

Скорее всего, это был поток вулкана центрального типа, кратер которого располагался в районе нижнего течения р.Лядова или в южной части кольцевого поднятия. В пользу того, что тело каменских базальтов представляет собой поток, свидетельствует его внутреннее строение. В нем выделяются три зоны: верхняя и нижняя представлены миндалекаменными базальтами, средняя – массивными. При движении потока нижняя его часть захватывала обломки подстилающих пород; в ряде случаев на контакте наблюдались четкие признаки закалки. Большой интерес представляет собой факт смены по простиранию базальтов брекчиями и брекчиевидными породами грушковской свиты, которые подстилают базальты или сменяют их по простиранию. Вблизи потока и под ним образования грушковской свиты не несут следов слоистости. Текстура их беспорядочная. Весь кластический материал не окатан, в том числе зерна апатита, магнетита, графита, которые имеют почти такие же формы, какие характерны для них в исходных породах. Совместно в составе брекчий встречаются гранат, графит, апатит, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, обломки биотит-гранатовых гранитов, диабазов, плагиоклазов, т.е. разнообразный материал пород фундамента.

Степень упорядоченности материала и его слоистости возрастает в направлении от центра Лядовской структуры (от северо-западной части базальтового потока) к периферии, в сторону кольцевого поднятия. В этом же направлении уменьшаются размеры обломков. Эта закономерность, а также особенности состава и текстуры грубообломочной части грушковской свиты позволяют предположить, что слагающий ее обломочный материал имеет пирокластическое происхождение и относится к образованиям направленного взрыва кратера, давшего затем поток лавы каменских базальтов.

Таким образом, первый, наиболее ранний вулканический центр Лядовской кольцевой структуры, судя по взаимоотношению каменских базальтов и грубообломочных образований грушковской свиты, располагался, вероятнее всего, в устье р.Лядова, в месте, где р.Днестр образует крутую, выдающуюся на северо-восток меандру.

Здесь выделяются участки развития окварцованных пород могилевской свиты, намечается ореол рудопроявлений флюорита и полиметаллов, а также ореолы рассеяния киновари. Часть рудопроявлений сконцентрирована в породах фундамента в виде прожилков и гнезд; большинство рудопроявлений приурочено к осадочным отложениям могилевской свиты, но в основном – к ямпольским аркозовым песчаникам.

Рис. 5

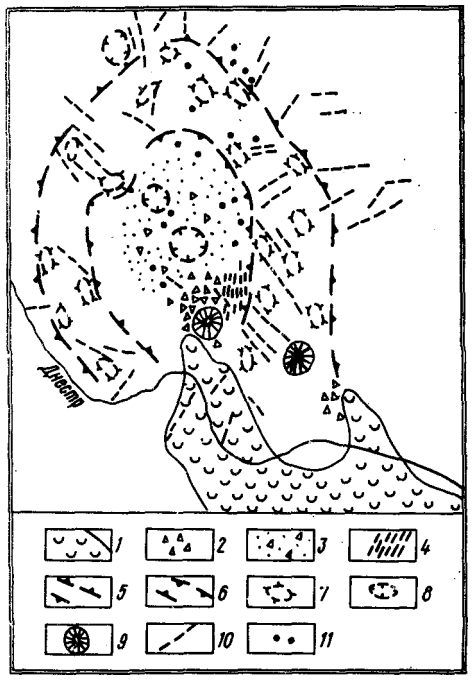


Схема-реконструкция Лядовской кольцевой тектоно-магматической структуры.
Фации: 1 – каменские базальты; *2* – агломератовые туфы грушковской свиты; *3* – пепловые туфы и туффиты грушковской свиты; *4* – кварцитовидные песчаники и монокварциты. *Тектоно-вулканические структуры и их границы: 5* – внешняя граница кольцевого поднятия; *6* – внутренняя граница кольцевого поднятия (граница внутренней депрессии); *7* – локальные поднятия фундамента – возможные центры периферических магматических очагов; *8* – локальные депрессии; *9* – предполагаемые центры излияния базальтов; *10* – оси геофизических линейных аномалий; *11* – локальные изометричные аномалии

Тектоно-магматический узел (и приуроченная к нему металлогеническая аномалия) в устье р.Лядова представляет собой структуру более высокого порядка по сравнению с Лядовской. Аналогичные структуры связаны с развитием периферических магматических очагов или их групп (кальдер, интрузивно- и экструзивно-купольных структур, палеостратовулканов и их групп), а также с образованиями постмагматической гидротермальной деятельности.

Группы периферических магматических очагов располагались также, по-видимому, в верховьях р.Лядова (например, кольцевая аномалия около 6 км в поперечнике в районе сел Высший Ольчедаев – Котюжаны), а также в полосе дуги, образованной руслами рек Дерла, Немия и Серебрия. Большая часть этих очагов проявляла активность уже, по-видимому, после излияния основных магм, в послевольнское время.

Ряд периферических магматических очагов намечается по геофизическим и геологическим данным и в восточной части Лядовской кольцевой структуры (см. рис. 6). В современном плане она имеет асимметричное строение, что связано с ее первичной неоднородностью и, вероятно, с различным уровнем эрозионного среза вулканических построек. Восточная и южная части кольца в плане выглядят более широкими, западная – значитель-

но сужена. Асимметричность строения проявляется и в направлении с северо-востока на юго-запад, в сторону углубления валдайского палеобассейна. Это наиболее общая асимметрия для всего Подольского Приднестровья.

В связи с наметившейся асимметрией в восточной части структуры (восточнее р.Лядова) можно предположить, что наиболее активно магматическая деятельность проявилась в волынское – валдайское время.

В основании разреза валдайской серии верхнего протерозоя залегает грубообломочная толща ольчедаевских аркозовых песчаников с линзами и прослоями гравелитов и брекчий. В ольчедаевских слоях кроме полевых шпатов и кварца кристаллического основания отмечаются обломки кварцевых порфиров, фельзитов и кислого вулканического стекла. Аналогичные по составу обломки встречаются и выше по разрезу. Особенно много кислого пирокластического материала в броницких слоях. По данным бурения нами намечен контур ареала распространения туфового материала в пределах Лядовской кольцевой структуры. Он совпал с ее внутренней наиболее опущенной частью (контур 20 х 16 км). На кольцевом поднятии туфогенный материал отсутствует, но прослеживается в виде языка за пределы структуры далеко на юго-восток, в направлении потока базальтов. Приуроченность слоистых осадочных толщ, содержащих вулканомиктовый и пирокластический материал, к внутренним частям кольцевых вулканоструктур является закономерностью. Для промежуточных и удаленных зон вулканов характерны также аркозовые песчаники и кварцевые белые песчаники, порой спекшиеся, кварцитовидные, обломочная часть которых состоит из практически неокатанных зерен.

В первом приближении можно говорить о пространственном размещении кварцитовидных песчаников по периферии кольцевых магнитных аномалий (размерами 4–7 км в поперечнике).

При наметившейся зональности рудопроявлений от склона Украинского щита на запад [171, 179] четко вырисовывается крупный рудный узел с многочисленными проявлениями полиметаллов и флюорита, который пространственно совмещается с Лядовской кольцевой структурой и занимает несколько большую площадь. К этой же структуре приурочены шлиховые и геохимические ореолы рассеяния ртути и других полезных ископаемых.

Рассмотрение материалов по реконструкции Лядовской кольцевой тектоно-магматической структуры как примера реконструкции погребенных структур по комплексу геолого-геофизических данных показало большие дополнительные возможности метода при ревизии имеющегося геологического и геофизического материалов, а также материалов геолого-геоморфологического дешифрирования аэро- и космоснимков.

Стратификация вулканогенно-осадочных толщ венда Подольского Приднестровья должна строиться не только на корреляции близких по составу петрографических (литологических) разновидностей пород, но и с учетом возможной зональности образований тектоно-магматических структур. Так, нами ставится под сомнение принадлежность слоев прижерловых участков наметившихся вулканических аппаратов к грушковской свите. Не исключено, что к этой свите, в том случае, когда не известны ее нижний и верхний контакты, относятся разновременные осадочно-пирокластические и пирокластические образования.

Допускается значительная разрушенность последующими экзогенными процессами выделенных центров вулканических эксплозий, а затем излияний базальтовых лав, в связи с чем возможно выявление более глубоких, корневых частей вулканов. Вулканический процесс в венде начался с основных эксплозий, формирования шлаковых конусов и окружающих их маломощных туфовых потоков. В следующую фазу произошли излияние базальтов и формирование каменского потока.

В составе обломочного материала жерловин могут присутствовать весьма крупные (до десятков метров в поперечнике) ксенолиты вмещающих пород фундамента (гранитов, гнейсов, мигматитов и т.д.), и это необходимо учитывать при проходке скважин и их документации.

Прижерловые участки отличаются длительной активностью магматических и постмагматических процессов; они могут быть перспективными как потенциально рудоносные структуры.

Представляют интерес трубкообразные магнитные тела, дающие локальные, небольшие по площади изометричные аномалии в северо-восточной части структуры. По аналогии с другими известными телами этого района они сложены, скорее всего, ультраосновными породами.

Окончательное формирование кольцевых или изометричных структур фундамента было завершено в период интенсивного, широко проявившегося на юго-западе Восточно-Европейской платформы ранне – среднерифейского процесса кремнещелочного метасоматоза или гранитизации.

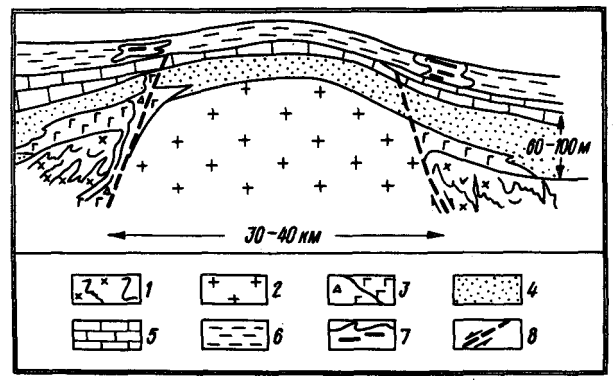
Созданные к этому рубежу структуры предопределяли размещение более поздних тектономагматических образований, прежде всего вулканитов волынской серии.

В волынской части Предгалицийской краевой системы нами обосновано наличие Турьянского купола, Ковельской, Рафаловской, Дубровицкой, Луцкой, Пелчанской и Ровенской куполовидных поднятий фундамента. Они играли определяющую роль в размещении вулканических центров венда. Центры вулканов располагаются закономерно в межкупольных (межблоковых) участках. По комплексу геологических и геофизических данных можно построить модель взаимоотношения слагающих купол гранитоидов и гнейсов, вендских вулканитов и гипабиссальных пород основного состава и образований осадочного покрова (рис. 6). Видна четкая унаследованность геологоструктурных (структурно-петрографических) границ от докембрия через весь фанерозой.

Так, эффузивы и туфы волынской серии известны по восточной периферии Турьинского купола. Отдельными скважинами они установлены вблизи его западной (с.Бережцы) и южной (с.Овадно) окраин. По периферии Добровицкой куполовидной структуры расположены интрузивные тела и эффузивы основного состава.

Следовательно, куполовидные структуры размерами 20–25 км и 50–60 км в поперечнике – это отраженные складки осадочного покрова платформы, унаследовавшие купольные структуры кристаллического фундамента. Структуры фундамента представлены в центральных частях гранитоидами, а по периферии основными породами как метаморфического комплекса фундамента, так и верхнерифейскими базальтами и диабазами. Наиболее плотные и магнитные тела расположены по периферии гранитных куполов, что отражают карты аномальных геофизических полей.

Рис. 6



Модель куполовидного поднятия как длительно развивающейся тектоно-магматической структуры:
1 – гнейсы и амфиболиты архея и протерозоя; *2* – протерозойские граниты; *3* – базиты рифея – венда; *4* – туфогенно-осадочные образования рифея – венда; *5* – известняково-терригенные слои палеозоя; *6* – осадочные слои мезозоя и кайнозоя; *7* – угленосные фации; *8* – линии тектонических нарушений и направления движения блоков по сместителю

В современном рельефе куполовидные структуры выражены поднятиями, ограниченными кольцом водотоков и болотистых низменностей. Они выразительны на аэрофото- и космоснимках, а также на топографических картах, что дает возможность определять и картировать эти структуры, широко используя дистанционные методы.

Морфология тектоно-магматических структур и вулканоструктур базальтовой формации изучалась на всех иерархических уровнях с начала ее открытия.

Вулканические центры представлены стратовулканами со стромболианским и вулканским типами извержений [29, 30]. Кроме того, они усложнены туфовыми вулканами и трещинными излияниями исландского типа. Б.Я.Воловник и Б.И.Власов [29, 30] приходят к выводу о том, что диаметры древних вулканических построек составляли не менее 3–7 км. Б.Я.Воловник [30] считает, что центральный тип извержения вулканов венда был присущ только волынской части Предгалицийской вулканической краевой системы. Реконструкцией Лядовской кольцевой структуры мы показали, что вулканы центрального типа характерны для всей краевой системы или Волыно-Подольской плиты. По-видимому,

они значительно отличались от северных мощностью извержения и количеством выброшенного лавового и пирокластического материала.

Отнесение вулканитов юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы к трапповой формации общепринято [29, 30, 165, 201 и др.], однако это не значит, что их формационная принадлежность обоснована достаточно надежно. От вулканитов трапповой формации Сибирской платформы они отличаются масштабами проявления, а также положением в разрезе платформенного покрова. Основные эффузивы Волыно-Подольской плиты залегают в самом основании платформенного разреза и не проникают в верхние части осадочной толщи. Главные их черты (слабая дифференциация магмы, преобладание туфов, невыдержанность разреза по простиранию, многоочаговый характер извержения и отсутствие трещинных излияний) не являются характерными признаками траппов. Основное отличие от траппов Сибирской платформы – положительное значение и величина параметра Q – сближает их с траппами Гондваны [30, 165]. Особенность основных вулканитов Волыно-Подольской плиты заключается в широком развитии анальцима и палагонита в лавах и сапонита в туфах, содержащих повышенные количества NiO_2.

Отличает их от сибирских траппов и относительно небольшой временной интервал формирования. На Сибирской платформе установлены в последние годы разновозрастные трапповые формации [231]. Широкий временной диапазон формирования траппов характерен и для других провинций этого магматизма.

Палеозойский (герцинский) этап активизации

Палеозойские (герцинские) тектоно-магматические структуры наиболее широко развиты в пределах Днепровско-Донецкого грабена (субгеосинклинали). Локальное их проявление известно также на Украинском щите (Ровновский шток Новоукраинского массива, Приазовский массив). Пирокластические образования силурийского возраста выявлены в пределах Волыно-Подольской плиты.

Герцинский этап в Предкарпатской краевой системе начался с конца позднего лландовери силура [166, 177]. С конца позднего лландовери и в венлокском веке крупные структурно-фациальные зоны приобретают северо-западную ориентировку, т.е. простирание Восточных Карпат и пра-Карпат галицийского этапа. В прогибание вовлекались только краевые части платформы (Волыно-Подольская и Молдавская плиты), где накапливались преимущественно глинисто-карбонатные осадки в полосе, непосредственно примыкавшей к геосинклинальным бассейнам Средиземноморского подвижного пояса.

Остальная территория Украины – Украинский щит, ДДВ, юго-западный склон Воронежской антеклизы и Причерноморская плита – представляла собой невысокую сушу. В юго-восточной части ДДВ, возможно, происходило осадконакопление в условиях дельты или же морского залива.

Тактоническая активность в силурийскую эпоху возрастает со временем, и уже для позднего силура установлены следы вулканической деятельности, с которой связано образование метабентонитов в малиновецком и скальском горизонтах [227]. Во внутренней Львовско-Коломийской фациальной зоне силурийского бассейна продолжалось унаследованное опускание и интенсивный седиментогенез глинистого материала. Во внешней Ковельско-Хотинской зоне, пограничной с платформенной сушей, продолжали накапливаться продукты извержения, например, пепел, что привело к образованию пропластков широко развитых по площади метабентонитовых глин мощностью от нескольких сантиметров до 1 м и более.

Возможные очаги вулканизма, давшего обильный пепловый материал, располагались в пределах Украинского щита (скорее всего, в зоне Брестско-Шепетовской вулканической дуги), а также в пределах Росточской дуги (Рава-Русской складчатой полосы).

К концу позднеоскольского времени вулканическая деятельность ранних этапов герцинских деструктивных движений на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы затухает и прекращается. С новой силой она вспыхивает в позднем девоне в пределах Днепровско-Донецкого грабена (субгеосинклинали).

Металлогеническая специализация позднесилурийского вулканизма не выяснена, как не установлены и истинные масштабы и характер этого процесса на платформе и в соседних подвижных зонах. В связи с этим представляет интерес сравнение химического

состава туффитов малиновецкой свиты (с.Боцяновцы) с санидинитами из окрестностей с.Берестовец (табл. 1). З.Суйковский [227] высказывает мнение об их происхождении из одного источника на основании близости химического состава.

Таблица 1. Химический состав (%) вулканических пород [227]

Оксиды	Туффиты	Санидиниты
SiO_2	56,1	57,33
TiO_2	0,26	1,14
Al_2O_3	13,07	16,21
Fe_2O_3	5,19	3,35
FeO	1,01	1,32
MnO	0,51	0,27
MgO	3,01	1,97
CaO	2,03	0,87
K_2O	8,68	10,87
Na_2O	2,01	1,97
CO_2,	–	0,78
FeS_2	–	1,29
H_2O	4,2	1,61
П.п.п.	4,43	–

На наш взгляд, подобное сопоставление методически небезупречно, так как туффиты (метабентониты) претерпели значительные вторичные (гипергенные) преобразования и превращены в бентонитовые глины. Обогащение их щелочами и водой происходило в условиях кор выветривания, по-видимому, наряду с выносом других оксидов. Санидиниты с.Берестовец – свежие породы, о чем свидетельствуют также нулевые значения потерь при прокаливании.

Этап активных тектонических и вулканических процессов в скальское время совпал еще с одним крупным геологическим этапом, выразившимся в изменении органического мира, – с началом наземного существования растительности. Состав пород, широкое развитие колониальных кораллов и сифоновых водорослей, характерных для тропиков и субтропиков, свидетельствуют о теплом климате на рассматриваемой территории в конце силура [85, 227]. Эволюционное развитие растительности происходило в широкой прибрежной полосе с частым колебанием условий суша – море. В связи с многократным частым осушением зоны растения постепенно освоили новую среду – прибрежную сушу. В пределах Волыно-Подольской плиты растения с наиболее примитивным уровнем развития найдены в рашковских слоях.

Позднедевонская тектоно-магматическая активизация связана с заложением и формированием Днепровско-Донецкого грабена (субгеосинклинали) как крупной наплатформенной рифтовой структуры, развивающейся по принципу поперечной краевой системы [271]. Термин "субгеосинклиналь", давно и широко применяющийся в отечественной геологической литературе, был использован и объяснен нами [184] как термин, который наиболее емко характеризует наплатформенные структуры подобного типа. Он не противопоставляется другим существующим названиям структуры, которые подчеркивают (или гипертрофируют) тот или иной ее признак.

Поэтому вызывает недоумение попытка некоторых исследователей [135] доказать наличие несуществующих противоречий и "устаревших терминов". Отождествлять понятия "Днепровско-Донецкий грабен (субгеосинклиналь)" и "Днепровско-Донецкая впадина" [135] также не следует, так как структура ДДВ охватывает кроме грабена еще и амагматичные склоны, для которых девонские отложения менее характерны и представлены маломощными пачками.

Доно-Днепровская вулканическая провинция выделяется нами как крупный тектоно-магматический элемент, включающий вулканоструктуры Днепровско-Донецкого грабена и Донецкого складчатого сооружения. Протяженность провинции более 750 км, ширина более 120 км. На флангах Днепровско-Донецкого грабена, на его сочленении с Припятским прогибом на северо-западе и "флишевым" Донбассом на юго-востоке, сформированы тектоно-магматические узлы: Черниговский и Донецкий. Они приурочены соответственно к Брагинско-Черниговскому выступу на северо-западе и Степному валу [138, 139] на юго-востоке. В состав узлов входят кольцевые структуры, субвулканические тела и вулканоструктуры центрального типа.

В последние годы вышел ряд работ [6, 23–25, 134, 135 и др.], посвященных петрографии, петрохимии, минералогии и формационному анализу вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ девонского возраста. В этом направлении сделаны достаточно фундаментальные сводки. Однако структурные аспекты вулканических образований остались на втором плане и характеристика тектоно-магматических структур – неполной.

Изверженные породы Днепровско-Донецкой субгеосинклинали (ДДС) по петрографическим, петрохимическим и геохимическим данным относятся к щелочным и субщелочным образованиям [23]. Петрохимическая систематика позволяет сделать заключение о дифференциации магматических образований в направлениях: щелочном калий-натриевом, калий-кальциевом и известково-щелочном. Наличие щелочно-пикритивого вул-

канизма и формирование пород калий-кальцитового ряда характерно для континентальных рифтовых структур.

Породы ДДС слабо дифференцированы и представлены семействами базальтов, андезито-базальтов и андезито-дацитов. Дифференциация вулканитов грабена не достигает максимальной полярности от ультракислых к ультраосновным, которая присуща вулканизму геосинклинальных областей. В крайнем ряду кислых производных ДДС находятся кварцевые порфиры и комендиты, а в ультраосновных – щелочные пикрито-базальты и пикриты, близкие по составу к пироксенитам.

Возраст изверженных пород Доно-Днепровской вулканической провинции достоверно установлен как позднедевонский; есть данные об их более широком возрастном диапазоне – от эйфельского яруса среднего девона до карбона [134, 135 и др.]. Статистика опубликованных дат изотопного возраста [23] показала, что только 27 % из них отвечают девону. Остальные даты относятся к интервалу от позднего венда до ранней перми. Дополнительные 30 проб, исследованные В.Н.Бугаенко, были отобраны из наиболее неизмененных пород. Цифры соответствуют девонскому, раннекембрийскому (щелочные пироксениты), ранне-среднекарбоновому (маленьиты, трахиандезито-базальты, риолиты, ортофиры), ранне-позднепермскому (трахиандезиты, трахиты) и раннеюрскому (камптовогезиты, мончикиты) возрасту.

Таким образом, в ДДС возможно открытие как древних девонских, так и более молодых вулканических образований, учитывая данные изотопной геохронологии. При этом палеовулканологические реконструкции различных структурных уровней будут иметь решающее значение в определении геологической позиции того или иного магматического тела для подтверждения взаимоотношения с вмещающими осадочными и другими породами, возраст которых известен.

Палеовулканологические реконструкции с выходом на выделение палеотектономагматических структур были произведены на основании новой структурно-геоморфологической модели ДДС [184]. Нами установлен закономерный ряд связи: структура → → состав → рельеф фундамента → структура вулканогенно-осадочного покрова → рельеф дневной поверхности. Выявлены соотношения тектонических и эпитектонических образований и взаимоотношения тектоно-магматических, нефтегазоносных и угленосных структур.

Принципиально новым является установление закономерностей асимметрично-ступенчатого рельефа кристаллического основания субгеосинклинали вдоль ее осевой линии с закономерным чередованием поднятий и понижений. Поднятия (дуги) повторяются по простиранию и чередуются с депрессиями через 40–50 и 80–85 км. Асимметрия рельефа характерна и для поперечных профилей ложа грабена. Более сложен рисунок поверхности северо-восточного борта по сравнению с юго-западным. Вдоль северо-восточного борта намечаются, как правило, два заметных излома профиля на границах прибортовых депрессий. К дугам возвышенностей рельефа фундамента приурочены тектоно-магматические поднятия с центрами позднедевонских вулканов. С ними сопряжены изометричные впадины (табл. 2). Характеристика вулканических дуг приводится в последовательности от крайней северо-западной до крайней юго-восточной.

Приднепровская вулканическая (тектоно-магматическая) дуга является северо-западным ограничением Днепровско-Донецкого грабена (субгеосинклинали). Она усложнена рядом выступов (носов) – Колыванским, Видельцевским, Любечским, Петрушинским, Лоевским, Буровским, а также Даничским куполовидным поднятием.

На юго-западном фланге Приднепровской вулканической дуги лавы основного состава и их туфы залегают на осадочных и галогенных отложениях девона и представлены фациями удаленных и промежуточных зон вулканов. Фундамент опущен на сравнительно большие глубины (3 км и более) и вулканические центры расположены, по-видимому, выше по склону (западнее и юго-западнее).

Гипабиссальные образования кислого ряда установлены в скв. Пакуль-227. Толща чередующихся базальтов, андезитов и туфов верхнего девона подвержена процессам пропилитизации. Есть участки осветленных окварцованных пород. Здесь наметился вулканический центр основных и кислых извержений.

Другой вулканический центр намечается на участке пересечения разломов, усложняющих Видельцевский нос. Эффузивные образования основного ряда залегают на осадочных, осадочно-органогенных и хемогенных отложениях. Породы кислого состава слагают разрез скв. 661, в скв. 1 ими представлена субвулканическая залежь.

Таблица 2. **Структурно-генетическая характеристика наиболее крупных межблоковых и внутриблоковых зон разломов фундамента Днепровско-Донецкой субгеосинклинали**

Форма проявления зон разломов	Время заложения и активизации	Основные характеристики (геологические и геофизические)	Структурно-геоморфологические признаки
Тектоно-магматические поднятия (возможна активизация в карбоне, юре, мел-палеогене)	PR (?) D_{2-3}	Сравнительно узкие (5–8 км) и протяженные (100–300 км) дуги относительных тектоно-магматических поднятий, сложенных кристаллическими породами фундамента и вулканогенно-терригенными образованиями девонского возраста. К тектоно-магматическим дугам приурочены центры вулкано-плутонических структур. Зоны положительных гравитационных аномалий	Асимметричные положительные формы рельефа фундамента
Интенсизная трещиноватость гранитно-метаморфического слоя	Последевонское	Зоны разломов с интенсивно проявившимся брекчированием пород, низкотемпературными и гипергенными преобразованиями, формированием трещин отрыва, к которым приурочены инъекции кислых магм. Зоны потери скоростей на профилях КМПВ и МОВ	Отрицательные формы рельефа фундамента, склоны поднятий

Локальность развития кислых вулканитов в пределах Видельцевского носа и их аномальное положение (скв. 1) позволяют рассматривать эти образования не связанными с обширным Черниговским полем и приблизительно наметить центр извержения, названного нами Видельцевским.

По контурам магнитных аномалий четко выделяется Грибоворуднянско-Репкинская структура. Ее размер 35 х 25 км. По составу, текстурным особенностям и характеру изменений минералов вулканитов (скв. 217) можно утверждать, что они залегают на сравнительно незначительном удалении от центра извержения, расположенного северо-западнее, в пределах контуров магнитной аномалии. В разрезе эффузивно-пирокластической толщи преобладают агломератовые туфы и брекчии базальтов. Их перекрывают флюидальные лавы и кластолавы со сложными вихревыми текстурами течения. Темноцветные минералы представлены опацитизированными биотитом и роговой обманкой.

На противоположном юго-восточном крае структуры (скв. Репки-219) опацитизированные роговые обманки установлены в лавах трахиандезитов (интервал грубин 2139 – 2142 м). При довольно оживленном рельефе фундамента здесь также логично ожидать незначительное удаление потоков эффузивных образований от источника извержения. Его местоположение наиболее вероятно в пределах Буровского носа.

На юго-западном краю кольцевой структуры (Петрушинский нос) в скв. Довжик-1 вскрыта более чем 1000-метровая толща пород, измененных в фациях вторичных кварцитов. Постепенные переходы кварцитов с кислыми и средними вулканитами и зональность указывают на их метасоматическое происхождение. Вторичные кварциты с реликтами эффузивов и пирокластических пород залегают на глубинах 2760–3792 м, сменяясь выше по разрезу (2370–2760 м) аргиллизированными трахиандезитами и их туфами.

Среди пород кислого состава встречаются крупнопорфировые разновидности, которые можно отнести к гранит-порфирам. Предполагаются субвулканические тела. Эффузивы пронизаны многочисленными прожилками кварца, а также прожилками кварц-хлоритового и кварц-карбонатного состава. Прожилково-вкрапленный тип сульфидного оруденения характерен как для вторичных кварцитов, так и для всей вулканической толщи участка в целом.

Положение Грибоворуднянско-Репкинской тектоно-магматической структуры в зоне кольцевого поднятия, состав пород и их вторичные изменения позволяют говорить о том, что скв. Довжик-1 расположена вблизи вулканического или субвулканического центра риолитов (кварцевых порфиров) или гранит-порфиров.

В центре кольцевой структуры, в районе Даничского куполовидного поднятия, породы фундамента претерпели ороговикование. На глубине можно предполагать невскрытое интрузивное тело гранитоидов.

Придеснянская вулканическая (тектоно-магматическая) дуга разделяет I и II асимметричные блоки фундамента Днепровско-Донецкого грабена и наследует на значительном протяжении границу двух разновозрастных комплексов докембрийских кристаллических образований: нижнепротерозойского, развитого на правобережье р.Десна, и архей-нижнепротерозойского, занимающего левобережную часть ее бассейна. Вулканическая дуга трассируется по положительным элементам фундамента – выступам или носам: Чемеровскому, Хрещатинскому, Ладинскому, Шестовицкому, Черниговскому, Брусиловскому, Городищенскому.

На юго-западном фланге дуги расположена Ладинская вулканоструктура. Она состоит из вулканических центров и вулканического поля, сложенного потоками лав и перемежающимися с ними туфами, а также осадочными и осадочно-пирокластическими породами. Центр излияния лав основного состава можно наметить в контурах локальной магнитной аномалии. Он не заверен скважинами, но в ближайшей от него скв. Ладинка-1 установлены субвулканические пластовые тела диабазов [184]. Мощности вулканических толщ возрастают в северном и северо-западном направлениях, в сторону депрессии. Примерная длина вулканического поля 30 км при ширине 10 км. В целом последовательность изменения эффузивов вверх по разрезу закономерна – от основных к кислым. Центр излияния кислых магматических образований наиболее вероятно наметить вблизи скв. Ладинка-231, где их мощность максимальна. Кроме того, здесь развиты пропилиты по основным лавам, вторичные монокварцевые породы, есть признаки инъекций кварцевых порфиров в измененные туфы базальтов. В скв. Ладинка-1 установлены гранодиорит-порфиры (скорее всего, дайка) с мелкими ксенолитами базальтов.

Предполагается, что Ладинская вулканоструктура формировалась длительное время на протяжении фаменского и франского веков.

Крайний юго-западный отрезок вулканической дуги представлен Хрещатинской вулканоструктурой, приуроченной к северной части Хрещатинского носа. В разрезе вулканогенных образований отмечаются базальты и кислые породы. Последовательность излияния та же, что и для Ладинской структуры. В скв. 5 риолиты и их туфы залегают на известняках девона через горизонт вулканических брекчий; их можно сравнивать с агломератовыми туфами. Местоположение вулканоаппаратов как кислых, так и основных эффузивных образований намечено только приблизительно.

В центральной части дуги, на юго-восточном склоне Черниговского носа расположен Анисовский купол риолитов. Юго-восточнее г.Чернигов скв. Анисово-1 вскрыт разрез бестуфовой риолитовой толщи, верхняя часть которой представлена микрофельзитовыми и микросферолитовыми разновидностями, а с глубины 2183 м – мелкозернистыми гранит-порфирами с микрогранитовой и микропегматитовой структурами. Бестуфовые риолитовые – гранит-порфировые постройки с увеличением степени раскристаллизации материала с глубиной относят к экструзивным куполам. В скв. Анисово-207 вскрыты базальты, чередующиеся с туфами основного состава. Выше по разрезу они перемежаются с кислыми туфами и лавами риолитов (кварцевых порфиров). Здесь, по-видимому, происходило накопление материала синхронно действующих, но разобщенных в пространстве вулканов с различным составом продуктов извержения – кислых (с.Анисово) и основных (с.Кукшин). Этот район оконтурен локальной магнитной аномалией.

На Брусиловском выступе (носе) вулканиты представлены туфами основного состава, залегающими на карбонатных или терригенных толщах девона или переслаивающимися с ними. Скв. 2,205 вскрыты разрезы северного склона выступа, где развиты фации пирокластических образований удаленных зон. Жерловые и прижерловые фации могут быть приурочены к локальной магнитной аномалии. Они развиты в пределах пологого куполовидного поднятия фундамента, усложняющего выступ севернее поля распространения наземных фаций. Здесь, возможно, находился центр палеовулкана (шток, рой дайковых тел). Северо-восточнее Брусиловский нос переходит в Городищенский.

Тектоно-магматическая активность в девонский период характерна и для Городищенского носа и, по-видимому, продолжалась на участках, расположенных на линии простирания дуги в пределах склонов впадины (а может быть, и на Воронежский кристаллический массив). Скв. 500 вскрыты наземные вулканиты кислого ряда, представленные потоками лав с опацитизированными темноцветными минералами (скорее всего, биотитом). Залегающие ниже эффузивы основного ряда интенсивно хлоритизированы, карбонатизированы и окварцованы. Городищенский поток кислых лав также незначительно

удален от вулканического центра. Вообще весь Брусиловско-Городищенский участок представлял собой в девонский период относительно приподнятый полуостров вулканической суши.

Флюидальные лавы кислого состава, перекрывающие относительно свежие мелкозернистые граниты, были встречены и на юго-западном склоне Городищенского поднятия в зоне разуплотнения скв. Ушня-8. Кроме того, здесь отмечаются габбро-диабазы (скв.Лесковская-3). Скв. Борковская-10 на гл. 3620–3900 м вскрыты эффузивы мощностью около 300 м. В основании разреза залегают кластолавы щелочно-ультраосновных пород. В сторону Блистовской и Холмской депрессий количество вулканитов в разрезе девона резко уменьшается и возрастает роль осадочных и хемогенных морских отложений.

На юго-восточном продолжении склона Днепровско-Донецкой субгеосинклинали, на траверсе дуги выделяются две локальные магнитные аномалии. Одна из них предполагается на пересечении петроструктурной границы докембрия зоной бортового разлома. Здесь в кристаллическом фундаменте скв. 301 вскрыты тонкие инъекции фельзитов и кварцевых порфиров.

Старохуторско-Кошелевская вулканическая (тектоно-магматическая) дуга разделяет II и III асимметричные блоки фундамента и прослеживается от с.Лосиновка через г.Нежин на с.Вересочь и на крутую излучину р.Десна в районе с.Кладьковка. Ее структурно-геоморфологические признаки очень выразительны. Дуга объединяет следующие положительные элементы рельефа кристаллического фундамента: Старохуторской (Степнохуторской) и Лосиновский носы, Переходовский уступ, Дроздовский нос и Кошелевское поднятие.

Магматические образования распространены на северном склоне Лосиновского носа. На Краснопартизанской площади в скв. 4 и 5 установлены лавы основного состава. Преобладают порфировые и миндалекаменные разновидности хлоритизированных базальтов. В скв. 4 встречены диабазы, на глубинах 3745–3747 и 3899–3902 м они несут следы контактового воздействия на них кислых интрузивных пород – по основной массе и темноцветным минералам развивается вторичный биотит. Признаки ороговикования основных пород отмечены в скв. 5 (гл. 4134,7–4140 м).

Здесь в первом приближении намечается местоположение одной из магматических структур центрального типа риолито-гранитового ряда. Наиболее вероятное ее структурное положение – в узле пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простираний.

В районе Переходовского асимметричного выступа намечается магматический центр Старохуторско-Кошелевской вулканической дуги. Существенные дополнения о строении Переходовского магматического центра дают вскрытые на глубине более 850 м (интервал глубин 2619–3476,9 м) кислые породы, представленные гранодиорит-порфирами и пегматоидными мелкозернистыми гранитами. В диабазах экзоконтактовых зон появляются биотитовая сыпь, уралитовая роговая обманка и биотит, развивающийся по первичным пироксенам. Диабазы окварцованы, хлоритизированы, участками пренитизированы. Вторично измененные диабазы на контакте с гранит-порфирами приобретают минеральный состав кварцевых диоритов (гл. 4197,15–4199,75 м).

По-видимому, с автономно развивающейся вулканоструктурой центрального типа связано формирование слоистой эффузивно-пирокластической толщи кислого состава на юго-западном склоне Кошелевского выступа, вскрытой скв. Вертиевка-6.

Признаки вулканической активности прослеживаются по скважинам, пройденным вдоль северного склона Кошелевского поднятия, а также в его присводовых частях.

На северном склоне Кошелевского выступа в скв. Берестовецкая-222 в интервале глубин 4559–4560 м установлены агломератовые туфы базальтов, т.е. прижерловые образования. Туфы перекрыты мощной толщей мергелей и каменной соли.

Предполагается [184], что Кошелевское поднятие в целом представляет собой крупную положительную тектоно-магматическую структуру, кристаллический фундамент которой интенсивно инъецирован субвулканическими и интрузивными телами основного и кислого рядов.

Прилукско-Бахмачская вулканическая (тектоно-магматическая) дуга трассируется через следующие поднятия фундамента: Рудовский склон, Августовское, Монастырищенское, Дорогинское поднятия, Плисковский нос, Лысогоровское поднятие, сложный Бахмачский склон, разделяющий III и IV асимметричные блоки фундамента грабена.

Некоторые признаки инъективных дислокаций установлены на Рудовском склоне (носе). В районе с.Гнилецки (скв. 308) биотит-плагиоклазовые гнейсы пронизаны прожилками мелкозернистого недеформированного гранита. Кислые внедрения связаны, по-видимому, с позднедевонским (фаменским) этапом вулканической активизации склонов грабена. Следы гидротермальных, постмагматических воздействий выражены в развитии прожилков и гнезд карбонатов и вторичного недеформированного кварца.

Более четко выделяющиеся тектоно-магматические структуры приурочены к Августовскому и Монастырищенскому поднятиям. В пределах Августовского поднятия кристаллические породы фундамента прорваны габбро-диабазами, по-видимому, девонского возраста, интенсивно измененными (хлоритизированными, пренитизированными). В свою очередь, габбро-диабазы пронизаны кварц-полевошпатовыми прожилками и на участках их развития превращены в роговики кварц-полевошпат-биотитового состава с гранатом (скв. 1, инт. гл. 4424–4432 м).

Наличие габбро-диабазов, пород фундамента и контактовых роговиков позволяет наметить на аномально поднятом участке фундамента центр Августовской вулканоструктуры.

На Монастырищенском выступе, под морскими карбонатно-терригенными отложениями девона залегают (скв. 19, гл. 4443–4450 м) литокристаллокластические псаммитовые и агломератовые туфы базальтов. Агломератовые туфы расположены вблизи магнитной аномалии, которая связана, по-видимому, со штоком габбро-диабазов или диабазов – корневым телом Монастырищенского вулкана.

Приудайская вулканическая (тектоно-магматическая) дуга трассируется через поднятия кристаллического фундамента в бассейне р.Удай, правого притока р.Сула. В рельефе фундамента дуга выражена Гнединцовским, Макеевским, Леляковским, Плужниковским, Николаевским склонами (носами) и Артюховским поднятием, разделяет IV и V асимметричные блоки фундамента.

Данные о юго-западном фланге вулканической дуги получены по скв. Сев. Калайдинцевская-222, Гнединцы-100 и Богдановка-3. На западном склоне Гнединцевского носа на глубине свыше 4600 м выявлены хлоритизированные базальты. Они отделены от диабазов и габбро-диабазов восточного склона Макеевского выступа (скв. Богдановка-3, глубина свыше 4700 м) Богдановской депрессией.

По-видимому, центры извержения располагались вокруг Богдановской депрессии: Калайдинцевская площадь, Гнединцевское и Макеевское поднятия, Переволочнянский нос, Лелякинское поднятие.

К Переволочнянскому поднятию приурочена магнитная аномалия, и здесь, вероятно, расположен шток основных магнитных пород (возможно, габбро-диабазов). Мощности эффузивов возрастают до нескольких сотен, иногда превышают тысячи метров. Появляются агломератовидные туфы. В скв. Леляки-100 заметны следы воздействия кислых инъекций, а в лавах андезито-дацитов (гл. 3923–3929 м) установлены опацитизированные темноцветные. По-видимому, излияния происходили в условиях острова или мелководья, где к лавовым потокам был свободный доступ кислорода.

Тектоно-магматические структуры юго-западного фланга Приудайской вулканической дуги несут признаки кольцевых. В них выделяются центральные депрессии типа Богдановской и кольцевые тектоно-магматические поднятия.

Порфировые базальты встречаются и на восточном склоне Лысогорского выступа – на северном продолжении Приудайской вулканической дуги.

На северо-восточном фланге дуги расположено Талалаевское тектоно-магматическое поднятие. Вулканический аппарат базальтового палеовулкана располагался на острове или на участке относительно поднятого морского дна. Удаленные и промежуточные фации представлены альбитизированными спилитоподобными базальтами и миндалекаменными базальтами. Прижерловые образования состоят из агломератовых туфов, лавовых брекчий и диабазов. На гл. 4503–4508 м в лавовых брекчиях (скв. 7-р) встречены обломки кристаллических пород фундамента остроугольной формы, абсолютно неокатанные. Скважина, несомненно, расположена вблизи центра палеовулкана, на его склоне. В толще диабазов и базальтов наблюдались участки окварцевания и карбонатизации. В скв. 13 на гл. 3704–3705,3 м встречены инъекции флюидальных риолитов. Признаки кислого вулканизма отмечаются также в скв. 18.

Приудайское вулканическое (тектоно-магматическое) поднятие проходит по границе двух комплексов кристаллических пород и наследует древнюю петроструктурную границу.

Хорольско-Новотроицкая вулканическая (тектоно-магматическая) дуга прослеживается по положительным структурам рельефа фундамента в бассейнах рек Хорол и Сула через Петривцевско-Исачковский сложный выступ (склон), Свиридовское, Анастасьевское поднятия и Новотроицкий нос, разделяя V и VI асимметричные блоки основания грабена.

Юго-западный фланг вулканической дуги приурочен к сложному Петривцевско-Исачковскому склону Днепровско-Донецкого грабена. Вулканический центр намечается в районе палеоподнятия вблизи г.Хорол, в одной из излучин одноименной реки. На близость центра вулканической постройки Хорольского кратера указывают текстурные особенности агломератовых туфов и кластолав из скв. Белоцерковская-232. Суммарная мощность эффузивно-пирокластических образований составляет 260 м. Они подстилаются и перекрываются аргиллитами. Нижняя пачка аргиллитов залегает на кристаллическом фундаменте.

Грубообломочные кластолавы щелочно-ультраосновного состава занимают верхнюю часть разреза вулканогенной толщи. Их подстилают агломератовые туфы (до глубины 100 м) с большим количеством обломков кристаллических пород фундамента. Подобные образования формируются в начальные фазы эксплозивных процессов и накапливаются вблизи центров извержения.

В скв. Белоцерковская-231, более удаленной от вулканического центра, возрастают мощности эффузивно-пирокластических образований и значительно уменьшается крупность пирокластического материала. Еще меньше пирокластических пород в скв. Великобогачанская-7, расположенной в 12 км севернее, где фундамент погружен уже на глубину до 3500 м.

Значительный интерес для палеовулканологических реконструкций представляют данные по скв. Петривцевская-7 и 10, расположенным всего в 8–10 км от Хорольского кратера. В разрезе девона вскрытых ими толщ вулканокластический материал практически отсутствует. Вместе с тем в скв. Великобогачанская-7 основные туфы слагают толщу мощностью более 400 м. По-видимому, их образование связано с центрами, располагающимися на северо-западном продолжении соседней с востока тектоно-магматической дуги, в состав которой входит Белоцерковский кратер.

Новотроицкое тектоно-магматическое поднятие расположено в прибортовой северо-восточной зоне грабена на северо-восточном отрезке Хорольско-Новотроицкой вулканической дуги и приурочено к террасовидному уступу в рельефе фундамента, относительно опущенному по тектонической зоне на глубину до 2,0 км (перепад отметок на расстоянии 5 км в направлении с севера на юг от 3 до 5 км). В разрезе, ориентированном с северо-запада на юго-восток (скв. 23, 17, 13, 4, 1, 10, 16), уступ выглядит локальным тектоно-магматическим поднятием, центральная часть которого сложена измененными диабазами, участками с брекчиевыми текстурами, и на крыльях залегают слоистые осадочные породы и туфы.

Новотроицкий и Хорольский вулканические центры располагаются на противоположных флангах Хорольско-Новотроицкой дуги тектоно-магматических поднятий, ограничивающих с северо-запада Лютенскую депрессию.

Дополнительными данными о возможности увязки отдельных центров в единую систему вулканических построек Хорольско-Новомиргородской дуги могут быть материалы скв. 25 и 126, пройденных на южном склоне Липоводолинского поднятия фундамента и вскрывших девонские отложения. Здесь предполагался Липоводолинский вулканический центр.

Исачковские диабазы дают возможность трассировать пока со значительной долей условности юго-западную часть Хорольско-Новотроицкой дуги в северо-западном направлении по относительно поднятым морфоэлементам палеорельефа кристаллического фундамента.

Хорольско-Новотроицкая вулканическая дуга на значительном протяжении прерывисто наследует границу двух петроструктурных компонентов кристаллического основания.

Припеселская вулканическая (тектоно-магматическая) дуга может быть намечена по следующим положительным структурам и формам рельефа кристаллического фунда-

мента ДДС: Белоцерковскому и Сулимовскому носам, Зеньковскому и Колонтаевскому поднятиям. Дуга расположена на границе VI и VII асимметричных блоков грабена. Эта граница четко выражена в петроструктурных различиях суперкрустального основания почти на всем ее протяжении.

Наиболее выразительные признаки вулканоструктуры установлены в юго-западной части дуги, где выделяется Белоцерковское тектоно-магматическое поднятие. Вулканический центр можно наметить между скв. 230 и 233. Скважины пройдены до пород кристаллического фундамента, в основании девонского разреза здесь установлены карбонатно-терригенные отложения. Их перекрывают туфы основного состава с обломками пород основания – гнейсов и гранитоидов. По текстурным особенностям туфы можно отнести к агломератовым и определить как прижерловые образования. Скважинами 2р, 21п и 23 р вскрыты фации удаленных и промежуточных зон вулканитов. Мощности туфов и перекрывающих их осадочных пород увеличиваются по мере удаления от локального поднятия в сторону центра депрессии.

Как и тектоно-магматическое поднятие, а также поднятие фундамента, вулканический центр (возможно, кратер) назван Белоцерковским.

Полтавская вулканическая (тектоно-магматическая) дуга предполагается на юго-восточном структурном ограничении Солоховской депрессии. В современном ландшафте она выражена долиной р.Ворскла. В рельефе фундамента прослеживается ряд положительных элементов: Игнатовский, Всеводинский, Ладыженский носы и Колонтаевское поднятие.

Имеются сведения о магматизме юго-западного отрезка дуги, приуроченного к Игнатовскому и Всеводовскому носам. Здесь, по-видимому, размещены вулканические центры, с которыми связаны тела диабазов, встречающихся и в исачковских соленосных образованиях скв. 1. Локальная магнитная аномалия на правом берегу р.Ворскла, приуроченная к куполовидному поднятию фундамента, позволяет наметить вероятный контур изометричного в плане тела диабазов, уходящего на значительную глубину. По названию села, севернее которого располагается этот контур, шток (?) диабазов назван Старосанжарским.

Тектоно-магматическая дуга разделяет блоки VII и VIII кристаллического основания ДДС.

Харьковская вулканическая (тектоно-магматическая) дуга выделяется нами как наиболее проблематичная среди всех подобных упомянутых ранее структур на границе между VIII и IX асимметричными блоками кристаллического фундамента грабена. По-видимому, эта граница не является по своей тектоно-магматической природе исключением в ряду наметившихся. Естественнее предположить ее типичность, чем исключительность.

Проблематичная дуга трассируется по поднятиям фундамента (в направлении с юго-запада на северо-восток): Кременовскому, Октябрьскому, Искровскому, Богодуховскому и Харьковскому. Это увалоподобные склоны, асимметричные ступени и носы.

Пространственное размещение инъективных соляных дислокаций, связанных с исачковской толщей [256], дает основание судить о сонахождении, а отсюда и структурном взаимоотношении вулканических центров и диапиров. Последние смещены по отношению к первым в глубь бассейна от бортов впадины, а также в направлении понижений рельефа асимметричных блоков фундамента. Структурно они приурочены к бортам депрессий и склонам асимметричных блоков. Вулканические центры не совпадают с соляными диапирами не только пространственно, но и во времени. Диапиры более поздние, преимущественно поствулканические.

Длительность развития структур фундамента, к которым приурочены его положительные или относительно приподнятые по сравнению с соседними формы, подтверждаются данными палеотектонических построений для начальных этапов формирования Днепровско-Донецкого грабена.

По материалам В.А.Хоменко [256], в старооскольское время среднего девона полоса островной суши располагалась на крайнем северо-западном участке структуры, в междуречье Днепра и Десны, совпадая с Петрушинским, Лоевским и Даничским поднятиями рельефа фундамента. В районе г.Нежин между основным бассейном субгеосинклинали и его северо-западным заливом существовал узкий пролив, разделявший Кошелевский остров и Старохуторской полуостров. Эта граница в рельефе и структуре фундамента играет, таким образом, и роль палеогеографической границы.

Суша располагалась островами на крайнем северо-западе впадины, в пределах Кошелевского и Старохуторского поднятий, и в течение позднего девона, меняя в той или иной мере свои контуры. Большая часть суши покрылась морем уже в раннем карбоне.

Островная суша намечена на бортовых асимметричных блоках бассейнов рек Сула и Псел, западнее г.Полтава. Так, литолого-фациальная граница щигровских отложений происходит между песчано-глинистыми и глинисто-алевритовыми отложениями по водоразделу рек Десна и Сула. Она хорошо совпадает с границами комплексов суперкрустального основания и прослеживается по относительно поднятым участкам рельефа фундамента. Контур образует дугу с выпуклостью на северо-запад.

В хворостанское время контуры островной суши несколько уменьшились. Фациальная однородность осадков прогиба достигает русла р.Десна. Граница площадей распространения известняков на крайнем северо-западе и глин с известняками на остальной части бассейна в общем согласуется с границей между I и II блоками фундамента и совпадает с их древней петроструктурной границей на значительном протяжении.

На участке островной суши в бассейнах рек Псел и Сула (Белоцерковско-Богачанский склон) появляются пирокластические образования. В руднинское и семилукское время франского века вулканизм по-прежнему сосредоточен в пределах Белоцерковско-Богачанского склона. В голтвинское время франской эпохи вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования развиты исключительно широко как в пределах островной суши в бассейнах рек Псел и Сула, так и на противоположном борту впадины с центрами на Новотроицком поднятии.

В районе г.Нежин, между Старохуторским и Кошелевским поднятиями фундамента, проходит фациальная граница, разделяющая северо-западную вулканогенную провинцию и северо-восточную – осадочно-вулканогенную. Это граница между II и III блоками фундамента. В исачковское время (период максимального соленакопления) в северо-западной провинции накапливались песчаные осадки, в юго-восточной – глинисто-карбонатные. В калайдинское время в северо-западной провинции значительную роль играли вулканиты. Более поздние максаковские осадки, преимущественно терригенно-галогенные, накапливались в изолированных впадинах.

Существенное фациальное различие между тремя северо-западными блоками наметилось в западномихайловское время. В пределах первого блока продолжали формироваться вулканические толщи основного ряда, в пределах второго, граница которого проходила примерно по р.Снов, преобладают кислые вулканиты, в пределах третьего – от размыва сохранились песчано-глинистые, часто красноцветные отложения.

Материалы по магматизму Донецкого бассейна были обобщены в ряде работ Н.В.Бутурлинова, А.И.Зарицкого, И.Д.Царовского, В.И.Скаржинского, В.К.Куликовского, И.А.Майдановича, Б.С.Панова и др. [24, 89, 138, 139 и др.]. Среди магматических комплексов Донбасса выделены разновозрастные образования различного состава и петроструктурных характеристик. По Н.В.Бутурлинову [24], выделяются три этапа магматизма, сопутствующие развитию структуры региона: доскладчатый (Pz_2), соскладчатый (Pz_3) и послескладчатый (Mz). По И.А.Майдановичу и Н.В.Бутурлинову, магматизм доскладчатого этапа контролируется продольными глубинными разломами и узлами их пересечения с субмеридиональными разломами. Соскладчатые инъекции и эксплозии приурочены к поперечным (субмеридиональным) глубинным разломам. Мезозойские послескладчатые магматические образования концентрируются преимущественно в пределах широкого (до 20 км) пояса, который прослеживается вкрест донецкого простирания.

Наиболее детально изучены магматические образования в зоне сочленения Донбасса с Приазовским массивом, где в естественных и искусственных обнажениях исследовались их взаимоотношения и последовательность формирования. Здесь проявились разломы и связанные с ними дайковые и жильные тела следующих направлений: субмеридионального (330–340°, 350–360, 20°), субширотного (270, 295°) и диагонального (225, 245, 315°). Многие разломы отличаются длительностью развития – от докембрия до антропогена. Они достаточно четко выражены в современном рельефе и дешифрируются на аэрофотоснимках.

Это прежде всего относится к дайковым поясам Приазовья. Установлены три зоны концентрации даек шириной 10–15 км. Зоны пересечения дайковых поясов с зонами субмеридиональных глубинных разломов представляют собой узлы максимального проявления магматизма. Дешифрирование аэрофотоснимков позволило определить их радиально-концентрическое строение.

В зоне Южно-Донецкого краевого разлома развиты тектоно-магматические структуры щелочно-ультраосновного, щелочно-базальтового и трахибазальтового комплексов. Толеитовые базальты формировались в зоне Северо-Донецкого и Центральнодонецкого глубинных разломов. По петрохимическим и минералогическим характеристикам и условиям образования среднепалеозойские (девонские) породы разделены на четыре магматических комплекса: основной – габброидный (Приазовский); базальтоидный (Волновахско-Еланчикский); щелочной (Покрово-Киреевский); толеито-базальтовый.

Приазовский интрузивный комплекс объединяет малые интрузивные тела и дайки основных пород. Породы комплекса обогащены щелочами, железом и титаном, заметная роль принадлежит летучим компонентам. В направлении от ультраосновных к основным породам содержания элементов группы железа (Mn, Cr, Co, Ti, Ni) закономерно снижаются наряду с повышением роли петрогенных элементов (Ba, Sr, Rb).

К Волновахско-Еланчикскому комплексу относится мощная (500 м) толща девонских эффузивных и пирокластических образований зоны сочленения Донбасса и Приазовского кристаллического массива. В комплексе выделены две серии: щелочно-базальтоидная (бесполевошпатовая) и трахибазальтовая (плагиоклазсодержащая). В состав первой серии входят щелочные базальты, лимбургиты, авгититы, псевдолейцитовые базальты, нефелиновые базальты и лейцитофиры, в состав второй – пикрит-базальты, базальты, андезито-базальты, трахибазальты, трахиты и риолиты.

В бассейне р.Мокрая Волноваха более широко представлены породы трахибазальтовой серии, в верховьях р.Грузской Еланчик – бесплагиоклазовые породы.

Для всех пород комплекса типично повышены содержания калия, магния и титана. По мере нарастания содержаний кремнезема и щелочей в породах комплекса увеличиваются концентрации ниобия, циркония, рубидия, бериллия, редких земель – элементов группы железа, цинка и скандия. С возрастанием щелочности пород увеличивается содержание фтора.

Рассматриваемый комплекс по совокупности петрохимических, минералогических и структурных характеристик относят к щелочно-оливин-базальтовому (трахибазальтовому) формационному типу [24, 103, 104, 136 и др.].

Покрово-Киреевский комплекс щелочных пород представлен штокообразными телами малиньитов, нефелиновых сиенитов и роями даек тингуаитов, сельвсбергитов, микросиенитов и тефрифонолитов, которые приурочены к сложной блоковой структуре, расположенной в верховьях р.Грузской Еланчик. Структурные аспекты комплекса изучены недостаточно. В сравнении с Волновахско-Еланчикским комплексом характеризуется более высокими концентрациями циркония, ниобия, рубидия, марганца и низкими – титана, хрома, ванадия, меди, кобальта, фосфора.

Толеит-базальтовые толщи и сопровождающие их дайки диабазов распространены на юго-восточном борту Воронежской антеклизы, в брекчиях солянокупольных структур Днепровско-Донецкого грабена и Бахмутской котловины, а также в зоне сочленения складчатого Донбасса с Приазовским массивом (район с.Кумачево) и на границе Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловины в районе ст. Бантышево.

По петрохимическим параметрам толеитовые базальты Донбасса идентичны базальтам Воронежской антеклизы и диабазам ДДВ.

Масштабы проявления толеит-базальтового комплекса относительно небольшие, и отнесение его к трапповому формационному типу нельзя считать обоснованным.

Соскладчатый верхнепалеозойский магматизм проявился в образовании двух комплексов пород: шонкинит-монцонит-плагиопорфирового (Южно-Донбасского), возникшего на границе ранней перми и триаса, и андезит-трахиандезитового, приуроченного к границе дроновской и серебрянской свит триаса. Развитие Южно-Донбасского комплекса связывается с заальской фазой тектогенеза. Для комплекса характерны повышенные содержания кремнезема, калия, германия в кислых разновидностях. Концентрации железа и редких земель заметно понижены.

В составе андезито-трахиандезитового комплекса выделяются андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, трахиандезиты и трахидациты. Андезито-базальты чаще встречаются в юго-восточной части Донбасса. Они образуют межпластовые залежи, штокообразные тела и дайки.

Послескладчатый миусский комплекс лампрофиров образовался, по представлениям большинства геологов Донбасса, в мезозое.

Однако вопрос о возрасте лампрофиров, как и об их петрохимических и петроструктурных отличиях, пока однозначно не решен. Часть из них, распространенная на Приазовском массиве, относится к докембрийским [24, 82, 171]. В других районах Украинского щита они отнесены к палеозойским образованиям.

Так, в результате работ 1972–1973 гг. Г.А.Нудельмана и А.А.Олейника были выявлены в пределах Новоукраинского массива (с.Ровное Новоукраинского района Кировоградской области) дайки и штоки минетты. Внедрение сопровождается эруптивной брекчией и более кислыми разновидностями – минеттовым фельзитом [83].

Это наиболее молодые из известных магматических образований района. Минетта образует шток, диаметр которого достигает в сводовой части 300 м, а также дайку мощностью 120 м, прослеживающуюся на протяжении 2 км в северо-восточном направлении с северо-западным падением под углом 40°. По биотиту изотопный возраст дайки – 830 млн. лет, по породе – 350 млн. лет. В теле штока отмечается эруптивная брекчия, диаметр которой около 70 м. Брекчию рассекает серия (до 3 м мощностью) даек минеттового фельзита, возраст которого, определенный по ортоклазу, составляет 275 млн. лет.

На примере лампрофиров центральной части Украинского щита показана неоднозначность характеристики их возраста. Видимо, лампрофиры и других районов Украины [87] разновозрастны и связаны с магмами различной глубинности.

Герцинские тектоно-магматические структуры в пределах Украины относятся в основном к погребенным, их геохимическая и металлогеническая специализация изучена пока недостаточно в связи с большими глубинами залегания и нерентабельностью поисков рудных залежей. В последние годы появились новые данные [23, 134, 135 и др.]. Близкий формационный состав изверженных пород Днепровско-Донецкого грабена и Донбасса позволяет рассматривать их в единой вулканической провинции, представленной Доно-Днепровской кольцевой тектоно-магматической структурой (см. рис. 8).

В пирокластических толщах и осадочно-вулканогенных псаммитовых образованиях установлены высокие концентрации меди. В щелочноультраосновных – щелочно-базальтовых породах отмечаются благоприятные условия для редкометального оруденения [23]. Интенсивное проявление гидротермальной деятельности в постмагматическую и магматическую стадии активизации дает возможность говорить о перспективах структуры на полиметаллы и другие полезные ископаемые. Генезис барит-сфалеритового оруденения определен как гидротермальный.

Дальнейшим успешным работам по оценке перспектив тектоно-магматических структур герцинского этапа будет способствовать развертывание палеовулканологических (и палеотектоно-магматических) реконструкций в пределах складчатого Донбасса, ДДС и других регионов Украины. Ретроспективным построениям при изучении магматических комплексов, определению фаций и источников продуктов извержения, зональности строения магматических образований до сих пор уделяется мало внимания при глубинном геологическом картировании и поисковых работах. Это объясняется и целенаправленностью работ в названных регионах на нефть, газ и уголь.

В заключение отметим, что спилиты установлены как в разрезах девонских эффузивов ДДС, так и в разрезах венда Волыно-Подольской плиты. Спилиты и спилитоподобные породы могут встречаться во многих вулканических формациях в тех или иных количествах как продукты вторичного преобразования базальтов. В Днепровско-Донецком грабене спилиты не доминируют. Их наличие ни в коей мере не свидетельствует о геосинклинальном режиме структуры. Режим определяется по ассоциациям пород или комплексу признаков. Необходимо обратить внимание авторов работы [135] на неправильное (не общепринятое, а свое) понимание ими термина "субгеосинклиналь". Субгеосинклиналь всегда обозначала отрицательную *наплатформенную* структуру.

Юрский этап активизации

Постановка вопроса о юрском вулканизме в регионах Донецкого складчатого сооружения и Днепровско-Донецкой впадины относится к 1952–1955 гг., когда ряд исследователей [229] отметили вулканогенный материал в псаммитах верхнебатского подъяруса. Ореол развития туфопесчаников и туфов (мощностью 60–120 м) батского возраста, преимущественно среднего состава, обозначился на юго-восточной окраине Днепровско-Донецкого грабена в районе г.Изюм, с.Балаклея, г.Лозовая, с.Кобеляки [229]. Он примыкает к зоне сочленения грабена и складчатого Донецкого кряжа. Контуры ореола пока достоверно

не очерчены, а источники пирокластического материала не установлены. Палеогеографические построения позволяют предположить их значительную удаленность от известных мест развития туфов.

Временной диапазон распространения выявленного вулканического материала в результате бурения расширен [96]. На северо-восточном крыле Славянского купола обломки эффузивов были установлены в базальных слоях известняковой толщи верхней юры (скв. 624 треста Артемгеология, инт. глубин 350–357 м). В гравийных полимиктовых известковистых песчаниках среди зерен кварца и полевых шпатов наблюдаются обломки пород (до 20 %), представленных андезитовыми порфиритами, трахитами, фельзитами и сильно измененными эффузивами. Гранитоиды и метаморфические породы встречаются меньше.

На глубинах 357–352 м определена фауна фораминифер среднего – верхнего келловея. Здесь же присутствуют обломки криноидей, брахиопод и кораллов. Выше залегают оолитовые известняки, охарактеризованные фораминиферами нижнего оксфорда.

Высказано суждение [96] о формировании песчаников, содержащих вулканический материал, в зоне взаимодействия прибрежно-морских и аллювиальных (дельтовых) условий седиментации.

Источниками пирокластического и эффузивного переотложенного материала могли быть вулканические центры в пределах складчатого Донбасса, а также Украинского щита и его склонов. Это подтверждается увеличением количества пирокластического материала и его зернистости в разрезе отложений верхнего бата в направлении с северо-запада на юго-восток – в сторону открытого Донбасса [229].

Донецкий глубинный тектонический узел [138] мог быть средоточием вулканических центров как в герцинскую, так и в киммерийскую эпоху. В этом районе работами треста Артемгеология (1975–1977) установлено широкое развитие гидротермальных процессов. Серией поперечных и продольных глубинных разломов фундамент складчатого Донбасса разбит на ряд близких к изометричным блоков. По их периферии расположены магматические образования различного состава и возраста: от ультраосновных, основных и щелочных пород девона до средних послекарбоновых. Часть этих образований, по данным Н.В.Бутурлинова и Г.У.Соколовой, отнесена к дотриасовым внедрениям [24, 96].

На основании палеоструктурно-геоморфологических построений с учетом изложенного и данных о широком развитии юрского андезитового магматизма в смежных регионах (Горном Крыму, Среднем Приднепровье) И.А.Майданович [139] предполагает наличие Южно-Донбасской кольцевой тектоно-магматической структуры, в пределах которой в узлах пересечения разломов могут быть сосредоточены палеовулканы юрского возраста (по линии Амвросиевка – Покрово-Киреево – Докучаевск). Состав пород вулканических тел предположительно средний. Здесь установлено многократное наложение разновозрастного вулканизма, который сыграл роль основного источника туфового и вулканомиктового материала для вулканогенно-осадочных толщ верхнего девона (юго-западная окраина Донбасса) и средней юры (северо-западная окраина Донбасса).

Важным признаком диагностики жерловин юрского возраста является наличие участков с резким увеличением мощности аргиллизированных нижнемеловых образований, содержащих на юге Донбасса обломки измененных андезитов.

Выявление тектоно-магматических структур, подобных Южно-Донецкой, возможно и в других районах складчатого Донбасса.

Более определенные, хотя также косвенные, структурные признаки источников пирокластического материала можно наметить для Оболонской впадины, расположенной в пределах северо-восточного склона УЩ (Приднепровская плита). Впадина является составной частью Припятско-Днепровской зоны краевых дислокаций [20].

Оболонская впадина рассматривается нами в составе сложной кольцевой тектоно-магматической структуры левобережья р.Сула, левого притока р.Днепр (Семеновский р-н, Полтавская обл.). В современном рельефе впадина выражена слабым пологим понижением, в значительной мере заболоченным. На космических снимках она выделяется по более светлому по отношению к окружающей местности фототону в виде почти изометричного пятна.

Впадина впервые установлена по геофизическим данным М.В.Чирвинской в 1947 г. и подтверждена бурением. Скв. 9/1-р вскрыты породы кристаллического фундамента на глубине 1433 м. На них залегают нижнекаменноугольные осадочные отложения, перекрытые многосотметровой толщей перми, триаса, юры, мела и кайнозойских образований.

По материалам Г.И.Волковской, В.С.Каплун, М.А.Стамбирского, впадина резко выделяется Оболонским минимумом силы тяжести значительной интенсивности и размеров (площадь около 350 км^2).

В 1955 г. В.В.Некрашевич, Е.И.Оленская, Е.Б.Дукат составили гипсометрическую карту докембрийского фундамента. По их данным, в районе с.Оболонь локальное погружение фундамента достигает 1000 м.

В 1965–1966 гг. для подтверждения структуры и выявления в разрезе угленосных толщ под руководством В.И.Ванденко пройдены скв. 5301 и 5302 общим метражом 1869,9 м. Этими, а также скв. 467 и 485 выявлена толща пирокластических образований среднеюрского возраста. Таким образом, было установлено наличие в разрезе осадочного покрова вулканитов.

В 1973–1974 гг. нами изучен первичный материал скважин, дано петрографическое описание образцов и прозрачных шлифов, а также произведены химические анализы вулканитов. В основу палеовулканологических и тектоно-магматических реконструкций положены следующие данные:

1. *Рельеф фундамента.* При общем плавном погружении в сторону Днепровско-Донецкой впадины в районе с.Оболонь фундамент опущен на глубину 850 м и, возможно, глубже. Размеры наиболее опущенной части 13 х 11 км.

На контакте с осадочными отложениями карбона породы фундамента трещиноваты, каолинизированы. Здесь сохраняется кора выветривания мощностью несколько метров. Обломки каолинизированных гранитов и других пород встречаются часто в составе туфобрекчий средней юры.

2. *Стратиграфическое положение и состав вулканитов.* Вулканиты вскрыты скважинами, пробуренными в наиболее прогнутой части структуры (скв. 5301, 5302) и на ее восточном борту (скв. 467, 485). Мощности резко меняются: скв. 5301 – 6,6 м; скв. 5302 – 40,9 м; 467 – 12,5 м; скв. 485 – 6,0 м.

Вулканиты подстилаются мощной толщей слоистых пород, в состав которых входят (снизу вверх): осадочные карбонатно-терригенные отложения нижнего – среднего карбона (визейский, серпуховский и башкирский ярусы) мощностью от 9 до 240 м, пестроцветные – верхней перми мощностью 155–230 м, пестроцветные песчано-глинистые отложения триаса мощностью 90–200 м.

Возраст вулканитов определен И.М.Ямниченко по фауне аммонитов как верхний байос (зона Parcinsonia parcinsoni). Вулканиты залегают в основании разреза средней юры на размытой поверхности триасовых отложений.

Наиболее характерными породами нижней части разреза средней юры являются туфобрекчии и брекчии с угловатыми неокатанными обломками гранитоидов, полевых шпатов, кварца, граната, биотита, хлорита, мусковита, графита. Обломки сцементированы пылеватым цементом, участками переполненным рудным пылеватым материалом и кремнистым веществом. В цементе видны рогульчатые осколки стекла, по которому развиваются вторичные хлориты, карбонаты, серицит. Стекло имеет преимущественно кислый состав. Глинистая фракция цемента представлена монтмориллонитом. Брекчии переслаиваются или замещаются по простиранию туфопесчаниками, кварцитовидными песчаниками, аркозовыми песчаниками и туфобрекчиями со сложной вихревой текстурой. Туфобрекчии содержат обломки стекловатой породы темно-бурого цвета. В скв. 5302 на глубине 745 м среди туфов встречена лавовая брекчия с миндалекаменной текстурой и текстурами течения. Туфогенные породы часто несут следы окварцевания, карбонатизации, интенсивно хлоритизированы. По трещинам, а также гнездам развиваются пирит и арсенопирит.

В целом для вулканитов средней юры Оболонской впадины характерна невыдержанность их мощностей по простиранию и резкая фациальная неоднородность.

По составу и текстурным признакам туфогенно-осадочная толща низов средней юры может быть определена как толща, сформировавшаяся за счет фаций удаленных и промежуточных зон вулканов. Нам известны пока лишь вулканиты отрицательных структур, представленные частично переотложенным несортированным или слабо сортированным материалом взрывных вулканических аппаратов.

Чередование в разрезе одной и той же скважины (скв. 5301, 5302) туфобрекчий и тонких туфогенно-осадочных пород свидетельствует о неодноактности извержений.

Рельеф подошвы среднеюрских отложений и их изомощности свидетельствуют о том, что контуры Оболонской впадины сформировались в течение среднеюрского времени.

Таким образом, на основании геологических и геофизических материалов можно сделать вывод о тектоно-вулканической природе Оболонской впадины и, следовательно, оспаривать гипотезу образования депрессии в результате метеоритного удара и взрыва, как это предполагает ряд исследователей [27] для структур, вулканиты которых залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте (например, Болтышская впадина).

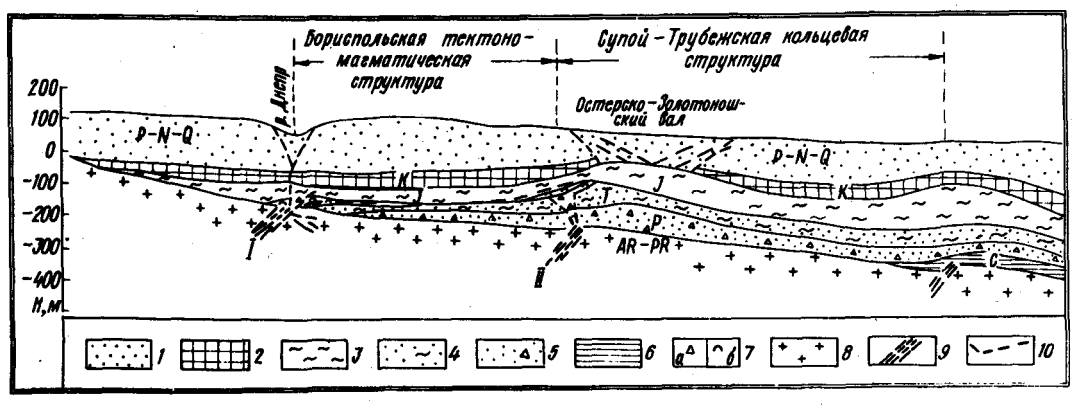
Наиболее вероятно нахождение жерловых фаций, а при значительном эрозионном срезе и субвулканических тел (даек, штоков) по периферии Оболонской депрессии, в пределах кольцевого поднятия.

Палеореконструкции дают лишь приближенную схему Оболонской тектоно-магматической структуры, размеры которой составляют 28 х 25 км. Предварительно в ее составе можно выделить два крупных элемента – кольцевое поднятие, прослеженное по кольцевому максимуму силы тяжести, и изометричную депрессию, которой отвечает Оболонский минимум силы тяжести. Эта структура в общем подтверждается материалами электроразведки, магниторазведки и результатами бурения.

Бориспольская тектоно-магматическая структура выделена нами в 1981 г. по материалам бурения глубоких скважин, а также по геофизическим данным и данным геологического дешифрирования аэрофото- и космоснимков. Она входит вместе с Супой-Трубежской кольцевой структурой в состав более крупной Киевской кольцевой структуры. Последняя намечена по элементам дешифрирования космоснимка ИСЗ "Метеор". Диаметр ее достигает 90 км.

Бориспольская структура контролируется бориспольским гравитационным мини-

Рис. 7



Разрез через Бориспольскую тектоно-магматическую и Супой-Трубежскую кольцевую структуры. *Отложения: 1* – песчано-глинистые палеогеновые, неогеновые и антропогеновые; *2* – песчаные и карбонатные верхнемеловые; *3* – песчано-глинистые угленосные среднеюрские (байос – бат); *4* – песчано-глинистые триасовые; *5* – песчано-гравийные пермские; *6* – ритмично-слоистые терригенно-карбонатные каменноугольные; *7* – вулканогенные и вулканогенно-осадочные (*а* – предполагаемые жерловые фации, *б* – пирокластические и осадочно-пирокластические); *8* – кристаллические породы фундамента; *9* – зоны глубинных разломов (*I* – Днепровская, *II* – Ядловско-Трактемировская); *10* – приповерхностные разрывы в осадочном покрове

мумом, ограничена Днепровским, Ядловско-Трактемировским и Стугновским разломами. На севере ее границу можно провести по слабо выраженному в рельефе фундамента валу широтного простирания.

Наличие вулканического стекла кислого и среднего состава, а также обломков андезитов в псаммитовой и псефитовой частях прослоя мощностью до 15 см было установлено нами при изучении шлифов из среднеюрских отложений центральных частей депрессии. Материалы по кольцевому поднятию отсутствуют.

Структурное положение Бориспольской тектоно-магматической депрессии отражено на рис. 7.

В изучении тектоно-магматических структур киммерийского этапа развития юго-западной части Восточно-Европейской платформы сделаны пока только первые оценочные шаги. Намечены приблизительные контуры распространения юрских пирокластических образований в полосе, простирающейся от северо-западных окраин Донбасса до Киевского Приднепровья. Структурно они приурочены к зоне сочленения Днепровско-Донецкого грабена (субгеосинклинали) и Донецкого складчатого сооружения, а также к юго-западному борту ДДВ, или Приднепровской плите. Полоса кольцевых структур Приднепровья – Оболонской, предполагаемой Драбовской и Бориспольской – расположена между Днепровским глубинным разломом и бортовыми разломами грабена. Вулканические аппараты не обнаружены и предполагаются в зоне юго-восточного контура придонецкого ареала осадочно-пирокластических образований, а также по периферии изометричных депрессий Приднепровской плиты.

Не оценены металлогеническая специализация юрского этапа вулканической деятельности, а также металлогеническая значимость поствулканических гидротермальных образований.

В период формирования юрских тектоно-магматических структур особенно четко проявилась связь с ними угленосных и сланценосных структур [166, 183]. В среднеюрских песчано-глинистых отложениях с примесью пирокластического материала углепроявления установлены повсеместно.

Альпийский этап активизации

В результате работ последнего десятилетия окончательно определены масштабы и географические контуры тектоно-магматических структур альпийской активизации центральной части Украинского щита, морфология и генезис вулканоструктур, характер извержений [20, 76, 166, 182, 186 и др.]. Намечена крупная провинция альпийского вулканизма нового типа, представленного продуктами преимущественно кислого ряда – жерловыми фациями и пирокластическими образованиями удаленных и промежуточных зон дацитового и андезито-дацитового состава с подчиненным количеством более основных образований.

Глубинное геологическое картирование, а также крупно- и среднемасштабные поиски дали возможность выявить новые участки развития вулканических брекчий в краевых частях Украинского щита, на его южных и западных склонах. Однако истинные масштабы проявления альпийского платформенного вулканизма остаются невыясненными, а их металлогеническая роль неопределенной. Поэтому на вулканологической карте (рис.8) отражены тектоно-магматические структуры только лишь одного из наиболее изученных ареалов развития вулканических образований платформы. Кроме материалов личных исследований в разделе использованы данные геологических съемок и поисков, а также материалы В.В.Конакова и Ю.А.Кудели.

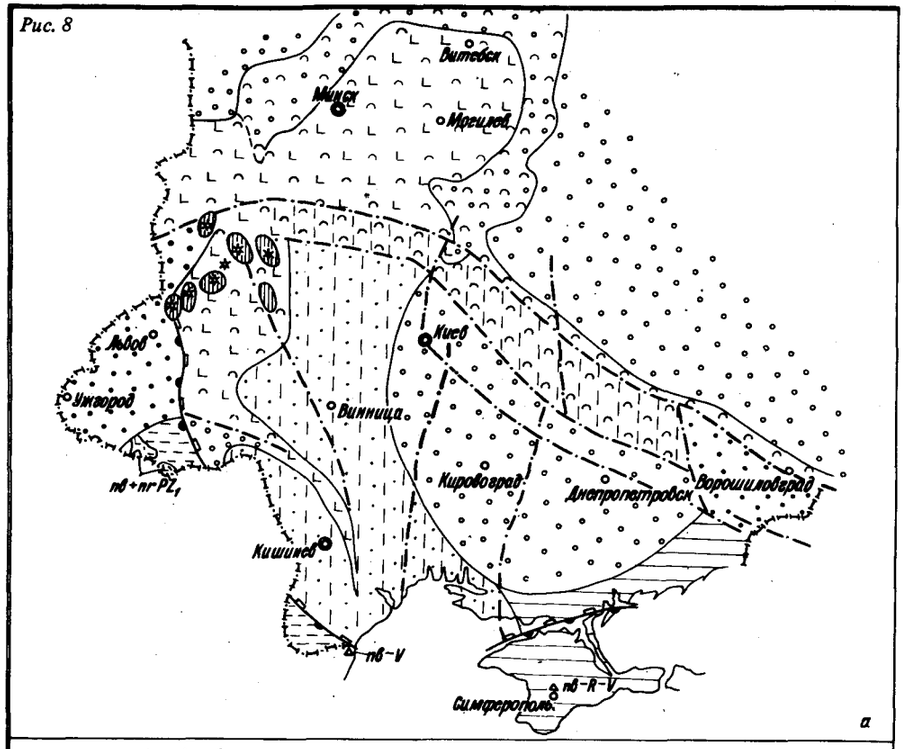
Тектоническим элементом первого порядка на карте является Среднеднепровская кольцевая тектоно-магматическая структура, расположенная на правом берегу р.Днепр, в его среднем течении, в пределах Кировоградского блока щита, или Ингуло-Криворожского структурно-геохронологического района кристаллических образований докембрия [226]. Структура была заложена и сформирована на субстрате из различных кристаллосланцев, гнейсов, мигматитов, гранитов, габбро нижне- и верхнепротерозойских комплексов в крупном узле тектоно-магматической активизации (рис. 9).

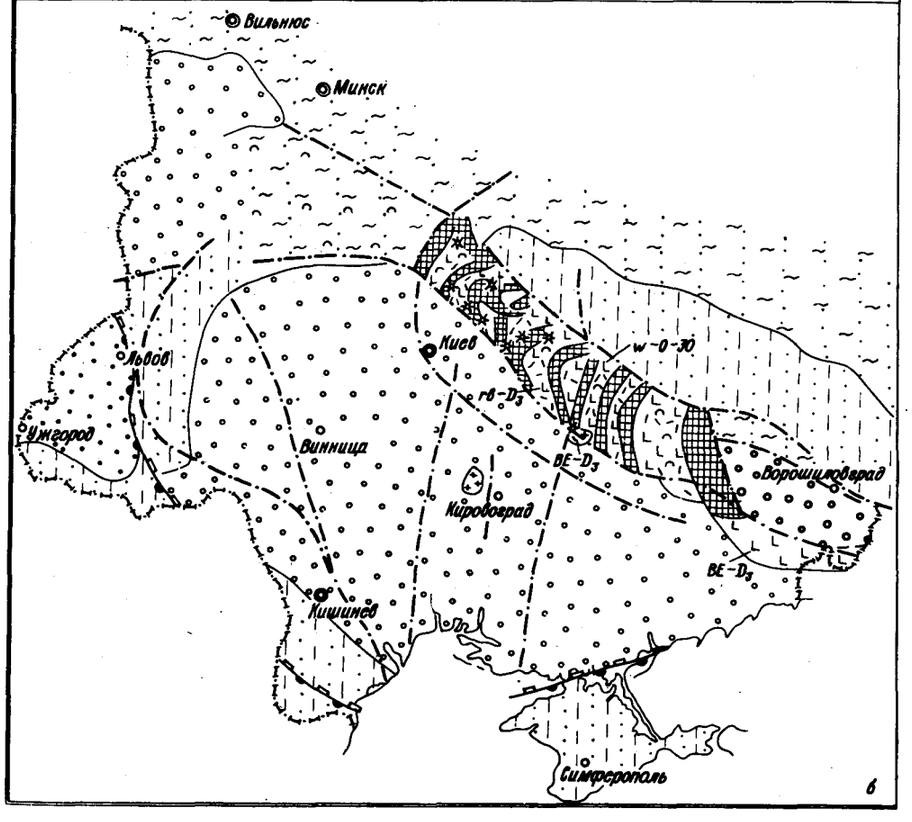
В центре структуры находится Болтышская впадина. Тектоно-магматические элементы подчиненного ранга представлены: 1) центральной депрессией диаметром около 22 км – Болтышской тектоно-магматической просадкой [20, 76, 166, 182, 183, 186 и др.]; 2) внутренними и внешними кольцевыми поднятиями до 40 и 130 км в поперечнике соответственно [20, 182 и др.]; 3) кольцевыми прерывистыми депрессиями, разделяющими поднятия [20 и др.].

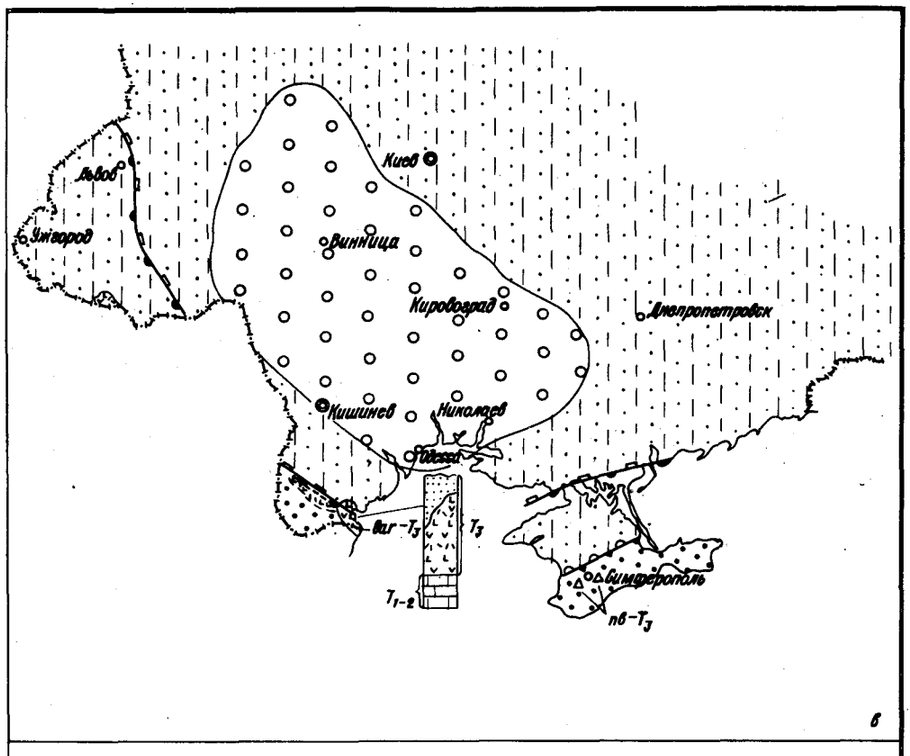
По-видимому, несколько меньшей по размерам является Ротмистровская вулканическая просадка, контуры которой достоверно еще не определены. Вокруг нее намечается кольцевое поднятие до 40 км в диаметре. Ротмистровская депрессия расположена в северо-западной части Среднеднепровской кольцевой структуры. Ее юго-восточным антиподом является Зеленогайская депрессия [27 и др.].

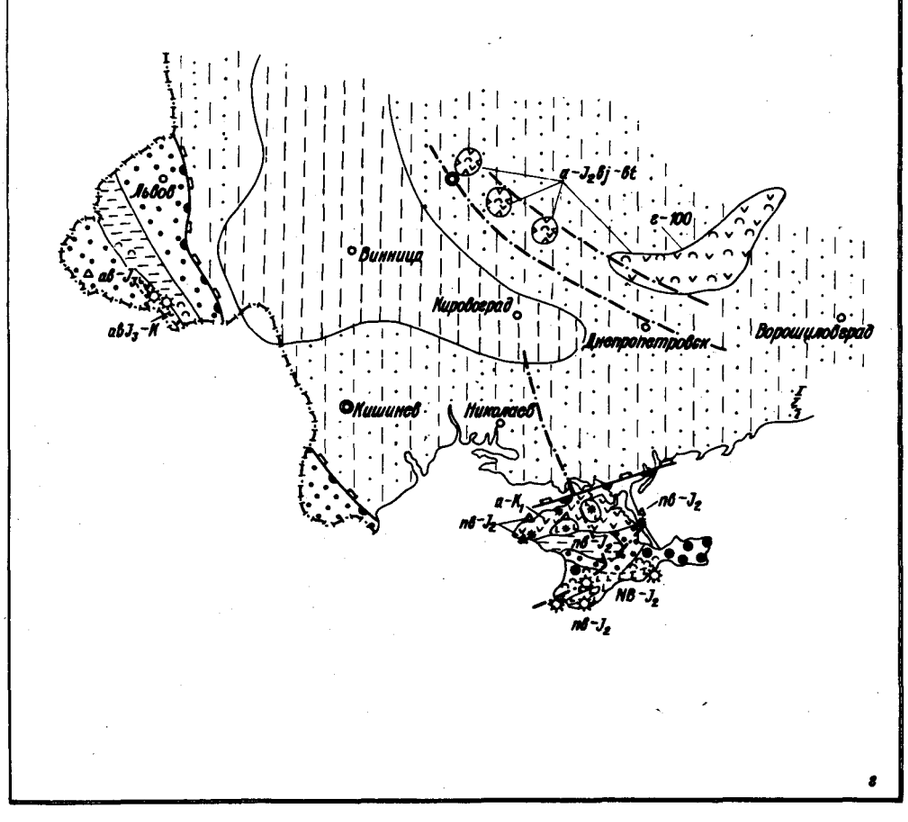
Установлено [182] закономерное тектоническое положение Болтышской депрессии по отношению к структуре и рельефу фундамента. Она расположена на южном фланге Нечаевской зоны глубинного разлома, на ее пересечении с широтной зоной разломов, ог-

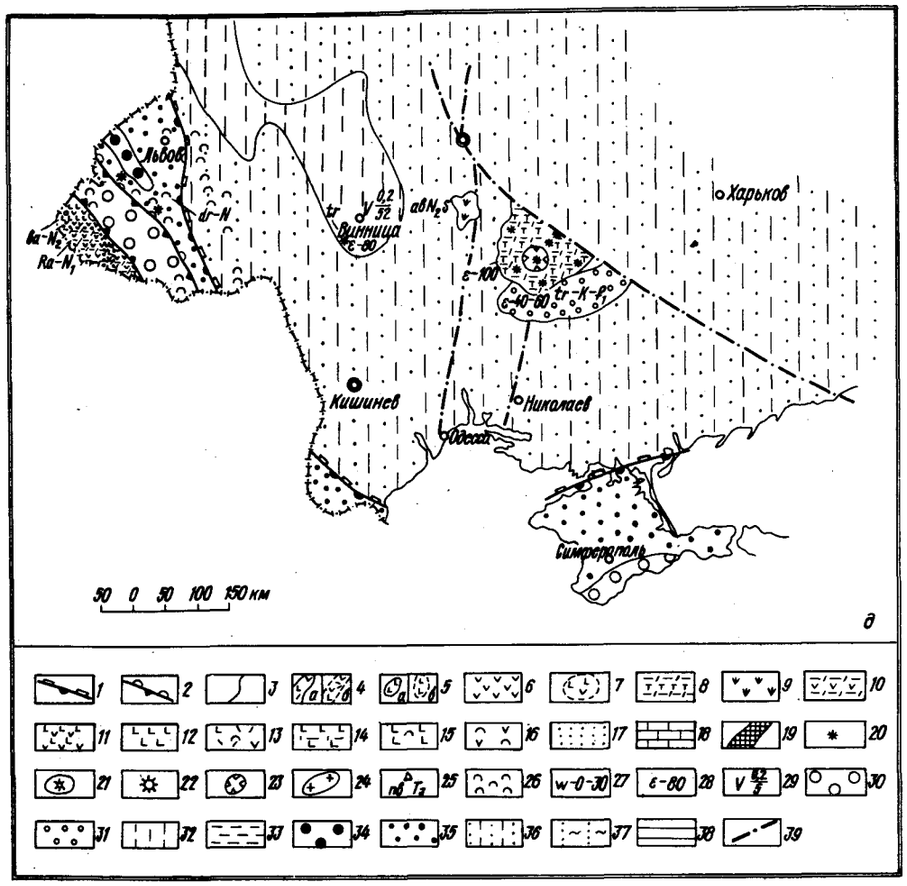
Рис. 8


Витебск
Минск
Могилев
Киев
Львов
Ужгород
Винница
Кировоград
Днепропетровск
Ворошиловград
Кишинев
пв+nr PZ1
пв-V
пв-R-V
Симферополь
а


Вильнюс
Минск
Киев
Львов
Ужгород
Винница
Кировоград
Кишинев
Ворошиловград
Симферополь
б


Киев
Львов
Ужгород
Винница
Кировоград
Днепропетровск
Кишинев
Николаев
Одесса
Симферополь
в


Львов
Винница
Кировоград
Днепропетровск
Ворошиловград
Кишинев
Николаев
г



Палеовулканологические карты Украины. Масштаб 1:5 000000 по срезам V-Є-O-S_1 (*а*), S_2-D-C_1 (*б*), C_2-P-T (*в*), J-K (*г*), P-N (д) (Составили: по платформенной части – А.Я.Радзивилл с участием Ю.А.Кудели, В.В.Конакова по срезу P-N; по юго-западной части складчатого обрамления – Ю.А.Лейе, Н.Н.Макаров, В.Я.Радзивил, В.С.Токовенко, В.Б.Черницын с участием Ю.М. Довгаля по срезу C_2-P-T). *Границы: 1* – Восточно-Европейской платформы; *2* – между областями завершенной складчатости и геосинклинальными областями; *3* – палеогеографических зон; *вулканические формации и их ассоциации: 4* – базальт-андезит-риолитовая (*а* – достоверно установленная, *б* – в предполагаемых контурах по геофизическим данным); *5* – парагенезис формаций натриевых базальтов среднеюрского возраста в современных контурах (*а* – достоверно установленных, *б* – в предполагаемых контурах), *6* – андезито-базальтовая раннемелового возраста, *7* – андезито-базальтовая среднеюрского – раннемелового возраста, *8* – трахириолитовая, *9* – андезито-базальтовая, *10* – парагенезис риолитовой и андезитовой формаций; *11* – базальт-андезитовая, *12* – базальтоидов; *13* – вулканогенно-осадочная риолит-базальтовая толща; *14* – нерасчлененная вулканогенная толща натриевых базальтов и натриевых риолитов нижнего палеозоя; *15* – базальты и их туфы; *16* – андезиты и их туфы; *17* – терригенная толща (в колонке); *18* – карбонатная толща (в колонке); *19* – погребенные тектоно-магматические дуги; *вулкано-тектонические структуры; 20* – предполагаемые центры извержений; *21* – предполагаемые центры изверженй и выявленные бурением тела диабазов; *22* – вулканические аппараты (стратовулканы); *23* – кальдеры и грабены обрушения, *24* – штоки лампрофиров; *25* – немасштабное обозначение вулканогенных образований; *26* – наличие пирокластических пород в осадках; *27* – индекс вулканогенности в вулканогенно-осадочной толще; *28* – коэффициент эксплозивности в процентах; *29* – объем продуктов извержения, км^3/млн. лет; *палеогеографическая обстановка: 30* – горная суша, *31* – возвышенная суша, *32* – низменная суша, *33* - островная суша; *34* – глубокое море, *35* – мелкое море, *36* – чередование низменной суши и мелкого моря, *37* – чередование мелкого моря и лагуны, *38* – нерасчлененная морская обстановка; *39* – разрывные нарушения

раничивающей Чигиринский гранитный массив [181]. Вулканическая депрессия в средней и поздней юре, образовавшаяся в условиях островной суши и превратившаяся в континентальную впадину, в мелу и кайнозое развивалась по типу унаследованных структур на восточном краю Каменского куполовидного поднятия (гранито-гнейсового купола). Купол до 30 км в поперечнике сложен гетерогенными породами: в своде – нижнепротерозойскими (кировоградскими гранитами), на крыльях – гранитами рапакиви коростенского комплекса, по кольцевой границе – интрузивными образованиями основного состава и развивающимися по ним метасоматитами и кристаллосланцами.

Рис. 9

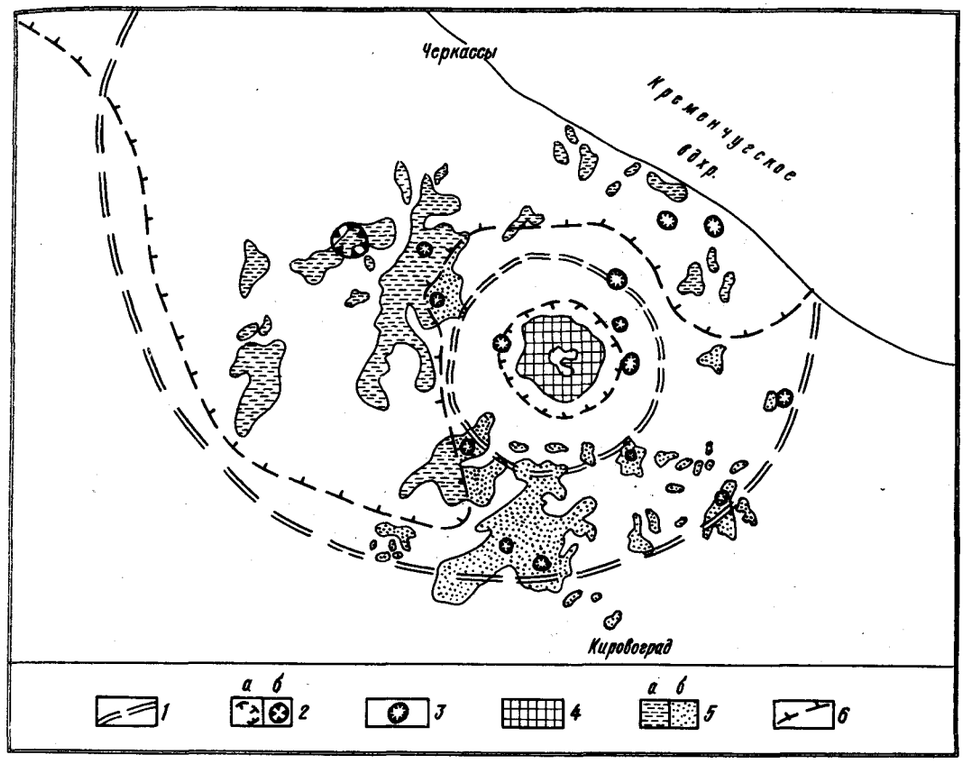


Схема распространения мел-палеогеновых вулканогенных образований в пределах Среднеднепровской тектоно-магматической структуры:
1 – оси кольцевых поднятий; *2* – контуры тектоно-магматических депрессий (*а* – Болтышской, *б* – Ротмистровской); *3* – центры вулканических извержений взрывного типа; *4* – зона развития вулканогенных образований мелового этапа; *5* – площади распространения пород позднемелового – палеогенового этапа (*а* – морских; *б* – континентальных фаций); *6* – предполагаемая береговая линия позднемелового – палеогенового моря

Значительные различия в составе, структуре, рельефе купола и его периферических частей сохраняются на протяжении всего неогена, но особенно контрастными становятся на этапах тектонической и тектоно-магматической активизации.

Долгоживущие кольцевые разломы периодически испытывали подновление. В моменты их максимальной активности возникали локальные магматические очаги.

Площадь ареала современного распространения альпийских вулканитов центральной части Украинского щита – 8 тыс. км^2. С учетом интенсивности послепалеогеновых размывов первоначальная его площадь может быть оценена примерно в 15–16 тыс. км^2.

Пирокластические образования связаны со взрывными центрами палеоценового возраста. Более древние (меловые) вулканиты, представлены как туфами, так и лавовыми образованиями. Последние обнаружены в нижних частях разреза Болтышской и Ротмистровской вулканических депрессий.

По существу, в центре щита определилась южная часть Среднеднепровской тектоно-магматической структуры [20, 76, 166, 186]. Северная ее часть погребена под относительно мощным (200–500 м и более) слоистым чехлом юго-западного склона Днепровско-Донецкой впадины, или Приднепровской плиты, в связи с контрастными движениями вдоль Днепровского глубинного разлома.

Несомненна глубокая унаследованность альпийскими тектоно-магматическими структурами центральной части Украинского щита признаков структур наиболее ранней активизации. Эти признаки являются наиболее важными и главными геологическими критериями для суждения об эндогенном происхождении структур типа Болтышской, Ротмистровской, Зеленогайской. Признаки унаследованности прослеживаются и в строении нижней части разреза Болтышской просадки по данным скв. 11475. В центральной части депрессии на коре выветривания кристаллических пород, представленной каолинизированными гранитами житомирско-кировоградского комплекса, залегают рыхлые разнозернистые кварц-полевошпатовые пески буровато-красного цвета, слабосортированные и плохоокатанные. Их мощность 135 м. На песках залегают вулканиты мощностью свыше 300 м. Они представлены лавовыми брекчиями андезито-дацитов с ксенолитами пород фундамента. Сторонники метеоритной гипотезы происхождения вулканических просадок (или кратеров) щитов принимают эффузивы за имиактиты [27]. Однако следов имиактного воздействия на пески, как и следов их оплавления, не отмечено.

Состав вулканического материала вверх по разрезу становится все более кислым. Установлено ритмичное четырехкратное повторение смены туфов лавами. Разрез завершается кислыми пемзовидными лавами и кластолавами, на которых залегают туфоалевролиты, а также туфоаргиллиты углистые и битуминозные.

Характер приведенной части разреза позволяет утверждать, что начало прогибания Болтышской депрессии предшествовало излиянию лав с эксплозиями. Красноцветные пески могут быть синхронными с триасовыми красноцветами. Неодноактным представляется и формирование толщи вулканитов Болтышской и Ротмистровской впадин. В разрезе последней между верхней пирокластической пачкой и нижней лавовой залегают мелоподобные мергели с фауной сеноманского яруса.

Длительность вулканического процесса подтверждается цифрами радиологического возраста стекловатых лав и кластолав из различных частей разреза – от 170 до 55 млн.лет [87, 171]. Согласуются с ними и данные биостратиграфии. Так, возраст вулканитов нижних частей разрезов Ротмистровской и, видимо, Болтышской депрессий – досеноманский, а пирокластических образований удаленных и промежуточных зон заключительных этапов извержений, определенный по фауне фораминифер и пелиципод, – дат-палеоценовый.

Из керна скв. 3697 и 3701, пробуренных юго-западнее Болтышской депрессии – в кольцевой депрессии Среднеднепровской структуры, нами были отобраны образцы туфов и туфопесчаников с фауной двустворчатых моллюсков, гастропод, одиночных кораллов, а также хорошей сохранности бентосных фораминифер. Комплексы фаун, по заключению Д.Е.Макаренко, сопоставимы с комплексами, развитыми в районе сел Лузановка и Райгород Смелянского района Черкасской области, и являются, скорее всего, дат-палеоценовыми. По нашим палеовулканологическим реконструкциям, лузановские и райгородские слои находятся в той же структурно-фациальной обстановке, что и слои, вскрытые скв. 3697 и 3701.

Фациальная зональность мел-палеогеновых вулканических образований Среднеднепровской структуры подчинена геологическим закономерностям, установленным для других вулканоструктур. Болтышская просадка расположена в краевой части Каменского куполовидного поднятия, в пределах крупного Тясминского свода. Она формировалась синхронно с ростом свода (поднятия). В дат – палеоцене это был полуостров в условиях мелководного платформенного моря. Западнее, юго-западнее и северо-западнее линии суша – море отлагались туфы в морской среде, восточнее и юго-восточнее – на суше. Для морского разреза характерны туфы с карбонатным детритусовым цементом и фораминиферами дат – палеоцена. Цвет пород зеленый, зеленовато-серый и серый. Зачастую видна параллельная слоистость. Для наземных туфов характерны пестрые окраски с преобладанием красно-бурых тонов. Упорядоченность материала и слоистость в них выражена в меньшей мере. Встречаются обрывки обуглившейся и фоссилизированной древесины. На суше отлагался в целом более грубый материал.

Пирокластические образования выполняют кольцевые депрессии и покрывают их склоны. Жерловины располагаются в пределах кольцевых тектоно-магматических поднятий. Критерии диагностики и картирования жерловин разрабатывались нами уже после того, как основные геологосъемочные работы на этой территории были завершены. Выразительность структур на аэрофотоснимках достаточно высокая, по ним на первом этапе поиска намечались местоположение и контуры исследуемого объекта. На втором этапе

заверялись данные дешифрирования по материалам пройденных скважин или по коренным обнажениям.

По данным работ автора раздела, а также работ Ю.А.Кудели и В.В.Конакова, значительное количество взрывных вулканических кратеров заключительной фазы выявлено и нанесено на карты. Их размеры в поперечнике изменяются от 150 до 1500 м.

Достаточно яркую картину унаследованности режима развития структуры в послевулканический период можно воссоздать по развитию структурно-геоморфологических элементов. Болтышская депрессия и сопутствующие ей кольцевые элементы отчетливо выражены в рельефе кристаллического фундамента, а также в современном рельефе. Депрессии бучакского возраста наследуют тектоно-магматические и структурно-геоморфологические отрицательные формы Среднеднепровской тектоно-магматической структуры. Выраженность Болтышской депрессии в ландшафте позволяет дешифрировать контуры на аэрофото- и космоснимках. Над центральной частью впадины расположена заболоченная широкая долина р.Тясмин с характерным центростремительным расположением притоков. При пересечении кольцевых поднятий р.Тясмин теснится в каньонообразной долине.

Прибортовая часть Болтышской вулканоструктуры представляет собой кольцевое поднятие интенсивно дробленного фундамента, усложненное воронкообразными формами, которые заполнены брекчией. Предполагается, что это вулканические аппараты, расположенные по кольцевому разлому, ограничивающему просадку.

Однопорядковыми с периферийными жерловинами являются центральные кратеры – поднятия Болтышской и, возможно, Ротмистровской депрессий. По сравнению со взрывными периферийными жерловинами они более ранние, давшие потоки лав, кластолав, слоистые наземные вулканические постройки и стратифицированные покровы. В прикратерной части лавобрекчии, кластолавы и агломератовые туфы низов разреза вулканической толщи имеют четко выраженную флюидальность, ориентированную под углом 60–70 °. Текстуры течения указывают на значительную крутизну поверхности конуса кратера.

Имеющиеся материалы по Среднеднепровской тектоно-магматической структуре позволяют воссоздать последовательность событий приблизительно так: 1) триас – начало юры – опускание фундамента Болтышской впадины по кольцевым разломам и накопление груботерригенных красноцветов; 2) конец средней юры – ранний мел – выбросы и излияния из центральных кратеров и компенсационные опускания Болтышской и Ротмистровской просадок; 3) сеноман – трансгрессия и накопление карбонатных осадков западнее и северо-западнее Тясминского свода, перерыв магматических процессов и появление красноцветности в эффузивах и пирокластолитах верхней части разреза Болтышской депрессии; 4) дат – палеоцен – выбросы туфов вулканических центров, расположенных по периферии просадки и на кольцевых поднятиях (Лебедовский, Тимошевский кратеры и др.).

К последнему этапу приурочена, по-видимому, и активность Зеленогайского кратера, впервые описанного В.П.Брянским и Л.М.Фроловой в 1975 г. Его размеры по геофизическим данным и данным бурения 2,2 х 3,0 км, установленная глубина более 200 м (скв. 5286). Кратер выполнен брекчиевидными породами, в обломках которых преобладают образования кристаллического фундамента. Вулканогенно-осадочные толщи формировались в это время в центральной (Болтышской) и кольцевых просадках.

Петрохимические характеристики эффузивов и туфов мел-палеогенового возраста центральной части Украинского щита не отличаются от характеристик вулканитов кислого ряда других регионов Украины и земного шара. Граничные значения числовых характеристик лав, туфолав и туфов, по А.Н.Заварицкому, следующие (по 20 анализам): a = 10,0–13,4; c = 1,5–3,0; $в$ = 5,0–8,0; s = 71,0–80,3; a' = 15,9–54,2; f' = 21,0–41,0; m' = 28,0–40,5; n = 45,9–68,2; φ = 11,7–20,5; t = 0,1–0,5; Q = 17,3–32,6; $a : c$ = 6,5–11,1.

В породе светлая часть резко преобладает над цветной, перенасыщена кремнекислотой, в большинстве проанализированных образцов калий преобладает над натрием. Порода насыщена щелочами. Суммарное количество их 6,5–11,0 %. В связи с последним необходимо отметить, что одним из характерных признаков импактитов является недосыщенность породы щелочами, как легкоплавкими, так и летучими [27].

Реконструкции альпийских тектоно-магматических структур центральной части Украинского щита позволяют представить масштабы наиболее поздней активизации в этой

части Восточно-Европейской платформы, что дает возможность по-новому определить ее роль в преобразовании гранитно-метаморфического слоя и подойти к оценке перспектив на различные полезные ископаемые, в том числе на редкие и рассеянные. На этом этапе активизации в осадочных толщах, замещающих вулканиты по простиранию и залегающих выше по разрезу, заметно увеличивается количество фосфора, достигающее в ряде случаев 16,27 % [185].

Важную роль в формировании буроугольных месторождений Днепробасса сыграли тектоно-магматические депрессии различных рангов. Болтышская депрессия в послевулканический период была структурой накопления значительного количества битумной органики, что привело к образованию богатейшего месторождения горючих сланцев [27].

Ротмистровская тектоно-магматическая депрессия, входящая, как отмечалось, в состав Среднеднепровской кольцевой тектоно-магматической структуры, расположена северо-западнее Болтышской депрессии (40 км) у с.Ротмистровка Смелянского района Черкасской области. Впадина была открыта в 1960 г. Л.И.Рябчун, В.К.Рябчуном, Н.Ф.Поддубным и В.А.Свиридовым при геологосъемочных работах. При проведении работ на горючие сланцы В.К.Грабовским (1964–1968) получены более полные сведения о геологическом строении разреза и структуре фундамента [3].

В.Л.Масайтис и др. [27] считают, что Ротмистровская впадина представляет собой метеоритный кратер. Они выделили в составе вулканогенно-осадочных образований породы типа зювитов. Максимальная глубина просадки фундамента здесь достигает 400 м, диаметр впадины превышает 3 км. Базальные слои разреза представлены стекловатыми лавами андезито-дацитов и дацитов, переполненными крупными обломками гранитоидов, их мощность около 70 м. Выше по разрезу количество обломков уменьшается. В скв. 10467, расположенной в краевой части структуры, мощность вулканитов несколько больше. Химический состав стекловатых лав из скв. 760, гл. 270,8 м (по Л.И.Рябчун и В.К.Рябчун) следующий, в %: SiO_2 65,43; TiO_2 0,47; Al_2O_3 15,10; Fe_2O_3 1,82; FeO 1,74; MgO 1,12; CaO 1,27; MnO сл.; Na_2O 1,80; K_2O 4,55; SO_3 0,73; п.п.п. 2,45; H_2O 3,18. Он ближе всего к составу дацитов по Дэли и отличается от среднего значения по соотношению оксидов щелочных металлов. В дацитах Ротмистровской депрессии K_2O резко преобладает над Na_2O.

Выше залегает толща песчано-глинистых пород, обогащенных пирокластическим материалом различной крупности. В основании этой толщи залегают грубозернистые брекчиевидные туфо-песчаники. В скв. 10463, пройденной в центральной части кратера, выявлена брекчия, состоящая из угловатых обломков кварца и полевого шпата (размер 2–3 см) и слабо раскристаллизованного стекла, местами аргиллизированного. В верхней части разреза залегает горизонт битуминозных глинистых пород. Общая мощность осадочной толщи около 160 м.

Песчано-глинистые отложения перекрыты горизонтом писчего мела (мергеля) мощностью до 31 м (скв. 10463). Карбонатные породы охарактеризованы фауной сеноманского и туронского ярусов. Они содержат значительную (до 20 %) примесь пылеватых зерен кварца и полевых шпатов. Скв. 10465 пройден 7-метровый горизонт вулканической брекчии (гл. 133–140 м), залегающий, по-видимому, в форме линзы в толще писчего мела (гл. 128–147 м). Сеноман-туронские карбонатные отложения перекрыты вулканической брекчией, переполненной обломками кристаллических пород фундамента, аргиллизированными стеклами. Мощность брекчий 10–22 м.

Выше залегают угленосные пески бучакского яруса (мощность 20 м), пески и мергели киевской свиты (45 м), пески полтавской свиты палеогена (15 м), красно-бурые глины и пески неогена (10 м), пески и суглинки антропогена (мощность до 35 м).

Ротмистровская вулканическая просадка испытывала унаследованное прогибание на протяжении всего кайнозоя; в современном рельефе она также выражена понижением.

Ильинецкая вулканоструктура отличается от вулканоструктур центральной части Украинского щита размерами и строением. О ее возрасте нет единого мнения. Не прекращаются дискуссии и о ее происхождении. Так, по мнению В.Л.Масайтиса и др. [27], она представляет собой метеоритный кратер.

Вулканические породы в этом районе были впервые обнаружены в 1851 г. К.М.Фиофилактовым и определены В.Г.Тарасенко в 1898 г. При среднемасштабном геологическом картировании в 1956 г. А.И.Жолдак, Г.Г.Виноградов, В.А.Рябенко предположили их раннепалеозойский возраст и определили положение вулканоструктур в узле пересечения Джурин-Немиров-Ильинецкого, Верхнебугского и Брацлав-Ладыженского региональных разломов. Была оконтурена площадь развития эффузивов. В 1961 г. Н.Т.Вадимовым здесь проведено поисковое бурение. В 1966 г. коллектив, возглавляемый А.Я.Каневским, уточнил морфологию вулканического тела и состав вулканитов. К этому же времени относятся исследования И.Н.Логвина и В.А.Рябенко.

Очертание Ильинецкой вулканоструктуры в плане – эллипсоидальное с юго-востока на северо-запад. Длина структуры 5,5 км, максимальная ширина 3,7 км, площадь более 14 км^2. К структуре приурочен локальный, почти изометричный, минимум силы тяжести. Плотность эффузивов (1,89–2,4 г/см^3) гораздо ниже плотности вмещающих их

Рис. 10

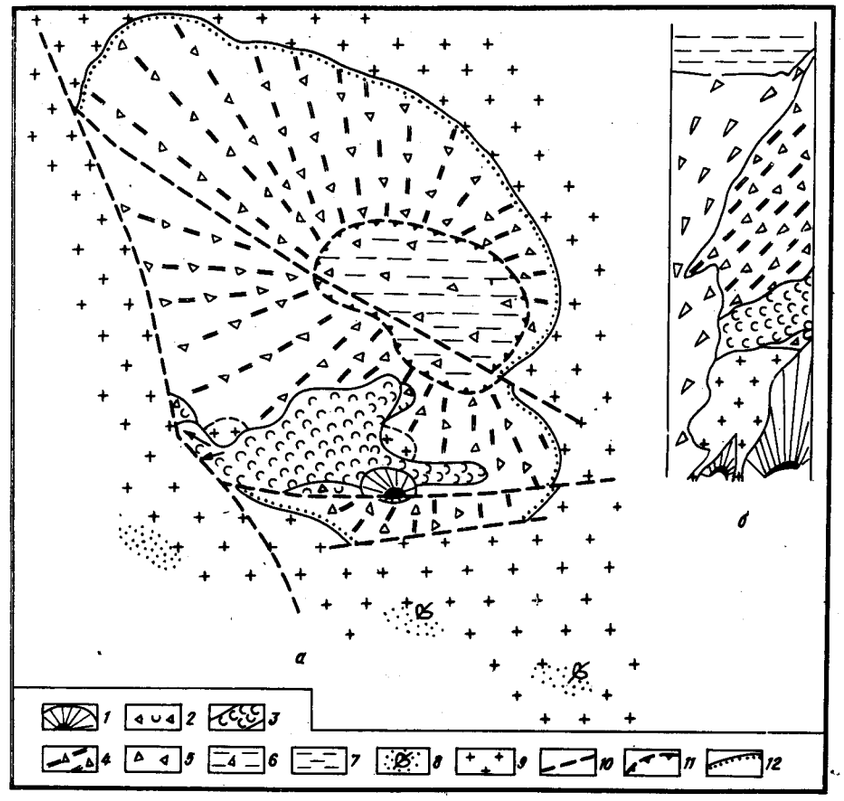


Схема-реконструкция фрагмента Ильинецкого палеовулкана:
а – план; *б* – колонка, демонстрирующая последовательность внедрений, излияний и выбросов; *1* – субвулканическая фация порфировых андезито-дацитов с ксенолитами кристаллических пород фундамента (подводящий канал); *2* – линзы брекчий и лавобрекчий в нижней и краевых частях потока лав; *3* – потоки лав и кластолав андезито-дацитов и дацитов; *4* – прижерловая фация вулканического конуса (брекчии с текстурами течения и грубослоистые); *5* – жерловая фация (кратерные брекчии и туфы); *6* – образования жерловой фации, перекрытые песчано-глинистыми отложениями фаций кратерного озера; *7* – фации кратерного озера (аргиллиты, алевролиты, пески, гравелиты и глинистые брекчии); *8* – фация белых песков удаленных зон (кварцитовидные жерновые песчаники); *9* – кристаллические породы фундамента; *10* – разломы; *11* – контур кратерного озера; *12* – граница несогласного налегания закратерных выбросов

кристаллических пород фундамента. На карте магнитных аномалий структура выражена сложным сочетанием знакопеременных полей. Над центральной частью депрессии выделяется отрицательная магнитная аномалия. Она зафиксирована, скорее всего, над жерловиной.

Полевые работы в районе Ильинецкой вулканоструктуры проводились нами на протяжении 1970–1973 гг. Палеовулканологические реконструкции сделаны с применением метода структурно-фациального анализа (рис. 10).

Ильинецкий палеовулкан расположен в периферийной части Липовецкого купольного поднятия, т.е. в межкупольной мобильной зоне. В его строении принимают участие субвулканические фации, лавовый поток, прикратерные брекчии и лавовые брекчии, жерловые агломератовые туфы, фации кратерного озера, удаленные фации "белых песков".

Субвулканические образования развиты в южной части вулканоструктуры и слагают дайкообразное тело мощностью 60–70 м, протяженностью 0,7–1,0 км с почти вертикальным падением контактов и текстур течения, подчеркнутых также ориентированными в одном направлении игольчатыми вкрапленниками полевых шпатов. Основная масса породы стекловатая, по химическому и петрографическому составу отвечает андезито-дациту. Описаны разновидности дацитов, андезитовых порфиритов и кварцевых порфиров.

Стекловатая масса андезито-дацитов контаминирована обломками и минералами вмещающих кристаллических пород, количество которых в контактовой зоне резко увеличивается. Извлечение из эффузивов чистого вулканического стекла на радиогенную датировку калий-аргоновым методом представляет собой трудную задачу. Нам также не удалось получить для датировки чистое незасоренное вулканическое стекло. По лабораторным определениям (ИГФМ) калий-аргоновым методом возраст андезито-дацитов около 400 млн. лет, что не соответствует геологическим фактам [166].

Дайкоподобное субвулканическое тело представляет собой корневую часть размытого вулканического купола или фрагмент кольцевой дайки, внедрявшейся по кольцевому разлому. Здесь развита фация лавового потока. Язык потока (1,0 х 1,5 км) вытянут от купола андезито-дацитов в северо-западном направлении. Лавы перекрыты частично вулканической брекчией. Северный фланг потока срезан кратером взрыва последующей эксплозии. Общий наклон потока и его основания северный и северо-западный, угол наклона контактов 12–14 ^{0} (скв. 18480, 2133). Мощность потока 30–40 м.

В брекчии по полосчатости (текстурам течения) развиваются налеты сульфидов, отмечаются плойчатость, интенсивная хлоритизация. По трещинам отрыва лавовый материал вышележащего потока проникал далеко в глубь брекчий кристаллического основания.

Кроме обломков кристаллических пород верхняя брекчия содержит (а участками ими переполнена) обломки осадочных пород, преимущественно глинистых, со следами обжига поверхности.

Жерловая фация выделяется как внутрикратерная, инъективная, породы которой не испытали перемещения вне жерловины. На контакте с лавовым потоком в ней установлены обломки андезито-дацитов. Отсутствуют обломки осадочных пород. Текстуры направленного внедрения (течения) выражены практически повсеместно и характеризуются довольно крутыми углами: от 45–60 ^{0} до вертикальных. Мощность жерловых брекчий по данным частотного электромагнитного зондирования – 300–400 м; по данным вертикального электрозондирования в наиболее глубоких частях кратера она может превышать 400 м.

По периметру жерловины расположены брекчии, образование которых связано как с открытием кольцевого разлома, так и с магматическими процессами. Это эруптивные брекчии или контактовые брекчии жерловой фации. Останцы кристаллического основания здесь чередуются с крутопадающими телами мощностью от 1–2 до 10–25 м в зоне шириной до 0,5 км.

Постмагматические изменения проявились неравномерно, и их взаимоотношение, масштабы и последовательность остаются невыясненными. Широко представлены продукты хлоритизации, окварцевания, альбитизации, опацитизации, карбонатизации, окремнения, участками – аргиллизации. Для жерловой фации значительных глубин установлены процессы окварцевания, альбитизации, карбонатизации, тремолитизации, окремнения, сульфидизации.

По петрохимическим характеристикам состав эффузивов отвечает составу андезито-дацитов. По количеству кремнезема они приближаются к андезиту (59–62 %), андезито-дациту (62–65 %) или к дациту (65–66 %). Калий преобладает над натрием, породы пересыщены глиноземом.

Широкий набор элементов в аномальных количествах прежде всего характеризует своеобразие состава брекчий, пестроту и разногенетичность слагающих их обломков.

Последовательность событий, связанных с формированием Ильинецкой вулканоструктуры, может быть представлена следующим образом: 1) начало вулканической деятельности – выбросы тефры (сформировались брекчии мощностью до 100 м); 2) излияние магмы – образование лавового потока и закупорка подводящего канала андезито-дацитовым куполом; 3) формирование эксплозивного кратера и вулканического конуса; 4) образование кратерного озера и накопление кратерных песчано-глинистых отложений.

Отложения кратерного озера имеют сложный невыдержанный разрез. В большинстве случаев аргиллиты залегают на брекчиях и в одном пункте (1 км южнее с.Павловка) – на кристаллических породах основания. Песчанистые осадки миоцена перекрывают глины, которые большинством исследователей относятся к девону. Для этого есть веские основания. Так, определение радиогенного возраста калий-аргоновым методом по породе (андезито-дацитам, дацитам, ортофирам, трахиандезитовым порфирам) дает цифры от 360 до 600 млн. лет. Необходимо отметить, что для точной датировки вулканитов Ильинецкой структуры наиболее подходящим материалом явилась бы нераскристаллизованная основная масса кислых эффузивов. Однако получить ее, как показали анализы петрографического состава отобранного наиболее чистого стекловатого материала, весьма затруднительно. В большей половине обломков стекла мезостазиса находятся кристаллы или сростки зерен кристаллических пород основания. Они содержат калиевый полевой шпат и биотит, хранящие информацию о возрасте пород (минералов) древнего основания. Отсюда следует, что нельзя считать достоверными радиогенные определения возраста по геологическим данным от 360 до 750 млн. лет. Также недостоверны цифры калий-аргоновой датировки брекчий, аргиллитов и алевролитов (Центральная комплексная лаборатория треста Киевгеология, коллекция Г.Г.Виноградова, 1973 г.) – 360–750 млн. лет.

Спорово-пыльцевые комплексы отвечают девонским (определения Л.А.Сергеевой, ИГН АН УССР, и Е.М.Андреевой, ВСЕГЕИ). Они характеризуют кратерные осадки и эксплозивные образования прижерловых фаций.

Несмотря на то что большинство исследователей не сомневаются в девонском возрасте Ильинецкого палеовулкана, мы считаем этот важнейший вопрос еще окончательно не решенным. Для определения возраста активной жизни вулкана важнейшими, на наш взгляд, являются данные о распространении и структурном (фациальном) положении плотных сахаровидных песчаников миоцена, напоминающих песчаники полтавской свиты.

Песчаники миоцена приурочены к южной части структуры в районе сел Ивановка, Песочин и представляют собой фацию "белых песков", характерных для периферийных зон современных вулканов. Пласты плотных сварных белых и коричневато-белых песчаников мощностью до 1 м сохраняют вертикально расположенные по отношению к их кровле и подошве следы камышовых и осоковых – отпечатки стеблей и листьев и пустоты от стеблей и углистые примазки. Это мгновенно погребенные пепловым горячим материалом болотные растительные сообщества. Макроскопическое изучение песчаников показало, что обломки кварца, реже каолинизированного полевого шпата, совершенно неокатанные, характерны для пирокластических частиц.

Вулканическая активность Ильинецкого кратера в миоцене, по приведенным данным, не вызывает существенных возражений. Может быть структура активизировалась и в девоне и в миоцене и извержения носили прерывистый характер. Вместе с тем не исключено, что миоценовые толщи в результате извержения и захвата алевролитов и аргиллитов более древних слоев были контаминированы ими. Спорово-пыльцевые комплексы девона принадлежат ксенолитам в брекчиях и аргилизированных брекчиях кратера. По совокупности имеющихся геологических данных Ильинецкий палеовулкан, скорее всего, завершил свою деятельность в миоцене.

К миоцену отнесены отложения так называемой боярской толщи. Ее наиболее полные разрезы представлены в пределах Черкасского месторождения бентонитовых глин на Дашуковском участке. Выделяется пять литологических горизонтов, которые отличаются по минеральному составу и внешним признакам.

На размытой поверхности различных по возрасту образований – от глауконитовых песков харьковской свиты до коры выветривания кристаллических пород докембрия – залегают зеленовато-серые глинистые мелкозернистые кварцевые пески с прослоями песчанистой глины. В нижней части толщи отмечаются линзы гумусовых песков, углистых глин и бурого угля. Мощность толщи изменяется от 1,0–12,0 до 38 м. По палинологическим данным ее возраст раннемиоценовый.

Выше залегают темно-зеленые песчанистые монтмориллонит-гидрослюдистые глины с пропластками гумусированных песков. Горизонт не имеет выдержанной мощности (0,3–7,0 м) и развит неповсеместно.

Над ними развиты воскоподобные глины коричневого цвета с раковистым изломом, невязкие и непластичные. Состоят из палыгорскита и монтмориллонита. В нижней части горизонта встречаются скопления харовых и других водорослей. Его мощность 0,4–6,0 м.

Выше расположен горизонт пористых глин, сложенных почти целиком палыгорскитом. Изредка наблюдаются карбонатные стяжения и линзы. Мощность глин 0,5–8,5 м. С вышележащими зеленовато-серыми и зелеными монтмориллонитовыми глинами (мощность 0,5–15 м) контакт четкий, резкий. В нижней части горизонта встречаются опаловые конкреции.

Завершает разрез горизонт темно-серых вязких и плотных глин полиминерального состава. Характерны частые зеркала скольжения, многочисленные карбонатные конкреции. На контакте с нижележащими глинами они образуют глинисто-карбонатный прослой. Мощность колеблется от 1,5 до 14 м.

Возраст толщи определяется ее стратиграфическим положением на нижнемиоценовых песках и под пестрыми глинами сармат-понтического возраста. Кроме того, в коричневых воскоподобных глинах и пропластках известняков И.М.Шайкин, Л.Я.Сайдаковский, М.В.Ярцева определили харовые водоросли среднего миоцена. По плохо сохранившимся остаткам фораминифер из самых нижних слоев глинистой толщи их возраст может быть от позднего тортона до раннего сармата (Э.Б.Савронь, З.М.Сатановская). Вся боярская толща формировалась, скорее всего, на протяжении гельвета – раннего сармата.

Состав глин Черкасского месторождения изучен довольно детально [163 и др.]. Их генезис наиболее вероятен как вулканогенно-пирокластический. Источник пирокластического материала, превращенного в глины, не установлен, но предполагается в пределах Украинского щита.

Палеовулканологические реконструкции боярской толщи, по-видимому, следует проводить с учетом данных об Ильинецком палеовулкане.

Общая направленность развития тектоно-магматических структур неогея и их металлогеническая специализация

При прослеживании истории развития тектоно-магматических структур (и вулканических провинций), закономерностей их латеральной миграции во времени на примере сложнопостроенного, длительно развивающегося и довольно хорошо изученного юго-западного региона Восточно-Европейской платформы намечена последовательная магматическая активность от наиболее зрелой и многослойной земной коры до коры переходного и океанического типов. В результате вулканических процессов в верхнюю, осадочную оболочку Земли попадает не только материал для седиментации слоистых толщ (лавы и пирокластика), но и газы, существенно влияющие на состав атмосферы и биосферы. Грандиозна также роль тепла и газово-жидких продуктов в метасоматическом преобразовании ранее сформировавшихся толщ.

К началу неогея гранито-метаморфический слой в пределах Восточно-Европейской платформы был в значительной мере сформирован. Его структура и масштабы развития полностью не исследованы.

Наиболее ранняя тектоно-магматическая активизация в пределах Украинского щита в неогее относится примерно к концу раннего и началу среднего рифея. Вулканические образования, возможно, этого временного рубежа представлены лептитами Сущано-Пержанской зоны и других структур северной части щита. В районе Корсунь-Новомиргородского плутона и Приазовского массива они не обнаружены и, по-видимому, были размыты в последующие геологические эпохи. Широко представлены дайковые серии и малые интрузивные тела ультракислых гранитов и гранит-порфиров как субвулканическая и корневая фация. По ним можно оконтурить хотя бы приблизительно ареалы развития кислого магматизма в раннем – среднем рифее и определить масштабы выявленных метасоматических преобразований вмещающих пород (см. рис. 1). Эти ареалы занимали около 1/3 площади щита. Не исключено и более широкое развитие вулканических образований.

С ранне-среднерифейской тектоно-магматической активизацией, как указывалось, связан интенсивный кремнещелочной метасоматоз, приведший к микроклинизации огромной по объему массы пород щита, т.е. к интенсивной гранитизации его комплексов.

В этом аспекте просматривается *конструктивная роль рифейской тектоно-магматической активизации* в наращивании коры континентального типа.

Значение позднепротерозойской тектоно-магматической активизации в пределах Украинского щита, как и в целом на юго-западе Восточно-Европейской платформы, не признается ведущими специалистами по геологии и металлогении докембрия [87, 226 и др.]. Полученные нами новые материалы в основном по центральной части щита открывают большие перспективы для дальнейшего углубленного изучения тектоно-магматических структур, связанных со становлением черкасских гранитов рифейского возраста и определением их корообразующей роли, а также металлогенической специализации.

Деструктивные процессы на платформе в эту эпоху носили, по-видимому, ограниченный характер. Они выявляются по неглубоким узким грабенам типа Овручского или широким мелким синеклизам.

Происходил ли в то же время орогенез в смежных геосинклинальных зонах, или там протекали процессы иной направленности? По существующим представлениям, в рифее заложились современные геосинклинально-складчатые пояса. Это узловые вопросы современной геологии и прежде всего современных тектонических концепций. Могут ли одновременно сосуществовать процессы деструкции и конструкции земной коры в пределах структур различных рангов или в сопряженных региональных структурах? Материалы по тектоно-магматическим реконструкциям дают возможность выработать методологически новый подход к решению этих вопросов.

Необходимо обратить внимание на два итога рифейских перестроек щита: а) массивную гранитизацию (микроклинизацию и, меньше, альбитизацию) раннепротерозойских образований, в том числе, возможно, и рапакивиобразование, а также окварцевание (прежде всего кварцитообразование в овручских песчаниках и песчаниках Криворожья (?) вдоль широких зон северо-восточного простирания); б) морфоструктурную индивидуализацию изометричных кольцевых блоков ("гранитных куполов") и межблоковых мобильных зон смятия, история развития которых наследовалась на протяжении всего неогея.

Если унаследованность структур высоких порядков весьма выразительна, то крупные линеаменты выражены не во все периоды одинаково. Так, на рифейские (раннебайкальские) тектоно-магматические структуры северо-восточного простирания в венде резко дискордантно были наложены тектоно-магматические структуры Предгалицийской краевой вулканической системы поздних байкалид (галицид) пра-Карпат [177]. Возрастные аналоги базальтов волынской серии в Карпатах, Свентокшиских горах и северной части складчатой зоны Добруджи представлены аспидными сланцами и зеленокаменными эффузивами основного ряда, интенсивно перемятыми. Эвгеосинклинальные прогибы пра-Карпат и краевые вулканоструктуры поздних байкалид, расположенные на платформе, ориентированы в северо-западном направлении. Это направление в валдайское время и в начале кембрия продолжало сохраняться, подчеркивая структурные границы между Украинским щитом, Молдавской и Волыно-Подольской плитами, Брестско-Шепетовской тектоно-магматической дугой [187].

Тектоно-магматические структуры венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы *сформировались в эпоху деструктивных процессов*, связанных с развитием эвгеосинклинального прогиба галицид пра-Карпат. Край платформы испытал обрушение и растяжение. В условиях растяжения формировались покровы волынских базальтов. Вулканы центрального типа располагались по периферии гранито-гнейсовых куполов, т.е. приспосабливались к уже созданному прежними геологическими процессами структурному "каркасу".

Как и в краевых системах фанерозоя, вулканизм Предгалицийской вулканической краевой системы имел гомодромный характер и развивался в направлении от основных к кислым. В позднепротерозойское время Волыно-Подольская и Молдавская плита переживали режим, подобный режиму молодой платформы [166]. Эта чрезвычайно сложная проблема – определение *основных характеристик* молодых платформ как современных структур (задача тектонического районирования) и определение режима молодых платформ для прослеживания их перерастания в платформы древние – может быть решена в некоторой части на материалах тектоно-магматических структур юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы как общегеологическая.

Необходимо подчеркнуть, что после обширного интенсивного кремнещелочного метасоматоза ранне-среднерифейской активизации в пределах щита и, возможно, плит (в районе, например, Припятского вала) наступил позднерифейский – вендский этап интенсив-

ного базальтового вулканизма, среди образований которого породы с преобладанием щелочей не встречены. Развиты толеитовые базальты нормального ряда.

В итоге можно говорить о том, что окраинные плиты (Волыно-Подольская и Молдавская) структурно отделились и оформились на этапе позднебайкальской (галицийской – $PR_2 - \epsilon_1$) тектоно-магматической активизации. По-видимому, к этому же рубежу приурочены и последние значительные изменения их кристаллического основания.

Палеозойские (герцинские) тектоно-магматические структуры наиболее широко развиты в пределах внутриплатформенного Днепровско-Донецкого грабена (субгеосинклинали), незначительно – на щите и окраинных плитах. Видимо, в геосинклинальной зоне Карпат вулканизм проявился в гораздо больших масштабах. Герцинский вулканизм на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы был связан с интенсивными блоковыми движениями и континентальным рифтообразованием. Последовательность событий развивалась по схеме: от основных и ультраосновных до умеренно кислых (гомодромная).

Выделенная Доно-Днепровская вулканическая провинция как крупный тектоно-магматический элемент включает в себя вулканоструктуры Днепровско-Донецкого грабена и Донецкого складчатого сооружения (протяженность более 750 км при ширине, превышающей 120 км).

Изверженные породы ДДС по петрографическим, петрохимическим и геохимическим данным относятся к щелочным и субщелочным образованиям. Они слабо дифференцированы и представлены семействами базальтов, андезито-базальтов и андезито-дацитов. Крайний ряд кислых производных представлен кварцевыми порфирами и комендитами.

Данные изотопной геохронологии позволяют предполагать в пределах ДДС кроме девонских вулканитов как более ранние, так и более поздние образования.

Доно-Днепровская вулканическая провинция охарактеризована на новой структурно-геоморфологической модели ДДС [184].

Металлогеническая и геохимическая специализация герцинских магматических образований платформы изучена недостаточно и неравномерно. Так, с комплексом щелочных пород Покрово-Киреевского участка связано крупнейшее месторождение флюорита. В осадочно-пирокластических толщах девона установлены высокие содержания меди. Интенсивно проявившаяся здесь гидротермальная деятельность дает основание оптимистически оценивать перспективы на полиметаллы, а также редкометальные оруденения.

Киммерийские (юрские) и альпийские (мел-палеогеновые и неогеновые) тектоно-магматические структуры еще в большей степени отличаются по характеру извержения и формам проявления от предшествующих им. Преобладают пирокласты и автомагматические брекчии. Извержения носили взрывной характер. Пирокластические образования пересыщены обломками кристаллических пород фундамента, а также минералами, образовавшимися при высоком давлении. Количество вулканического стекла весьма незначительное, лавовые потоки относительно маломощные и локальные.

Магмы мезо-кайнозойских наплатформенных вулканов были пересыщены летучими. Их роль в преобразовании пород фундамента и осадочного чехла, а также в гидротермально-пневматолитовых процессах не выяснена, но, по-видимому, весьма существенна и заслуживает дальнейшего всестороннего исследования.

Киммерийские структуры территориально не совпадают с альпийскими. Первые приурочены к Днепровско-Донецкой впадине и Донбассу, вторые – к Украинскому щиту и его склонам.

Развитие магматизма в неогее шло от существенно кислого, давшего громадные ареалы кремнещелочных метасоматитов в раннем – среднем рифее Украинского щита и носившего конструктивную тенденцию. Вендский вулканизм связан с заложением галицийской (позднебайкальской геосинклинали) и обрушением края Восточно-Европейской платформы. Преобладали основные излияния толеитового ряда, завершившиеся кислым вулканизмом. Палеозойский магматизм связан с развитием внутриплатформенного рифта и представлен щелочной серией пород. Киммерийские и альпийские наплатформенные вулканы взрывного типа в основном газовые. Масштабы вулканической деятельности на платформе в течение неогея менялись и сокращались.

ГЛАВА 3

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КАРПАТ

Раннепалеозойский этап активизации

Кристаллическое основание Восточных Карпат представлено комплексом пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и начальных ступеней амфиболитовой фаций. Время формирования первичных пород дискуссионно [10, 12, 13, 48, 106, 204, 205, 211, 225, 237, 255], поэтому принимается его большой интервал (поздний протерозой – средний палеозой). Метаморфический комплекс образовался из сложно стратифицированной толщи вулканогенно-осадочных и ассоциирующих с ними магматических пород, отнесенных к формациям натриевых липаритов и базальтов (см. рис. 8, *а*). Наземные, субвулканические и глубинные породы указанных формаций генетически едины и образуют две соответствующие вулкано-плутонические ассоциации. Последовательность их становления: основные, кислые, основные [249, 250].

В метакомплексе северо-западной части Мармарошского массива выделены кольцевые структуры трех порядков (рис. 11): 14–18; 3–9,0; 6–2,5 км в поперечнике. Наиболее представительными являются структуры II порядка. Они чаще всего имеют эллипсовидную форму и выделяются как единые ландшафтные ансамбли по закономерным сочетаниям мезо- и микроформ рельефа. Здесь локализованы многочисленные гипабиссальные и субвулканические тела, наиболее мощные (до 435–450 м) линзы наземных вул-

канических пород, которые резко выклиниваются за пределы морфоструктур. Последние ограничены овальными и кольцевыми зонами, насыщенными дайками и штоками метагранитоидов и метагабброидов, коническими разрывными нарушениями; здесь широко развиты кварциты, встречаются дислоцированные осадочные и вулканогенные породы каменноугольного, пермского и юрского возраста [32, 72, 73, 200, 217, 250, 251]. В пределах пограничных зон концентрируются структуры III порядка, представляющие собой по преимуществу мелкие палеовулканы. Кольцевые обрамления характеризуются линейными

Рис. 11

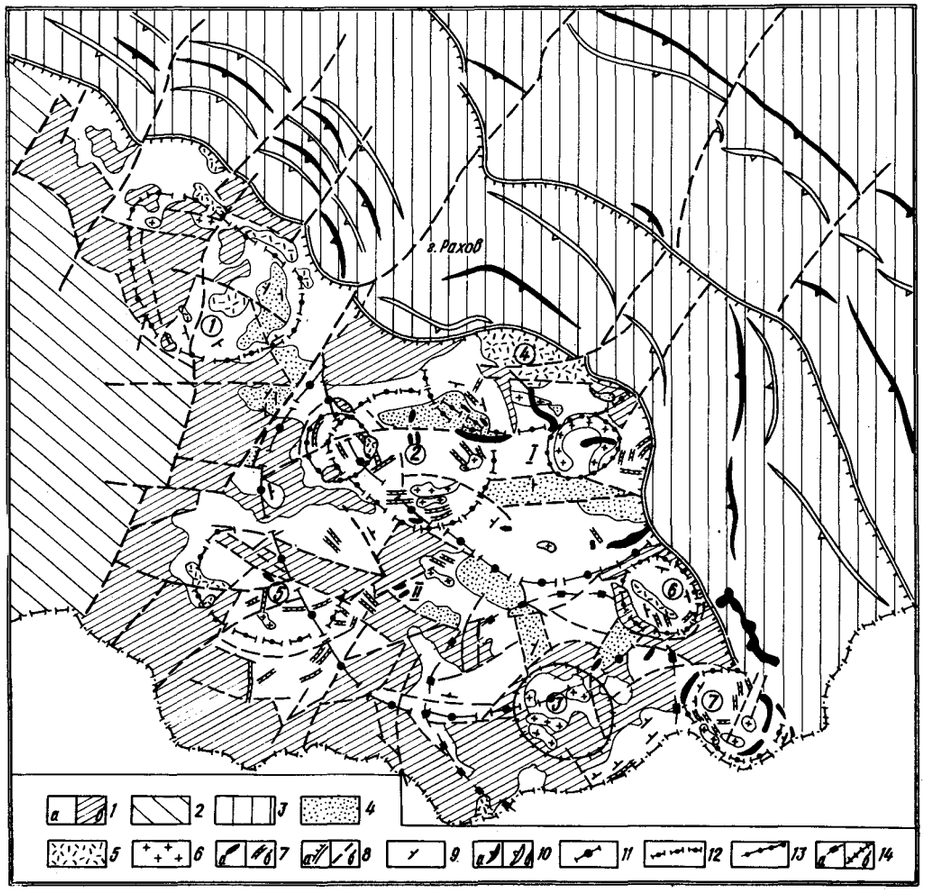


Схема кольцевых структур северо-западной части Мармарошского массива:
1 – Мармарошский массив (*а* – метаморфический комплекс, *б* – осадочный чехол); *2* – подзона Мармарошских утесов; *3* – Флишевые Карпаты; *4* – поля развития кварцитов; *5* – купола и потоки, сложенные кислыми метавулканическими породами; *6* – тела гнейсо-гранитов; *7* – дайки и согласные тела основного (*а*) и кислого (*б*) состава; *8* – основные разломы (*а* – надвиги, *б* – сбросо-сдвиги, сбросы, взбросы); *9* – направление падения пород; *10* – оси складок с направлениями падения осевых поверхностей (*а* – антиклиналей, *б* – синклиналей (Флишевые Карпаты)); *границы кольцевых структур: 11* – первого порядка (*I* – Большая Менчульская, *II* – Тисенская); *12* – второго порядка (*1* – Косовская, *2* – Костылевская, *3* – Яворниковая, *4* – Менчульская северная, *5* – Менчульская южная, *6* – Берлебашковская, *7* – Кваснинская); *13* – третьего порядка; *14* – границы Яворниковой структуры (*а* – внешняя, *б* – внутренняя)

изогнутыми водоразделами и разделяющими их водотоками соответствующей конфигурации, густота которых в 2–3 раза выше, чем в центральных частях структур или за их пределами.

По периферии структур II порядка наблюдается усложнение пликативных дислокаций: здесь развиты брахиформные, реже линейные складки высоких порядков, оси которых ориентированы параллельно разрывным и инъективным дислокациям. В верхних частях

структуры II порядка чаще всего имеют форму мульд (Костылевская, Берлебашковская и др.), иногда куполов (Менчульская южная, Кваснинская и др.). Во всех случаях хорошо выделяются системы радиальных разломов и даек, подчеркнутые соответствующими системами водотоков и водоразделов. Для некоторых структур характерно наличие в центральных частях вулканических построек (Менчульская северная) или экструзивных куполов металипаритов и метадацитов (Косовская, Костылевская). Общее куполовидное строение и периклинальное залегание пород присуще структурам, подвергшимся значительной (до периферических магматических очагов) эрозии. Характеризуемые объекты сопоставимы с кольцевыми магматическими комплексами многих вулканических областей, описанных Е.В.Свешниковой [209], которые часто интерпретируются как корневые части вулканов.

В Раховском районе намечается прямая корреляция между размерностью вулканических структур и степенью их эродированности: более крупные из них фиксируются лишь серией корневых даек и штоков, в то время как в мелких сохраняются реликты потоков лав и пластов туфов.

Кольцевая фациальная зональность, соответствующая отдельным структурам II порядка, существовала уже в довулканическое время. В Яворниковой, Менчульской южной, Берлебашковской структурах в нижней части деловецкой свиты, сформированной до массового проявления раннепалеозойского магматизма, содержатся линзы и прослои мелководных доломитизированных известняков и мраморов, которые локализуются только вдоль ограничений морфоструктур, сменяясь более глубоководными отложениями за их пределами и во внутренних частях. Структуры этого ранга проявлялись как обособленные структурно-геоморфологические элементы на протяжении всей дальнейшей истории. В их пределах отмечается повышенная по сравнению с прилегающими территориями степень метаморфизма пород, который в соответствии с наиболее обоснованной в настоящее время точкой зрения имел место в карбоне. Редкие проявления каменноугольного и пермского магматизма приурочены к ограничениям и узлам сочленения раннепалеозойских тектоно-магматических структур, которые также оказывают влияние на характер осадконакопления в позднем мезозое – палеогене. Так, верхнеюрские осадки четко контролировались кольцевой депрессией – составной частью Яворниковой структуры. Конгломераты великобаньской свиты (палеоген) обычно окаймляют кольцевые структуры и имеют периклинальное залегание. В процессе герцинского и альпийского тектогенеза тектоно-магматические структуры II порядка реагировали на тангенциальные сжатия как жесткие блоки.

Структуры I порядка выделяются в основном по структурно-геоморфологическим данным. Они охватывают породы кристаллического фундамента и перекрывающие их флишевые отложения. По периметру структур в пределах обнаженного фундамента, как и в более высокопорядковых структурах, сосредоточены субвулканические и гипабиссальные интрузии разного возраста, поля гидротермально измененных пород, зоны дизъюнктивных и пликативных дислокаций, кольцевые магматические комплексы более высокого порядка. Центральные части сложены преимущественно вулканогенно-осадочными отложениями, имеющими центриклинальное падение; иногда там располагаются структуры II порядка (Менчульская северная и др.).

Расположенные в пределах Флишевых Карпат части структур I порядка устанавливаются по изгибам складок; последние подчеркивают дугу, центр которой совпадает с центром структуры; вдоль ее ограничения дешифрируются отдельные изометричные морфоструктуры до 5–6 км в поперечнике. Изучение глубинного строения расположенных в пределах Флишевых Карпат морфоструктур I порядка очень важно для выяснения их соотношений с кристаллическими образованиями Мармарошского массива.

Образование структур II порядка связывается с развитием промежуточных и приповерхностных магматических очагов. Кольцевые структуры более высокого ранга имеют более глубинный характер: их возникновение предопределено первичной делимостью земной коры [262] и глубинным диапиризмом [4].

Позднемезозойский этап активизации

Сведения о составе, возрасте, условиях залегания и соотношениях позднемезозойских магматических пород, часто довольно противоречивые, содержатся в многочисленных опубликованных работах [7, 102, 105, 107, 114, 116, 125, 126, 129, 130, 216 и др.]. Наиболее подробно и убедительно представления по данным вопросам (и в первую очередь о возрас-

те) обоснованы в публикациях М.Г.Ломизе, В.И.Славина, Р.И.Лещуха и других авторов. Эти представления взяты нами за основу при структурно-палеовулканологических построениях.

Магматические образования позднего мезозоя (верхняя юра – валанжин) выходят на поверхность в северо-западной части Мармарошского массива (Чивчинские горы, по руч. Радамир и Каменный поток в Раховском районе), а также в пределах юго-восточных склонов Складчатых (Флишевых) Карпат (район горы Петрос Северный, бассейны правых притоков р.Белая Тиса, верхнего течения рек Косовая, Шопурка, Тересва, Теребля и др.). Отдельные местонахождения пород основного состава, условно отнесенных к верхнемезозойским, установлены буровыми скважинами в Закарпатском прогибе (р-н г.Берегово и др.). Вдоль северного ограничения Внутренних Карпат (Мармарошский массив, зоны Мармарошских и Пеннинских утесов), а также в пределах Флишевых Карпат (Черногорская, Дуклянская и Магурская зоны) происходили извержения небольших количеств лав и пирокластических продуктов андезитового и дацитового состава и в позднемеловое время [127, 130].

Наиболее активно позднемезозойский вулканизм проявился в титон – валанжине. Вулканические продукты этого этапа представлены [127] производными андезито-базальтовой магмы; на диаграмме А.Н.Заварицкого рой векторов титон-валанжинской ассоциации (чивчинская и тростянецкая свиты) располагается между вариационными линиями базальт – андезит – дацит и спилит – кератофир, образуя единый дифференцированный ряд. В составе ассоциации доминируют лавы и туфы диабазов, альбитизированных базальтов и андезито-базальтов. Степень альбитизации перечисленных пород несколько ниже, чем в типичных спилито-кератофировых ассоциациях. В резко подчиненных количествах встречаются андезиты, дациты. Видимо, в конце этого этапа в пределах Пеннинской зоны произошли незначительные извержения (до 5 % общего количества вулканических продуктов) основных пород субщелочного состава – калиевых спилитов, близких по петрохимическим характеристикам к латитам. Верхнеюрский – меловой комплекс магматических пород наиболее близок к андезит-базальтовой формации [136].

Тектоническая изученность районов развития верхнемезозойских магматических пород слабая (сведения о структурах низшего и среднего ранга, особенно блоковых, практически отсутствуют). Поэтому можно говорить лишь об общей структурной позиции магматических образований (структур) и наметить пути более крупномасштабных исследований в этом направлении.

М.Г.Ломизе [127, 128] выделяет две полосы позднеюрских магматических пород, расположенных вдоль юго-западного и северо-восточного ограничений Раховской зоны (прогиба). Породы одной полосы слагают изолированные тектонические окна и чешуи в зоне Главного Мармарошского надвига, по которому проходит граница Мармарошской и Раховской зон, породы другой полосы [7] образуют крупные тектонические линзы, глыбы и обломки, затертые в зоне Шибенского надвига, разделяющего флиш Раховской и Шипотской (Черногорской) зон.

Выходы на поверхность верхнеюрских – валанжинских вулканитов обнаружены не только в бортовых, но и в центральной части Раховской зоны (притоки р.Малая Шопурка, правобережье р.Черная Тиса). Это явилось основанием для выводов [34, 130] об их распространении под раннемеловым флишем на всю ширину зоны. В.Е.Хаин [130] предполагает существование под Раховским трогом симатической коры океанического типа. Граница флишевых отложений и подстилающих их магматических пород может соответствовать [34, 264] преломляющему горизонту со значениями граничной и средней скоростей соответственно 4,2 и 5,2 км/с, залегающему на глубинах 1–2 км.

Таким образом, на основании имеющихся в настоящее время данных в зоне сочленения Внутренних и Внешних Карпат уверенно выделяется позднеюрский – раннемеловой эвгеосинклинальный прогиб, характеризующийся интенсивными проявлениями инициального магматизма. В плане он имеет линзовидную форму, прослеживается в пределах СССР на расстояние 120–140 км (см. рис. 12). Максимальная ширина (до 40 км) наблюдается в бассейнах рек Черная Тиса и Косовская, т.е. в месте пересечения структур субкарпатского направления с разломами, ограничивающими с юго-востока Паннонско-Волынский поперечный прогиб [265]. Здесь располагается крупный магматический узел, где были сосредоточены наиболее интенсивные проявления как позднеюрского – валанжинского, так и позднемелового магматизма. В бассейнах рек Черная и Белая Тиса и Косовская установлены многочисленные изометричные или овальные морфоструктуры различных порядков – от 0,5 до 8–12 км в поперечнике. Глубинное строение морфоструктур изучено недостаточно. Судя по элементам залегания слагающих их пород, они имеют мульдообразную и куполовидную формы. Вдоль ограничений структур обычно наблюдается увеличение напряженности пликативных дислокаций пород (углы падения пластов 60–80 °) и количества грубозернистых песчаников и гравелитов в разрезе. Породы обычно сильно трещиноваты, пронизаны сетью кварц-карбонатных прожилков, встречаются даже брекчии, сцементированные кварцем и карбонатами.

Известные выходы на поверхность магматических пород основного состава, обычно тесно ассоциирующих с рифогенными известняками, как правило, располагаются линейно вдоль разломов субкарпатского направления и тяготеют к периферическим частям изометричных морфоструктур (рис. 12). Одна из таких морфоструктур трактуется [7] как тектонический покров; вулканические породы и рифогенные известняки верхней юры

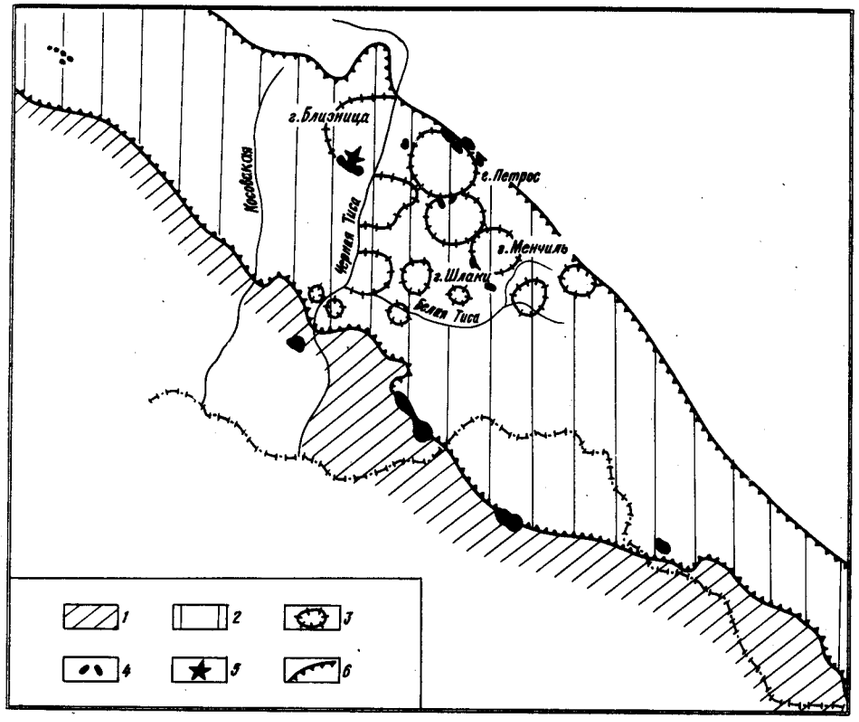


Рис. 12

Схема структурного положения верхнеюрских – нижнемеловых магматических образований и рифовых известняков (по данным В.А.Шакина, Р.И.Лещуха, М.Г.Ломизе и автора):
1 – зоны Мармарошская и Мармарошских утесов; *2* – Раховская зона; *3* – кольцевые морфоструктуры; *4* – породы андезит-базальтовой формации (I_3 – K_1), рифовые известняки; *5* – моногенные вулканы; *6* – граница позднеюрского–раннемелового эвгеосинклинального трога

считаются тектоническими отторженцами, приуроченными к поверхности смещения. Вулканические породы встречаются в виде обломков и глыб, затертых в зоне тектонического контакта, образуют крупные, протяженностью до нескольких сотен метров, рассланцованные и милонитизированные линзы среди тектонитов. Лишь в ряде пунктов (ручьи Выпчинка и Горпенец, бассейн р.Шибена; руч. Лемский, правый приток р.Белая Тиса; полонина Рогненска, южные склоны г.Петрос; руч. Тростянец, правый приток р.Черная Тиса) отмечены крупные выходы эффузивных образований, видимая мощность которых достигает 100–300 м. Морфологические особенности этих выходов более подробно не охарактеризованы.

В 1981 г. нами обнаружен новый выход на поверхность мраморизованных известняков, лав и туфов основного состава на левобережье р.Черная Тиса в 2 км к юго-востоку

от с.Свидовец среди терригенных пород шипотской свиты, а также проведено детальное геолого-геоморфологическое обследование вулканических пород по руч.Тростянец.

Наблюдения над взаимоотношениями основных магматических пород и известняков полностью подтверждают мнение М.Г.Ломизе [127, 130 и др.] об их синхронном формировании. Об этом свидетельствуют, с одной стороны, включения пирокластических обломков в известковистом материале и, с другой – инъекции лав и лавобрекчий в известняки. Часто встречается своеобразное чередование известняков и лав основного состава, при этом последние обычно слагают сложной формы, закрученные, извилистые тела. Подобные образования известны в районе г.Рахов по руч. Каменный поток. А.А.Волошин показал, что их формирование происходило при смешивании лав основного состава с жидкими карбонатными осадками, т.е. в результате синхронных процессов осадконакопления и магматизма.

На левобережье р.Черная Тиса в известняках содержатся многочисленные остатки Ptychophylloceras semisulcatum Orb., Macrophylloceras cf. ptychostoma Ben., Protetragonites cf. rotundus Druž, "Terebratula" acuta cicrassensis Reng., Zeilleria cf. čegamensis Moiss., Discocyathus radians var. laticonica Kotovič, указывающие на верхнетитонский – валанжинский возраст вмещающих их пород (по И.М.Ямниченко).

Следует отметить значительный метаморфизм известняков и мергелистых известняков – они часто перекристаллизованы и имеют мраморовидный облик. Вместе с тем прилегающие к ним осадочные образования шипотской и боркутской свит признаков метаморфизма не имеют. Так, непосредственное наблюдение [128] перекрытия вулканитов терригенным флишем на ручьях Выпчинка, Гропенец, Лепский показало, что контакт несет лишь признаки незначительных тектонических нарушений; это позволило предположить о его первоначально стратиграфическом характере. Контакт базальтов с плотными черными песчаниками наблюдался и нами в одном из правых притоков руч.Тростянец, инъекции базальта в осадочные породы не установлены. Базальты у контакта дробленые, стекловатые, а с удалением от него постепенно переходят в миндалекаменные, менее брекчированные. Приведенные данные, видимо, свидетельствуют о том, что титон-валанжинские вулканические постройки были погребены под более молодыми терригенными образованиями, а в последующем по плоскостям их соприкосновения произошли подвижки; их амплитуда достоверно не может быть определена.

Структурно-палеовулканологические реконструкции в бассейне руч.Тростянец позволили установить, что в его среднем течении в районе изгиба долины вскрыта центральная часть небольшой вулканической постройки (рис. 13). При визуальных наблюдениях с левого берега р.Черная Тиса она хорошо выделяется в рельефе в виде куполовидного поднятия, окруженного дуговидными депрессиями и валообразными возвышениями. Долина руч.Тростянец здесь сужается до 15–20 м, борта ее обрывистые, сложены коренными выходами и крупноглыбовыми осыпями. В этом месте расположен ряд мелких (от нескольких десятков до первых сотен метров в поперечнике) сближенных штокообразных и куполовидных тел темно-зеленых диабазов. Они устанавливаются по субвертикальным, извилистым контактам с туфами аналогичного состава, которые часто содержатся в диабазах в виде линз и ксенолитов, а также по скальным коренным отпрепарированным выходам среди менее устойчивых к денудации туфов, образующих осыпи. Штоки и купола часто подчеркнуты изгибами долины ручья, повторяющими в плане их форму. Для пород, слагающих субвулканические интрузии, характерна крупноглыбовая (блоки до 2–3 м в поперечнике) отдельность, хорошо выражены серии открытых веерообразно расположенных трещин. Центральные части штоков и куполов, сложенные массивными диабазами, обычно окружены оторочкой (мощностью 0,5–1 м) тех же пород с мелкоглыбовой отдельностью (размер блоков до 0,2 м). На левобережье ручья отмечаются системы радиальных (северо-восточного простирания) и дуговых (общего северо-западного направления) даек, прослеживающихся на местности в виде валообразных возвышений.

Субвулканические штоки и дайки внедрены в агломератовые туфы и брекчии основного состава. Последние по структурно-текстурным особенностям (крупности кластического материала, отсутствию его сортировки и слоистости) относятся к жерловым фациям и, вероятно, слагают сложный центральный некк (жерловину) до 0,6–0,7 км в поперечнике.

В обнажениях по руч.Тростянец как к северо-западу (вверх по долине), так и к юго-востоку (вниз по течению) от центрального некка видно, что с удалением от него в разрезе возрастает роль пирокластических пород, появляется значительное количество слабо

сцементированных темно-зеленых туфов и туфоконгломератов, состоящих из отдельных угловатых глыб и округлых бомб миндалекаменных базальтов размером до 0,1–0,2 м, которые погружены в массу пирокластического материала лапиллиевой размерности. По элементам слоистости и по потокам лав устанавливается периклинальное залегание пород.

На левобережье руч.Тростянец в 200–300 м к северо-востоку от центрального некка выделяется дуговидный линейный водораздел, имеющий куэстообразное строение и прослеживающийся по азимуту 160–170°; северо-восточный склон его, высотой до 30–40 м, крутой, а юго-западный – пологий. Здесь наряду с терригенными породами условно позднемелового – палеоценового возраста на поверхность выходят базальты. Морфология этого водораздела указывает на центриклинальное падение слагающих его геологических тел. Скорее всего, они представляют собой серии конических даек.

Отдельные выходы магматических пород основного состава наблюдаются восточнее жерловины вплоть до русла р.Черная Тиса (на удалении 1,5–2 км). При этом они занимают (см. рис. 13) вполне закономерное положение относительно центрального некка и часто проявляются в структурно-денудационном рельефе.

Таким образом, в бассейне руч.Тростянец отмечается частично вскрытая эрозией

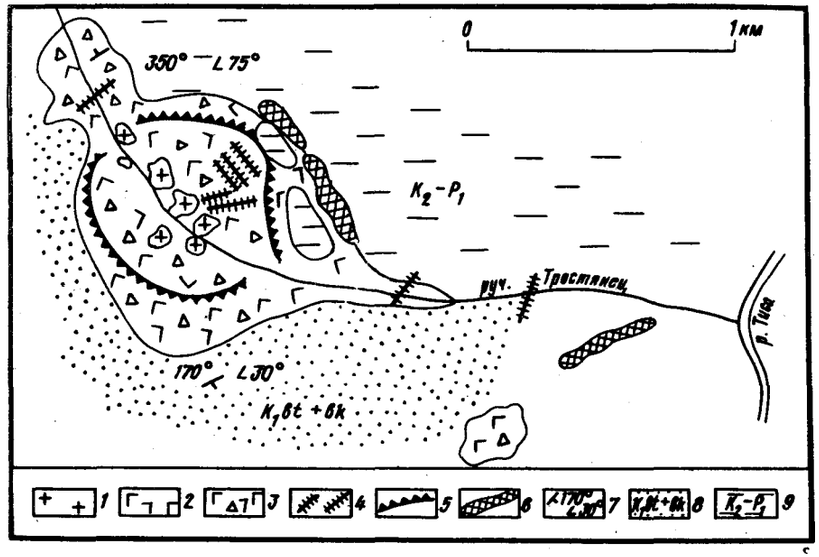


Рис. 13

Схема строения Тростянецкого палеовулкана:
1 – штоки и купола диабазов; *2* – лавы базальтов и диабазов; *3* – туфы базальтов и диабазов; *4* – дайки основного состава; *5* – границы некка (жерловины); *6* – серии даек (пластов) диабазов, прослеживающиеся в виде валообразных возвышений; *7* – элементы залегания вулканических пород; *осадочные образования, перекрывающие вулканиты*: *8* – нижнемеловой тонкоритмичный серый глинистый флиш с пачками массивных песчаников и линзами конгломератов (белотисенская свита) и толсторитмичный песчанистый флиш (буркутская свита), *9* – аргиллиты, известковистые песчаники верхнего мела – палеоцена

погребенная палеовулканическая постройка типа моногенного вулкана. В ней довольно уверенно выделяются основные структурные элементы, характерные для данной группы структур (центральный некк, серии радиальных и кольцевых даек и разломов, периклинально залегающие слои вулканогенных пород), устанавливается нормальная зональность в распределении вулканических фаций. Это свидетельствует о том, что палеовулкан после своего образования сохранил основные черты строения, т.е. характеризуется слабой нарушенностью и деформированностью. Такой вывод подтверждается и сравнительно незначительной тектонической переработкой магматических пород (слабо проявленными брекчированием, рассланцеванием и т.п.). Интересно в связи с этим отметить, что дайки диабазов

северо-восточного простирания, обычно хорошо выделяющиеся среди пирокластических пород в виде гривок, прослеживаются, как правило, по обе стороны русла руч.Тростянец, с которым предположительно совпадает основная плоскость Шибенского надвига [7], без существенных нарушений и изменений простирания.

Приведенные данные плохо согласуются с представлениями о залегании магматических пород в виде затертых тектонических клиньев и отторженцев в зоне Шибенского надвига (или покрова) и значительных их перемещениях. Видимо, перемещение вулканитов по разломам в зоне надвига в условиях интенсивного сжатия привело бы к значительной деформации и "растаскиванию" вулканических построек, потери ими своих первичных морфологических особенностей.

Основываясь на изложенных материалах и теоретических положениях тектоорогении о единстве глубинной структуры и рельефа [16], можно предполагать широкое развитие в пределах Раховского эвгеосинклинального прогиба позднеюрских – валанжинских погребенных разнопорядковых изометричных тектоно-магматических структур. Последние, вероятно, проявлялись как индивидуализированные структурные единицы и в постмагматическое время, во многом влияли на геотектонический режим и палеогеографические условия осадконакопления (мел–палеоген), а на орогенном этапе в континентальных условиях во многом определили особенности структурного рельефа. Длительное (на протяжении нескольких периодов) индивидуализированное развитие раннепалеозойских тектоно-магматических и магматических структур различного ранга, вплоть до высокопорядковых, установлено на примере Мармарошского массива [200], что подтверждает правомочность высказанного выше предположения.

Кайнозойский этап активизации

Проявления вулканической деятельности в палеогеновую эпоху были незначительными и фиксируются в основном прослоями и пачками туфов среди терригенно-осадочных и карбонатных пород, наличием в последних примеси пирокластического материала. В палеоценовых, нижне- и среднеэоценовых отложениях следы вулканической деятельности встречаются спорадически: тонкие прослои андезитовых туфов [170] известны в Мегурской зоне Флишевых Карпат (бассейн р.Турья) и в полосе Мармарошских утесов (бассейн р.Рика).

Более широко пирокластические породы распространены в верхнеэоценовых образованиях. В Закарпатском прогибе они вскрыты Даниловской опорной скважиной и скв.Залуж-20 и представлены измененными туфами и туффитами [62, 66, 170], имеющими реликтовую кристалловитрокластическую структуру.

В Флишевых Карпатах сильно измененные пепловые туфы этого возраста известны в Мегурской (по р.Каменичка севернее с.Новоселица), Дуклянской (по правому притоку р.Свалявка), Силезской (по р.Рика) зонах.

Наиболее значительные скопления пирокластических пород встречаются в олигоценовых отложениях Скибовой зоны Флишевых Карпат и Внутренней зоны Предкарпатского прогиба [37, 38, 41, 69, 141–143 и др.]. Здесь развиты туфы, туффиты, туфоаргиллиты и туфопесчаники. Различия между этими породами обусловлены в основном количеством и составом терригенной примеси. Пирокластическая часть во всех случаях представлена тонкими, преимущественно алевропелитовой размерности, обломками стекла с небольшой примесью кристаллокластического материала. По составу пирокластические продукты соответствуют липаритам, липарито-дацитам или дацитам.

Особое место в геологическом строении северного склона Украинских Карпат принадлежит так называемому чечвинскому горизонту туфов, который впервые был выделен и описан по р.Чечва О.С.Вяловым и др. [41]. В дальнейшем горизонт был прослежен скважинами на площадях Спас, Рипное, Долина, Оболонье, Стрытунь, Ольховка на расстояние до 25 км. Мощность горизонта уменьшается [66] от Скибовой зоны (70 м) к Предкарпатскому прогибу (10 м и меньше). Чечвинский горизонт является одним из четырех туфовых горизонтов менилитовой свиты, характеризующейся наиболее высоким индексом вулканогенности среди олигоценовых образований Предкарпатья, и приурочен к ее верхней части. В юго-западной части Скибовой и Силезской зон свита замещена мощной толщей песчано-глинистого кросненского флиша, где указанные горизонты, кроме нижнего, не прослеживаются, что, по мнению Л.Г.Ткачука и др. [170], указывает на уменьшение поступления в этом направлении количества пирокластического материала.

Туфы кислого состава часто встречаются также в миоцене Предкарпатского прогиба и на прилегающих участках Восточно-Европейской платформы. Наиболее мощные горизонты туфов и туффитов характерны для отложений нижнего гельвета; в более молодых отложениях, вплоть до нижнего сармата, мощность пластов и линз пирокластических пород не превышает 1–2 м. Все известные в миоцене Предкарпатья витрокластические туфы [170] сложены на 95–99 % алевритовыми, пелитовыми, реже мелкопсаммитовыми обломками вулканического стекла. Кристаллокластический материал, составляющий небольшую примесь, представлен идиоморфными и корродированными обломками кварца, олигоклаз-андезина, биотита. Преобладают липаритовые, липарито-дацитовые туфы. Известны единичные находки туфов среднего состава [238] и туффиты с эгирином, соответствующие щелочным породам [218].

По пространственно-структурному положению и составу магматические породы олигоцена и миоцена очень близки и могут быть объединены в липарит-дацитовую формацию.

Ключевой вопрос структурно-палеовулканологических реконструкций о нахождении палеовулканов, являющихся источником пирокластического материала, не имеет однозначного решения. Существует мнение, что вулканические центры размещались в пределах Закарпатского прогиба и Паннонского массива [40 и др.] или Родопского массива [66]; значительная удаленность вулканических центров как будто подтверждается пелитовой размерностью пирокластического материала. Вместе с тем отмеченное выше выклинивание мощных горизонтов туфов и уменьшение индекса вулканогенности к юго-западу (в сторону Внутренних Карпат) и к северо-востоку (в сторону Восточно-Европейской платформы), локальное развитие мощных тел магматических пород типа чечвинского горизонта дают серьезные основания предполагать, вслед за рядом исследователей [46, 49, 142, 146, 159, 170], что вулканические аппараты располагались на северо-восточной окраине флишевого бассейна.

На данном этапе геологической изученности северо-восточного склона Украинских Карпат и Предкарпатья можно говорить лишь об общей пространственной приуроченности указанных магматических проявлений к пересечению пограничных зон Флишевых Карпат и Предкарпатского прогиба с крупными разломами северо-восточного направления.

Неогеновый вулканизм бурно проявился в пределах Закарпатского прогиба. Здесь были сформированы разновозрастные и морфологически разнообразные структурные ансамбли.

Неоген

Основными структурами Советского Закарпатья являются неогеновый молассовый Закарпатский внутренний прогиб и ограничивающие его магмоконтролирующие зоны, которые многими исследователями классифицируются как глубинные разломы: Закарпатский [110] и Припаннонский [147]. Последние рассматриваются нами [195] как структуры одного ранга с прогибом. Закарпатский прогиб и ограничивающие его глубинные магмаконтролирующие зоны являются составными частями выделенного Э.Вадасом [26] Внутрикарпатского вулканического пояса.

Структурно-палеовулканологические реконструкции в пределах Закарпатского прогиба основаны на материалах крупномасштабных геологических съемок и геологопоисковых работ, данных геофизических и тематических исследований, научных публикаций и личных наблюдений автора. Стратиграфия неогеновых моласс Закарпатья разработана В.С.Буровым, И.В.Венглинским, О.С.Вяловым, Г.Н.Гришкевич, Г.Н.Доленко, Н.П.Ермаковым, В.Н.Зайцевой, И.Ф.Клиточенко, И.А.Коробковым, Е.Ф.Малевым, Б.В.Мерличем, И.Б.Плешаковым, И.М.Петрашкевичем, Л.С.Пишвановой, В.И.Славиным, Г.Г.Сасиным, Э.М.Титовым, В.Н.Утробиным, Н.С.Филимоновой, В.Г.Шереметой и др. Подробные сведения о вещественном составе магматических пород, их структурных и текстурных особенностях, взаимоотношениях и последовательности формирования содержатся в работах В.С.Соболева и др., М.Кутана, В.П.Костюка, И.Ф.Трусовой, Е.Ф.Малеева, Б.М.Мерлича, С.М.Спитковской, А.П.Бобриевича, Л.Г.Данилович, Э.А.Лазаренко, Н.В.Короновского, А.Ф.Гончарука, Э.М.Титова, А.В.Зобкова, В.В.Золотухина, М.Ю.Фишикина, Ю.А.Гасанова, В.Г.Молявко, М.И.Толстого, З.С.Кречковского, К.А.Дейчаковской и др.

Геологоструктурные позиции магматических образований с различной детальностью обсуждались в публикациях В.С.Соболева и др., Е.Ф.Малеева, В.Г.Бондарчука, О.С.Вялова, Б.В.Мерлича, С.М.Спитковской, В.И.Лебединского, Л.Г.Данилович, В.В.Науменко, Ю.М.Коптюха, А.Ф.Гончарука, В.П.Теплова, Ю.А.Лейе, А.Я.Радзивилла, В.Я.Радзивила, В.С.Токовенко и др. Важное значение для понимания глубинного строения Закарпатского прогиба имеют геофизические исследования, проведенные под руководством С.И.Субботина [233, 234 и др.], А.В.Чекунова и др. [263–265 и др.], В.И.Хоменко [257–260], М.К.Гнилко, И.В.Гапака [57 и др.], Н.П.Михайловой, Н.И.Ушаковой, В.М.Петрова, Б.И.Болкового, М.Д.Вытрыкуша и др., а также глубинное бурение, выполненное трестом Львовнефтеразведка и Закарпатской геологической экспедицией. Целенаправленные палеовулканологические реконструкции, основанные на фациальном анализе вулканических образований, впервые проведены Е.Ф.Малеевым [144]; они послужили основанием для выделения многочисленных палеовулканических построек разных фаз неогенового вулканизма.

Отдельные вулканические структуры и их группы с различной достоверностью выделялись С.Рудницким [206], Н.П.Ермаковым, М.Ю.Фишкиным (данные 1953 г.), М.А.Клиточенко и Ю.А.Лейе [90], В.В.Золотухиным [79], Э.М.Титовым, А.В.Зобковым, В.М.Петровым, Э.П.Тихоненковым, Э.А.Лазаренко и др. Описанию тектоно-магматических структур отдельных районов посвящены публикации Ю.А.Лейе и В.П.Теплова [123], Э.М.Титова [236], А.В.Зобкова и Э.М.Титова [77]; вопросы их систематики и генезиса рассматривались Ю.А.Лейе и В.П.Тепловым [123 и др.], А.Ф.Гончаруком и Ю.М.Коптюхом (данные 1974 г.). Наша работа, результаты которой излагаются в данном разделе, является продолжением и углублением этих исследований.

Строение Закарпатского прогиба и ограничивающих его основных магмоконтролирующих зон очень сложное и во многих отношениях еще не изучено. Его северо-восточная граница (Закарпатский глубинный разлом) выделяется четко и однозначно. Контуры пограничной с Паннонским массивом (Большой Венгерской впадиной) структуры менее определенны. Наличие между Закарпатским прогибом и Паннонским массивом своеобразной структурно-формационной зоны признается большинством исследователей [55, 108, 147, 149, 158, 169 208, 214, 234], но представления о ее объеме, истории развития и природе весьма противоречивы, что обычно отражается и в наименованиях.

В дальнейшем мы, вслед за Б.В.Мерличем и С.М.Спитковской [147, 149], для ее обозначения будем применять термин "Припаннонская структурная зона", принимая эту зону в предложенных авторами границах. В указанном объеме она имеет ширину, сопоставимую с шириной Закарпатского прогиба, характеризуется сложным строением и многообразными сочетаниями более высокопорядковых структур, к которым, в частности, относятся горстовые поднятия донеогенового фундамента, магмоконтролирующие структуры и зоны разломов глубокого заложения, иногда проникающие в мантию [222, 263]. Горстовые поднятия группируются в две полосы: Чопско-Вышковскую [234] полосу максимумов силы тяжести, прослеживающуюся по линии Чоп – Запсонь – Берегово – Виноградов – южнее с.Вышков, г.Тячев и г.Сигет (Румыния) (вдоль северо-восточного ограничения зоны), и Припаннонскую гряду поднятий фундамента [149], сопряженную с разломом Сомеш. Первая полоса ограничивает Припаннонскую структурную зону с северо-востока, а вторая – с юго-запада (рис. 14).

В сложной структуре Закарпатского прогиба различают Чопскую и Солотвинскую впадины (зоны) и Вигорлат-Гутинскую вулканическую гряду (зону) [43].

Формирование Закарпатского прогиба и ограничивающих его зон сопровождалось магматической деятельностью на протяжении всего неогена. Основные фазы магматизма установлены М.Кутаном в 1948 г. В последующем предложенная им схема уточнялась [51, 97, 144, 149, 220 и др.] и детализировалась в многочисленных работах, но принципиальных изменений не претерпела.

Многие исследователи [51, 64, 151, 158 и др.] выделяют два крупных этапа магматизма: миоценовый и плиоценовый, которые соответствуют ранне- и позднеорогенному этапам развития альпийской геосинклинали Карпат.

Миоценовая и плиоценовая ассоциации магматических пород значительно различаются по составу и разобщены территориально. Это дало основание В.В.Науменко и др. [158] выделить внутреннюю (занимающую центральную и прибортовую юго-западную части Закарпатского прогиба) и внешнюю (примерно соответствующую Вигорлат–Гутинской гряде) вулканические дуги. Миоценовая ассоциация объединяет липарит-дацитовую и

андезитовую формации; плиоценовая соответствует андезитовой формации (см. рис.8, *д*). Промежуточное возрастное положение занимают паннонские породы интрузивно-экструзивной серии, которые территориально и структурно сближены с миоценовой липарит-дацитовой формацией.

Миоценовый вулканизм наиболее интенсивно проявился вдоль границ Паннонского массива с прогибами Внутрикарпатского вулканического пояса, в том числе и в пределах Припаннонской структурной зоны. Самыми древними вулканическими образованиями Припаннонской зоны (и Закарпатского прогиба) являются липаритовые туфы новоселиц-

Рис. 14

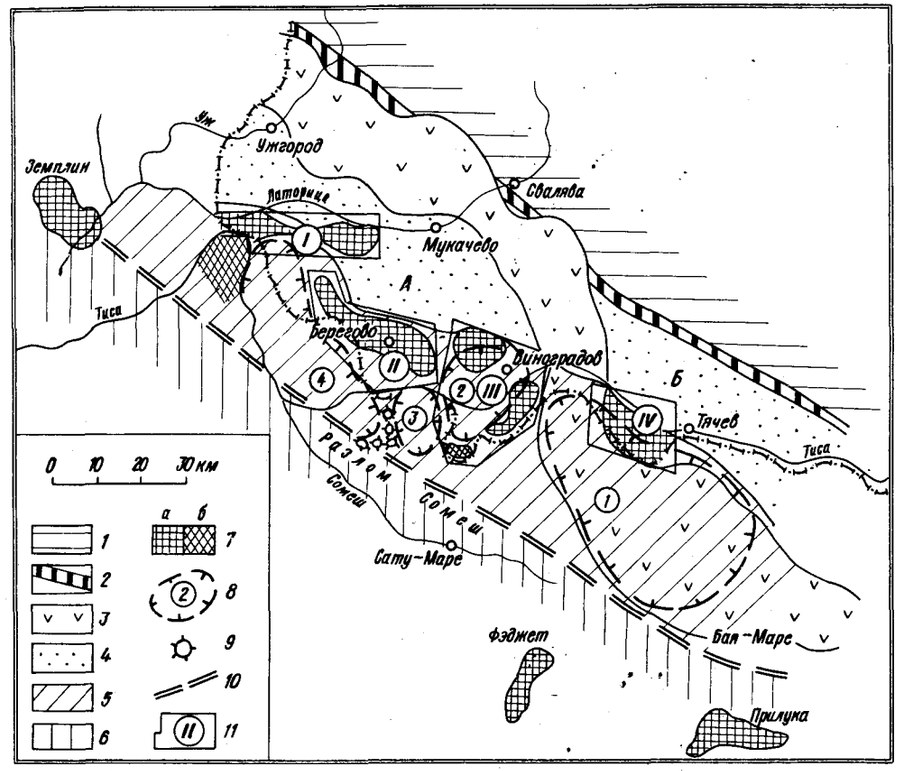


Схема строения Припаннонской структурной зоны
1 – Складчатые (Флишевые) Карпаты; *2* – Закарпатский глубинный разлом (зона утесов); *3* – Вигорлат-Гутинская вулканическая зона; *4* – впадины (*А* – Чоп-Мукачевская, *б* – Солотвинская); *5* – Припаннонская структурная зона; *6* – Паннонский массив (Большая Венгерская впадина); *7* – выступы донеогенового фундамента – горсты, поднятия (*а* – установленные, *б* – предполагаемые); *8* – сложные изометричные тектоно-магматические структуры (*1* – Ошская, *2* – Виноградовская, *3* – Шартинская, *4* – Туришвандинская); *9* – кольцевые морфоструктуры (предположительно погребенные вулканоструктуры); *10* – крупные магмоконтролирующие разломы; *11* – участки исследований (I – Чоп-Великодобронський, *II* – Берегово-Беганьский, *III* – Виноградовский, *IV* – Вышковский)

кой свиты, возраст которых определяется различными авторами от гельвета до раннего тортона. Они имеют широкое площадное распространение и фиксируют интенсивную активизацию вулканической деятельности не только на территории СССР, но и в Северной Венгрии и Словакии [26, 279, 280]. Другая мощная вспышка вулканизма (вторая фаза, по Е.Ф.Малееву [144]), проявившаяся на обширных пространствах в юго-западной части Советского Закарпатья и на смежных территориях, произошла в позднем тортоне и раннем сармате. Вулканические образования представлены преимущественно продуктами кислой и андезитовой магм. Андезитовые палеовулканы локализованы вдоль северной границы Припаннонской структурной зоны и объединяются [148] в Чопскую цепь погребенных

вулканов; их реликты известны также и южнее – в пределах Береговского холмогорья, к югу и юго-востоку от него.

Объем пород андезитовой формации, по нашим оценкам, около 340 км^3, т.е. близок к объему кислого пирокластического материала и лав (300 км^3, по Е.Ф.Малееву [144]). О возрасте и соотношении пород основного – среднего и кислого состава нет единого мнения. Большинство исследователей [51, 58, 64, 65, 108, 158 и др.] считают, что для этой фазы характерна перемежаемость продуктов основного – среднего и кислого состава, извергавшихся практически одновременно, но не связанных генетически и принадлежащих к различным магматическим формациям. Известные соотношения между породами формаций в основном подтверждают точку зрения [144, 149 и др.] о том, что андезиты, андезито-базальты и их пирокласты являются наиболее древними образованиями этой фазы. Они имеют в большинстве случаев раннесарматский возраст.

Проявления кислого вулканизма тортон-сарматского этапа [144 и др.] завершаются формированием экструзивных куполов липарито-дацитов и липаритов. Прослои туфов и туфогенных примесей известны в разрезах луковской и алмашской свит (нижний и средний сармат). Местами в них содержатся линзовидные тела андезитов и их брекчий, которые Э.М.Титовым считаются одновозрастными со слагающими свиты вулканогенно-осадочными образованиями. Однако их соотношения изучены недостаточно, а следовательно, недостаточно обоснован и возраст магматических пород. Формирование андезитовых тел может быть связано как с заключительными этапами раннеорогенного магматизма, так и с начальными – позднеорогенного.

Позднеорогенная эпоха магматизма [51], начало которой соответствует значительным структурным перестройкам, охватывает средний сармат – плиоцен. В сармате – начале паннона происходило преимущественное формирование интрузивно-экструзивной серии* [60, 158], представленных в основном гипабиссальными и субвулканическими фациями габброидов, диоритов и гранитоидов, наиболее широко развитых на Вышковском участке. Проявления кислого и андезитового вулканизма фиксируются по прослоям и линзам соответствующего состава пирокластических продуктов (реже лав) в отложениях паннонского надъяруса и нижней части ильницкой свиты. Наибольшей интенсивности вулканизм (преимущественно основного – среднего ряда) достигает в левантинском веке (гутинское и бужорское время). В течение позднеорогенной эпохи вулканизма сформировались тектоно-магматические структуры Вигорлат-Гутинской вулканической зоны (внешней вулканической дуги, по В.В.Науменко и др. [158]). В пределах же юго-западного ограничения Закарпатского прогиба левантинские вулканиты слагают только отдельные палеовулканические постройки.

Возможности реконструкций построек и более крупных тектоно-магматических структур в основном определяются временем их формирования и интенсивностью более поздних наложенных магматических процессов, влияющих на их сохранность. Вулкано-плутонические структуры гельвет-тортонского (новоселицкого) возраста в пределах Советского Закарпатья твердо не установлены. Трудности реконструкций структур этой группы усугубляются переработкой их субтектоническими движениями магмы в более позднее время. Кроме того, часть пирокластических пород кислого состава, относимых к новоселицкой свите, могут представлять собой туффизиты, слагающие, как в районе Береговско-Беганьского холмогорья [188], субвулканические тела, и иметь соответственно более молодой возраст.

Вулканические постройки ранних этапов позднетортонского – раннесарматского магматизма, сложенные преимущественно породами основного – среднего состава, довольно уверенно выделяются по комплексу геолого-геофизических и структурно-геоморфологических данных, но детали их строения не всегда можно восстановить в связи с захоронением под более молодыми отложениями. Нередко они интенсивно переработаны последующими внедрениями кислой магмы и сохраняются в виде разрозненных реликтов и ксенолитов (например, в Береговско-Беганьском районе).

Хорошую сохранность имеют тектоно-магматические структуры, связанные с раннесарматским кислым магматизмом. Они определяют структурный облик Береговско-Беганьского и, возможно, Виноградовского участков. В Вышковском районе наиболее

* Эти образования в большинстве публикаций описываются под названием "гипабиссальный комплекс", которое нельзя признать удачным. Более подробно об этом см.раздел "Вышковский участок и смежные территории".

распространены структурные формы, сформированные в период становления экструзивно-интрузивного комплекса (сармат – ранний паннон).

Паннон-левантинские тектоно-магматические структуры различного порядка выделяются наиболее обоснованно по комплексу геолого-геофизических и структурно-геоморфологических данных.

Тектоно-магматические структуры, связанные со становлением миоценовых формаций и интрузивно-экструзивных серий, определяют строение Припаннонской структурной зоны. В то же время Вигорлат-Гутинская вулканическая зона сложена паннон-левантинскими вулканическими образованиями. Учитывая это, систематическое описание различных морфологических типов тектоно-магматических структур приводится раздельно для данных зон в порядке возрастной последовательности.

Припаннонская структурная зона

Б.В.Мерлич и С.М.Спитковская [147, 149] отмечают как основную особенность Припаннонской структурной зоны чередование по простиранию приподнятых и опущенных блоков, которые представляются как обособившиеся в донеогеновое время и унаследованно развивающиеся на протяжении длительного времени структуры с различными тектоническим режимом и строением. Следует ожидать, что они будут отличаться и по особенностям проявления магматической деятельности и по строению тектоно-магматических структур. Учитывая это, описание тектоно-магматических структур приводится по отдельным участкам, пространственно соответствующим основным блокам: Чоп-Великодобронь-скому, Береговско-Беганьскому, Виноградовскому и Вышковскому (см. рис. 14).

Характеристика структур отдельных участков приводится в возрастной последовательности.

Чоп-Великодобронь-ский участок

В районе с.Великая Доброньи г.Чоп Э.М.Титовым и др. (данные 1975 г.) выделяются три комплекса магматических пород, фиксирующих крупные вспышки раннесарматского магматизма. Наиболее древний из них – великодобронь-ский, представленный по преимуществу лавами и туфами андезито-базальтов, андезитов, реже андезито-дацитов и более кислых пород, соответствует средней части нижнесарматской доробратовской свиты. Баркасовский комплекс (преобладают продукты извержений кислой магмы) сформировался в конце доробратовского и начале луковского времени. Андезито-базальты, андезиты с подчиненным количеством пирокластов, объединенные в чомонинский комплекс, условно относятся к алмашской свите (нижний – средний сармат).

Погребенные палеовулканические постройки великодобронь-ского комплекса имеют хорошую сохранность и в основном определяют строение Чоп-Великодобронь-ского участка.

В его пределах (рис. 15) расположена сложная Великодобронь-ская тектономагматическая структура, несколько обособленно, к западу от нее – структура более высокого порядка – Чопский полигенный палеовулкан.

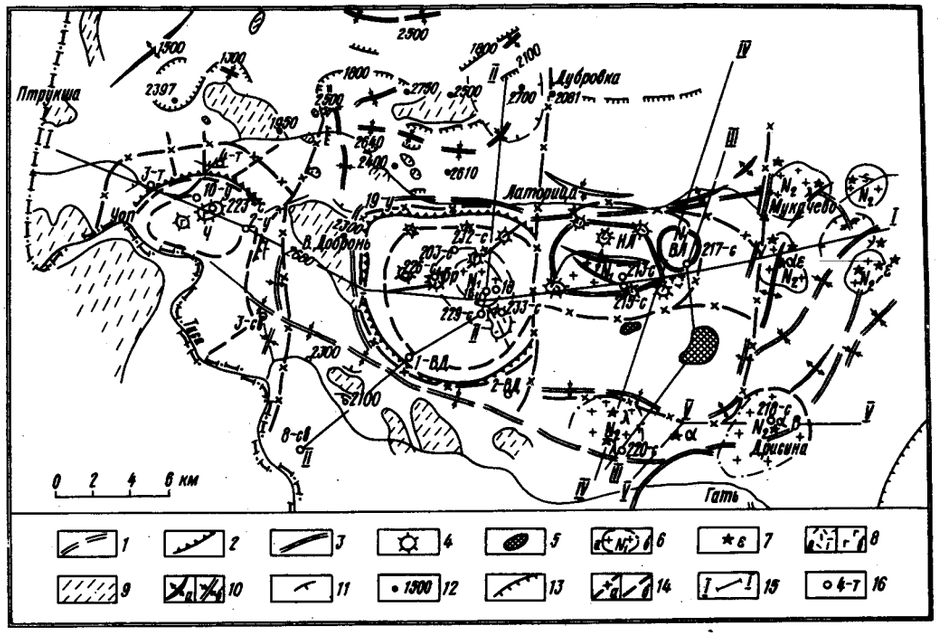
В состав Великодобронь-ской тектоно-магматической структуры, имеющей в плане форму вытянутого в субширотном направлении эллипса, входят Городненская депрессия размером 5x12 км, занимающая ее центральную часть, и ряд ограничивающих депрессию поднятий шириной от 3–5 км на юге до 8 км на севере.

Наиболее детально изучено Чагоринское тектоно-магматическое поднятие, ограничивающее Городненскую депрессию с севера. Оно имеет в плане форму эллипса размером 18 x (9–6) км, длинная ось которого ориентирована в субширотном направлении. Поднятие выделяется в гравитационном поле в виде крупного максимума, который обусловлен, по мнению В.М.Петрова, избыточной плотностью пород, слагающих вулканические постройки, скрытые интрузии и донеогеновый фундамент. Поверхность последнего по данным вертикального электрического зондирования (ВЭЗ), подтвержденным бурением, приподнята до глубин 1600–1900 м на фоне глубины 2200 м и больше. Методом ВЭЗ в пределах поднятия выделяется замкнутая система периклинальных дуговых разломов, хорошо увязывающаяся с ним в единый структурный ансамбль и, очевидно, связанная с его формированием. В центральной части поднятия поверхность донеогенового фундамента имеет форму асимметричного пологого свода с более крутым южным крылом. В его пределах мощности гельвет-тортонских и нижнесарматских довулканических отложений значитель-

но сокращены по сравнению со смежными депрессиями (соответственно 500 и 1000 м), что указывает на длительное конседиментационное развитие этой структуры.

В пределах Чагоринского тектоно-магматического поднятия выделяются Баркасовский, Великолучковский и Новолучковский палеовулканы. Баркасовский палеовулкан (см. рис. 20) расположен в западной части поднятия. В плане он имеет близкую к изометричной форму и достигает 8 км в поперечнике. С юга, севера и запада палеовулкан ограничен серией кольцевых разрывов, а на востоке срезан линейным разломом субмеридионального направления, выделяющимся как зона резкого перегиба изоаномал силы тяжести. В его строении участвуют магматические образования всех трех комплексов – великодоброньского, баркасовского и чомонинского. В центральной части палеовулкана (по данным Э.М.Титова и др.) в разрезе великодоброньского комплекса мощностью 600–700 м преобладают (скв. Д-1 и 16у) лавы и агломератовые туфы андезитов и андезито-базальтов; встречаются также крупнопорфировые андезито-базальты и дациты, слагающие, вероятнее всего, субвулканические тела. На южной периферии постройки (скв. 1-ВД)

Рис. 15



Структурная схема Чоп-Воликодоброньского участка (составлена по данным Э.М.Титова и др., 1975 г.): *1* – граница Великодоброньской полигенной тектоно-магматической структуры; *2* – границы раннесарматских погребенных стратовулканов (*Ч* – Чопского, *Бр* – Баркасовского); *3* – границы раннесарматских погребенных изометричных структур (предположительно эродированных палеовулканов) (*НЛ* – Новолучковского, *ВЛ* – Великолучковского); *4* – некки, экструзивные купола, мелкие побочные вулканические центры (раннесарматские); *5* – отдельные жерловины, предполагаемые по геофизическим данным; *6* – скрытые интрузии (приповерхностные магматические камеры) (*а* – установленные, *б* – предполагаемые по геофизическим данным, N_1 – раннесарматские, N_2 – паннон-левантинские); *7* – мелкие плиоценовые вулканы и экструзивные купола ($\alpha\beta$ – андезито-базальтов, α – андезитов, $\alpha\xi$ – андезито-дацитов, ξ – дацитов, λ – липаритов); *8* – магматические породы (*а* – кислые, *б* – основные и средние); *9* – поднятия донеогенового фундамента, предполагаемые по структурно-геоморфологическим данным; *10* – оси (*а* – поднятий донеогенового фундамента, *б* – депрессий по отметкам донеогенового фундамента); *11* – направления погружения донеогенового фундамента; *12* – отметки донеогенового фундамента, м (по данным бурения и ВЭЗ); *13* – крутые склоны и уступы в рельефе донеогенового фундамента; *14* – разломы (*а* – ограничивающие крупные блоки и структуры, *б* – синвулканические, связанные с формированием вулканических построек); *15* – линия разреза; *16* – скважина и ее номер

одновозрастные образования, представленные лавами и туфами андезитов и андезито-дацитов, залегают на значительно больших глубинах (отметка их кровли около 1 км). Мощность вскрытой части разреза около 300 м.

Таким образом, с удалением от вулканического центра намечаются общее погружение этих пород, уменьшение размерности кластического материала и, возможно, общей мощности. Вершинный кратер вулкана в это время, вероятнее всего, располагался над скрытым интрузивным телом, предполагаемым В.П.Петровым по наличию гравитационной аномалии (см. рис. 15). Эта часть вулканоструктуры выделяется в виде куполовидной возвышенности в дочетвертичном рельефе. Близ центральной части андезито-базальтового палеовулкана, сформированного в великодоброньское время, образования баркасовского комплекса имеют сокращенные мощности (0–230 м), характеризуются преобладанием туфов смешанного состава и ксенотуфов липаритов, наличием игнимбритоподобных пород и своеобразных пемзовых разновидностей туфов. Характерно наличие крупнопорфировых андезито-дацитов, слагающих мощные (до 30 м, скв. 208–с) дайкообразные и пластовые тела. Агломератовые разновидности туфов преобладают в низах разреза прижерловой зоны; вверх размерность кластического материала уменьшается. Слагающие нижнюю часть разреза туфы в больших количествах содержат обломки андезитов; иногда они практически лишены связывающего кислого материала и напоминают сваренный агломератовый андезитовый туф (размер обломков 1–7 см). В псаммитовых разновидностях туфов содержится значительное количество кристаллокластического материала (преимущественно плагиоклаза, меньше кварца и пироксенов). Осадочные и осадочно-вулканогенные породы встречаются в виде маломощных (несколько метров) линз.

В северо-восточном направлении агломератовые туфы фациально замещаются псаммитовыми. Существенное изменение разреза происходит и к юго-западу от прикратерной зоны: на расстоянии 5–6 км (скв. 1-ВД, 2-ВД) появляется значительное количество осадочных пачек, суммарная мощность которых достигает 200 м, а мощность всего баркасовского комплекса увеличивается до 640 м. Этот разрез уже является переходным к разрезам сопряженных с вулканами депрессий и может быть сопоставлен с фациями удаленных и промежуточных зон по Е.Ф.Малееву [145].

Таким образом, особенности пространственного положения вулканических фаций баркасовского комплекса свидетельствуют о том, что основные магмовыводящие каналы этого этапа вулканизма концентрировались в привершинной части ранее сформированного андезито-базальтового вулкана; вулканическая постройка продолжала развиваться в предшествующем плане.

Продукты заключительных этапов деятельности Баркасовского палеовулкана (чомонинский комплекс), представленные чередующимися лавами и туфами андезито-базальтов, локализуются в центральной прижерловой его части. Они хорошо выделяются в магнитном поле в виде положительной аномалии. Встречаются интрузивные тела базальтов мощностью до 12 м.

Зонами кольцевых разломов Баркасовский вулкан разграничен на несколько частей, отличающихся строением. Центральная его часть, сложенная лавами и туфами андезито-базальтов чомонинского комплекса, выделяется в виде интенсивного локального гравитационного максимума, обусловленного, по мнению В.М.Петрова и Э.М.Титова, наличием невскрытого интрузивного купола. Над куполом кроме дуговых развиты радиальные разломы – эта система синвулканических трещин контролирует размещение подводящих каналов чомонинского комплекса.

Более обширная (до 4,5 км в поперечнике) прижерловая часть палеовулкана также ограничена системой кольцевых разрывов и выделяется в виде локальной гравитационной аномалии сравнительно низкого порядка. Для нее характерны радиально расходящиеся от центра постройки линейные зоны резкого перегиба изоаномал силы тяжести шириной 0,5–0,7 км, фиксирующие соответствующую систему разломов. На их пересечении с кольцевыми разрывами располагаются (см. рис. 20) многочисленные купола, штоки, дайки и сопровождающие их ограниченные по площади поля туфов и лавовые потоки дацитов и липаритов, сформировавшиеся, как это установлено Э.М.Титовым и др., в заключительные стадии становления баркасовского комплекса. Купола и штоки выделяются, как правило, в виде отрицательных, реже положительных магнитных аномалий, многие из них заверены буровыми скважинами. В дочетвертичном рельефе эти образования проявлены в виде соответствующих положительных форм с относительными превышениями в несколько десятков метров. Наиболее крупные из них, приуроченные к юго-западной и южной частям палеовулкана и вскрытые скважинами, выделяются и в современном аккуму-

лятивном рельефе в виде чуть приподнятых и аномально расчлененных мелкобугристых участков на фоне плоской однообразной равнины, т.е. точно так же, как погребенные липаритовые купола в пределах Берегово-Беганьских возвышенностей [193]. Одна из такого рода купольных структур расположена севернее с.Баркасово. Здесь на пересечении радиального и кольцевого разломов Э.М.Титовым установлен выходящий на дочетвертичную поверхность некк размером 2х0,7 км, вытянутый в северо-западном направлении, т.е. согласно выраженному в гравитационном поле радиальному разлому. Он представляет собой "стержневую" часть купола и рассекает андезиты и их туфы великодобронского комплекса. Некк перекрыт андезито-базальтами чомонинского комплекса; в дочетвертичном рельефе выделяется в виде возвышенности. Окружающие некк вулканиты кислого состава залегают периклинально, что подчеркивает общую куполовидную форму структуры. Э.М.Титовым определено отношение высоты к диаметру купола; для приповерхностных горизонтов оно составляет 1:10, а на больших глубинах – 1:15. Купол ограничен двумя концентрическими зонами разломов, из которых внутренняя соответствует границе некка, а внешняя расположена на периферии купола. Севернее купола скв. 1-Д в интервалах глубин 930–1100 м, 1200–1275, 2125–2225, 2375–2525 м вскрыты кварцевые диоритовые порфириты, слагающие, вероятно, мощные дайкообразные тела. Они образовались, как и описанный выше шток, в результате внедрения магмы по кольцевым и коническим трещинам, возникшим по периферии магматического очага. Последнему, видимо, соответствует крупный массив диоритовых порфиритов, периферическая часть которого вскрыта скважиной 1-Д в интервале глубин 3300–3843 м (забой). Именно максимальное поднятие его кровли (или "отщепление" находящегося на более высоких гипсометрических уровнях интрузивного тела) фиксируется локальной положительной гравитационной аномалией в прикратерной части Баркасовского палеовулкана.

Встречающиеся в центральной части постройки на различных глубинах серии даек (в том числе и упомянутые выше) кварцевых диоритовых порфиритов (преобладают), гранодиорит-порфиров, габбро-порфиритов, кварцевых габбро-порфиритов, габбро-диабазов, вероятнее всего, являются сателлитами интрузивного массива, вместе с которым образуют корневую часть вулкана. Об этом свидетельствует структурное единство наземных, субвулканических и гипабиссальных образований, представляющих единую вулкано-плутоническую ассоциацию. Последнее положение подтверждается [149] постепенным изменением с глубиной структур пород от порфировых (до 1,5 км) до порфировидных и равномернозернистых при одинаковом наборе породообразующих минералов (плагиоклаз, кварц, роговая обманка, в подчиненном количестве – калиевый полевой шпат), а также принадлежностью наземных и субвулканических липаритов, андезито-дацитов описанного выше купола и диоритовых порфиритов (интрузия Дрисино) к единой палеомагнитной эпохе с обратной полярностью (данные А.М.Глевасской, 1975). Радиометрический возраст гранодиорит-порфиров из дайки, вскрытой скв. 1-Д, составляет 14,3 млн.лет ± ± 2,6 млн.лет [149].

Менее четко, чем внутренние, выражена внешняя зона дуговых разломов Баркасовского палеовулкана, одновременно являющаяся западным ограничением Чагоринского поднятия и вулканической постройки. Здесь, как и в более внутренних зонах, магниторазведкой и бурением установлены (а по структурно-геоморфологическим данным предполагаются) многочисленные экструзивные и интрузивные купола. Так, скв. 19-у на глубине 1369 м вскрыта интрузия кварцевых диоритовых порфиритов.

Наличие многочисленных липаритовых и дацитовых куполов баркасовского комплекса по периферии вулкана дает основание считать, что извержения кислых пирокластов в это время происходили не только через ранее сформированный вершинный кратер, но и через многочисленные побочные каналы на его склонах. Пространственное совпадение жерловин – магмовыводящих каналов и липаритовых куполов, формировавшихся в заключительные этапы липаритового магматизма, – характерно и для Береговско-Беганьского района [193] и, видимо, является закономерным.

Близ сел Новое Давыдково и Ключарки выделяются две овальные в плане вулканоструктуры (см. рис. 15): западная, более крупная, Новолучковская и восточная, Великолучковская.

По южному периметру сложной Великодобронской тектоно-магматической структуры также выделяется горстовидное тектоно-магматическое поднятие субширотного простирания – Жнятинское. В его пределах донеогеновый фундамент по серии взбросов резко

приподнят относительно смежной Городнинской депрессии (отметки его поверхности соответственно – 2500 и – 2700 м). Здесь локализуются миоценовые и плиоценовые интрузии липаритов, плиоценовые лавовые конусы. В западной части поднятия (к юго-западу от с.Жнятино) по локальному гравитационному максимуму предполагается наличие интрузивного купола, в пределах которого находится экструзия липаритов (см. рис. 15).

Составной частью поднятия является и Дрисинская изометричная интрузивно-купольная структура до 4 км в поперечнике, проявляющаяся в гравитационном поле в виде положительной, а в магнитном – отрицательной аномалии. В эпицентре гравитационного максимума на глубине 303 м под отложениями тортона вскрыты диоритовые порфириты. Аномально высокое положение тортонских пород может свидетельствовать о резком воздымании донеогенового фундамента в районе интрузивного купола по сравнению с другими участками Жнятинского поднятия, где его средняя глубина около 2600 м.

Восточная и северо-восточная границы сложной Великодобронской тектоно-магматической структуры проводятся по поднятиям фундамента и группе плиоценовых экструзивных куполов андезито-дацитов между г.Мукачево и с.Дрисина.

Городнинская депрессия ограничена от смежных поднятий серией дуговых разломов, что обусловливает ступенчатое строение ее бортов. Разломы контролируют размещение мелких экструзий и лавовых конусов. В гравитационном поле депрессия выражена в виде обширного минимума, осевая часть которого тяготеет к ее юго-западному борту и совпадает с осью максимальных прогибаний донеогенового фундамента, установленной по данным ВЭЗ. Депрессия выполнена довулканическими терригенными образованиями (гельвет – нижняя часть нижнего сармата), лавами и туфами андезитов, андезито-дацитов великодобронского комплекса (мощность около 370 м) и перекрывающими их туфами кислого состава баркасовского комплекса (мощность до 170 м). Вулканические породы перекрыты мощной (более 500 м) толщей терригенных образований паннон-четвертичного возраста (на поднятиях они отсутствуют или имеют значительно меньшую мощность).

Сопоставление разрезов Городнинской депрессии и смежных тектоно-магматических поднятий показывает, что она развивалась в режиме относительных погружений со времени, предшествовавшему формированию великодобронского комплекса (гельвет – ранний сармат), и доныне. Депрессия, в частности, отчетливо проявляется в положении довулканической (дораннесарматской) поверхности, в допаннонском и дочетвертичном рельефе. Эти данные не противоречат представлениям о компенсационной природе депрессии, но не согласуются с мнением о ее формировании на месте огромного обрушившегося палеовулканического конуса [236]. Это мнение опровергается отсутствием в разрезе мощных толщ агломератов и других характерных пород прикратерной зоны, которые должны были сохраниться при обрушении вулканического конуса.

По Рекку [133], одним из основных признаков кальдер является их центристское строение, которое для Городнинской депрессии не характерно. Она имеет овальную, близкую к линейной форму. Кроме того, по данным ВЭЗ и гравиметрическим данным депрессия не замыкается на востоке, а продолжается, постепенно сужаясь и выклиниваясь к северо-востоку согласно направлению субмеридионального Мукачевского разлома. Таким образом, ее конфигурация как бы приспосабливается к форме положительных тектоно-магматических структур, выступая в качестве их обрамления (см. рис. 15). Последние обладают высоким структурным идиоморфизмом и проявляются как активные структурно- и рельефообразующие элементы. Об этом, в частности, свидетельствуют морфология и пространственное размещение синвулканических разломов, которые структурно увязываются с купольными (сводовыми) поднятиями и палеовулканическими постройками, образуя закономерно сочетающиеся с ними кольцевые, радиальные и другие системы.

Чопский палеовулкан расположен обособленно от Великодобронской тектоно-магматической структуры. Он представляет собой близкую к изометричной погребенную постройку, сохранившуюся в виде выпуклой к дневной поверхности линзы (см. рис. 15) до 6,5–9 км в в поперечнике, и фиксируется гравитационным максимумом. Последний соответствует купольному поднятию донеогенового фундамента, развивающемуся в режиме конседиментационных воздыманий в течение всего миоцена. Здесь установлено (скв. 3Т) выпадание из разреза гельветских и тортонских отложений. Купольное поднятие фундамента, по данным ВЭЗ, резко обрывается к востоку и юго-востоку (перепад высот до 1000 м); в северных направлениях его поверхность погружается более плавно.

Прижерловая часть постройки выражена в виде локального поднятия в дочетвертичном рельефе, ей соответствует интенсивный и контрастный высокопорядковый гравитационный максимум, интерпретируемый Э.М.Титовым и В.М.Петровым как скрытый интрузивный массив. Отрицательная магнитная аномалия, по данным тех же исследователей, фиксирует основной кратер. Ряд слабых аномалий магнитного поля на юго-восточных глубоко погруженных склонах, вероятнее всего, связан с наличием побочных экструзивных куполов липарито-дацитов.

В центральной части палеовулкана (скв. 10-у) вскрыта мощная (более 855 м) толща лав, туфолав и туфов (преимущественно агломератовых) андезито-базальтов; вверх по разрезу отмечаются некоторое уменьшение размерности обломочного материала в туфах, увеличение лавового материала, повышение кислотности пород (от базальтов – SiO_2 50 % до андезито-базальтов – SiO_2 53–54 %). Вулканический канал (скв. 223^c) закупорен неизмененными массивными мелко- и густовкрапленными андезито-базальтами, степень раскристаллизации которых заметно увеличивается с глубиной (структура основной массы изменяется от гиалопилитовой до микродолеритовой).

В 3–3,5 км к северо-западу от жерла (скв. 3Т) отмечается переходный от вулканических построек к смежным депрессиям тип разреза; отдельные потоки андезито-базальтов локализуются среди терригенных отложений нижнего сармата (доробратовской свиты). Сходный разрез установлен и на юго-восточной периферии постройки (скв. 3 СВ).

Вулканотектонические формы, связанные с формированием баркасовского комплекса, приспосабливаются к структурным элементам созданной ранее постройки, мало деформируя ее первоначальный облик. Центры извержений этого времени наследовали ранее существовавшие. Об этом свидетельствуют одинаковые залегание и площадное распределение вулканических фаций великодобронъского и баркасовского комплексов. Так, вскрытые скв. 10-у в интервале глубин 392–496 м пемзовые туфы кислого состава (баркасовский комплекс) сопоставляются Э.М.Титовым с прикратерными образованиями около с.Баркасово. В разрезе скважин 4Т и 2-у осадочные породы преобладают над пирокластическими.

В центральной части постройки (скв. 10-у) между пачкой кислых туфов и нижележащих андезито-базальтов и их пирокластов (интервал глубин 496–623 м) залегает пачка

Рис. 16

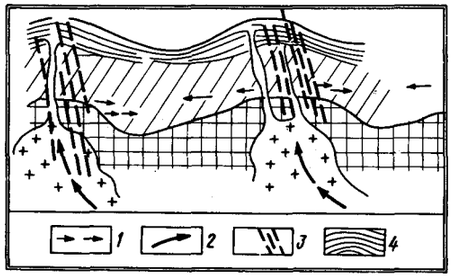


Схема распределения напряжений при формировании Великодобронъской структуры:
1 – направление преобладающих напряжений; *2* – направление движений магматических масс; *3* – зоны растяжения и разуплотнения; *4* – палеовулканы

туффитов с прослоями глин, включающих морскую фауну. Это указывает на погружение вулкана под уровень моря между двумя этапами вулканизма (великодобронъским и баркасовским).

Э.М.Титов выделяет три зоны концентрических разломов, удаленных друг от друга на расстояние 1–2 км, и серию радиальных разрывов, наиболее отчетливо проявленных по периферии вулкана.

Поверхность донеогенового фундамента в пределах тектоно-магматических поднятий имеет слабовыраженную аркообразную форму. Характерна слабая асимметрия последних, заключающаяся в некотором смещении максимума воздымания в сторону одного из его ограничений, чаще всего юго-западного. Вдоль линий максимальных поднятий располагаются основные палеовулканические постройки и наиболее возвышенные участки дочетвертичного рельефа. Наиболее погруженные части смежных депрессий примыкают к противоположным (главным образом, северо-восточным) склонам поднятий; они имеют вид узких (до 1–2 км) ровообразных впадин (рис. 16). Отмеченные выше структурно-морфологические особенности сопряженных поднятий и депрессий обусловлены, скорее всего, наклоном к северо-востоку серий магмопроводящих разломов, сконцентрированных в основном в пределах поднятий. Здесь продвижение магмы к поверхности и ее извержения происходили в условиях растяжения и общего воздымания территорий. Соседние участки испытывали максимальное интенсивное компенсационное погружение в условиях преимущественного сжатия, в результате чего образовались сопряженные узкие ровообразные депрессии. Последние имеют принципиальное отличие от отрицательных структур различных порядков, формирующихся на сводах куполов в условиях всестороннего растяжения. Подобные структуры могут иметь широкое распространение как в пределах Закарпатского прогиба (вдоль восточной границы субмеридиального участка Вигорлат-Гутинской вулканической гряды и др.), так и в других вулканических районах, и должны выделяться при их крупномасштабном структурном районировании.

Береговско-Беганьский участок

Береговско-Беганьский участок территориально совпадает с одноименным тектоно-магматическим горст-антиклинальным поднятием, характеризующимся интенсивными проявлениями раннесарматского кислого магматизма и хорошей сохранностью сформированных в это время структур. Более ранние вулканические постройки, сложенные магматическими породами основного – среднего состава, сохраняются обычно в виде реликтов, а поэтому сведения об их строении отрывочны и несравненно менее надежны, чем для подобного рода образований Чоп-Великодобронъского участка. По имеющимся материалам чаще всего можно наметить лишь их контуры и местоположение и высказать некоторые взгляды об их морфологических особенностях.

Тектоно-магматические структуры первого этапа тортон-сарматского магматизма. Крупная кольцевая морфоструктура (6–7,5 км в поперечнике) отдешифрирована нами в окрестностях с.Гать, севернее с.Ивановка (рис. 17). Здесь на фоне плоской однообразной аккумулятивной равнины выделяется участок более сложного, сравнительно расчлененного рельефа, основными мезоформами которого являются дуговые валообразные возвышения протяженностью до 3–4 км и шириной от 0,1 до 1 км. Они располагаются закономерно друг относительно друга, подчеркивая совместно с гидросетью общий кольцевой характер морфоструктуры. Последняя выделяется также положительными значениями вторых производных силы тяжести на фоне отрицательных значений [260]. Отдельными скважинами под нижне-среднесарматскими осадочными отложениями (луковская и алмашская свиты), местами перекрытыми плиоценовыми осадками, вскрываются лавы и агломератовые туфы андезитов и андезито-базальтов, которые могут быть отнесены к фации прижерловой зоны. Вулканиты залегают на глубинах от 100–150 до 500 м и более, при этом намечается тенденция к повышению их уровня в пределах положительных форм рельефа. Последние могут являться индикаторами определенных элементов вулканоструктуры, возможно, серий субвулканических тел.

Реликты раннесарматского андезитового вулкана размером до 6–8 км в поперечнике [188] известны также в восточной части Береговского холмогорья. Его центральная часть выделяется как участок сложного аномального магнитного поля с высокими градиентами. Основной кратер андезитового вулкана находится в районе горы Виноградная, где с ним совмещена жерловина более позднего липаритового вулкана. Подводящие каналы второго этапа вулканизма сосредоточены также вдоль южной и восточной структурно-геоморфологических границ постройки. Эти особенности строения сближают ее с Баркасовским палеовулканом, расположенном в Чоп-Великодобронъском районе. Сходство подчеркивается также преобладанием в составе пирокластических пород, слагающих основание вулканических толщ второго этапа развития обоих палеовулканов, обломков андезитов, в результате чего породы напоминают эруптивные брекчии.

В западной части Береговского холмогорья на глубинах 700 м и больше встречены дайки андезитов и андезито-дацитов, которые формировались [188] в гипабиссальных условиях и, возможно, представляют собой реликты корневых частей палеовулканов. Отдельные тела андезито-базальтов и их ксенотуфов вскрыты скважинами в районе с.Косины, к северо-востоку от горы Беганьская, у сел Чома и Боржава. По данным Э.М.Титова, они слагают шлаковые конусы и потоки, сформированные на заключительных стадиях сарматского вулканизма. Однако их возрастное и структурное положение не может считаться установленным однозначно.

Тектоно-магматические структуры второго этапа тортон-сарматского магматизма. Эти структуры сформированы в результате субтектонических движений липаритовой маг-

мы, определяют строение Береговско-Беганьского холмогорья, и поэтому их изучению было уделено основное внимание.

При палеовулканологических реконструкциях объектов этого этапа приняты следующие принципиальные выводы, обоснованные нами в предыдущих работах [188, 193]:

1. Наиболее интенсивные проявления гранитоидного магматизма, предопределившие геологическое строение Береговско-Беганьского участка, произошли в позднедоробратовское и луковское время (ранний сармат). Это положение находится в полном соответствии с приведенными выше данными по Чоп-Великодобронькому участку.

2. Магматические породы кислого состава, локализующиеся среди осадочных образований гельветского, тортонского и, частично, раннесарматского возраста и безоговорочно относимые ранее к наземным пирокластическим образованиям, часто представляют собой туффизиты (автомагматические брекчии). Они слагают пологосекущие и послойные субвулканические тела, с дайко- и штокообразными ответвлениями, имеющими крутые контакты. Первоначально это было установлено для западной части Береговского холмогорья [188], позже инъективные контакты этих пород с вмешающими их вулканогенно-осадочными образованиями были выявлены нами при изучении керна скважин, пройденных в пределах Беганьских возвышенностей.

3. Гельвет-нижнесарматская часть моласс сложена преимущественно осадочными породами; второстепенная роль принадлежит вулканокластическому материалу. Молассы

Рис. 17

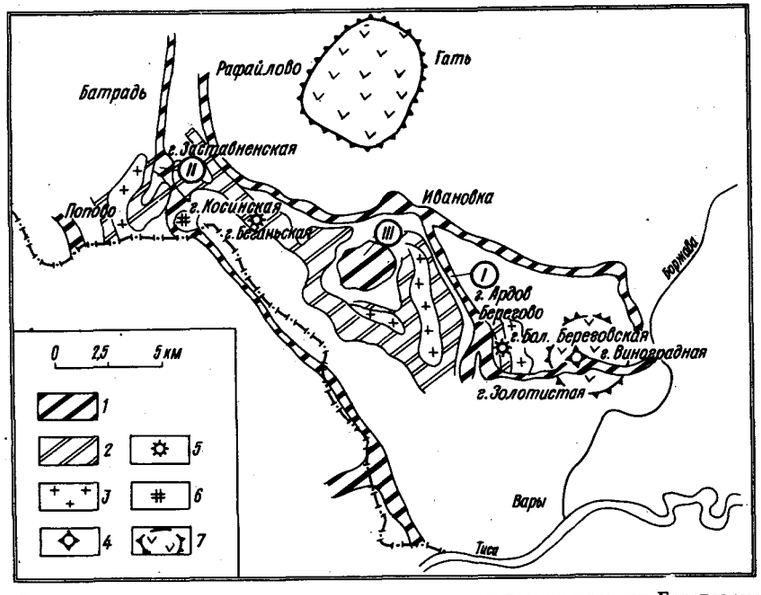


Схема расположения основных типов тектоно-магматических структур Береговско-Беганьского участка: *1* – глубинные магмоподводящие структуры (*I* – Ардовская зона, *II* – Косинско-Запсоньская зона, *III* – Хомокская изометричная); *2* – магмовыводящие структуры; *3* – выходы на дочетвертичную поверхность субвулканических автомагматических брекчий (туффизитов); *4* – полигенные вулканические постройки; *5* – маары; *6* – "слепые" интрузии гранитоидов, предполагаемые по геофизическим данным; *7* – погребенные тортон-сарматские андезитовые палеовулканы

представляют собой единую толщу, сформированную в течение одного седиментационного этапа, которая в процессе субтектонических движений магм в раннем сармате была деформирована и расщеплена на отдельные блоки и "слои".

4. В западной части Береговского холмогорья установлены глубинные магмоподводящие каналы с крутыми или субвертикальными стенками, локализующиеся в "раме" донеогенового фундамента. На приповерхностных уровнях над ними располагаются изометричные или овальные синклинальные структуры, состоящие из сравнительно мощной реликтовой осадочной, слабопереработанной магмой покрышки и залегающих на ней туфов кислого состава. В современном рельефе они проявлены в виде блюдцеобразных депрессий.

Формирование мульд обусловлено компенсационными просадками, связанными с силлообразованием на уровне подошвы молассы и на более высоких горизонтах и с растеканием магм в стороны от субвертикальных каналов.

Экструзивные купола липаритов и дацитов, сформированные на заключительных этапах второй фазы раннесарматского магматизма и являющиеся ярко выраженными морфоструктурными элементами, обнаруживают пространственную связь с глубинными магмоподводящими каналами, локализуясь преимущественно вдоль их границ, реже – вдоль радиальных разломов [193]. Купола проявляются не только в структурно-денудационном рельефе, но и в пределах аккумулятивных равнин, являясь, таким образом, одним из индикаторов возможного наличия глубинных магмоподводящих структур.

Основные типы структур второго этапа сарматского магматизма, более высокопорядковых по отношению к Берегово-Беганьскому тектоно-магматическому поднятию, следующие:

1) глубинные магмоподводящие каналы – линейные (зоны) и изометричные;

2) приповерхностные магмовыводящие зоны;

3) субвулканические пологозалегающие тела туффизитов и лав липаритов и дацитов.

Глубинные (скрытые) магмоподводящие зоны (см. рис. 17) ограничивают Берегово-Беганьское тектоно-магматическое поднятие или отдельные блоки внутри него и, как правило, подчеркнуты резкими градиентами гравитационного поля и широким развитием липарито-дацитовых куполов. В приповерхностных частях зоны проявлены в виде синклиналеподобных структур, характеризующихся повышенными значениями мощностей нижнесарматских липаритовых туфов и подстилающих пород. Это дало основание Г.Г.Сасину, Э.М.Титову и др. интерпретировать их как вулканические грабены, выполненные мощными толщами вулканических, а также осадочных образований. Однако такие представления не согласуются с данными о глубинном строении зон и их составных элементов – структур более высокого порядка.

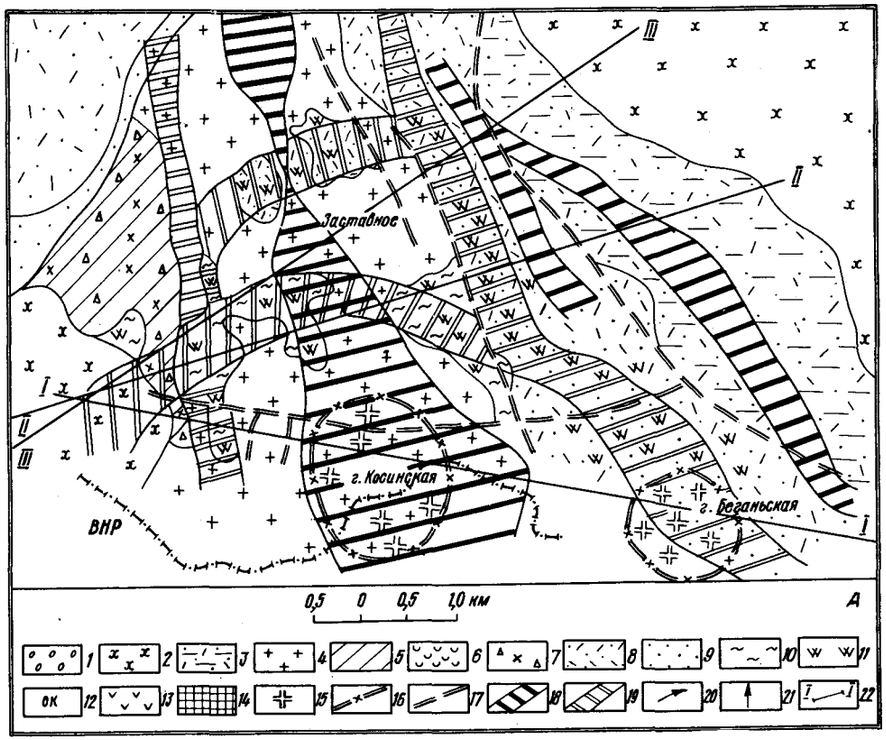
Хорошо изученными магмоподводящими зонами, послужившими основой для выводов об особенностях строения и природе подобных структур, являются Ардовская (протягивается вдоль западной геоморфологической границы Береговского холмогорья от горы Ардов до горы Золотистой на 5 км при ширине 0,5–1,5 км) и Косинско-Запсоньская (прослеживающаяся в пределах СССР в юго-юго-восточном направлении от с.Рафайлово до с.Косины).

Наиболее характерные более высокопорядковые структуры *Ардовской зоны* – цилиндрические магмоподводящие каналы. Один из них, довольно подробно изученный, расположен в 1 км к западу от вершины горы Бол. Береговская. Размер его 0,7–0,9 км в поперечнике, склонение западное или юго-западное. Эта структура подробно охарактеризована нами раньше [188, 193]. В ее пределах под покрышкой осадочных пород и перекрывающих их туфов липаритов вскрываются однообразные автомагматические брекчии, лавы липаритов и дацитов, которые с глубиной сменяются породами того же состава, но имеющими гипабиссальный облик. Магматические образования прослеживаются до глубины 1523 м (скв. 875, забой). За границами зоны осадочные образования донеогенового фундамента залегают на глубинах 660–900 м. На основании комплексного анализа геофизических материалов В.М.Петров пришел к выводу, что территории, соответствующие зонам магмоподводящих каналов, и территории, расположенные за их пределами, характеризуются различными типами геофизических полей и глубинным строением. В первом случае донеогеновый фундамент не выделяется, во втором – устанавливается уверенно. При этом среди полей первого типа встречаются участки полей второго типа, что, вероятнее всего, обусловлено наличием в магмоподводящих зонах реликтовых блоков фундамента [193], подчеркивающих сложное строение зон. На геоэлектрических разрезах, по данным Б.И.Болкового, магмоподводящий канал фиксируется повышенными значениями кажущегося сопротивления. Судя по конфигурации линий изоом, здесь можно предполагать наличие уходящих на значительную глубину субвертикальных тел, ибо слоистая структура отчетливо прерывается. Приведенные данные однозначно свидетельствуют о нарушении целостности донеогенового фундамента в магмоподводящих зонах и инъективном характере слагающих их структур. Изометричные мульды, соответствующие на приповерхностных горизонтах цилиндрическим глубинным каналам, ограничены зонами кольцевых разломов, вдоль которых сконцентрированы некки, дайки, купола липарито-дацитов, хорошо

проявляющиеся и в современном рельефе. Совокупность этих данных является надежным структурно-геоморфологическим признаком глубинных жерловин. По ним полоса последних прослеживается к юго-западу от горы Золотистая в направлении с.Чома и на северо-запад от западного подножья горы Бол.Береговская до с.Ивановка.

Расположенный в пределах СССР отрезок *Косинско-Запсоньской магмоподводящей зоны* имеет сходное строение с Ардовской. Его своеобразие заключается в более широком

Рис. 18

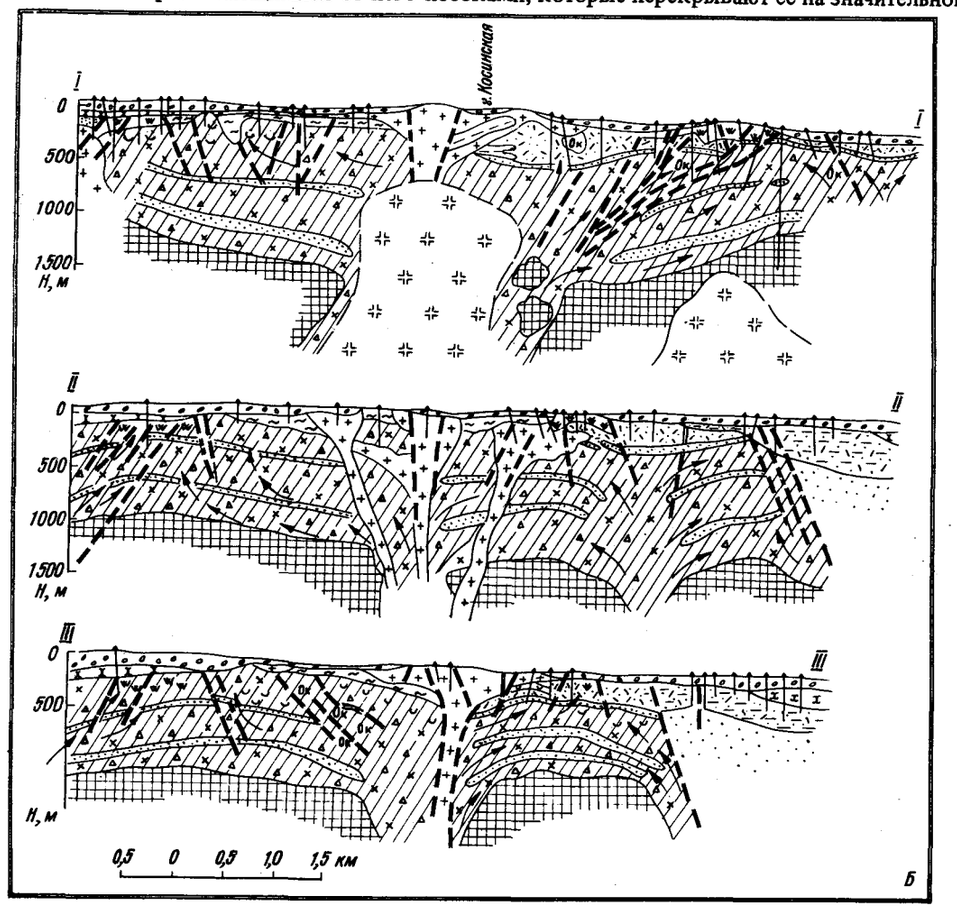


Соотношение магматических структур разной глубинности в районе гор Косинская, Заставненская и Бе
А – план; *Б* – разрезы; *1* – четвертичные отложения; *2* – паннон-левантинские осадочные и осадочно-
средний сармат (луковская и алмашская свиты); *4* – нижнесарматские липариты, липарито-дациты (ку
части; *породы, слагающие силлы: 6* – игнимбритоподобные липариты и липарито-дациты, *7* – автомагма
дочные и вулканогенно-осадочные породы (тортон – ранний сармат); *10* – насыщенные инъективными те
нижнего сармата; *11* – вторичные кварциты; *12* – окварцованные породы; *13* – вулканические поро
предполагаемые по геофизическим данным; *16* – контуры скрытых гипабиссальных интрузий гранитои
жения магмы; *21* – скважина; *22* – линия разреза

развитии лав и игнимбритоподобных пород кислого состава, слагающих сравнительно крупные экструзивные купола и сопровождающие их потоки. В пределах Косинско-Запсоньского отрезка выделяются Косинская и Заставненская глубинные магмоподводящие структуры изометричной формы (рис. 18, *А*). Первая из них расположена к востоку от одноименной горы. В ее границах в направлении от горы Беганьская до горы Косинская (рис. 18, *Б*, разрез *I–I*) увеличивается мощность липаритовых туфов, залегающих на нижнесарматских осадочных породах, от 150–200 до 400 м и больше. По подошве туфов вырисовывается мульда, центральная часть которой не оконтурена скважинами, но намечается по выполаживанию контакта у восточного подножья горы Косинская.

По аналогии с районом горы Бол.Береговская можно полагать, что упомянутая

мульда является индикатором крупного магмоподводящего канала (до 1,5–2 км в поперечнике) или группы мелких. Ниже по многочисленным коническим разломам под мульдой над глубинным каналом вырисовывается асимметричная воронкообразная структура с более пологим наклоном их плоскостей на восточном крыле (50–70°), чем на западном (60–80°). К западному ограничению структуры приурочен экструзивный купол горы Косинская с растекающимися от него потоками, которые перекрывают ее на значительной



ганьская (по материалам Б.В.Грибанова, Н.И.Боева и автора).
вулканогенные образования; *3* – осадочные породы с прослоями туфов кислого состава, нижний –
пола, потоки); *5* – серии сближенных раннесарматских субпластовых тел (силлов) и их корневые
тические брекчии кислого состава; *8* – нижнесарматские туфы липаритов и липарито-дацитов; *9* – оса-
лами туффизитов интенсивно гидротермально измененные вулканогенно-осадочные породы тортона –
ды среднего состава; *14* – донеогеновый фундамент; *15* – скрытые гипабиссальные тела гранитоидов.
дов; *17* – разломы; *18* – магмоподводящие зоны; *19* – магмовыводящие зоны; *20* – направление дви-

площади. Купол (рис. 18, *Б*, разрез *I–I*) имеет асимметричное веерообразное строение, воронкообразный, сужающийся на глубину, канал. Судя по форме купола, движение магмы по субвертикальному каналу диаметром до 0,3 км в приповерхностных условиях (до 400 м от современной дневной поверхности) сменялось ее проникновением по пологим коническим трещинам преимущественно в восточном и значительно меньше – в западном направлении. Этот процесс обусловил образование просадки до 0,5 км в поперечнике в привершинной части горы Косинская, которая в настоящее время выполнена четвертичными отложениями мощностью 30–40 м и смещена относительно центра купола к востоку на 0,4–0,5 км. На глубинах 800–900 м под куполом горы Косинская на основании анализа материалов геофизических исследований (данные Б.В.Грибанова и Н.И.Боев-

ва) предполагается шток интрузивных пород гранодиоритового состава. Это подтверждает установленную нами на примере Берегово-Беганьского холмогорья структурную связь экструзивных куполов с глубинными магмоподводящими структурами.

Заставненская магмоподводящая структура (рис. 24, *Б*, разрез *II–II*) расположена в районе горы Запсонь. Здесь по данным бурения и геофизических работ в верхней части миоценового молассового комплекса установлена синклиналь, по периферии которой прослеживается зона крутопадающих (65–85°) конических разломов. Размеры магмоподводящего канала меньше, чем Косинского, он имеет близкое к симметрическому строение. Над ним располагается липаритовый купол с отходящими потоками.

Глубинные магмоподводящие зоны имеют четковидное строение: изометричные каналы (штоки) чередуются с узкими пережимами. В местах пережимов строение зон почти симметричное, крутизна сходящихся на глубине разрывов увеличивается, на приповерхностных уровнях в меньшей степени проявляется силлообразование. Кольцевые магмоподводящие структуры формируются в местах пересечения разнонаправленных магмоконтролирующих разломов.

Косинско-Запсоньская зона является отрезком более крупной линейной структуры, прослеживающейся в юго-восточном направлении вдоль государственной границы с ВНР на 18–20 км до с.Чома по широкому распространению лав дацитов, слагающих экструзивные купола и потоки, по участкам всхолмленного и аномально расчлененного рельефа. Здесь валообразные или куполовидные возвышения диаметром до 1,0–1,5 км группируются в узлы до 1–2 км в поперечнике, подчеркивая наличие изометричных морфоструктур.

К группе линейных магмоподводящих структур, видимо, следует относить своеобразную, ограничивающую с юга Береговское холмогорье зону, которую выделивший ее Г.Г.Сасин считает границей крупной кальдеры. Она характеризуется резким погружением кровли осадочных образований нижнесарматской доробратовской свиты (так называемой верхней осадочной толщи), высокими кажущимися сопротивлениями пород, широким развитием липаритовых куполов и отходящих от них потоков.

На западном фланге зоны (южные склоны горы Бол.Береговская) находится Мужиевская вулканическая просадка [188] до 1 км в поперечнике, выполненная туфами липаритов и дацитов; вдоль ее ограничения дешифрируются и подтверждены наземными геологическими наблюдениями многочисленные некки, мелкие штоки (до 50–100 м в поперечнике) и дайки липаритов и их автомагматических брекчий. Совокупность этих данных позволяет предполагать наличие под ней на глубине изометричного магмоподводящего канала. Ожидается распространение подобных структур под покровами липаритов и восточнее вплоть до с.Доброселье. По данным В.М.Шклянки, Р.В.Удуда и др., приповерхностные жерловины, выполненные туффизитами, установлены в районе горы Малая Золотистая, у развалин старого замка на юго-западной окраине с.Мужиево и в других местах, подтверждена их тесная пространственная связь с более поздними липаритовыми куполами.

Вероятно наличие глубинных магмоподводящих структур и вдоль слабоизученного северо-восточного ограничения Береговско-Беганьского тектоно-магматического поднятия. Так, к северо-западу от с.Квасово вдоль геоморфологической границы Берегово-Беганьского холмогорья на расстояние 5–6 км протягивается цепочка изометричных структур от сотен метров до 1 км в поперечнике, сложенных автомагматическими брекчиями липаритов, которые прослежены скважинами на глубину более 350 м. В их центральной части располагаются изометричные мульды, выполненные осадочными породами мощностью до 50 м. В целом эти структуры напоминают магмоподводящие каналы Ардовской зоны, отличаясь, возможно, от них меньшей глубиной и масштабами силлообразования. К востоку от с.Ивановка вдоль границы поднятия протягиваются валообразные водоразделы и зоны аномально высокой поляризуемости пород, что может указывать на наличие дайкоподобных субвулканических тел и гидротермально измененных пород. Между селами Великая Бегань и Гораздовка эта граница подчеркнута зонами повышенной трещиноватости и окварцевания, имеющими северо-восточное падение, реликтами мелких раннесарматских и паннонских андезитовых палеовулканов, пространственно совпадающих с полосой пирокластических пород кислого состава, относимых обычно к верхам нижнесарматской луковской свиты. Итак, магмоконтролирующий характер разломов, ограничивающих Береговское тектоно-магматическое поднятие с северо-востока, подтверждается многочисленными данными. Однако они не позволяют однозначно параллелизовать их с описанными выше глубинными магмоподводящими зонами (Ардовской, Косинско-Запсоньской и др.).

Сущностью магмоподводящих зон является их магмоконтролирующая роль в донеогеновом фундаменте и нижней части миоценовых моласс. Их можно рассматривать как связующие каналы между приповерхностными горизонтами и анатектическими магматическими очагами, которые [158, 265] располагались в гранитно-метаморфическом слое на глубинах 7–15 км. По существу это скрытые магмоконтролирующие разломы, так как их следы на дневной поверхности, как правило, не фиксируются массовыми прорывами магмы. Выше уровня поверхности донеогенового фундамента происходили силлообразование и растекание магмы в стороны, в результате чего в верхней части структуры над глубинным магмоподводящим каналом формировались компенсационные мульды. Отдельные внедрения и прорывы магмы к поверхности происходили преимущественно по ограничивающим глубинные каналы разломам, в результате чего некки и дайки группировались в основном на более высоких горизонтах по периметру магмоподводящих структур (рис. 19). При изометричной форме последних зоны приповерхностных некков и даек имеют дуговую (кольцевую) форму, при линейной – линейную. Иногда здесь формировались вулканические постройки значительных размеров.

Некоторые исследователи [144, 245, 279 и др.] выделяют подобный вулканический центр в районе горы Косинская. Этот центр расположен (см. рис. 18, *Б*, разрез *I–I*) эксцентрично относительно глубинного канала, с его деятельностью связывается накопление раннесарматских туфов липаритов (так называемых верхних туфов), для которых характерна агломератовая структура. На месте палеовулкана в более позднее время образовался липаритовый купол. Как отмечалось выше, подобную структурную позицию занимают и липаритовые купола в районе горы Бол.Береговская (их корневые части почти полностью совпадают с каналами существовавших ранее вулканов).

Одна из глубинных изометричных (полигональных) магмоподводящих структур расположена севернее с.Дедово. Эта морфоструктура достигает 4 км в поперечнике. Центральная ее часть диаметром до 2 км представляет собой плоскую субгоризонтальную поверхность, ограниченную полосой бугристого рельефа, где валообразные и куполовидные возвышения (от сотен метров до 1 км в поперечнике) чередуются с разделяющими их понижениями. По северо-западному ограничению морфоструктуры выделяются две гряды слабо изогнутых и обращенных вогнутой стороной к ее центру валообразных возвышенностей, что позволяет предполагать линейную дайкообразную форму "генерирующих" их геологических объектов и их центриклинальное склонение. В верхней части миоценовой молассы морфоструктуре соответствует изометричная мульда с пологими крыльями; мощность выполняющих ее нижнесарматских туфов в центральной части достигает 175 м, уменьшаясь к периферии до нескольких десятков метров вплоть до полного выклинивания. Подобным же образом (от 75 м до первых десятков метров) изменяется и мощность четвертичных отложений.

По данным Б.И.Болкового и Г.Г.Шестакова, структура выделяется повышенными значениями силы тяжести, при этом ее южное ограничение подчеркнуто локальным максимумом. Оно отчетливо выделяется и на геоэлектрическом разрезе. Северо-восточная граница в геофизических полях выражена менее отчетливо. В центральной части структуры наблюдаются сравнительно высокоомные и слабо поляризуемые породы повышенной мощности, а также субгоризонтальные тела повышенной поляризуемости на больших глубинах. Вероятно, подчеркнутая градиентами геоэлектрических характеристик граница соответствует кровле штока магматических пород и подошве осадочной покрышки.

Приведенные данные позволяют сопоставить описываемую структуру с глубинными цилиндрическими магмоподводящими каналами – составными частями линейных зон. Основное отличие от них – уникальные размеры структуры, обусловленные ее положением на пересечении регионального субмеридионального Мукачевского разлома, достигающего низов "базальтового" слоя [263, 265] и Берегово-Беганьского тектоно-магматического поднятия.

В приповерхностных магмовыводящих зонах линейные структуры характеризуются наиболее высоким подъемом богатых летучими магм вплоть до их прорыва на поверхность. Основные их признаки следующие:

а) антиклиналеподобное строение, выражающееся в высоком гипсометрическом положении осадочных пород нижнего сармата, сильная дробленность последних, устанавли-

ваемая по резким колебаниям отметок отдельных блоков толщи и изменчивости углов наклона слоистости от нескольких градусов до субвертикальных на расстоянии первых метров;

б) почти повсеместное развитие вторичных кварцитов, которые образуются преимущественно по субвулканическим туффизитам, эруптивным брекчиям и вмещающим их слоистым первично-осадочным породам, слагающим корневые части мелких вулканических построек, меньше – по туфам кислого состава, являющимся кратерными или прикратерными образованиями;

в) в современном структурно-денудационном рельефе магмовыводящие структуры выделяются в виде наиболее возвышенных водоразделов.

Характерными высокопорядковыми структурами магмовыводящих зон являются маары, мелкие (моногенные) вулканы, некки, серии даек. Они наиболее полно изучены в окрестностях горы Бол.Береговская; здесь магмовыводящая зона шириной 500–800 м прослеживается на расстояние 0,9 км на юго-юго-восток и на расстояние 1,5 км к северо-северо-востоку от ее вершины.

Одна из вулканических построек – Береговский маар – довольно полно охарактеризована нами раньше [188, 193, 194]. Ниже приведены основные сведения о его структурно-морфологических особенностях.

В районе горы Бол.Береговская под сильно деформированной покрышкой, являю-

Рис. 19

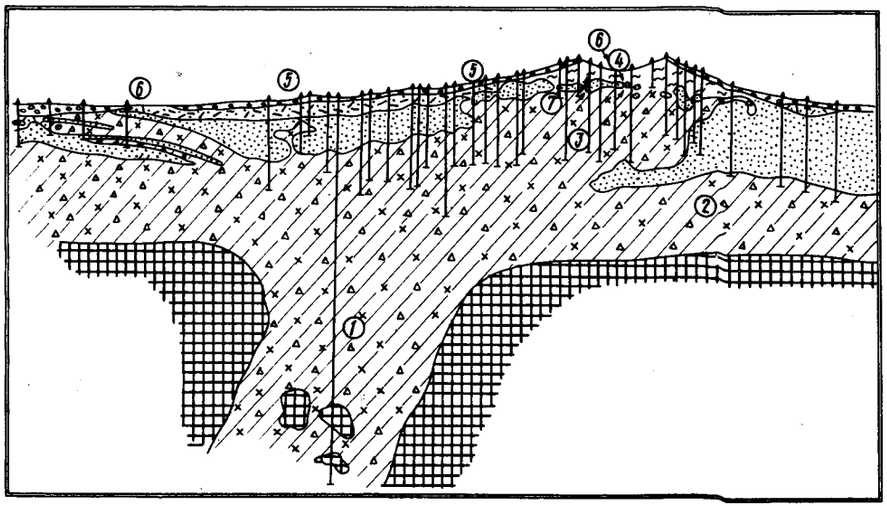


Схема строения Береговской вулкано-плутонической структуры.
Структурные элементы: 1 – глубинный магмоподводящий канал, *2* – нижний силл, *3* – верхний силл (приповерхностная магматическая камера), *4* – маар, *5* – внутренняя кольцевая зона магмовыводящих разломов, *6* – внешняя зона магмовыводящих разломов, *7* – структуры прорыва.
Остальные условные обозначения см. рис. 18

щейся [188] верхним реликтом некогда единой нижнетортонско-нижнесарматской вулканогенно-осадочной толщи, расположено крупное (2,5х0,5 км) субвулканическое тело туффизитов и липаритов с куполовидным верхним контактом. Оно является частью так называемого верхнего силла, связанного с расположенным в 0,5–0,7 км западнее глубинным штоком (магмоподводящим каналом) (см. рис. 19), и одновременно нижней частью магмовыводящей зоны. Тело фиксирует приповерхностную магматическую камеру, которая служит как бы основанием и "питающим" резервуаром для ряда палеовулканических построек, в том числе и для Береговского маара.

Береговский маар расположен на юго-западном склоне горы Бол.Береговская и выделяется в виде асимметричной, открытой к юго-западу воронки диаметром 300–350 м и глубиной до 75 м. Воронка ограничена кольцевым возвышением, прерывающимся на юго-западе, но и здесь граница морфоструктуры подчеркнута перегибом склона. Склоны, обращенные в сторону воронки, крутые, часто обрывистые, внешние – более пологие.

В районе маара выше субвулканических туффизитов и липаритов, слагающих приповерхностную магматическую камеру, развиты сложно перемежающиеся осадочные, магматические и гидротермально измененные породы. Непосредственно над камерой выделяется вулканогенно-осадочная пачка мощностью от единиц метров до 60 м. На более высоких уровнях преобладают туффизиты кислого состава с линзами агломератовых пирокластических образований, лавобрекчий, вулканических брекчий, игнимбритоподобных пород, между которыми часто устанавливаются постепенные переходы. В подчиненных количествах встречаются туфогенно-осадочные и кремнистые породы. Вертикальный размах преобладающего развития магматических образований 80–150 м; все породы этого интервала подвергались интенсивной гидротермальной переработке. Верхняя вулканогенно-осадочная пачка имеет локальное развитие над магматическими образованиями. Слагающие ее породы изменены вплоть до образования каолиновых, монокварцевых, алунитовых и других разновидностей вторичных кварцитов.

Вертикальная зональность перечисленных ассоциаций пород [188, 193, 194] является результатом расщепления, дробления и переработки магмой первично единой вулканогенно-осадочной толщи над приповерхностной магматической камерой. Магматические образования средней части разреза слагают серии слившихся субпластовых наклонных и других инъективных тел, в результате чего образована более крупная сложнопостроенная прерывистая субвулканическая залежь.

Одним из важнейших доказательств существования над магматической камерой палеовулканической постройки является наличие связывающих их магмопроводящих каналов (структур прорыва), которые проявляются в прерывистом строении нижней и верхней осадочных пачек.

Структуры прорыва представляют собой сложные грибообразные тела. В их нижней части (на уровне нижней вулканогенно-осадочной пачки) располагается канал, представляющий собой густую сеть магмоподводящих трещин и трубок между реликтовыми глыбами осадочной толщи, т.е. имеющий вид гигантской эруптивно-эксплозивной брекчии. Выше происходит веерообразное растекание магматического материала, формирование пологосекущих и пластовых тел. Примечательно "выклинивание" структур прорыва на глубине. Подобное строение весьма характерно для эксплозивных сооружений, сложенных брекчиевым материалом [239]. Эти сооружения, по современным представлениям [99, 230, 239 и др.], развиваются в апикальных частях крупных магматических куполов или изолированных очагов магмы. Существование таких образований является одним из важнейших доказательств наличия в данном месте глубинных (гипабиссальных и субвулканических) магматических структур.

Характерные устойчивые признаки структур прорыва следующие: а) пониженные значения (от 0 до 15–20 м) мощности нижней осадочной пачки и резкие ее колебания даже в рядом расположенных скважинах; б) наличие зон резких градиентов мощности этой пачки, отделяющих подобные участки от ненарушенных полей с повышенными (до 40–50 м) устойчивыми значениями. По этим признакам, а также по широкому развитию вулканических брекчий [70] подобные структуры выделены нами [194] в различных частях маара. Намечается тенденция к группировке структур прорыва по периметру маара.

На приповерхностном уровне маара различаются воронка и его периферическое возвышение. В пределах возвышения развиты слоистые вулканогенно-осадочные породы мощностью до 50 м, насыщенные инъективными телами липаритов и их туффизитов. В воронке мощность слоистых образований, не имеющих сплошного распространения, достигает лишь первых метров, местами на поверхность выходят липариты и туффизиты. Возможно, вулканогенно-осадочные образования накопились в заключительную стадию деятельности вулканического аппарата. Отличия в строении двух основных частей маара подчеркнуты и особенностями слагающих их структур прорыва: в воронке они достигали дневной поверхности, в то время как на периферии формировались субвулканические тела под покрышкой осадочных пород. В обоих случаях характерна грибообразная форма структур, обусловленная силлообразованием в их верхних частях.

Кровля магматической камеры имеет сложный рельеф: на фоне постепенного воздымания к востоку и северо-востоку выделяются локальные поднятия и погружения. При этом на хорошо изученных участках локальные погружения коррелируются с максимальными мощностями нижней вулканогенно-осадочной пачки и располагаются за пределами маара. Узкие линейные поднятия кровли тяготеют к границе воронки маара и

ограничивающей его возвышенности, их образование можно связывать с внедрениями магмы по дуговым разломам. Локальные поднятия кровли устанавливаются под отдельными структурами прорыва. Границам маара соответствуют различной четкости зоны градиентов гипсометрии по кровле магматической камеры.

По данным В.Д.Володина и др., слагающие камеру различные магматические породы характеризуются многочисленными пересечениями, что свидетельствует о сравнительно длительном, многоактном формировании вулканических и субвулканических тел более высоких горизонтов.

Таким образом, маар представляет собой сложную палеовулканическую постройку, основными составными частями которой являются структуры прорыва и реликтовые блоки вулканогенно-осадочной толщи. Магматические каналы, через которые происходило внедрение магмы на более высокие горизонты, а местами и извержения ее на поверхность, концентрируются по периметру палеовулкана и контролируются дуговыми коническими разломами. Возникновение последних предопределено напряжениями, обусловленными локальными куполовидными поднятиями кровли магматической камеры, предшествовавшими эксплозивной и эруптивной деятельности. Локальные поднятия кровли предопределили общую конфигурацию маара и его структурное единство. Структуры прорыва, как и маар, также характеризуются веерообразным строением.

Описанный маар не является единичным; подобные структуры намечены в 200 м к северо-западу и 120–150 м к северо-востоку от вершины горы Бол.Береговская. Кроме того, на этой территории установлены отдельные структуры прорыва, сложенные эруптивными и эксплозивными брекчиями, некки до 60–140 м в поперечнике. В строении последних значительную роль играют концентрические и радиальные дайки липаритов и их туффизитов, соответствующие системы трещин.

В районе Береговско-Беганьского холмогорья прослеживается крупная магмовыводящая зона к запад-северо-западу от горы Дедовская. Она соответствует Беганьской и Дедовской антиклиналям, выделяемым Э.М.Титовым, Б.В.Грибановым, Н.И.Боевым и др. Для Беганьской антиклинали, по данным В.П.Теплова и др., характерны сокращенные мощности осадочных пород нижнего сармата (так называемой верхней осадочной толщи) и перекрывающих их туфов липаритов в центральной части по сравнению с крыльями. Сопряженные однопорядковые синклинали, которые должны возникнуть при наличии горизонтального сжатия, отсутствуют: Беганьская и Дедовская антиклинали – единичные среди недеформированных или слабодеформированных пород. Подобные складки, наряду с другими причинами [240], могут возникнуть под воздействием внедряющейся магмы. Этот вариант наиболее соответствует морфологическим особенностям структур и геологической обстановке. В районе горы Беганьская развиты туфы липаритов и вулканогенно-осадочные породы, инъецированные субвулканическими телами липаритов и их туффизитов. Все породы претерпели значительное гидротермальное изменение. О наличии секущих тел свидетельствуют часто наблюдаемые во вторичных кварцитах реликты субвертикальной флюидальности и других линейных текстур, крутонаклонные сложные поверхности контактов различных пород. Вдоль субмеридионального сброса в приосевой части антиклинали (по данным Б.В.Грибанова и Н.И.Боева) прерывисто распространены агломератовые туфы и сопровождающие их игнимбриты и лавы липаритов, являющиеся [145] индикаторами прикратерных фаций; при этом последние иногда образуют конусовидные структуры. Это указывает на наличие здесь прерывистой цепочки мелких вулканических построек, которые чередуются с зонами пережимов, где, видимо, преимущественно развиты субвулканические дайки.

Описанный комплекс интенсивно гидротермально переработанных магматических пород подстилается (рис. 24, *Б*, разрез *I–I*) дробленной, резко приподнятой относительно смежных участков пачкой осадочных пород с изменчивой (от первых метров до 50–70 м) мощностью. Как и в районе горы Бол.Береговская, участки резкого уменьшения ее мощности, изменения гипсометрического уровня, подчеркнутые большими градиентами этих величин, могут фиксировать подводящие каналы вулканических построек и соответствовать нижним частям структур прорыва. Эти каналы наклонены к юго-западу и приурочены к разрывам, усложняющим юго-западное крыло Беганьской антиклинали, которая имеет ступенчатое строение.

Под осадочными образованиями развиты туффизиты и липариты, слагающие серии сближенных субпластовых тел, объединенных нами в один сложнопостроенный силл, наиболее поднятая часть которого являлась приповерхностной магматической камерой для упомянутых вулканических построек. Туффизиты, имеющие, как правило, лапиллевую размерность кластического материала, сложно чередуются с каолинитами по алевропелитовым, хорошо отсортированным породам с реликтами тонкой слоистости, часто проникают в них, имеют сложные, извилистые, зубчатые формы контактов. Для туффизитов характерны сходные с теневыми структуры: на фоне светлой и белой массы выделяются многочисленные серые до темно-серых полоски и линзочки длиной до 1–2 см и шириной до 2–3 мм с нечеткими, расплывчатыми очертаниями, ориентированные обычно субпараллельно друг другу. Вероятнее всего, это реликтовые, частично ассимилированные и переработанные включения осадочных пород. Такие структуры характерны для внутренних частей мощных (от нескольких десятков до сотен метров) тел; в приконтактовых частях крупных и в маломощных телах ксенообломки лишь в определенной мере уплотнены и не имеют признаков ассимиляции.

Таким образом, выделяемые крупные субвулканические тела туффизитов не являются однородными; они включают многочисленные слои, линзы, блоки, глыбы вмещающих вулканогенно-осадочных пород. В последних могут сохраняться слоистость и другие признаки наземных образований. Количественные соотношения субвулканических и вулканогенно-осадочных пород детально не изучены, однако уже сейчас можно говорить о значительной, если не определяющей, роли первых в разрезе и строении структуры.

В связи с этим следует отметить, что в висячем экзоконтакте мощных (десятки метров) субвулканических тел туффизитов вмещающие породы (как и сами туффизиты) сильно каолинизированы (до превращения в каолиниты) на значительные (до нескольких десятков метров) мощности, в результате чего границы между ними становятся нечеткими. Как правило, при документации скважин они не фиксировались, однако при внимательном изучении реликтовых структур и текстур эти контакты устанавливаются довольно определенно.

Приведенные данные позволяют говорить о большом сходстве магмовыводящих структур гор Беганьская и Бол.Береговская. В обоих случаях снизу вверх выделяются: а) туффизиты и липариты, выполняющие приповерхностную магматическую камеру, которая в пределах зоны имеет куполовидную форму; б) осадочная покрышка, сильно деформированная и в отдельных местах пронизанная магмовыводящими каналами (но, как правило, сравнительно слабо переработанная гидротермальными процессами); в) наземные вулканические и вулканогенно-осадочные образования, инъецированные многочисленными субвулканическими телами, подверженные значительному гидротермальному изменению и представляющие собой части вулканических построек, эродированных в основном до уровня нижнего интеркрустального яруса.

Магмовыводящие зоны кроме прямолинейной имеют кольцевую или дуговую форму. Зоны дуговой формы, как правило, окаймляют на периферии изометричные глубинные магмовыводящие структуры и являются в определенной мере их приповерхностными индикаторами. Выраженность дуговых магмовыводящих зон различна: от слабой в районе горы Бол.Береговская, где она трассируется отдельными некками и дайками, до отчетливой, где их строение сходно с описанными выше участками линейных зон (районы гор Косинская и Заставнинская).

В окрестностях гор Косинская и Заставнинская по периферии глубинных жерловин (данные Б.В.Грибанова и Н.И.Боева) развита своеобразная ассоциация тонкослоистых пород (туффитов с прослоями липаритовых туфов, туфопесчаников, туфогравелитов), с которой пространственно связаны все известные на этой территории алунитсодержащие вторичные кварциты. Площадь распространения ассоциации надежно оконтуривается по скважинам и по меньшим, чем у липаритов, значениям кажущегося сопротивления; контакты с залегающими ниже липаритами и их туффизитами сложные, извилистые, часто крутые до вертикальных (см. рис. 18, *Б*, разрезы *I–I*, *II–II*). У западного подножья горы Косинская эти образования перекрыты практически неизмененными липаритами и перлитами. По составу, структурно-текстурным особенностям, стратиграфическому и структурному положению, вторичным изменениям они сопоставимы с породами магмовыводящей зоны, насыщенными инъекциями липаритов и туффизитов, в районе горы Бол.Береговская, что позволяет предполагать наличие и здесь подобного типа структур. Дуговые участки магмовыводящих зон, ориентированные вкрест простирания линейных глубинных магмоподводящих структур, подчеркивают прерывистость и четковидное строение послед-

них. Пересекаясь, линейные и дуговые зоны образуют сложную сеть (см. рис. 24). Кольцевое размещение магмовыводящих каналов, очевидно, следует ожидать также по периферии Хомокской изометричной магмоподводящей структуры (севернее с.Дедово).

По перечисленным ранее структурно-геоморфологическим признакам, проявляющимся на приповерхностных уровнях, в пределах Берегово-Беганьского участка можно наметить еще ряд магмовыводящих зон.

Беганьско-Дедовский отрезок, по всей вероятности, является частью более крупной структуры, прослеживающейся в юго-восточном направлении от горы Дедовская до с.Буча и, возможно, до р.Боржава (2 км выше ее устья) по выходам на дочетвертичную поверхность нижнесарматских осадочных пород, фиксирующих линейную антиклиналь. По сравнению с горой Беганьская эта часть зоны более глубоко эродирована – подверглись размыву измененные в фации вторичных кварцитов магматические образования. По тем же признакам, а также по отдельным выходам на поверхность субвулканических туффизитов и вторичных кварцитов крупная магмовыводящая зона прослеживается в субмеридиональном направлении к с.Попово (Бовтрадьская, Гашпорская, Поповская антиклинали, по Э.М.Титову и др.). Южнее с.Попово ее продолжение вероятно в юго-восточном направлении до г.Берегшурань (ВНР) и далее. Отмеченные зоны протягиваются субпараллельно Косинско-Запсонской глубинной магмоподводящей структуре соответственно к востоку и западу от нее.

Протяженная линейная магмовыводящая структура прослеживается к западу от Ардовской глубинной магмоподводящей зоны по выходам на поверхность осадочных пород нижнего сармата и далее к западу – субвулканических автомагматических брекчий кислого состава, фиксирующих ее наиболее эродированные (до приповерхностных магматических камер) участки.

Субвулканические пологозалегающие тела туффизитов и лав липаритов и дацитов. Между глубинными магмоподводящими каналами, локализующимися, как правило, в раме донеогенового складчатого фундамента, и приповерхностными магмовыводящими структурами в качестве их связующих элементов выступают сложенные в основном туффизитами липаритов послойные и пологосекущие тела (силлы), локализующиеся в гельвет–нижнесарматской молассе. Силлы представляют собой сложнопостроенные тела; в них содержатся многочисленные ксенолиты вмещающих пород (от микроскопических до крупных глыб, реликтовых пластов и линз), в результате чего они иногда теряют четкость границ. Количество силлов колеблется от 1 до 4–5. Наиболее мощные из них (до 300–350 м) приурочены к границе донеогенового фундамента и молассы.

О структурной роли занимающих различное гипсометрическое положение субпластовых тел можно судить по району горы Бол.Береговская [188]. Здесь (рис. 19) непосредственно к востоку от глубинных цилиндрических магмоподводящих каналов (штоков) между донеогеновым фундаментом и маломощной (до 50–70 м) осадочной покрышкой располагается нерасщепленная залежь мощностью до 600–650 м. Примерно 0,5 км восточнее соответствующей границы канала залежь расщепляется на два пластообразных тела. Нижнее из них, более крупное, прослеживается вдоль межформационной плоскости в восточном направлении. Контакты его субгоризонтальные, мощность тела постепенно уменьшается в восточном направлении от 200–300 до 175–180 м. Субгоризонтальная кровля силла местами усложнена куполовидными поднятиями, с которыми структурно связаны мелкие (до 100–150 м в поперечнике) штоки и некки, достигающие поверхности. Верхний силл имеет более сложную форму и ограничен по площади; его нижний контакт неровный, извилистый, наклонен к западу под углом 30–45°. Мощность его меняется от 1–2 до 200 м и более.

Формирование силла и его морфология во многом предопределены наличием субмеридионального разлома [58]. Его восточная часть в плане совпадает с магмовыводящей зоной, составляя как бы ее основание. Таким образом, силлы на определенном гипсометрическом уровне и в определенной структурной обстановке играют роль приповерхностных магматических камер в палеовулканических постройках магмовыводящих зон. Последние часто сопровождаются параллельно расположенными выходами на поверхность субвулканических туффизитов, локализующихся с внешней стороны относительно глубинных магмоподводящих каналов. Эти выходы, скорее всего, фиксируют наиболее эродированные (до уровня магматических камер) участки магмовыводящих зон.

Взаимоотношения магмоподводящих и магмовыводящих структур, их связь с другими дислокациями. Сочетания глубинных магмоподводящих каналов, расходящихся от них силлов и магмовыводящих зон образуют закономерные структурные комплексы, определяющие геологическое строение Берегово-Беганьского участка. Глубинные магмоподводящие каналы, являющиеся центральными связующими элементами этих комплексов, локализуются в донеогеновом фундаменте и контролируются скрытыми разломами глубокого заложения.

На уровне миоценовой молассы повсеместно формировались силлы и пологосекущие тела, веерообразно расходящиеся вверх и в стороны от магмоподводящего канала. Наиболее благоприятной для силлообразования являлась плоскость структурного несогласия между донеогеновым фундаментом и молассой. Наряду с механическим воздействием внедряющейся магмы на вмещающие породы, дроблением и перемещением блоков кровли, видимо, происходила их переработка и ассимиляция (частичная), о чем свидетельствует наличие реликтовых включений в туффизитах липаритов, создающих подобие теневых (небулитовых) структур.

Магмовыводящие зоны и субвулканические тела туффизитов соответствуют наиболее высокому подъему силлов к поверхности. Они имеют форму антиклиналей. Магматический материал к этим зонам поступал, как правило, из двух смежных, расположенных по разные стороны от нее, глубинных магмоподводящих каналов.

Основные признаки структурных комплексов, заключающиеся прежде всего в наличии перечисленных выше структурных элементов (магмоподводящих и магмовыводящих зон и связывающих их субпластовых тел) повторяются на всей территории Берегово-Беганьского холмогорья. Характерно их синклиналеподобное веерообразное строение при линейных магмоподводящих каналах и воронкообразное – при изометричных. Вместе с тем обращает на себя внимание большое разнообразие конкретных структур. Оно проявляется, в частности, в особенностях асимметрии, присущей большинству структурных комплексов. Асимметрия в значительной мере предопределена направлением и величиной склонения магмоподводящих каналов, влиявших на распределение напряжений при движении магмы, а также конкретным строением окружающей "рамы".

Установленные морфологические особенности разнопорядковых и разноглубинных тектоно-магматических структур, их соотношения позволяют высказать ряд соображений о механизме и условиях их формирования. Примечательно широкое развитие веро- и воронкообразных сложных структур – сравнительно небольшого размера в верхах миоценовой молассы (экструзивные купола и др., см. рис. 18, 19) и более крупных – на границе моласс с донеогеновым фундаментом. Это, очевидно, свидетельствует о принципиально сходных механизмах структурообразования и распределения полей напряжений.

Выше отмечалось, что для структурных комплексов характерно наличие, по крайней мере, двух систем магмовыводящих поверхностных структур: первая, внутренняя, обычно менее ярко проявлена и располагается непосредственно по периметру глубинного магмоподводящего канала; вторая, внешняя, связана с каналом силлами и располагается на значительном удалении от него (см. рис. 19). Эти особенности строения хорошо объясняются распределением горизонтальных напряжений и направлением максимального главного напряжения близ свободной поверхности полубесконечной пластины над округлой полостью, соответствующей магматической камере и находящейся под внутренним давлением [202, с.263, 265]. В сложных структурных комплексах Береговско-Беганьского района (см. рис. 19) четко выделяются все теоретически предсказанные Дж.Робетсом элементы. Над магмоподводящим каналом (штоком) – областью радиального растяжения – образуются просадки; по его ограничению, также в условиях растяжения, по крутопадающим трещинам отрыва происходит внедрение магмы на более высокие горизонты вплоть до поверхности, что устанавливается по наличию внутренних магмовыводящих зон. Последние, очевидно, соответствуют инъекциям, отщепляющимся от относительно высоких уровней магматической камеры в секторе *С* [202, с. 265]. Силлы прослеживаются на значительные (до 2–3 км) расстояния от магмоподводящих каналов; они образовались в результате инъекций с более глубоких уровней камеры (сектор *S*).

Принципиально сходное веерообразное строение имеют и приповерхностные высокопорядковые структуры (экструзивные купола, структуры прорыва и др.). Это свидетельствует о том, что при формировании магматических структур как в нижних, так и в приповерхностных частях неогеновой молассы большую, если не определяющую, роль играли разрывы, возникшие в результате развития различных по глубинности и размерам

магматических очагов. Характерно единство в вертикальном разрезе противоположных по знаку структур: залегающих на глубине и имеющих куполовидную форму очагов с просадками над ними. Это единство проявляется повсеместно и в структурах различного порядка.

Таким образом, пространственное положение структурных магматических комплексов определяется магмоконтролирующими разломами глубокого заложения, достигавшими глубинных магматических бассейнов, а их морфология и структурные особенности – развитием промежуточных и приповерхностных магматических очагов. Очевидно, что конкретные структуры, на формирование которых оказывает влияние множество факторов, будут отличаться как от идеальных моделей Дж.Робертса, так и (в зависимости от комбинаций этих факторов) друг от друга. Это положение подтверждается многими примерами, некоторые из них приводятся ниже.

1. Сложные изометричные воронкообразные структуры имеют большое сходство с кольцевыми магматическими комплексами Африки (Мессуи, Переис, Кудру и др.), Алдана (Арбарастах), Хибин (Лавозерский массив) и др. Образование ряда комплексов (Мессуи, Переис и др.) связывается с развитием палеовулканов центрального типа. В пределах Берегово-Беганьского участка крупные вулканы над магмоподводящими каналами не известны. Они, видимо, образуются при достижении определенного минимума растягивающих усилий, когда происходят интенсивное образование трещин отрыва (в частности, радиальных разломов) и разрушение кровли. Когда же напряжения не достигают этого минимума, формируются периферические магмовыводящие структуры и компенсационные депрессии без значительных прорывов магмы в их центральных частях.

2. Конкретные условия проявления субтектонических движений магмы обусловливают также морфологическое разнообразие приповерхностных магмовыводящих структур. В случае приуроченности их к разломам (горы Бол.Береговская и Беганьская) они имеют четкие линейные очертания и определенные границы. Если над силлами в местах наибольшего подъема их к поверхности отсутствуют достаточно мощные и крутые разрывы, то магмовыводящие структуры характеризуются расплывчатыми очертаниями, нечеткими границами и близкими к изометричным формами в плане (район горы Дедовская, севернее горы Беганьская). Соответствующие очертания имеют и пространственно связанные с ними поля гидротермально измененных пород. Есть основания предполагать, что в отдельных случаях разломы, контролирующие линейные магмовыводящие структуры, имеют глубокое заложение и прослеживаются в донеогеновом фундаменте до глубинных анатектических очагов. Так, по геолого-геофизическим материалам (данные Б.В.Грибанова и М.И.Боева), штокообразное тело предположительно гранодиоритового состава выделяется под магмовыводящей структурой в районе горы Беганьская. Куполовидная форма кровли верхнего силла в районе горы Бол.Береговская [193] может свидетельствовать о наличии на глубине подобных магматических тел, обусловливающих образование так называемых упоров для движущейся по пологонаклонным каналам (фиксируемых силлами) магмы. Эти тела, вероятнее всего, представляют собой "слепые" интрузии в донеогеновом фундаменте (в отличие от зон магмоподводящих структур, где он полностью прорван).

3. Структурно-морфологическое многообразие магматических комплексов Берегово-Беганьского участка в значительной мере обусловлено различным наклоном магмоподводящих каналов, что, как было отмечено выше, является одной из главных причин их асимметричного строения.

4. Морфология тектоно-магматических структур и их элементов зависит также от физико-механической и литологической неоднородности окружающей "рамы". Примером такого влияния может служить формирование мощных силлов вдоль поверхности структурного несогласия: донеогеновый фундамент – миоценовый чехол.

Как отмечалось, глубинные магмоподводящие каналы являются своеобразными центрами и связующими элементами структурных магматических комплексов; сходящиеся к ним конические или веерообразно расположенные разломы и магматические тела обычно сближаются и сливаются в один узел на глубинах 0,8–1,5 км,соответствующих положению донеогенового фундамента. На этих же уровнях происходит сопровождаемое взрывами вскипание богатых летучими кислых магм первых этапов раннесарматского магматизма. По совместному нахождению гранит-порфиров гипабассального облика и соответствующего состава автомагматических брекчий здесь выделяются своеобразные

зоны, характеризующиеся различными фазовыми состояниями магмы. Они занимают определенное закономерное положение в сложных магматических комплексах и наряду с другими факторами играют значительную роль в формировании последних. На структурообразующую роль участков фазового перехода вещества обращали внимание многие исследователи. П.Ф.Иванкиным [80] подчеркнуто, что узлы закономерно ориентированных разломов магматических комплексов, в том числе и конических, возникают на той глубине, где происходит сопровождаемый взрывами фазовый распад магмы. На основании изучения деятельности современных вулканов Г.С.Штейнберг [273] пришел к выводу, что взрывы могут происходить на глубинах 0,3–4,0 км, сопоставимых с глубинами фокусов конических комплексов Берегово-Беганьского района.

Структурообразующий потенциал магмы зависит от ее подвижности [168]. Газонасыщенные магмы, вскипавшие при подъеме к поверхности, обладавшие малой вязкостью и давшие при остывании автомагматические брекчии, распространялись на значительные (0,5–3 км и дальше) расстояния от магмоподводящих каналов, образуя протяженные силлы при сравнительно слабом механическом воздействии на окружающие породы. Вязкие магмы заключительных этапов раннесарматского кислого магматизма формировали купола и короткие потоки, которые закономерно локализовались близ магмоподводящих каналов, не проникая в более удаленные участки вследствие своей малой подвижности. Это дает объяснение ранее эмпирически установленному пространственному совмещению глубинных магмоподводящих каналов и хорошо выраженных в рельефе приповерхностных куполов, являющихся их индикаторами.

Виноградовский участок

Расположенный юго-восточнее Береговско-Беганьского холмогорья (Береговского горста) Виноградовский участок характеризуется относительным погружением донеогенового фундамента; здесь миоценовые тектоно-магматические структуры погребены под мощным чехлом паннон-левантинских и четвертичных отложений.

По площади он соответствует сложной изометричной морфоструктуре размером (25–27)x20 км (рис. 20).

Основными элементами структуры являются: а) четковидная прерывистая кольцевая зона периферических поднятий донеогенового фундамента, контролирующая размещение разновозрастных (от сарматских до левантинских) вулканических построек; б) центральная опущенная часть, часто усложненная более высокопорядковыми поднятиями фундамента и сопровождающими их магмоконтролирующими разломами.

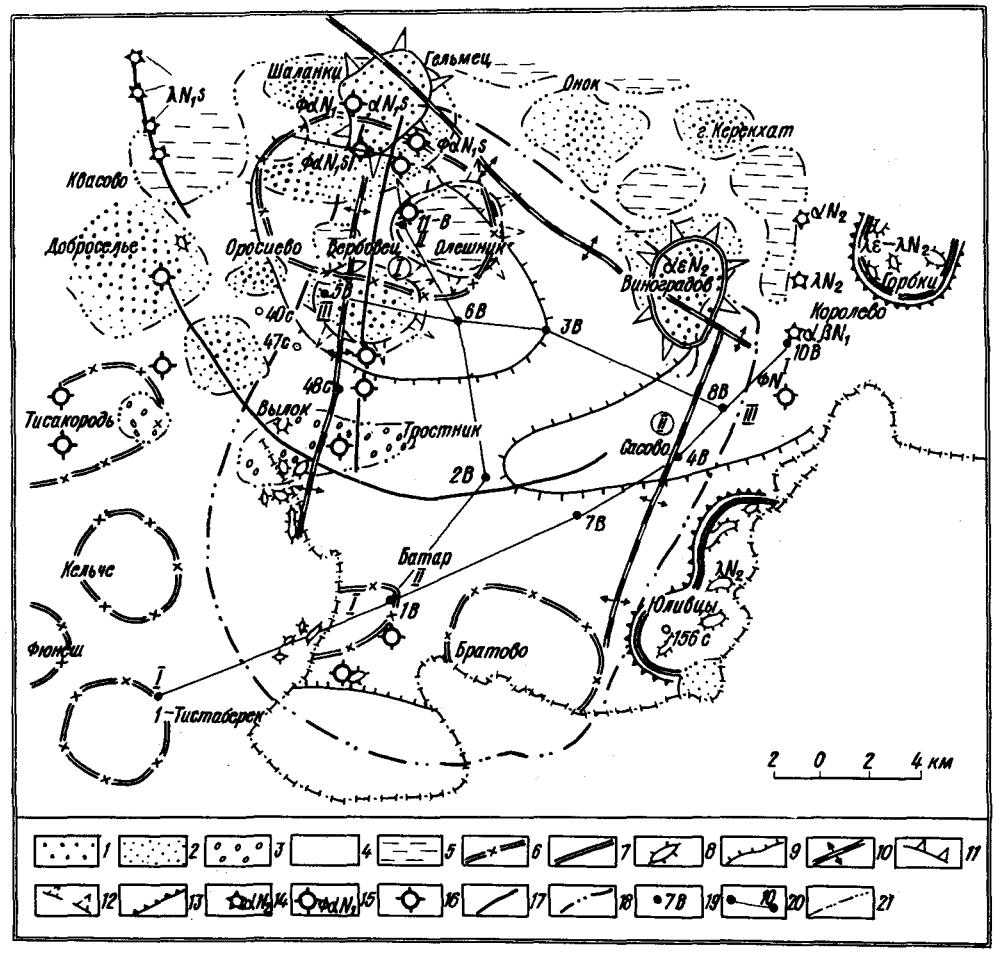
Сравнительно хорошо изученные поднятия (Вербовецкое и Королевское) расположены в северной части кольцевой пограничной зоны и вместе с тем входят в состав Чопско-Вышковской зоны поднятий, фиксируются максимумами силы тяжести [234]. Поднятия были установлены М.Д.Вытрыкушем и др. по морфологии отражающего сейсмического горизонта *А*, условно отождествляемого с подошвой тортонского яруса.

Вербовецкое поднятие, ограниченное изогипсой –1000 м по кровле нижнесарматской доробратовской свиты, имеет форму овала размером 12x8 км. В его северо-западной части выделяется овальная морфоструктура размером 9x6 км, подчеркнутая дуговым расположением долин водотоков системы р.Салва. Эта структура названа нами Олешниковской. В ее центральной части расположена почти плоская аккумулятивная равнина, по периметру которой рельеф более резко расчленен. Здесь наблюдаются более густая гидросеть, сложная система меандр, отдельные слабовыраженные куполовидные возвышенности овальной формы. На Берегово-Беганьском и Чоп-Великодоброньском участках подобные усложнения равнинного аккумулятивного рельефа отмечаются над погребенными экструзивными куполами преимущественно кислого состава.

К Вербовецкому поднятию и Олешниковской морфоструктуре приурочены многочисленные наземные и глубинные магматические образования, поэтому оно может быть классифицировано как тектоно-магматическое. Олешниковская морфоструктура характеризуется сложным гравитационным полем с повышенными значениями силы тяжести. Изометричные положительные, реже отрицательные гравитационные аномалии размером до 4–5 км в поперечнике (южнее с.Вербовец, район горы Шаланки, севернее с.Олешник и ряд других более мелких) расположены по ее периметру (см. рис. 20), центральная часть характеризуется спокойным гравитационным полем и сравнительно низкими значениями силы тяжести.

По данным Э.М.Титова, в Вигорлат-Гутинской вулканической гряде подобные изометричные преимущественно положительные аномалии силы тяжести соответствуют интрузиям основного – среднего состава, представляющим собой периферические магматические очаги под левантинскими андезитовыми и андезит-базальтовыми палеовулканами. Это дает основание предполагать, что по периферии Олешниковской морфоструктуры располагаются андезитовые постройки, а сама она соответствует более крупной и, вероятнее всего, более древней тектоно-магматической структуре – возможно, кальдере крупного липарито-дацитового палеовулкана, с деятельностью которого связано накопление

Рис. 20



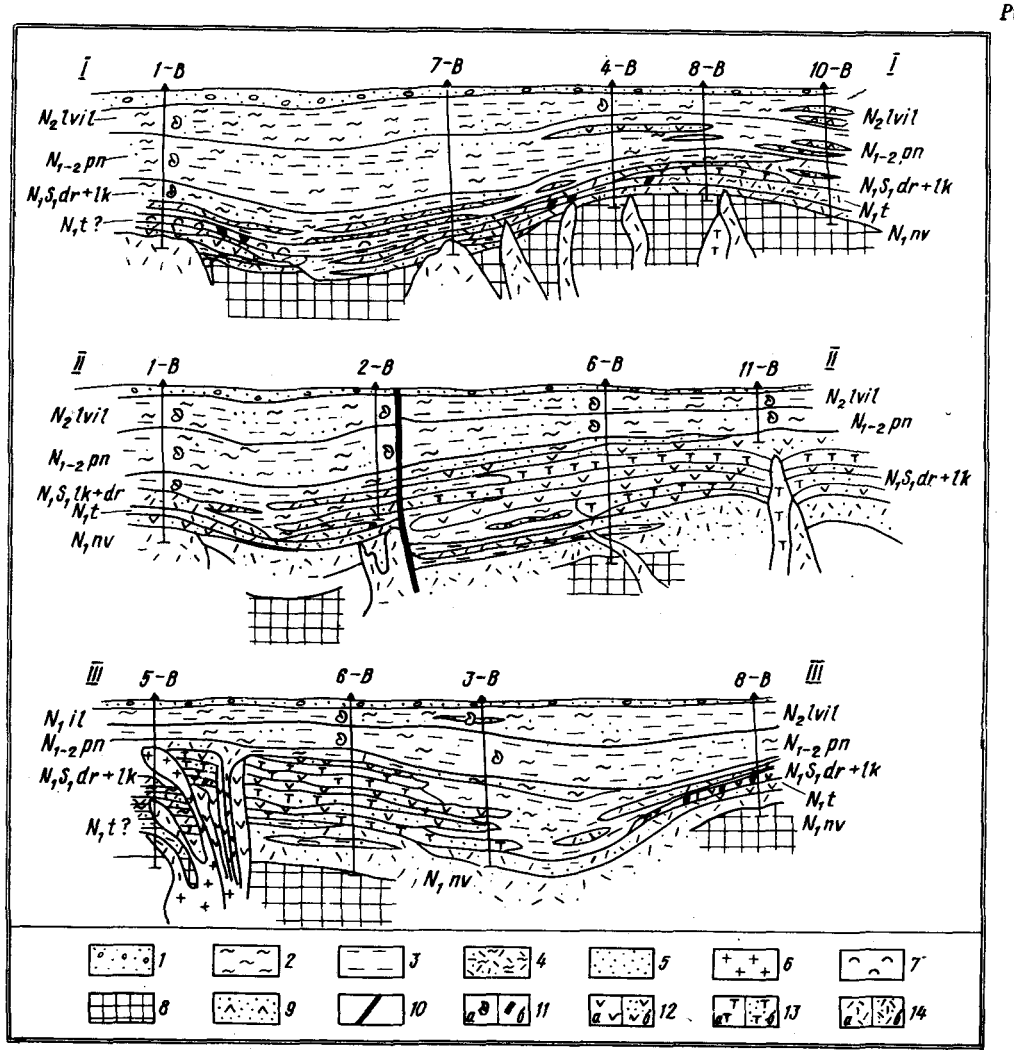
Структурно-палеовулканологическая схема Виноградовского участка (составлена по материалам М.Д.Вытрыкуша, В.А.Даниленко, Г.Г.Сасина, В.И.Хоменко и др.).
Интенсивность гравитационных положительных аномалий: 1 – высокая; *2* – средняя; *3* – малая; *4* – спокойное знакопеременное гравитационное поле; *5* – отрицательные гравитационные аномалии; *границы морфоструктур: 6* – погребенных миоценовых, вероятно, магматических; *7* – паннон-левантинских отрепарированных; *8* – мелкие изолированные вершины, возвышенности, водоразделы; *9* – поднятия донеогенового фундамента (I – Вербовецкое (граница проведена по изогипсе –1000 м кровли доробратовской свиты), *II* – Королевское (граница проведена по изогипсе –1300 м кровли доробратовской свиты); *10* – оси поднятий донеогенового фундамента по вторым производным силы тяжести [260]; *стратовулканы: 11* – установленные, выраженные в структурно-денудационном рельефе; *12* – погребенные; *13* – экструзивные купола и их группы; *мелкие вулканические центры: 14* – установленные по геологическим данным, *15* – предполагаемые по геофизическим данным; *16* – предполагаемые по структурно-геоморфологическим данным (α – андезиты; λ – липариты, $\lambda\xi$ – липарито-дациты, $\alpha\beta$ – андезито-базальты); *17* – магмоконтролирующие разломы; *18* – границы полигенной Виноградовской тектоно-магматической структуры; *19* – скважина и ее номер; *20* – линии разрезов; *21* – границы гравитационных аномалий

пирокластов новоселицкой свиты (гельвет – ранний тортон). Данные бурения в целом подтверждают такие построения. Скв. 6-В в интервале глубин 892–1810 м вскрыла под луковскими (нижний сармат) слоями мощную (918 м) толщу сильно карбонатизирован-

ных и хлоритизированных лав и туфов андезитов и андезито-базальтов, содержащую в нижней части прослои аргиллитов, песчаников, доломитов (рис. 21). Судя по фациальным особенностям, толща сформировалась на склоне палеовулкана близ его центра предположительно в раннесарматское (доробратовское) время.

Скв. 11-В (близ центральной части Олешниковской морфоструктуры) вскрыла

Рис. 21



Геологические разрезы Виноградовского участка (составлены по материалам М.Д.Вытрыкуша, В.А.Даниленко, Г.Г.Сасина и др.):
1 – четвертичные валунно-галечные отложения; *2* – глины (аргиллиты); *3* – алевролиты; *4* – осадочные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты) с прослоями и примесью кислой пирокластики; *5* – песчаники; *6* – гранит- и гранодиорит-порфиры; *7* – ангидриты; *8* – донеогеновый фундамент; *9* – туффиты; *10* – разломы; *11* – остатки ископаемой фауны (*а*), обугленной древесины (*б*); *12* – лавы андезитов (*а*), туфы среднего состава (*б*); *13* – лавы андезито-базальтов (*а*), туфы основного-среднего состава (*б*); *14* – лавы липаритов (*а*), пирокластические породы кислого состава (*б*); N_1 nv – новоселицкая свита (гельвет–тортон); N_1 t – тортонский ярус; $N_1 S_1$ lk+dr – доробратовская и луковская свиты (нижний сармат); N_{1-2} pn – паннонский надъярус; N_2 lvil – ильницкая свита (левантин)

сильно измененные лавы и туфы основного – среднего состава на глубине 700 м, т.е. на значительно более высоком гипсометрическом уровне, чем скв. 6-В. Это может свидетельствовать о связи толщи вулканитов основного – среднего состава, вскрытых скв. 6-В, с деятельностью вулканического центра в районе с.Олешник. Возможно наличие палеовулканической постройки и юго-западнее, на месте локального гравитационного максимума.

На северном ограничении Олешниковской морфоструктуры располагается раннесарматский (паннонский?) палеовулкан Шаланский Гельмец, возобновивший активность в паннон-левантинское время.

О длительном существовании в пределах Олешниковской морфоструктуры палеовулканического центра свидетельствует наряду с приведенными данными локализация здесь кислых туфов паннонского возраста (изовская свита), которые, видимо, формировались на заключительных этапах идущего на убыль раннесарматского вулканизма и сохранились в виде небольших ореолов близ жерловин вулканических построек. По своему строению Олешниковская морфоструктура близка к изометричной структуре в районе с.Ивановка.

Многочисленные вулканические каналы, выделяемые по периферии морфоструктуры и локальных изометричных гравитационных максимумов на основании геофизических, геоморфологических данных, местами подтвержденные и буровыми работами, являются, скорее всего, элементами боковых паразитических построек (моногенных вулканов, шлаковых конусов, отдельных центров эрупции) или штокообразными и дайкообразными субвулканическими телами.

Один из подобных периферических палеовулканов находится в районе скв. 5-В, которой в интервале глубин 478–2246 м вскрыты кислые магматические породы, сформированные в течение длительного (тортон – паннон) времени. Они представлены лавами и пирокластами липаритов, гранодиорит-порфирами, встречаются прослои? (линзы? ксенолиты?) аргиллитов, включения габброидов. Аргиллиты деформированы, в них часто наблюдаются зеркала скольжения, по прослойкам песчаников устанавливается довольно крутой (32 ^{0}) наклон слоистости. Эти данные свидетельствуют о наличии здесь сложной системы наземных и субвулканических магматических тел, которые характерны для жерловых и прижерловых частей вулканов.

В паннон – четвертичное время Олешниковская структура отставала в погружении от соседних территорий, что фиксируется сокращенными мощностями отложений соответствующего возраста (см. рис. 21). Конседиментационный характер ее развития подчеркивается также фациальными особенностями паннон-левантинских отложений: в центральной ее части они представлены преимущественно глинами, на крыльях в больших количествах появляются газонасыщенные песчаные горизонты.

Королевское поднятие, ограниченное по изогипсе –1000 м кровли доробратовской свиты (данные В.А.Даниленко и др.), имеет вид эллипса 8,5х4,5 км, вытянутого в северо-западном направлении. По изогипсе –1300 м (данные М.Д.Вытрыкуша и др.) конфигурация его осложняется, и оно прослеживается, периклинально погружаясь в виде "языка" в юго-западном направлении, примерно вдоль долины р.Тиса на 10–12 км, сужаясь при этом от 5–6 км до 2–3 км. Структура пересечена с юго-запада на северо-восток линией из трех скважин (см. рис. 21, разрез *I–I*).

В пределах Королевского поднятия магматические образования развиты меньше, чем в пределах Вербовецкого. Королевское поднятие характеризуется сравнительно высоким положением донеогенового фундамента (1538–1830 м), аномально низкими (418–760 м) мощностями миоцена (ближе к центру Виноградовской тектоно-магматической структуры они превышают 810 м). Кислые пирокластические породы отмечаются по всему разрезу миоцена (от новоселицкой до луковской свиты), а в центральной части поднятия в нижней и средней частях доробратовской свиты (нижний сармат) встречаются андезито-базальты и их туфы. Центральная часть поднятия выделяется в виде четкого возвышения в сарматском палеорельефе, хотя в морфологии донеогенового фундамента она почти не выражена. Это, скорее всего, связано с близостью вулканического центра. Такое предположение согласуется с материалами бурения: в отдельных интервалах встречаются лавы липаритов и их пирокласты со следами течения. В пределах Королевского поднятия туфы встречаются также в изовской (паннон) и ильницкой (левантин) свитах.

Таким образом, в разрезе Королевского поднятия (как и Вербовецкого) запечатлены следы периодического проявления магматизма в течение всего миоцена, включая паннонское время, и плиоцена. Здесь фиксируются даже незначительные его вспышки, в то время как в смежных впадинах прослои туфов более редки, маломощны и соответствуют наиболее сильным из них.

В связи с этим следует заметить, что часть кислых пирокластических пород разреза, относящихся обычно к туфам, могут слагать секущие и субпластовые субвулканические тела. О наличии последних в определенной мере свидетельствуют наблюдающиеся местами (скв. 8-В) крутые (до 30 ^{0}) контакты пирокластических пород (вероятно, туффизитов) с известняками донеогенового фундамента, брекчии, состоящие из обломков осадочных пород (известняков, доломитов, алевролитов), сцементированных кислым пирокластическим материалом. Такие брекчии обычно наблюдаются в основании отдельных тел "туфов липаритов" (скв. 10-В) близ контактов с осадочными породами и являются, скорее всего, эруптивными.

Поднятие ограничено резкими флексурами или разломами, которые устанавливаются по четким градиентам мощности неогенового чехла и геофизических параметров. Сарматские и паннонские вулканические центры концентрируются в основном в его пограничной зоне.

Непосредственно с северо-востока к Королевскому поднятию (по данным Э.М.Титова и др.) примыкает отделенное от него разломом Дубовское поднятие, намеченное по выходам на дочетвертичную поверхность паннонских лав и туфов андезитов и андезито-базальтов среди вулканогенно-осадочных и осадочных отложений ильницкой свиты (левантин). Э.М.Титовым и др. здесь выделены две погребенные жерловины условно паннонского возраста (нижняя граница не определена) и купол липаритов левантинского возраста.

Нам представляется, что Дубовская структура является своеобразным пограничным магматическим обрамлением Королевского выступа донеогенового фундамента, где в сармате и плиоцене была сосредоточена основная масса вулканических центров. На ее северо-западном продолжении находится левантинский палеостратовулкан горы Черная (близ г.Виноградов), выделяющийся в виде четкого гравитационного максимума.

Вдоль южной пограничной зоны Королевского поднятия выделяются отдельные мелкие возвышения в аккумулятивном рельефе, возможно, соответствующие погребенным постройкам.

Региональная ось максимумов значений вторых производных силы тяжести, интерпретируемая как зона поднятий высокоплотных пород [260], проводится по Королевскому поднятию и далее на юго-юго-запад западнее вулканического массива Юливцы, представляющего собой серию экструзивных куполов и отходящих от них потоков. Вероятно, она фиксирует ряд поднятий донеогенового фундамента, находящихся на продолжении Королевского, а вулканический массив Юливцы окаймляет их с восток-юго-востока. Таким образом, в структурном отношении массив сопоставим с Дубовским поднятием (отличаясь составом магматических продуктов).

Зона тектоно-магматических поднятий на участке Виноградов – Юливцы имеет дугообразную форму, о чем, в частности, может свидетельствовать изменение простирания изодинам магнитного поля в северной части Королевского поднятия с субмеридионального на субширотное при движении с юго-востока на северо-запад.

По буровым и сейсмическим материалам (данные В.А.Даниленко) поднятие донеогенового фундамента намечается и вдоль южной границы Виноградовской структуры; его сводовая часть расположена у самой границы с ВНР. По сравнительно слабому проявлению магматизма оно сопоставимо с Королевским поднятием и может быть противопоставлено Вербовецкому. По северному ограничению поднятия (левобережье р.Батар) расположены две изометричные морфоструктуры – в районе с.Братово (6х3,4 км) и у коленообразного изгиба долины р.Батар (4х2 км). Они выделяются в виде участков сложного аномально расчлененного рельефа на фоне плоской равнины, максимально сложные и расчлененные участки приурочены к их ограничениям.

По аналогии с подобными образованиями Берегово-Беганьского района можно полагать, что данные морфоструктуры соответствуют отдельным структурам, связанным с развитием приповерхностных очагов кислой магмы. Вдоль субширотного участка долины р.Батар между этими морфоструктурами встречаются отдельные изолированные вало- и куполообразные возвышения, которые могут быть связаны с погребенными вулканическими аппаратами (экструзивными куполами, моногенными вулканами, центрами эрупции и др.). Они объединяют упомянутые изометричные магматические структуры в одну зону. Такие построения подтверждаются данными по отдельным глубоким скважинам. Близ северной границы кольцевой структуры, расположенной на изгибе долины р.Батар, в скв. 1-В в интервале глубин 2118–2319 м (забой) непрерывно прослеживаются сильно окварцованные липариты.Судя по большой мощности (более 201 м) и структурно-текстурным особенностям, липариты слагают субвулканическое тело (или мощный поток), появление которого наиболее вероятно в прижерловых частях вулканических построек. Аномально большая для данного района мощность вулканогенного разреза, относимого к новоселицкой свите (более 520 м), связана, вероятно, с насыщенностью его тортонскими и

сарматскими субвулканическими телами и положением близ вулканического центра, что подтверждается также наличием в нем агломератовых и псаммитовых туфов. Кольцевой морфоструктуре (вулканоструктуре) на изгибе р.Батар пространственно и по форме соответствует поднятие опорного сейсмического горизонта *Б* (данные М.Д.Вытрыкуша и др.) до глубины 1800 м на фоне глубин 1900–2000 м. Этот участок развивался в режиме локальных относительных воздыманий в тереблянское, солотвинское (эти отложения "выпадают из разреза") и тересвинское время (отложения отсутствуют или характеризуются сильно сокращенными мощностями).

Юго-западная граница Виноградовской тектоно-магматической структуры с определенной условностью может быть проведена по линии восточнее г.Тистаберек (ВНР) в северо-северо-западном направлении на с.Доброселье, отвечающей осевой части возможного поднятия донеогенового фундамента. В северо-западной части предполагаемого поднятия (в районе с.Доброселье и к юго-востоку от него) фиксируются повышенные значения силы тяжести и изометричные гравитационные максимумы. Восточное ограничение поднятия представляет собой магмоконтролирующую зону, подчеркнутую линейной магнитной аномалией, прослеживающейся с юга на север от границы ВНР до горы Гельмец. В ее пределах по структурно-геоморфологическим данным установлены многочисленные мелкие палеовулканические постройки; одна из них, как отмечалось, подтверждена скв. 5-В. На западном ограничении поднятия донеогенового фундамента дешифрируется ряд овальных морфоструктур (Тистаберекская, Фюнешская, Кельчевская, Тисакородская) размером от 2 до 6 км в поперечнике, которые также группируются в субмеридиональную зону и, вероятно, имеют тектоно-магматическую природу.

Внутренняя часть Виноградовской тектоно-магматической структуры представляет собой сложнопостроенную депрессию; отметки донеогенового фундамента (данные В.П.Свириденко) составляют 2200–2400 м и более. Внутренняя депрессия осложнена многочисленными зонами разломов, отдельными мелкими палеовулканами. На их наличие указывают локальные аномально высокие мощности (более 370 м) осадочно-вулканогенных и вулканогенных пород, в том числе лав липаритов и липарито-дацитов со следами течения, относимых к новоселицкой свите. Отмеченные положительные структуры имеют в плане изометричную или линейную форму и характеризуются повышенным идиоморфизмом по сравнению с разделяющими их отрицательными формами. Поэтому Виноградовская депрессия, как и подобные структуры Чоп-Великодобронъского участка, имеет изометричную конфигурацию только в генерализированном виде.

Строение Виноградовской тектоно-магматической структуры усложняется также интерференцией кольцевых структур более высокого порядка, связанных с развитием отдельных приповерхностных магматических очагов. Особенно отчетливо проявлено такое влияние со стороны Олешниковской структуры, с формированием которой связано образование кольцевой зоны магмоконтролирующих разломов. На юге она прослеживается (см. рис.20) от с.Доброселье на пгт Вилок и далее вдоль долины р.Тиса в сторону г.Виноградов, на северо-западе – по ряду мелких жерловин северо-западнее с.Доброселье (на правобережье р.Боржава), группирующихся в зону северо-северо-западного направления, и далее по выпуклой к северо-западу дугообразной полосе выходов нижнесарматских пирокластов кислого состава, относимых обычно к луковской свите. На северо-востоке эту зону можно замкнуть по дуговой линии: вулкан Шаланка – серия разломов, прослеживающихся в направлении Онок – Виноградов, к которой приурочены мелкие плиоценовые вулканические аппараты (Керекхат и др.). Эта линия представляет собой внешнее тектоно-магматическое кольцо вокруг Вербовецкого изометричного поднятия. Совместно они образуют единый структурно-геоморфологический ансамбль близкой к изометричной формы размером 18х24 км, который накладывается на северную часть Виноградовской структуры.

Наиболее прогнутая часть Виноградовской структуры находится восточнее (2–3 км) пгт Вилок в районе р.Тиса, т.е. смещена к югу от ее геометрического центра (см. рис. 20). Такая асимметрия связана с наличием в северной ее части Олешниковской структуры, характеризовавшейся режимом относительных поднятий на протяжении всего неогена, и с общим перекосом Виноградовской глыбы в связи с погружениями Большой Венгерской впадины в панноне.

Неогеновый разрез депрессий (см. рис. 21) по сравнению с разрезами поднятий характеризуется увеличением количества осадочного и уменьшением вулканогенного материала, а также общим увеличением мощностей миоцена от 458–790 до 812 м и более.

Особенно отчетливо подобные фациальные замещения выражены в сфере влияния раннесарматских андезитовых палеовулканов (вулкана?) Вербовецкого поднятия (см. рис.21, разрезы *II–II, III–III*). Продукты их деятельности (преимущественно лавы и туфы основного – среднего состава) почти не распространяются южнее описанной внешней кольцевой тектоно-магматической зоны, т.е. ограничены долиной р.Тиса.

На примере Виноградовской и Великодобронъской тектоно-магматической структур установлен ряд особенностей паннон-четвертичного поствулканического осадочного покрова в зависимости от строения погребенной под ним миоценовой тектоно-магматической структуры. Единство и взаимозависимость строения глубинных и приповерхностных частей погребенных структур, погребенного рельефа и перекрывающего их осадочного чехла вытекает из основных теоретических положений тектоорогении [16]. Расшифровка особенностей этих взаимосвязей является очень сложной задачей, так как они определяются множеством переменных факторов. Определение этих факторов, оценка (качественная, а затем и количественная) их роли в формировании режимов поствулканического осадконакопления являются предпосылками для решения обратной задачи – разработки критериев прогноза глубинных погребенных структур (в том числе тектоно-магматических и вулканических) по особенностям строения перекрывающего их осадочного чехла и погребенного рельефа.

На Виноградовском (как и на Чоп-Великодобронъском) участке центральным частям депрессий с наиболее погруженным донеогеновым фундаментом и максимальными значениями мощностей миоцена соответствуют (см. рис. 20, 21) максимальные (1067–1427 м) мощности паннон-четвертичных отложений. Относительно амагматичные и слабо магматичные поднятия фундамента (например, Королевское) характеризуются заметно сокращенными мощностями миоцена и менее отчетливо – паннон-четвертичного покрова.

Таким образом, можно говорить об унаследованном развитии в плиоцен-четвертичное время основных локальных (высокопорядковых) структур – поднятий и депрессий, существовавших в миоцене. Оно усложняется движениями более низкого и более высокого порядков. Первые проявляются в общем увеличении суммарной амплитуды опусканий в направлении от Складчатых Карпат к Большой Венгерской впадине.

Движения более высокого порядка фиксируются локальными воздыманиями подошвы плиоцен-четвертичных отложений над погребенными миоценовыми палеовулканами (см. рис. 21, разрезы *II–II, III-III*).

Палеовулканы приурочены по преимуществу к бортовым частям сравнительно слабомагматичных поднятий (типа Королевского) или к их бортовым и центральным частям в районах более интенсивного проявления магматической деятельности (Вербовецкое, Великодобронъское поднятия и др.). В погребенном доплиоценовом рельефе наиболее высокими гипсометрическими отметками характеризуются самые молодые сарматские палеовулканические постройки, сложенные кислыми магматическими породами. Менее значительные воздымания допаннонской поверхности по отношению к депрессии и сравнительно амагматичным участкам поднятий донеогенового фундамента характерны для сарматских андезитовых построек или их групп.

Фиксируемое в настоящее время гипсометрическое положение поверхности палеовулканов или их реликтов является суммарным результатом взаимодействия по крайней мере двух факторов: более высокого ее положения в допаннонском (сарматском) рельефе и продолжающихся (остаточных) локальных поднятий территории, обусловленных эндогенными причинами, в "поствулканическое" время. Рост вулканических построек происходил как в результате перекомпенсированного накопления вулканогенных пород (о чем свидетельствуют их повышенные мощности), так и в связи с действием эндогенных сил, которое фиксируется в повышении к центру вулканической постройки гипсометрии донеогенового фундамента (см. рис. 21). Последний процесс, видимо, имеет все общее значение, так как "вулканизм во всех случаях является процессом поднятия вещества... вместе с интенсивным теплопереносом" [210, с.37].

Таким образом, режим осадконакопления паннон-четвертичного времени в пределах Виноградовской и Великодобронъской структур является суммарным результатом накладывающихся друг на друга разнопорядковых движений, которые могут быть отнесены к категории эпейрогенических, в понимании С.С.Шульца [274].

Следовательно, эпейрогенические движения, формирующие такие структуры, как Большая Венгерская впадина и Складчатые Карпаты, и проявляющиеся унаследованно,

по крайней мере, с начала неогена, можно считать движениями I порядка. Они могут быть сопоставлены с глубинными тектоническими движениями [253].

Эпейрогенические движения II порядка обусловили значительные отличия тектонических режимов Закарпатского прогиба и Большой Венгерской впадины, а также разделяющей их Припаннонской зоны как в неоген-четвертичное, так и в более раннее время.

Для Закарпатского прогиба [256, 234 и др.] характерно блоковое строение, при этом наиболее представительными и часто встречающимися являются изометричные, овальные или полигональные блоки размером (30–50)х(20–30) км [166], которым соответствуют изометричные морфоструктуры – циркульные глыбы. Блоки (например, Виноградовский, Береговско-Беганьский, Великодоброньский) характеризуются индивидуальными чертами тектоно-магматического развития.

Совокупность тектоно-магматических процессов в пределах отдельных блоков указанной размерности можно отнести к эпейрогеническим движениям III порядка. Они охватывают ограниченные площади, имеют меньшую глубинность, чем движения I и II порядков и, возможно, связаны с возникновением и развитием так называемых первичных (основных) магматических очагов. Целенаправленное изучение последних на Камчатке [2] показало, что они располагаются в переходном слое от земной коры к верхней мантии, где происходит перестройка земной коры. Общей особенностью изометричных и полигональных блоков является их перекос в южном и юго-западном направлениях, обусловленный суммарным эффектом эпейрогенических движений I–III порядков.

Основные элементы кольцевых и полигональных блоковых структур – локальные поднятия донеогенового складчатого фундамента, группирующиеся в основном по их периферии, и смежные депрессии, занимающие их центральные части, – также испытывают дифференцированные движения. В ряде случаев устанавливается пространственное совпадение поднятий с зонами разломов глубокого заложения, которые [265] проникают до слоя пониженных скоростей в основании земной коры (глубины 20–25 км) и являются магмоконтролирующими.

А.Е.Святловский [210, с.37] считает, что воздымание земной коры сопровождается ее расширением под влиянием теплового потока и поднятием к земной поверхности магмы. Это характерный процесс для многих вулканических районов мира. Вероятно, формирование горст-антиклинальных тектоно-магматических поднятий Припаннонской структурной зоны также сопровождалось подъемом магмы с первичных глубинных очагов на более высокие уровни и развитием периферических магматических очагов. Движения, формирующие элементы изометричных блоковых структур (поднятия и депрессии), имеют в данном случае IV порядок.

Большинство палеовулканов группируется, как правило, вдоль склонов или осей поднятий донеогенового фундамента. Они образуют локальные возвышенности в предпаннонском рельефе, которые существенно влияют на общую морфологию изометричных тектоно-магматических структур. Относительное воздымание вулканических построек под влиянием эндогенных сил продолжается, постепенно затухая, длительное время после прекращения вулканической деятельности, их частичного разрушения и захоронения под более молодыми осадками.

Длительное автономное развитие палеовулканических построек на фоне движений более высокого ранга может классифицироваться как эпейрогенические движения V порядка.

Намеченный соподчиненный ряд структур и соответствующих им эпейрогенических движений является в определенной мере схематичным и не отображает всего их множества и разнообразия. В частности, он может быть дополнен изучением эпейрогенических движений палеовулканов различной размерности и их элементов – структур, связанных с развитием магматических очагов разных величины и глубинности. Вместе с тем выделенные на примере Припаннонской структурной зоны типы структур и обусловливающих их движений могут иметь и более общее значение.

Сопоставляя описанные участки (Чоп-Великодоброньский, Береговско-Беганьский и Виноградовский), можно заметить, что структурный облик конкретных территорий во многом определяется интенсивностью магматизма; с ее увеличением "теряется" идиоморфизм отрицательных структур и более четко выступает идиоморфизм положительных. Так, если в наименее магматичном Виноградовском районе центральная депрессия вырисовывается довольно отчетливо, то в Чоп-Великодоброньском на первый план выступает

серия положительных овальной формы тектоно-магматических структур, и конфигурация депрессий полностью к ним приспосабливается (последние характеризуются сложными, неправильными очертаниями). Сильнее всего переработанный магматическими процессами Берегово-Беганьский блок представляет собой единый тектоно-магматический горст. С интенсивностью проявления магматизма, особенно раннесарматского кислого, прямо коррелируется общая амплитуда относительных поднятий отдельных участков (структур) в паннон-четвертичное время. Например, в пределах Берегово-Беганьского горста паннон-левантинские осадки отсутствуют, в районе Чоп-Великодоброньского участка их мощность колеблется от 0 до 1150 м (редко), а в Виноградовской депрессии – достигает максимальных значений (до 1427 м).

Вышковский участок и смежные территории

По Б.В.Мерличу и С.М.Спитковской [149], поднятие донеогенового фундамента Вышковского района расположено на северной периферии Припаннонской структурной зоны, осевая часть которой находится на территории СРР.

Здесь магматическая деятельность многократно проявлялась в миоцене и плиоцене. Она устанавливается (данные А.В.Зобкова и др.) по наличию мощных (до нескольких десятков, а иногда и сотен метров) пластов туфов липаритов в новоселицкой (гельвет – ранний тортон), солотвинской и тересвинской (верхний тортон), доробратовской (ранний сармат) свитах. В ранне-среднесарматское время интенсивность вулканических процессов уменьшается: они фиксируются по маломощным (1–3 см), но довольно частым прослоям кислых пирокластических пород луковской и алмашской свит. В паннонском надъярусе вулканические продукты андезитового и липарито-дацитового состава редки и развиты локально, по преимуществу близ наземных вулканических построек Вигорлат-Гутинекой вулканической гряды.

Строение Вышковского участка во многом определяют гипабиссальные и субвулканические интрузии габбро-диабазов, габбро-порфиритов, диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров и др., объединяемые [149 и др.] под названием гипабиссального комплекса или экструзивно-интрузивной серии [60]. Второй термин представляется более предпочтительным, так как интрузивные тела формировались на различных глубинах. Поскольку диоритовые порфириты (массив Кругляк) имеют активные контакты с самыми верхними горизонтами паннонского надъяруса, ряд исследователей ограничивают время формирования всей экструзивно-интрузивной серии поздним панноном. Нам кажутся более обоснованными представления [123, 149 и др.] о длительном развитии серии – от раннего сармата до конца паннона: они подтверждаются наряду с другими данными, отчетливой зависимостью фациальной изменчивости пород соответствующего возраста от морфологии и взаимного расположения интрузивных тел. Так, максимальные мощности паннона (до 420 м) установлены в пределах синклинальной структуры к востоку от горы Бол.Шаян, где разрез сложен аргиллитами с редкими прослоями песчаников. На западном и восточном флангах Вышковского участка, где широко развиты образования экструзивно-интрузивной серии, разрез паннона более песчанистый; мощность отложений уменьшается до 170 м. При этом для западной части участка, сильно насыщенного интрузивными телами, песчанистость разреза больше, чем для восточной, менее насыщенной. Видимо, этот показатель зависит от амплитуды дифференцированных движений и расчлененности паннонского палеорельефа, связанных определенным образом с интенсивностью магматического процесса.

При приближении к интрузиям или их группам наблюдается также сокращение мощностей нижне- и среднесарматских отложений (доробратовской, луковской и алмашской свит), появление многочисленных перерывов и несогласий, фациальные изменения разрезов.

Таким образом, паннонский план роста конседиментационных поднятий, связанных с формированием структур экструзивно-интрузивной серии, наследуется в основных частях с раннесарматского времени. Этот факт может свидетельствовать как о начале формирования интрузий и соответствующих им конседиментационных структур в раннем сармате, так и о пространственном совмещении последних со структурными элементами, образовавшимися в результате развития магматических очагов кислой магмы в гельветское и тортон-раннесарматское время. Возможно пространственное и временное перекрытие этих двух этапов магматизма.

Самыми молодыми магматическими породами являются левантинские вулканиты, слагающие в основном хребет Оаш, западнее Вышковского района, они известны также и к юго-востоку от него вдоль границы СРР, преимущественно на территории последней. По данным А.В.Зобкова и др., останцы покровов и подводящих каналов этого возраста имеются на площади Вышковского участка (участок Киблер и др.). Это может свидетельствовать о более широком распространении вулканических пород в прошлом.

В основании левантинских образований, перекрывающих различные горизонты сармата и паннона, залегают конгломераты. Их состав однозначно свидетельствует о массовых вулканических извержениях в Вигорлат-Гутинской гряде после становления интрузий и их частичного размыва. Поднятие и размыв интрузии, очевидно, сопровождали вулканические извержения на протяжении всего левантина.

В данном разделе основными объектами анализа являются тектоно-магматические структуры, сформированные в процессе становления экструзивно-интрузивной серии. В пределах возможностей, представляемых имеющимся фактическим материалом, будут рассмотрены их соотношения с вулканическими образованиями гельвет-сарматского возраста и левантинскими вулкаструктурами Вигорлат-Гутинской вулканической зоны.

Тектоно-магматические структуры гельвет-сарматского возраста. Широко развиты как в пределах Вышковского участка, так и к северо-востоку от него – в Солотвинской впадине. В последнем случае предпосылки для их реконструкций сравнительно более благоприятные, так как они не претерпели воздействия субтектонических движений, связанных с формированием экструзивно-интрузивной серии.

Е.Ф.Малеевым [144] высказано предположение о наличии палеовулканического центра новоселицкого (гельвет-раннетортонского) времени в районе с.Данилово (рис. 22) на основании того, что здесь установлены магматические породы этого возраста максимальной мощности (1000 м и более), которая довольно быстро уменьшается во всех направлениях вплоть до полного выклинивания. Для этой территории характерны также повышенная насыщенность вулканитами средне- и верхнетортонской части разреза (солотвинская и тересвинская свиты) и частые выходы магматических пород на поверхность.

Не исключено, что магматические породы различных глубинных уровней связаны с формированием единой структуры. По данным Я.В.Маслякевича и В.В.Высоцкого, здесь широко развиты сильно окварцованные и адуляризированные брекчии кислого состава, по периметру территории располагаются проявления цеолитов, ореолы полиметаллов и благородных металлов. Отмечается мозаичный аномально сложный структурно-денудационный рельеф, который характеризуется чередованием пологосклонных, сложнорасчлененных участков с бугристо-ячеистым строением и узких (20–50 м) параллельных водоразделов. Сложность рельефа, очевидно, отражает сложность строения глубинной структуры; при этом ямчато-бугристые участки могут соответствовать, по аналогии с Берегово-Беганьским районом, полям развития групп прерывистых изометричных экструзивных и субвулканических тел на глубине.

Таким образом, можно полагать, что вулканический центр близ сел Данилово, Сокирница, Боронява существовал не только в новоселицкое время, но и в тортоне и, возможно, в раннем сармате. По локальному увеличению мощностей вулканических пород новоселицкой свиты, приуроченных к окраинам блоков, характеризующихся сравнительно высоким гипсометрическим положением донеогенового фундамента и испытывающих относительные поднятия, палеовулканические центры предполагаются и юго-восточнее в бассейнах рек Помийница и Теребля.

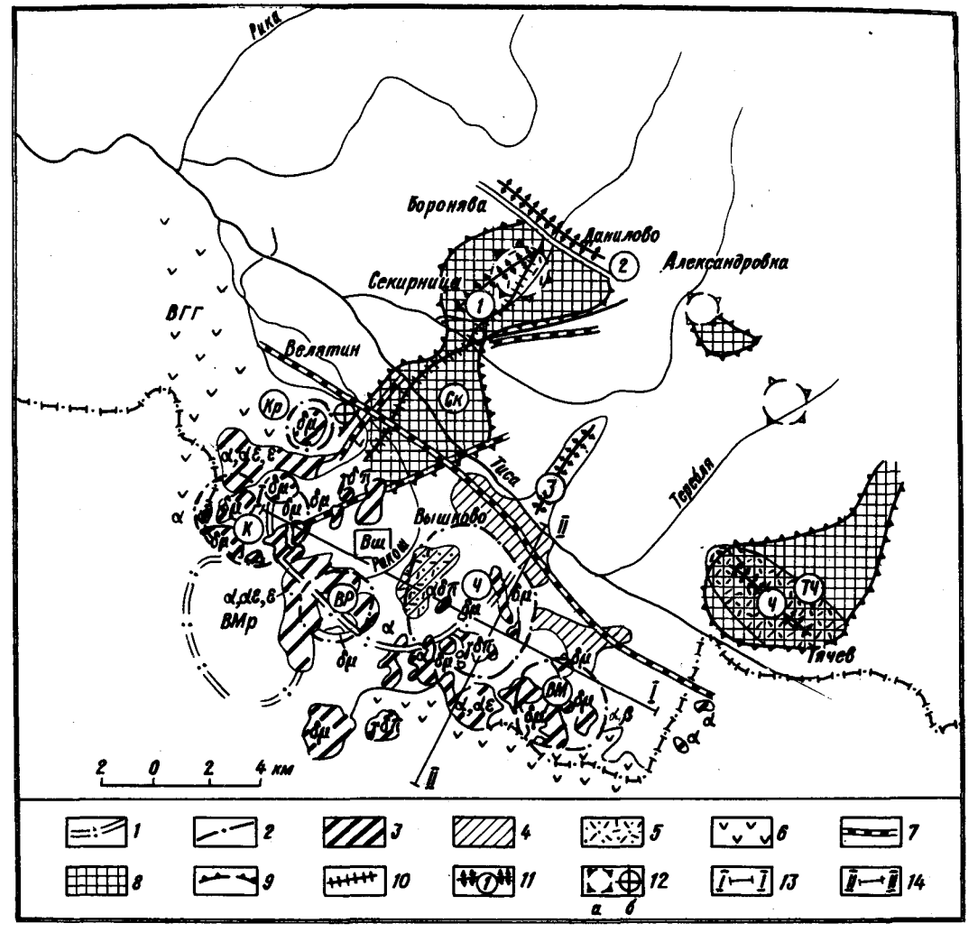
Тектоно-магматические структуры, связанные со становлением экструзивно-интрузивной серии. Эти структуры развиты на Вышковском участке. Для расположенной в пределах СССР его части намечен следующий соподчиненный ряд морфоструктур:

1. Вышковская сложная полукольцевая (эллипсоидальная) морфоструктура 1 порядка (рис. 22, 23) имеет длину 13–14 км, ширину 7–8 км. Ее юго-западная граница проходит по гребню левого водораздела р.Тиса, а северо-восточная часть оборвана серией разломов, проходящих по ее долине и отделяющих Вышковский район от Солотвинской впадины. Центральную часть морфоструктуры между долиной руч.Ракош на юго-востоке и горами Кругляк и Мал.Кюблер на северо-западе занимает депрессия, выполненная панонскими отложениями. Она имеет вид открытой к северо-востоку котловины. С севера, юго-запада и юго-востока котловина окаймлена полосой сравнительно расчлененного и возвышенного рельефа, в пределах которой расположены многочисленные магматические

тела экструзивно-интрузивной серии, выделяющиеся в ландшафте в виде куполовидных вершин и группирующиеся, как правило, по периметру кольцевых структур II порядка размером 3–5 км в поперечнике.

Центральная часть Вышковской структуры I порядка, в общем характеризующаяся

Рис. 22



Структурно-геоморфологическая схема Вышковского участка и прилегающих территорий (составлена по материалам А.В.Зобкова, Ю.П.Скотынского, А.Н.Бокуна и др.).
Изометричные тектоно-магматические структуры: 1 – I порядка (*Вш* – Вышковская, *ВМр* – Валя-Марская), *2* – II порядка (*Кр* – Кругляк, *К* – Кюблерская, *ВР* – Верхнеракошская; *Ч* – Черсинская, *ВМ* – Верхнеморонгошская); *гипабиссальные и субвулканические тела экструзивно-интрузивной серии: 3* – вскрытые эрозией ($\delta\mu$ – диоритовые порфириты, $\gamma\delta\pi$ – гранодиорит-порфиры, $\alpha\beta$ – андезито-базальты, α – андезиты, $\alpha\xi$ – андезито-дациты, ξ – дациты), *4* – залегающие на глубине ("слепые"); *5* – тортонские и сарматские вулканические и субвулканические образования кислого состава; *6* – вулканиты левантинские Вигорлат-Гутинской вулканической гряды (*ВГГ*) и других территорий; *7* – основные разломы; *8* – поднятия донеогенового фундамента (*Ск* – Сокирницкое, *Тч* – Тячевское); *9* – границы выступов донеогенового фундамента; *10* – оси поднятий кровли магматических пород новоселицкой свиты; *11* – оси антиклиналей, установленных по выходам на поверхность пирокластических пород кислого состава, относимых к тортонскому ярусу (*1* – Сокирницкой, *2* – Александровской, *3* – Бушгынской, *4* – Тячевской); *12* – палеовулканы (*а* – предполагаемые гельвет-тортонские, *б* – установленные левантинские); *13* – линия комплексного геофизического профиля; *14* – линия разреза через Вышковский участок

слабой насыщенностью магматическими телами, усложнена линейной тектоно-магматической зоной северо-восточного простирания, которая прослеживается по цепочке гипабиссальных интрузий от горы Черепец до горы Шаян. В районе гор Мал. и Бол.Шаян она фиксируется аномальными значениями кажущегося сопротивления на разносах свыше 2000 м

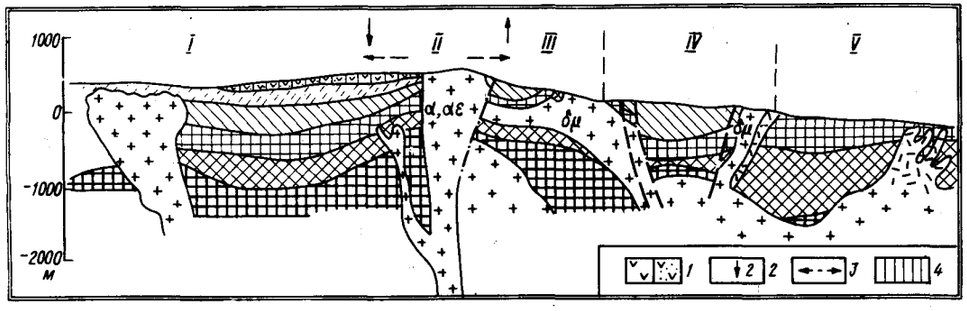
(рис. 24), что свидетельствует о ее значительной глубинности и возможной связи с глубинным интрузивом, имеющим, как полагают Н.И.Ушакова и Л.И.Михайлова, площадное развитие в пределах всего Вышковского участка. Зона делит депрессию на две неравные части: западную (между вершинами Бол.Шаян и Мал.Кюблер) и восточную (между горой Бол. Шаян и долиной руч.Ракош). Последняя характеризуется хорошо выраженным идиоморфизмом, имеет форму овала размером 2x1,5 км, ориентированного в субмеридиональном направлении. Слагающие ее паннонские слои залегают центриклинально под углом 20–30 °, редко – 40–50 °. Западная часть депрессии характеризуется сильной изменчивостью направлений и углов падений слоев, что связано с более интенсивным магматическим диапиризмом.

2. Кольцевые морфоструктуры II порядка наиболее характерные и представительные. Они располагаются по ограничению Вышковской структуры I порядка. С северо-запада на юго-восток выделяются структуры горы Кругляк, Кюблерская, Верхнеракошская, Черсинская. Ю.А.Лейе и В.П.Теплов [123] считают эти структуры интрузивными куполами с невскрывшейся центральной частью. По периферии купола окружены интрузивными (субвулканическими) диапирами (вскрытыми интрузиями).

Ниже приведена характеристика наиболее представительных интрузивно-купольных структур.

Черсинская морфоструктура находится на юго-восточной периферии Вышковской сложной структуры. В плане она имеет вид вытянутого в северо-западном направлении эллипса размером 5,5x3,5 км, северо-восточная часть которого срезана серией разломов, проходящих по долине р.Тиса. Западная и северо-западная границы морфоструктуры подчеркнуты дуговыми долинами ручьев Ракош и Ковач, восточная и юго-восточная – долинами ручьев Киш-Тече-Вевть и Надь-Тече-Вевть. По юго-западному ограничению морфоструктуры прослеживается ряд куполовидных и конусовидных вершин. Центральная часть морфоструктуры характеризуется общим понижением гипсометрического уровня рельефа и его относительной сглаженностью. Морфоструктура открыта и имеет общий наклон в сторону долины р.Тиса. Ее северо-восточное замыкание можно наметить между руслами

Рис. 23



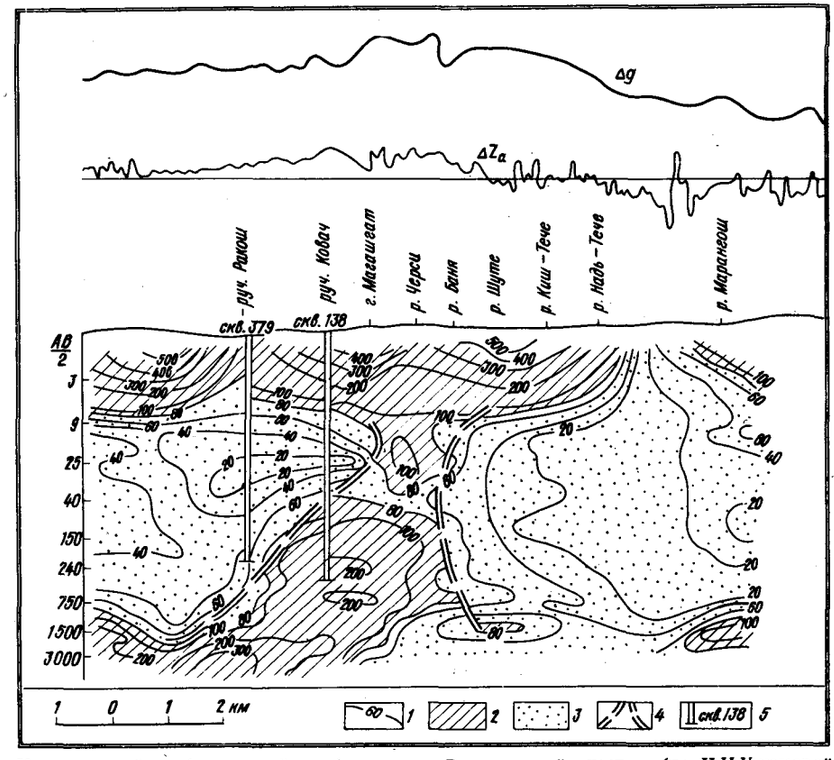
Геологический разрез Вышковской полукольцевой морфоструктуры (составлен по материалам А.В.Зобкова):
1 – вулканиты паннона – левантина (*а* – лавы основного – среднего состава, *б* – туфы); *2* – направление преимущественного движения блоков в паннон-левантинское время; *3* – направление преобладающих напряжений в зоне основного магмоконтролирующего разлома; *4* – породы левантинского возраста; I – блок, претерпевший интенсивное опускание по магмоконтролирующему разлому в паннон – левантине; II – Центральный магмоконтролирующий разлом; *зоны:* III – юго-западная, IV – центральная, V – северо-восточная.
Остальные условные обозначения см. рис. 22, 25

р.Тиса и руч.Шюто и ниже слияния последнего с ручьями Моронгош, Киш-Тече-Вевть и Надь-Тече-Вевть. Здесь выделяются аномальные участки бугристого аккумулятивного рельефа на фоне плоского, сглаженного.

На приповерхностных горизонтах Черсинская структура представляет собой асимметричную (перекос к юго-востоку) сложную мульду. По ее западной, северной и южной периферии расположены группирующиеся в дуговую зону горст-антиклинали (купола) (Ковачская, Буштынская, Туришская), выделяющиеся по выходам на дочетвертичную поверхность тортонских отложений (тересвинская и басхевская свиты) (рис. 25).

Ковачская горст-антиклиналь, расположенная на северо-западном ограничении Черсинской структуры, имеет асимметричное строение. По данным А.В.Зобкова, ее юго-восточное крыло пологое (10–20 °), западное – более крутое (25–40 °), оборвано системой сбросов. В центральной части горст-антиклинали на поверхность выходят пирокластические породы кислого состава (так называемые "ковачские туфы"), среди которых выделяются отдельные мелкие (до первых сотен метров в поперечнике) штокообразные тела и дайки диоритовых порфиритов. На глубине около 400 м залегает интрузивное тело кварцевых диоритовых порфиритов. Таким образом, намечается пространственная связь между глубинными телами магматических пород и полями развития пирокластических образований на приповерхностных горизонтах. Представление о полной принадлежности последних к стратифицированным наземным вулканическим образованиям нам представляется ошибочным, так как оно не подкреплено описанием их взаимоотношений с осадоч-

Рис. 24



Комплексный геофизический профиль через Вышковский участок (по Н.И.Ушаковой и Л.И.Михайловой):
1 – изолинии кажущегося сопротивления, Ом·м; *поля со значениями кажущегося сопротивления*, Ом·м: *2* – более 80, *3* – менее 80; *4* – границы магматической колонны; *5* – скважина и ее номер; Δ_g – кривая силы тяжести; ΔZ_a – магнитная кривая

ными породами. Вместе с тем имеются данные, свидетельствующие о возможности развития здесь инъективных дислокаций. Основные из них следующие:

1. В бассейнах ручьев Ковач, Боркут, Ракош развит своеобразный сложнорасчлененный бугристый рельеф с разноориентированными прерывистыми водоразделами. Конфигурация ряда структурно-геоморфологических элементов (гривок, валов), в частности линейного водораздела между ручьями Ковач и Мал.Ракош, свидетельствует о возможном запрокидывании соответствующих им глубинных геологических тел к северо-западу и об их юго-восточном падении.

2. На планах изоом (данные Н.И.Ушаковой и Л.И.Михайловой), построенных для разносов 200 и 600 м, как общая конфигурация поля развития пирокластических пород ("ковачских туфов"), так и очертания более высокопорядковых аномалий обнаруживают

на разных глубинах большое сходство. Это свидетельствует о резких изменениях вещественного состава по латерали и устойчивости его по вертикали, что может быть объяснено развитием субвертикальных геологических тел (штоков, даек и т.п.).

3. "Ковачские туфы" (данные Н.И.Ушаковой и Л.И.Михайловой) обладают сопротивлением до 424–495 Ом·м, и по этим показателям сопоставимы с интрузивными породами. Другие разности липаритовых туфов характеризуются значениями 47–100 Ом·м.

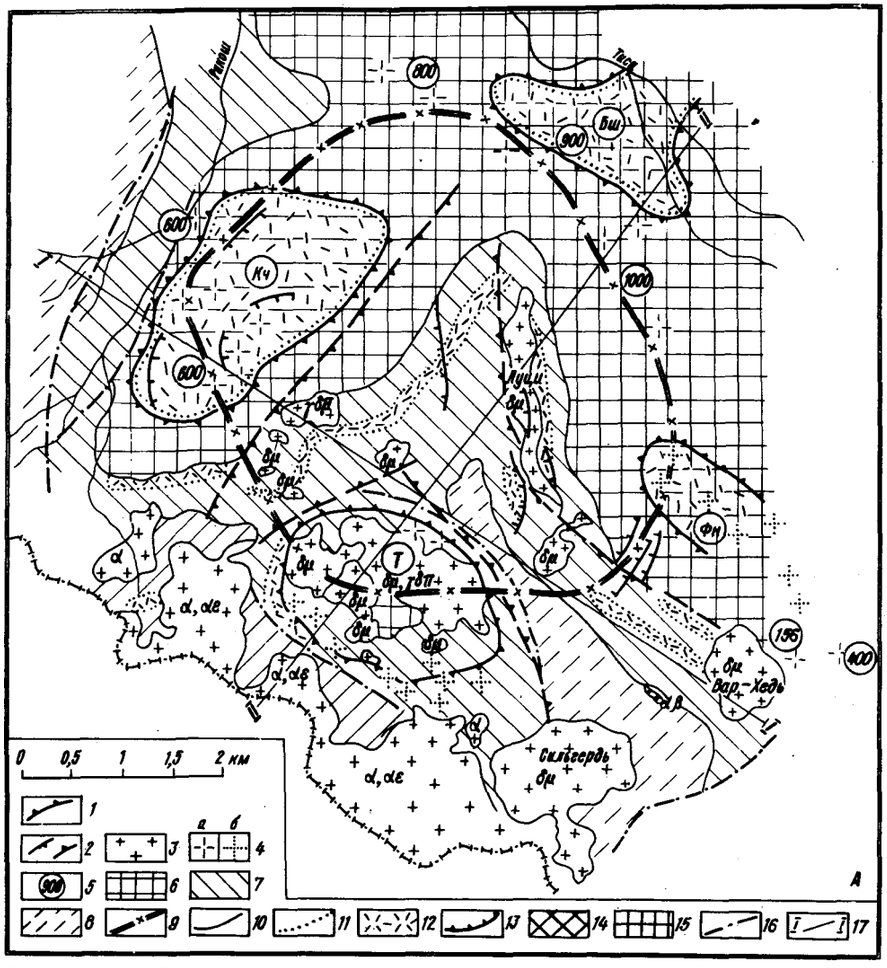


Схема строения Черсинской тектоно-магматической структуры (составлена по материалам А.В.Зобкова
А – план; *Б* – разрезы; *1* – горст-антиклинальные (купольные) диапировые структуры (*Кч* – Ковачск
альных грабенов; *3* – интрузии ($\delta\mu$ – диоритовых порфиритов, $\gamma\delta\pi$ – гранодиорит-порфиров, α – анде
ленные, *б* – предполагаемые); *5* – глубина невскрытых интрузий, м; *6* – тортонские отложения (тере
и алмашская свиты); *8* – паннонские отложения; *9* – границы Черсинской структуры; *10* – геологичес
поверхностные горизонты пирокластических пород кислого состава; *13* – направление погружения гео
воселицкая, тереблянская и солотвинская свиты); *15* – донеогеновый фундамент; *16* – разломы; *17* –

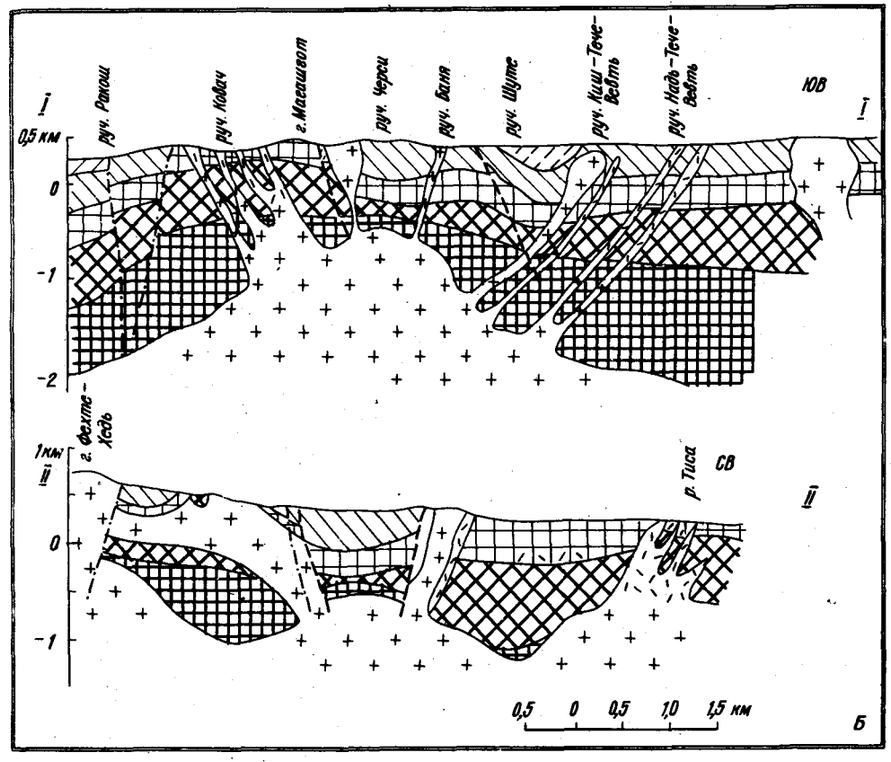
Таким образом, на северо-западном крыле Черсинской структуры выделяется сложная, длительно развивающаяся вулкано-плутоническая структура более высокого порядка, имеющая вид опрокинутой к северо-западу антиклинали (или оборванной сбросами моноклинали). Она усложнена коническими дайкообразными и мелкими штокообразными телами, сложенными преимущественно автомагматическими брекчиями кислого состава и падающими на восток, т.е. к центру Черсинской структуры. Подобного типа антиклинальными вулканоплутоническими структурами, видимо, являются Буштынская и Фенешская, расположенные на северо-восточном ограничении Черсинской структуры.

Судя по структурно-геоморфологическим, геофизическим данным и результатам

буровых работ, зоны наклоненных к западу (т.е. центриклинально) конических даек диоритовых порфиритов и, возможно, туффизитов кислого состава характерны и для юго-восточного ограничения Черсинской структуры; здесь также устанавливается увеличение размеров магматических тел с глубиной.

На южном ограничении Черсинской структуры, в верховьях ручьев Черси и Шюто располагается овальная, несколько вытянутая в северо-западном направлении Туришская купольная морфоструктура (антиклиналь) размером около 1,7х2,5 км. В ее ядре близ северо-восточного крыла вскрыто эрозией конформное ей тело гранодиорит-порфиров, на юго-западном крыле на поверхность выходят диоритовые порфириты и отложения тортона (тересвинской и басхевской свит). Общее антиклинальное строение этой структуры подчеркнуто также периклинальным залеганием отложений нижнего и среднего сармата (доробратовской, луковской и алмашской свит), развитых по ее периферии. Северо-

Рис. 25



и др.):
ая, *Т* – Туришская, *Бш* – Буштынская, *Фн* – Фенешская); *2* – бортовые пограничные разломы радизитов, $\alpha\xi$ – андезито-дацитов, $\alpha\beta$ – андезито-базальтов); *4* – невскрытые интрузии – план (*а* – установ
свинская и басхевская свиты); *7* – нижне- и среднесарматские отложения (доробратовская, луковская
кие границы; *11* – границы между породами различных фаций; *12* – выходы на поверхность или близ
логических тел по структурно-геоморфологическим данным; *14* – нижняя часть разреза миоцена (но
линии разрезов

восточное и юго-западное крылья антиклинали, по данным А.В.Зобкова и др., усложнены сбросами, приуроченными к контактам интрузий.

Центральная часть Черсинской структуры представляет собой синклиналь, имеющую в плане сложную конфигурацию. Особенности ее строения предопределены формированием радиальных и кольцевых систем разрывов и структур оседания. Выделяются два радиальных грабена. Первый имеет северо-восточное простирание, протяженность около 4,5 км при ширине 1,0–1,3 км. Выполнен осадочными и вулканогенными породами нижней и средней частей доробратовской свиты (нижний сармат), которые на юго-западном фланге перекрыты паннонскими отложениями. Грабен асимметричный: юго-восточная его

часть испытала более интенсивные погружения, чем северо-западная, что нашло выражение в общем наклоне слоев к юго-востоку под углом 10–30 °. Слоистая структура выполняющих грабен отложений усложнена многочисленными инъективными дислокациями – мелкими штоками, дайками, пластовыми телами диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров. По правобережью правого истока руч.Черси примерно вдоль восточной границы грабена прослеживаются линейный склон и водораздел, усложненные отдельными изометричными куполами диаметром до 150 м, группирующимися в цепочку субмеридионального направления. Здесь развиты пирокластические породы кислого состава, возможно, слагающие ряд некков и дайкоподобных тел.

Второй грабен прослеживается от центральной части Черсинской структуры в восток-юго-восточном направлении между интрузиями Туриш-Баня и Герендеш и, вероятно, выходит за ее пределы. Протяженность его более 3, ширина 0,5–1,0 км. Осевая часть грабена, сложенная породами паннонского надъяруса, смещена к юго-западу; его северо-восточное крыло – широкое и пологое, юго-западное – узкое, более крутое.

О глубинном строении Черсинской структуры можно судить в основном по геофизическим данным (см. рис.24). На геоэлектрическом разрезе повышенными значениями кажущегося сопротивления (80–400 Ом·м) выделяется субвертикальное тело шириной 1,5–1,7 км между горой Магашгат и руч.Шюто, которое на приповерхностных уровнях расширяется до 6 км, т.е. примерно до размеров Черсинской структуры. Оно соответствует магматической колонне или серии сближенных каналов, что подтверждено скважиной, вскрывшей магматические образования на глубинах около 400 м, т.е. в зоне развития высокоомных пород.

Формирование Черсинской структуры неразрывно связано с длительным ростом магматического куполовидного поднятия, фиксирующегося зоной высокоомных пород (см. рис. 24) в ее центральной части, которое соединяется с обширным магматическим очагом, находящимся на более глубоких горизонтах (видимо, в пределах всего Вышковского участка). Рост поднятия обусловил образование крупных конических и радиальных разрывов. По коническим трещинам, расположенным по периферии купола, в меньших масштабах – по радиальным разломам, происходило внедрение магматических масс в приповерхностные горизонты и местами их извержение, в результате чего были образованы субвулканические тела, покровы кислых вулканитов тортонского? и сарматского возраста, паннонские интрузивные диапиры [123] и связанные с ними антиклинальные складки. Непосредственно над центральным куполом, в зонах наиболее сильного растяжения, в приповерхностных условиях формировалась компенсационная депрессия, усложненная грабенами. Их опускание связано с оттоком магматических масс по коническим разломам к периферии структуры. Развитие Черсинской структуры уверенно прослеживается с сарматского времени (возможно, и с тортона). Устанавливается унаследованность в положении развивающегося магматического очага, что проявляется прежде всего в пространственной близости вулканических и субвулканических пород тортон-сармата и интрузивных диапиров паннонского возраста.

Черсинская структура, несмотря на сравнительно крупные размеры, сложность строения и длительность развития, обладает основными чертами интрузивно-купольных структур, выделенных Ю.А.Лейе и В.П.Тепловым [123].

Верхнеморонгошская кольцевая структура размером 4–4,5 км в поперечнике находится в юго-восточной части Вышковского участка. По ее периферии расположены отпрепарированные интрузии диоритовых порфиритов – Сильгердь, Вар-Хедь, выделяющиеся в виде куполовидных вершин, а также сложная Моронгошская антиклиналь. Центральная часть сложена ниже- и среднесарматскими и паннонскими отложениями. В гравитационном поле Верхнеморонгошская структура выделяется в виде положительной аномалии, усложненной локальным максимумом, соответствующим интрузивному телу кварцевых диоритовых порфиритов горы Вар-Хедь. По структурно-геоморфологическим особенностям она сходна с Верхнеракошской, Кюблерской и другими структурами и, надо полагать, имеет сходное глубинное строение.

Центральная часть Моронгошской антиклинали усложнена синклиналью более высокого порядка с изменчивым простиранием оси, выполненной отложениями нижнего сармата (нижнедоробратовской подсвиты). На периферии расположены две брахиантиклинали северо-восточного и субмеридионального простираний, в ядрах которых обнажены породы тортонского возраста (басхевской и тересвинской свит), паннонские диоритовые

порфириты и левантинские андезито-базальты. Интрузив Моронгош, расположенный по западной периферии антиклинали, погружается к центру усложняющей ее синклинали более высокого порядка. В.А.Зобков и др. установили, что Моронгошская антиклиналь повторяет форму крупного слепого штокообразного тела. При этом краевые (преимущественно дуговые) разрывы антиклинали связаны с крутопадающими контактами штока, наличие которых подтверждено бурением.

По данным ВЭЗ массив Вар-Хедь, расположенный на северной периферии Верхнеморонгошской структуры, имеет штокообразную форму. Массив Сельгедь, приуроченный к западному ограничению структуры, представляет собой силл с субвертикальным каналом в западной части. В центральной части структуры интрузивные породы (диоритовые порфириты) вскрыты на глубинах 550–650 м от современной поверхности. Об общем погружении кровли интрузивных пород к центру структуры и о связи гипабиссальных и субвулканических массивов обрамления с крупной, залегающей на глубине, интрузией свидетельствует также то, что массив Моронгош по данным ВЭЗ имеет в северной части уходящий на глубину канал, круто погружающийся в том же направлении.

Таким образом, Верхнеморонгошская кольцевая структура и ее составная часть – Моронгошская антиклиналь – имеют сходное строение. Они обладают всеми признаками, присущими интрузивно-купольным структурам [123].

Положение Вышковского участка в структуре региона, основные особенности формирования интрузивно-экструзивной серии. Определение структурного положения Вышковского участка во Внутрикарпатском вулканическом поясе и его "внутреннего строения" является одной из основных предпосылок для решения широко обсуждаемого дискуссионного вопроса о природе и условиях образования экструзивно-интрузивной серии.

Вышковский участок, занимающий южный склон долины р.Тиса до водораздела, является частью прерывистого периферического тектоно-магматического поднятия овальной полигенной тектоно-магматической структуры (Оашской) (см. рис. 14). Последняя ориентирована в северо-западном направлении; ее длина 58–60 км, ширина – 36–38 км в юго-восточной части и 14 км – в северо-западной. Во внутренней части структуры, ближе к ее северо-западной границе, расположена депрессия, выполненная вулканогенно-осадочными отложениями паннонского надъяруса. На северо-западе она оконтурена тектоно-магматическими поднятиями, ответвляющимися южнее горы Фрасин от субмеридионального участка Вигорлат-Гутинской вулканической гряды. Одно из поднятий прослеживается в субмеридиональном направлении далее на юг, а второе – в восток-юго-восточном на с.Вышково и далее в Румынию до горы Каламари. Вышковский участок, с одной стороны, является частью изометричного тектоно-магматического поднятия, ограничивающего Оашскую овальную структуру, а с другой – частью линейной структуры – Береговo-Земплинской зоны горстов, по В.В.Глушко [56].

Характерные для участка повышенные значения силы тяжести обусловлены суммарными воздействиями поднятий донеогенового фундамента и магматических масс. Поверхность донеогенового фундамента воздымается с северо-востока на юго-запад и с юго-востока на северо-запад. В.А.Зобков и др. выделяют три зоны северо-западного простирания, отличающиеся глубинным строением и характером магматической деятельности.

1. Юго-западная зона занимает приверхинную часть левого водораздела р.Тиса близ границы с СРР, где по гравиметрическим данным предполагается максимальное поднятие донеогенового фундамента. Здесь прослеживается почти непрерывная полоса приповерхностных интрузий с глубиной становления до 100 м. Ряд исследователей (В.Н.Зайцева, Б.В.Мерлич, С.М.Спитковская и др.) часть развитых в этой зоне магматических пород (андезиты, андезито-дациты, гиалодациты) относят к вулканическим (наземным) образованиям.

2. Центральная зона охватывает остальную обнаженную часть Вышковского участка. Положение поверхности донеогенового фундамента здесь более низкое. Характерны частые, но изолированные массивы порфировых диоритов, гранитоидов, габброидов. Предполагаемая глубина их становления – несколько сотен метров.

3. Северо-восточная зона граничит с Солотвинской впадиной. Здесь донеогеновый фундамент погружен еще более глубоко. Установлены невскрытые массивы полнокристаллических магматических пород, сформировавшиеся на глубинах более 1 км.

На основании такой зональности А.В.Зобков и др. сделали обоснованный, на наш взгляд, вывод о том, что первая зона соответствует скрытому магмоконтролирующему

разлому. Закономерная смена морфогенетических типов интрузивно-купольных структур района с северо-востока на юго-запад подчеркнута также Ю.А.Лейе и В.П.Тепловым [123].

В пределах Вигорлат-Гутинской вулканической гряды гипабиссальные и приповерхностные интрузивные тела основного, среднего и кислого состава локализуются главным образом в виде узких полос вдоль ее северо-восточного (на отрезке г.Перечин – р.Боржава) и восточного (хр.Оаш) ограничений в породах донеогенового фундамента в первом случае и в тортон-сарматских отложениях – во втором, т.е. на прилегающих к основным магмоконтролирующим разломам площадях, испытавших в паннон-левантинское время относительные поднятия блоков. Вдоль магмоконтролирующих разломов расположены наиболее крупные и ярко выраженные вулканические постройки центрального типа. В пределах опущенных блоков (в данном случае в сторону Чоп-Мукачевской впадины) характер магматических структур изменяется: здесь развиты преимущественно экструзивные купола, мелкие центры эрупции, часто группирующиеся в кольцевые комплексы до 3–5 км в поперечнике (район г.Мукачево и др.). Эти комплексы по структурно-геоморфологическим особенностям напоминают тектоно-магматические структуры Вышковского района, отличаясь от них в основном меньшей глубинностью и составом слагающих их магматических пород.

Таким образом, на примере Вышковского участка и Вигорлат-Гутинской гряды установлено (см.рис.23), что интрузивно-экструзивные серии формируются, как правило, в зонах поднятий донеогенового фундамента, расположенных в периферических частях крупных блоков и прилегающих к ограничивающим их глубинным магмоконтролирующим разломам, по которым произошли дифференцированные движения значительной амплитуды. При этом гипабиссальные и субвулканические тела наиболее характерны для блока, испытавшего относительное воздымание; они локализуются вблизи магмовыводящего разлома на некотором удалении от его центральной части. Вдоль поперечных (обычно более высокопорядковых) разломов цепочки интрузивных тел прослеживаются в глубь блока на расстояние 4–5 км и более. В пределах Вышковского участка система пересекающихся разломов северо-западного и северо-восточного направлений создает каркас – основу для образования полигональных и изометричных тектоно-магматических структур.

Породы интрузивно-экструзивной серии принадлежат, как и все магматические породы Внутренних Карпат, к известково-щелочному ряду, приближаясь к крайнему известковистому типу (Пеле). Е.Ф.Малеев [144] и Л.Г.Данилович [64] объединяют их в одну вулкано-плутоническую ассоциацию с левантинскими вулканитами Вигорлат-Гутинской гряды. Вместе с тем образования интрузивно-экструзивной серии обладают рядом специфических особенностей [60, 149]. Они, как правило, включают большое количество чужеродных примесей, в частности, высокоглиноземистых роговиков с кордиеритом, андалузитом, корундом, силлиманитом, шпинелью, плагиоклазом и гранатом, что выражается в повышенном содержании глинозема.

Все породы интрузивно-экструзивной серии [149] – от габбро-порфиритов до гранитоидов (кроме лейкократовых разновидностей последних) – характеризуются одинаковым набором породообразующих минералов, отличным от вулканических образований левантина. Они резко отличаются также соотношением основных и кислых пород (кислые породы в интрузивно-экструзивном комплексе преобладают – их более 60 %, в эффузивном комплексе их количество не превышает 15–20 % общего объема вулканических пород).

А.Ф.Гончарук [60] отмечает среди содержащихся в породах интрузивно-экструзивной серии глубинных ксенолитов ксенокристаллы кварца и циркона, обогащенность основных разновидностей пород кварцем и калиевым полевым шпатом, появление в больших количествах сфена (не характерного для вулканитов Вигорлат-Гутинской гряды) и апатита (до 2–5 %), а также наличие незакономерно сменяющихся зон кислого и основного материала в интрузивных массивах.

Эти и некоторые другие данные позволили Б.В.Мерличу и С.М.Спитковской [149 и др.] сделать вывод о существовании "петрологически обособленных" магматических источников для эффузивных пород и интрузивно-экструзивного комплекса: эффузивные излияния и выбросы происходили непосредственно из больших глубин, а внедрения гипабиссальных интрузий – из промежуточных внутрикоровых очагов, "возникших из тех же глубинных магматических источников", где происходила дифференциация андезитовой магмы с переработкой ксенолитов вмещающих пород и их ассимиляцией. Близкие взгляды высказаны А.Ф.Гончаруком [60], который считает, что интрузивно-экструзивный комплекс Вышковского района является продуктом основных магм, претерпевших влияние ассимиляции и гибридизма.

Изложенные выше данные соответствуют, по крайней мере для Вышковского участка, представлениям о связи интрузивно-экструзивной серии с обособленными магматическими очагами. В определенной мере такая точка зрения подтверждается также тем, что серия представляет собой как бы самостоятельную вулкано-плутоническую ветвь с резко подчиненным количеством наземных образований.

Однако приведенные выше выводы о природе родоначальной для интрузивно-экструзивной серии магмы неоднозначны. Ю.А.Лейе, Н.Н.Макаров, В.П.Теплов, опираясь в основном на те же факты, что и Б.В.Мерлич, С.М.Спитковская, А.Ф.Гончарук и др., считают, что внедрение магматических масс происходило из анатектических внутрикоровых очагов. Н.Н.Макаров показал, что часто встречающиеся в интрузивных породах скопления плагиоклаза, роговой обманки и ромбического пироксена являются не сегрегационными образованиями, а микроксенолитами полнокристаллических пород амфибол-пироксен-плагиоклазового состава, вынесенными магмой из области, где она образовалась при анатексисе пород, имеющих аналогичный этим ксенолитам состав. Таким представлениям не противоречат, а скорее, их подтверждают отмеченные выше особенности, установленные А.Ф.Гончаруком [60].

С позиций о палингенном характере магматических очагов интрузивно-экструзивной серии хорошо объясняются соотношения и история формирования различных поколений тектоно-магматических структур Вышковского района.

В гельвет-тортонское и тортон-раннесарматское время вулканическая деятельность была сосредоточена в основном вдоль юго-западного ограничения Закарпатского прогиба. Формирование тортон-раннесарматских андезитовых и липаритовых палеовулканов сближено во времени; "питание" их [158] происходило из различных магматических очагов: первых – из мантийных, вторых – из палингенных коровых, расположенных на глубинах 7–13 км [158, 263].

Обширные палингенные очаги насыщенной летучими и подвижной липаритовой магмы существовали также в пределах Вышковского района и прилегающей Солотвинской впадины. В зонах тектоно-магматических поднятий фронт магмообразования значительно приближался к поверхности. В более высокие горизонты земной коры магматические массы проникали по разломам, образуя линейные диапиры; в местах их пересечения формировались близкие к изометричным купольные структуры типа Черсинской (глубины 1–3 км). Рост куполов сопровождался образованием систем кольцевых, конических и радиальных разломов, по которым периодически происходило продвижение магмы на еще более высокий уровень, вплоть до извержения кислых пирокластических масс на поверхность. В сводовой части куполов формировались изометричные компенсационные мульды, часто усложненные радиальными грабенами.

Наиболее высокое положение палингенная липаритовая магма занимала на Вышковском участке: уровень магматических очагов понижается к северо-востоку, в сторону Солотвинской впадины, где они, скорее всего, имели локальный, прерывистый характер. Соответственно понижались активность субтектонических движений магмы и уровень магматического диапиризма. Однако и здесь вполне вероятно образование интрузивно-купольных структур и сопутствующих им субвулканических и наземных вулканических построек.

В конце среднего сармата – начале паннона произошли заложение Большой Венгерской впадины и поднятие Солотвинской впадины. Эти перестройки совпали с общим интенсивным воздыманием Складчатых Карпат (аттическая фаза орогенеза). Они привели к погружению юго-западной, пограничной части Закарпатского прогиба (в том числе и Вышковского района) относительно его северных участков, расположенных ближе к Складчатым Карпатам. В это время активность сформированных ранее коровых очагов значительно понизилась, однако они продолжали существовать. Это проявилось в дальнейшем формировании над ранее созданными интрузивно-купольными структурами сохраняющих предыдущий план центральных компенсационных депрессий и усложняющих их радиальных грабенов, в которых накапливались терригенные (с незначительной примесью пирокластических продуктов) породы нижнего – среднего сармата и паннона. Пульсационные дифференцированные движения этого времени, связанные с дальнейшим развитием очагов, фиксируются многочисленными перерывами и несогласиями.

В панноне усилились дифференцированные движения в пределах Вигорлат-Гутинской вулканической гряды, сопровождавшиеся значительным разогревом недр на этой и прилегающих территориях. Началась активизация расположенных в зоне влияния основных магмоконтролирующих глубинных разломов "законсервированных" миоценовых магматических очагов (в том числе и находящихся в пределах Вышковского участка), проявившаяся в частичном плавлении, увеличении объема, росте отдельных купольных структур, наследовавших, как правило, подобные образования тортон-раннесарматского этапа вулканизма. Вероятно, рост куполов в это время происходил за счет повышения интрузивного давления в головной части магматической колонны с помощью флюидной фазы без существенного взламывания кровли и проявления инъективных дислокаций.

Первоочередному плавлению и анатексису именно остаточных тортон-сарматских очагов способствовало наличие в их границах участков расплавленных и разуплотненных пород, которые [158, 263] могут сохраняться на протяжении длительного периода, вплоть до настоящего времени. Длительная выплавка кислых магм в тортон-сарматское время и извержение больших объемов пирокластического материала соответствующего состава привели к повышению основности "рестита". Этим и в незначительной мере проникновением в коровые очаги отдельных порций основной магмы, поднявшейся с подкоровых глубин, объясняется более основный средневаловый состав гипабиссальных и субвулканических пород Вышковского района по сравнению с миоценовыми вулканитами, являющимися, видимо, производными плавления более "кислого" начального материала. С этих позиций удовлетворительно объясняются общие черты и различия в металлогенической специализации миоценовой формации (Береговский район) и интрузивно-экструзивного комплекса Вышковского района.

Одной из основных особенностей магматических процессов является ритмичность [33]. В конце паннона – начале левантина произошла их резкая активизация, условия для которой были подготовлены подъемом в верхние части коры фронта глубинного магмообразования и интрателлурических растворов. В зонах глубинных разломов, где растяжение и разуплотнение пород достигало максимальных величин, она выразилась в быстром подъеме магм основного – среднего состава вверх и их излиянием на поверхность. В ранее существовавших очагах также произошла мобилизация магматических масс, приведшая к поднятию кровли ранее сформированных купольных структур на более высокие гипсометрические уровни, пульсационным внедрениям магмы в приповерхностные горизонты и становлению приповерхностных интрузивных диапиров [123]. Интенсивность купольных поднятий и магматического диапиризма обнаруживает четкую зависимость от удаленности коровых очагов и соответствующих им купольных структур от основных магмоконтролирующих разломов. При этом в определенных случаях в непосредственной близости от последних магма периферических очагов достигала поверхности.

Указанные закономерности хорошо подтверждаются на примере Черсинской структуры. Ее южная часть характеризуется максимальной насыщенностью гипабиссальными и субвулканическими телами и наиболее высоким гипсометрическим положением кровли купола (меньше 400 м). Севернее, в долине р.Тиса, последняя "опускается" до глубин 800–1000 м, при этом насыщенность мелкими инъективными телами верхних горизонтов структур резко уменьшается. Ю.А.Лейе и В.П.Теплов [123] глубину заложения северных структур (или элементов структур) оценивают в 3–4,3 км, а южных – около 2 км. Примечательно, что на правобережье р. Тиса – в районе Данилово – Сокирницы, значительно удаленном от основных активизированных магмоконтролирующих разломов, не установлено признаков мобилизации магматических очагов в панноне.

В левантинское время (период наиболее интенсивной вулканической деятельности) продолжались активные тектоно-магматические процессы, связанные с эволюцией внутрикоровых очагов Вышковского района. В это время здесь происходили поднятия значительной амплитуды, продолжалось формирование гипабиссальных и субвулканических диапиров, а местами – извержение магмы на поверхность и образование вулканических построек, реликты которых установлены А.В.Зобковым и др. После прекращения вулканической деятельности Вышковский участок испытал значительные поднятия.

Соотношения дизъюнктивных, инъективных и пликативных дислокаций. На Вышковском участке и прилегающих территориях особенно ярко проявляется тесная структурная и генетическая взаимозависимость дизъюнктивных и инъективных дислокаций. Положение разломов, контролирующих размещение интрузивно-купольных и других более высокопорядковых тектоно-магматических структур, во многом предопределено строением донеогенового фундамента. Так, ряд интрузивно-купольных структур и отдельные диапиры северо-западного фланга Вышковского участка (см. рис. 22) отчетливо контролируются линейной зоной поднятий донеогенового фундамента, включающей в себя Сокирницкий выступ и продолжающейся к северо-востоку до с.Данилово.

При этом магматические образования тяготеют к ограничениям горстов: вдоль северо-западного, подчеркнутого местами полосой сложнорасчлененного гравитационного поля, размещены интрузии горы Кюблер, Кругляк, стратовулкан Мадерош и южная часть Сокирницкого поднятия, представляющего собой, по всей вероятности, линейную зону субвулканических тел кислого состава; вдоль юго-восточного – интрузии гор Бол.Череповец – Мал.Шаян – Шаян; на северо-восточном фланге – северная часть Сокирницкого поднятия. К северо-восточному флангу зоны поднятий донеогенового фундамента приурочен миоценовый палеовулканический центр. Центральная часть сложной Черсинской интрузивно-купольной структуры находится на одной структурной линии с Буштынской антиклиналью, имеющей северо-восточное простирание и расположенной уже в пределах Солотвинской впадины. Для нее характерны выходы на поверхность кислых пирокластических пород тортона, воздымание кровли новоселицкой свиты и, возможно, поверхности донеогенового фундамента. Как раз на пересечении этой линии с магмоконтролирующими разломами северо-западного направления и расположена Черсинская структура.

Следовательно, можно говорить о приуроченности интрузивно-купольных структур к зонам поднятий и повышенной проницаемости фундамента, прежде всего к местам пересечений подобных зон различного направления. Здесь интрузии магмы достигали уровня неогеновых моласс, а может быть, и более высоких горизонтов. Общепризнанна ведущая роль магмоконтролирующих разломов в размещении плиоценовых (вероятно, и более древних) вулканов юго-западной границы Вышковского участка.

В связи с ростом интрузивных куполов образуется система радиальных, кольцевых и конических разломов, которые контролируют размещение более мелких магматических тел на более высоких гипсометрических уровнях. Вместе с тем формирование последних обусловливает возникновение подобной системы трещин более высокого порядка, к которым приурочены кольцевые, радиальные дайки и другие мелкие магматические тела. Таким образом, разрывные и блоковые структуры увязываются в единые комплексы с инъективными дислокациями, при этом они находятся в сложных (переменных) причинно-следственных связях, которые изменяются на разных ступенях иерархической лестницы. В.А.Зобков, Ю.П.Скатынский и др. показали синхронность формирования однопорядковых интрузий и складок, соответствие их плана и морфологии. Пространственное положение, тип, направление и амплитуда структур во многом определяются глубиной залегания донеогенового фундамента.

Зависимость между разрывными и магматическими структурами, с одной стороны, и складчатыми – с другой, также проявляется по-разному на разных иерархических уровнях. Крупные разломы представляют собой зоны повышенной проницаемости, где в миоцене формировались линейные или купольные (в местах их пересечения) положительные глубинные структуры. Их медленный длительный рост, периодически сменявшийся прорывами магмы на более высокие уровни или на дневную поверхность, обусловливал формирование крупных, соизмеримых с тектоно-магматическими поднятиями, пологих малоамплитудных конседиментационных складок. Унаследованный рост тортон-сарматских и новообразованных купольных структур продолжался и в сармат-паннонское время, что подтверждается особенностями фациального изменения осадков соответствующего возраста, их мощностей, перерывов и т.п. Осевые части подобных структур нередко усложнены компенсационными депрессиями и грабенами.

Наиболее достоверно устанавливается магматогенная природа складок следующего за интрузивно-купольными структурами порядка. Их образование связано со становлением приповерхностных периферических (относительно куполов) магматических тел, которые [123] формировались, как правило, в более позднее, чем купола, время. Обычно они группируются над зонами линейных магмоконтролирующих разломов по периферии тектоно-магматических поднятий (Бол. и Мал. Черепец, Мал.Шаян, Шаян) или по периферии куполов (Бол. и Мал. Кюблер и др.). Элементы залегания слоев осадочной "оболочки" вскрытых эрозией или "слепых" интрузивов этой группы полностью повторяют конфигурацию их контактов (Шаянская, Черепецкая, Моронгошская антиклинали и др.). Форми-

рование складок, как и малых интрузий, происходило пульсационно: неоднократные внедрения магматических масс сменялись медленным ростом локальных поднятий над внедрившимися диапирами, что запечатлено в закономерных изменениях мощностей и фаций паннонских отложений в зависимости от положения относительно описываемых магматических тел.

Кислые вязкие лавы (кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры) оказывают активное механическое воздействие на вмещающие пластичные породы, заключающиеся в резком (до вертикального) воздымании пластов близ контактов интрузивов. Выполаживание их до нормального залегания происходит на расстоянии 100–200 м [149]. Механическое воздействие более основных магм (габбро-диабазов, габбро-порфиритов, диоритов и др.) намного слабее. Не вызывают заметного воздымания пластов осадочной толщи в приконтактовой зоне лейкократовые гранодиорит-порфиры и дациты, что связано с повышенной подвижностью соответствующих расплавов в связи с концентрацией в них летучих компонентов [149].

Зависимость между механической и соответственно структурообразующей активностью магм и их вязкостью, отмеченная Б.М.Мерличем и С.М.Спитковской [149], является, наверное, универсальной. Подобные закономерности характерны для палеозоид Восточного Казахстана [168] и других районов. По данным Е.И.Паталахи и А.И.Лукиенко, вязкость кислых магм варьирует от 0,1 (перегретая и насыщенная флюидами магма) до 10^{22} Па·с. В первом случае она имеет проницаемость флюида, во втором – действует как штамп. В то же время повышенные результаты воздействия магм на вмещающие породы могут быть обусловлены ее внедрением в маловязкие, слабо нарушенные комплексы. Высоковязкая магма легко оттесняет слоистые породы путем их деформации, тогда как маловязкая приспосабливается к структурам последних, не внося существенных изменений в их строение.

С этих позиций хорошо объясняются особенности строения тортон-сарматских и паннонских структур Вышковского участка. В тортон-сарматское время формировались широкие пологие купола; при прорыве насыщенной летучими маловязкой магмы и пирокластической смеси на более высокие уровни или на поверхность не происходило коренного преобразования ранее сформированных структур. В результате истечения магмы могли формироваться узкие антиклинали, мелкие структуры обрушения, аккумулятивные постройки на поверхности и серии мелких субвулканических и гипабиссальных тел. В паннонское время субтектонические движения вязкой магмы создали более контрастные структурно-морфологические формы инъективных и пликативных дислокаций с большей амплитудой поднятий куполов и диапиров и соответственно с большими значениями соотношений их высоты к основанию. Они во многом определили структурный облик района и затушевали созданные ранее (тортон-сарматские) формы.

Антиклинальные складки, особенно высоких порядков (связанные с гипабиссальными и приповерхностными диапирами), характеризуются идиоморфизмом, в то время как расположение и форма сопряженных с ними синклинальных структур приспосабливаются к конфигурации интрузивных контактов.

Количественные соотношения инъективных и пликативных структур, связанных с движениями маловязкой магмы, с одной стороны, и вязкой – с другой, во многом определяют структурно-морфологический облик отдельных районов, их сходство и различие. Это хорошо видно при сравнении Берегово-Беганьского и Вышковского участков. В первом из них, где преобладают тортон-сарматские вулканические структуры, связанные с извержениями богатой летучими, невязкой кислой магмы, структурные новообразования минимальны; они не только не затушевывают, а наоборот, в определенной мере подчеркивают предмагматический структурный план донеогенового фундамента, его чехла и сеть магмоконтролирующих разломов. В Вышковском районе наложение на подобные структуры тортон-сарматского возраста контрастных изометричных инъективно-пликативных комплексов паннона, связанных с движениями вязких магм, несмотря на унаследованность основных магматических очагов и структур, придают ему своеобразный структурно-геоморфологический облик, значительно отличающийся от Берегово-Беганьского района.

Вигорлат-Гутинская вулканическая зона (гряда)

Вигорлат-Гутинская зона, проявленная в рельефе в виде одноименной горной вулканической гряды и являющаяся важнейшей геоморфологической [43, 49 и др.] единицей Советского Закарпатья, территориально соответствует Мукачево-Солотвинской зоне Закарпатского прогиба [260], донеогеновый фундамент которой сложен центрально-карпатским палеогеном в фации подгальского флиша. Зона характеризуется интенсивными (по сравнению с юго-западной, Чоп-Виноградовской) погружениями в неогене. Таким образом, расположенный на территории СССР отрезок Вигорлат-Гутинской зоны в целом соответствует крупной, длительно (с раннего мела?) развивавшейся тектонической структуре; формирование тектоно-магматических структур, связанных с плиоценовым вулканизмом, является как бы этапом в развитии последней.

Современный структурно-геоморфологический облик Вигорлат-Гутинской вулканической зоны был создан в плиоценовое (паннон-левантинское) время. Здесь развиты лавы и пирокластические образования андезитовой формации (андезито-базальты, андезиты, базальты, в подчиненных количествах (2–3 %) андезито-дациты, липариты). Все породы относятся к сильному известково-щелочному типу [51]; на диаграммах Заварицкого они близки к линиям Пеле и Лассен-Пик.

В пределах Вигорлат-Гутинской вулканической зоны проведен большой объем крупномасштабных геологосъемочных, геофизических, тематических работ; закончена геологическая съемка масштаба 1:50 000. Это создало фактическую базу для полноценных палеовулканологических реконструкций. Надежность последних (по сравнению с районами распространения миоценовых вулканитов, часто погребенных под плиоцен-четвертичными отложениями) значительно увеличивается благодаря прямому отражению тектоно-магматических структур и их элементов в современном рельефе, проявлению в геофизических полях.

Е.Ф.Малеев [144] здесь провел пионерские в нашей стране реконструкции многочисленных палеовулканических построек. Он обосновал ведущее значение фациальных исследований вулканогенных образований для воссоздания тектонической и палеогеографической обстановки палеовулканизма. В дальнейшем целенаправленные палеовулканологические исследования и ретроспективные построения систематически проводили Н.В.Короновский, Э.М.Титов, А.В.Зобков, Е.Л.Спиридонов, И.Н.Галахов, З.С.Кречковский и другие геологи Закарпатской экспедиции. Реконструкции базируются на всестороннем комплексном анализе разноплановых геологических материалов и отличаются большой убедительностью.

Детально изучены соотношения различных вулканических пород, последовательность извержений для отдельных палеовулканов или их групп. Намечены сменяющие друг друга во времени комплексы магматических пород [51] (материалы Н.В.Короновского, Э.М.Титова, А.В.Зобкова, М.Г.Приходько, И.Н.Галахова и др.), представляющие собой пространственно и структурно обособленные совокупности лавово-пирокластических образований, соответствующие всему времени формирования отдельных вулканоструктур или его отдельному этапу. Комплексы группируются в следующей возрастной последовательности (от более древних к молодым):

Паннонский надъярус. *Кучавский вулканический комплекс*. Туфы, меньше лавы среднего и основного состава. Мощность более 300 м. В средней части – отдельные купола андезито-дацитов с отходящими от них потоками, локально распространены липариты и их туфы, туффиты, осадочные породы. Развит вдоль юго-западного ограничения Вигорлат-Гутинской зоны.

Левантинский ярус. *Анталовский комплекс*. Разделяется на три пачки: нижнюю, сложенную туфами среднего и основного состава, потоками андезитов, преобладающими в верхней части разреза, среднюю (туфы основного и среднего состава с потоками андезитов, редко – дацитов и андезито-дацитов); верхнюю, представленную андезитами. Мощность 400–1150 м. Развит в районе гор Поперечный Верх, Анталова Поляна, Хотар.

Маковицкий комплекс. Андезиты и подчиненные им туфы соответствующего состава. Мощность 500 м. Развит в районе горы Маковицы.

Матековский комплекс. Туфы основного и среднего состава с потоками андезито-базальтов; в подчиненном количестве – андезиты, андезито-дациты, липариты, в основании – прослои конгломератов. Мощность от 50–100 до 400–500 м. Преимущественно раз-

вит в районе сел Счастливое и Ильковцы, гор Жорнины и Шкитены, Синяка, Дехманова, Бужоры, хребтов Гат и Вел. Шоллес.

Синякский комплекс. Андезито-дациты, липарито-дациты, липариты; в подчиненном количестве – туфы кислого состава, лавы и туфы андезитов, редко глины, пески, туфиты. Мощность от 50–100 до 300–400 м. Развит севернее горы Хотар близ с.Тростяница, в районе гор Синяк и Обавский Камень, в окрестностях г.Мукачево, у южных и восточных подножий горы Дехманов, в пределах хр.Бол.Шоллес (у гор Толстый и Кржившский Верх, на Черной горе у г.Виноградов, близ с.Юльевцы).

Обавский комплекс. Лавы андезитов и андезито-базальтов, в подчиненных количествах – туфы основного и среднего состава. Мощность 200–300 м. Развит в районе вершин Обавский Камень, Дехманов, в пределах хр.Вел.Шоллес, у вершин Тупой, Толстый Верх, Фрасин.

Мартынский комплекс. В нижней части – лейкократовые и крупнопорфировые оливиновые андезито-базальты, в подчиненном количестве – туфы смешанного состава. В верхней части – крупнопорфировые андезиты, слагающие, по общепринятому мнению, маркирующий горизонт. Мощность до 1100 м. Развит в районе горы Бужоры,в хр. Гат.

Бужорский комплекс. В нижней части – туфы основного и среднего состава с потоками базальтов и андезито-базальтов; в средней – лейкократовые андезито-базальты; в верхней гиалоандезито-базальты и андезито-базальты. Мощность достигает 1300–1400 м. Развит в пределах Бужорской горной группы.

По данным И.Н.Галахова, Э.М.Титова и др., суммарная мощность паннон-левантинских вулканитов 1–1,5 км, местами (гора Бужора) предположительно достигает 2,5–3 км. Обавский и бужорский комплексы, развитые в пределах Бужорской палеовулканической группы, примерно соответствуют выделенной ранее бужорской свите [49, 144, 219]; остальные комплексы Вигорлат-Гутинской вулканической зоны сопоставляются с гутинской свитой.

Строение комплексов, их временные, пространственные и структурные соотношения для ограниченных территорий, соответствующих отдельным вулканическим постройкам или их небольшим группам, как правило, подробно изучены и надежно обоснованы. Эти данные являются хорошей стратиграфической основой структурно-палеовулканологических реконструкций.

В границах СССР Вигорлат-Гутинская вулканическая зона (по крайней мере, ее отрезок северо-западного простирания) представляет собой грабенообразную депрессию [150], ограниченную с северо-востока Закарпатским глубинным разломом [110], а с юго-запада – Ужгород-Тячевским [260], или Срединным [по 57] разломом, также имеющим глубокое заложение и характеризующимся длительным развитием. Донеогеновое основание депрессии по серии поперечных разломов северо-восточного простирания погружается в юго-восточном направлении (его отметки – 600÷800 м в районе г.Ужгород, -2200 м – близ пгт Иршава). Грабен асимметричен, что проявляется как в поперечном, так и в продольном (северо-западном) направлениях и выражается в общем понижении к юго-западу рельефа вулканической гряды, смещении наиболее прогнутых участков к юго-западному борту грабена и одновременно к его юго-восточному флангу.

Основные вулканические центры, как правило, группируются в дуговые или (реже) прямолинейные зоны, являющиеся важнейшими структурно-геоморфологическими элементами. Они разделяют грабеноподобную депрессию на ряд изометричных, овальных или полигональных тектоно-магматических структур II порядка до 12–25 км в поперечнике (рис. 26).

Характеристика основных типов тектоно-магматических структур Вигорлат-Гутинской вулканической зоны приводится в порядке уменьшения их ранга. В качестве примера описаны наиболее представительные, хорошо изученные однопорядковые структуры; сведения о других объектах этого ранга сообщаются лишь в том случае, если они подчеркивают специфические, важные индивидуальные черты последних.

Сложные изометричные (полигональные) тектоно-магматические структуры (II порядка). Основные особенности строения структур этого ранга могут быть наиболее полно продемонстрированы на примере Невицкой и Киблярской тектоно-магматических структур. Первая из них сравнительно хорошо изучена на глубину (пересечена профилем скважин, вскрывших основание паннон-левантинских вулканических образований). В пределах Киблярской структуры проведен большой объем структурно-геоморфологических

исследований, что в совокупности с комплексом геофизических характеристик позволяет наиболее обоснованно судить об особенностях строения приповерхностных частей подобного рода структур и их зависимости от глубинного строения.

Невицкая тектоно-магматическая структура расположена на северо-западном фланге находящейся в пределах СССР части Вигорлат-Гутинской вулканической зоны; ее северо-западное ограничение располагается на территории ЧССР. В плане она имеет близкую к изометричной форму, размер до 20 км в поперечнике. Ее основными структурными элементами (структуры III порядка) являются центральная депрессия и окаймляющее ее тектоно-магматическое поднятие (или кольцевая зона тектоно-магматических поднятий).

Периферическая зона тектоно-магматических поднятий имеет четковидное строение – участки шириной до 6–10 км чередуются с пережимами до 1,5–2 км в поперечнике. Основными признаками зоны являются приподнятое относительно смежных депрессий положение донеогенового фундамента и концентрация в ее пределах наиболее значительных палеостратовулканов, экструзивно-купольных структур, серий жерловин и некков, субвулканических тел.

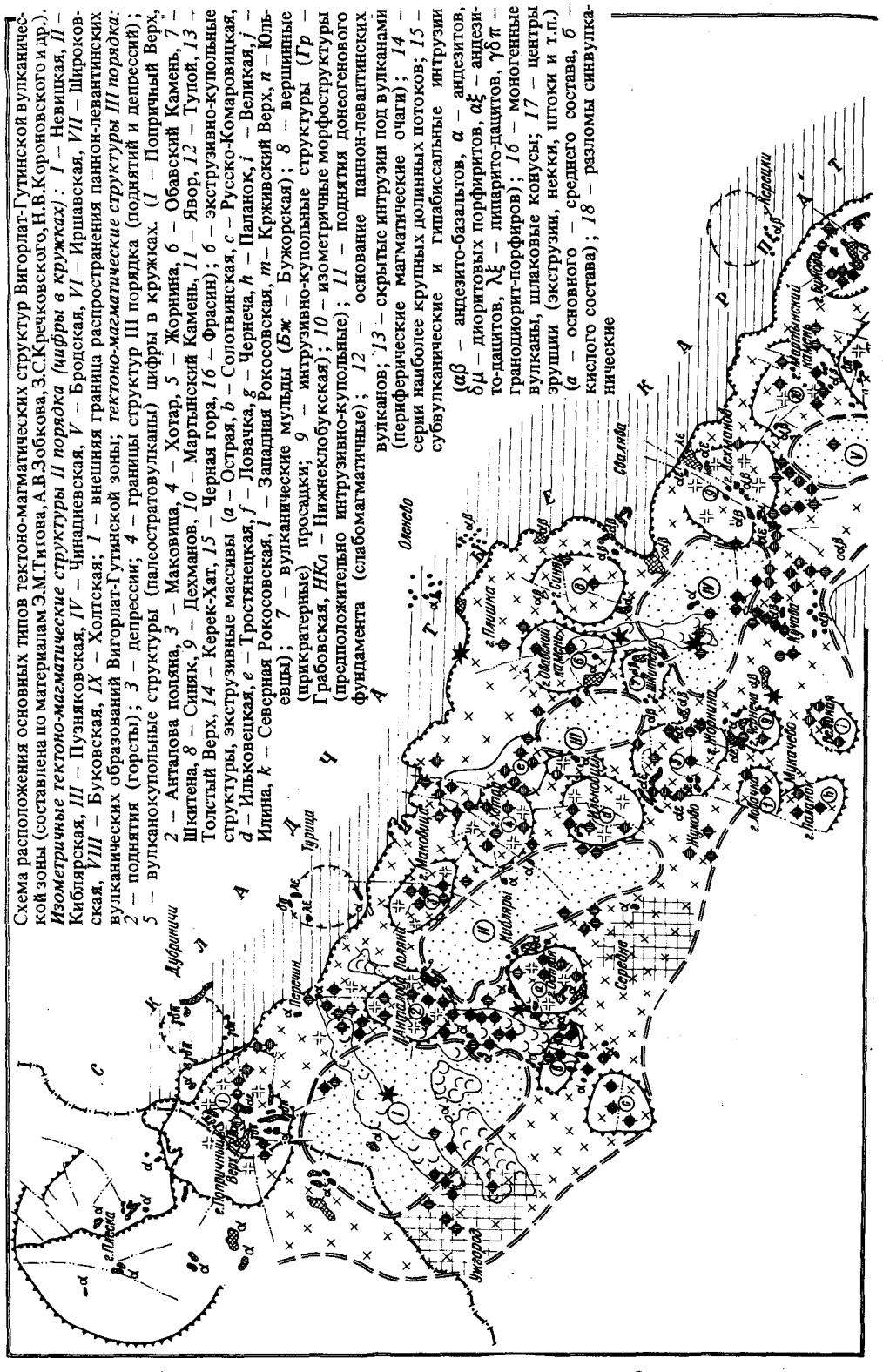
Северо-восточное ограничение Невицкой структуры совпадает с отрезком Закарпатского глубинного разлома. К нему приурочены вулканокупольные структуры (палеостратовулканы) Поперечный Верх (размером 8–10 км) и Анталова Поляна (4х6 км), в промежутке между которыми прослеживаются выходы на поверхность пород донеогенового фундамента и миоценовых моласс, отдельные экструзивные купола и сопровождающие их потоки липаритов и липарито-дацитов, субвулканические тела андезитов, многочисленные мелкие кратеры и жерловины; под ними на глубине (левобережье р.Уж) Э.М.Титов и др. предполагают наличие скрытой интрузии. Четкое структурно-геоморфологическое выражение имеет субмеридиональный участок тектоно-магматического поднятия, ограничивающий Невицкую структуру с востока. Южнее палеовулкана Анталова Поляна располагаются экструзивный купол андезито-дацитов горы Токарня (до 2 км в поперечнике) и экструзивно-купольная структура горы Острая размером 4,5х5 км; в этой зоне сконцентрированы многочисленные субвулканические тела андезитов, мелкие некки и кратеры. Отрезок тектоно-магматического поднятия, ограничивающий Невицкую структуру с юго-запада, достаточно обоснованно может быть намечен по линии пгт Солотвина – г.Ужгород. В его юго-восточной части (севернее пгт Солотвина и в районе с.Русские Комаровцы) размещен ряд экструзивно-купольных структур. Близ с.Русские Комаровцы В.И.Хоменко [260] установлена локальная структура, характеризующаяся повышением гипсометрического уровня миоценовых пород; возможно, она соответствует также поднятию донеогенового фундамента. Ряд погребенных моногенных вулканов и центров эрупции выделен А.В.Зобковым у с.Худлово и между селами Великие Лазы и Цыгановцы.

На северо-западном фланге юго-западного ограничения Невицкой структуры размещен Ужгородский выступ донеогенового (палеозойского) фундамента. Здесь А.В.Зобковым и Э.М.Титовым установлены отдельные кратеры мелких вулканических построек, в г.Ужгород и его окрестностях известны крупнопорфировые андезиты с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы, имеющие субвулканический или гипабиссальный облик. Развитые в окрестностях г.Ужгород и пгт Солотвина угленосные вулканогенно-осадочные и туфогенные образования имеют очень сложный рельеф подошвы, что может свидетельствовать о синхронном с их отложением росте многочисленных мелких купольных структур, наличие которых подтверждается геологическими данными. Северо-западная часть периферического поднятия Невицкой структуры в основном расположена в пределах ЧССР.

Тектоно-магматическое поднятие как активная магмоконтролирующая структура характеризуется большим разнообразием слагающих его пород и высокопорядковых структур, сравнительно сложным, расчлененным рельефом. Это проявляется, например, в частой изменчивости элементов залегания слоистых вулканогенно-осадочных толщ, линейных и плоскостных текстур (углы их наклона варьируют от 5–30 до 70–80 °).

Для исследованной части Вигорлат-Гутинской зоны характерна асимметрия тектоно-магматических структур II порядка и ограничивающих их поднятий. Наряду с признаками асимметрии, присущими всей зоне, что отмечено выше, признаки асимметрии Невицкой структуры выражаются в различном строении ее северо-восточного и юго-западного ограничений: если в пределах первого развиты крупные полигенные стратовулканы, то в пределах второго преобладают экструзивно-купольные структуры, мелкие моногенные

Рис. 26



вой структурно-динамической обстановкой проявления магматических процессов; различия во времени, даже если они имели место, играли второстепенную роль. Эти различия недостаточно подтверждены исследованием соотношений пород, а также не подтверждаются определениями радиометрического возраста магматических образований.

Центральная депрессия Невицкой структуры отличается от тектоно-магматического поднятия как по структурно-геоморфологическим признакам, проявленным на приповерхностных уровнях, так и по глубинному строению. В ее пределах развит плоский, сглаженный, слабо расчлененный рельеф, общий уровень которого плавно понижается с удалением от смежных тектоно-магматических поднятий. Местами поднятия и депрессии разделены полосами своеобразного относительно интенсивно расчлененного структурного рельефа.

Депрессия выполнена по преимуществу псаммитовыми и лапиллиевыми туфами основного – среднего состава, часто переслаивающимися с туффитами, осадочными породами и редкими потоками андезитов и андезито-базальтов, т.е. разрез соответствует аллохтонным фациям промежуточной и, возможно, удаленной зон, по Е.Ф.Малееву [145]. Породы залегают субгоризонтально или имеют едва заметный наклон. Субгоризонтальное залегание вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород местами усложняется мелкими вулканическими постройками, сериями субвулканических тел, выступами фундамента. Такое усложнение наблюдается близ сел Онокивцы, Невицкое, где на фоне общего пологого наклона довулканического фундамента к юго-западу появляется прогиб до отметки –261 м и смежное поднятие до +90 м. В этом районе Е.Ф.Малеевым [144] реконструирован Невицкий вулкан, являющийся побочным конусом палеостратовулкана Анталова Поляна. Характерными структурными элементами тектоно-магматических депрессий являются сложные протяженные линейные долинные лавовые потоки. Один из них выполняет долину р.Уж и протягивается от с.Ворочево до г. Ужгород более чем на 13 км при ширине 1–2 км. Он образовался в основном за счет слияния потоков, спускавшихся от палеовулканов Поперечный Верх и Анталова Поляна; подпитка потоков, вероятно, происходила из трещин, располагавшихся в долине и контролировавших размещение моногенных вулканов и других центров эруции. Подобный механизм формирования протяженных сложных долинных потоков убедительно обоснован Е.К.Устиевым на примере четвертичного Анюйского вулкана (бассейн р.Бол.Анюя, Западная Чукотка) [242]. Менее четко выраженные, претерпевшие более значительную структурно-геоморфологическую переработку, сложные потоки прослеживаются: а) от горы Дил в южном направлении до сел Верхняя и Нижняя

Схема расположения основных типов тектоно-магматических структур Вигорлат-Гутинской вулканической зоны (составлена по материалам Э.М.Титова, А.В.Зобкова, З.С.Кречковского, Н.В.Короновского и др.).

Изометричные тектоно-магматические структуры II порядка (цифры в кружках): *I* – Невицкая, *II* – Киблярская, *III* – Пузняковская, *IV* – Чинадиевская, *V* – Бродская, *VI* – Иршавская, *VII* – Широковская, *VIII* – Буковская, *IX* – Холтская; *1* – внешняя граница распространения паннон-левантинских вулканических образований Вигорлат-Гутинской зоны; *тектоно-магматические структуры III порядка:* *2* – поднятия (горсты); *3* – депрессии; *4* – границы структур III порядка (поднятий и депрессий); *5* – вулканокупольные структуры (палеостратовулканы) цифры в кружках. (*1* – Поперичный Верх, *2* – Анталова поляна, *3* – Маковица, *4* – Хотар, *5* – Жорнина, *6* – Обавский Камень, *7* – Шкитена, *8* – Синяк, *9* – Дехманов, *10* – Мартынский Камень, *11* – Явор, *12* – Тупой, *13* – Толстый Верх, *14* – Керек-Хат, *15* – Черная гора, *16* – Фрасин); *6* – экструзивно-купольные структуры, экструзивные массивы (*a* – Острая, *b* – Солотвинская, *c* – Русско-Комаровицкая, *d* – Ильковецкая, *e* – Тростянецкая, *f* – Ловачка, *g* – Чернека, *h* – Паланок, *i* – Великая, *j* – Илина, *k* – Северная Рокосовская, *l* – Западная Рокосовская, *m* – Кржинский Верх, *n* – Юльевцы); *7* – вулканические мульды (*Бж* – Бужорская); *8* – вершинные (прикратерные) просадки; *9* – интрузивно-купольные структуры (*Гр* – Грабовская, *НКл* – Нижнеклобукская); *10* – изометричные морфоструктуры (предположительно интрузивно-купольные); *11* – поднятия донеогенового фундамента (слабомагматичные); *12* – основание паннон-левантинских вулканов; *13* – скрытые интрузии под вулканами (периферические магматические очаги); *14* – серии наиболее крупных долинных потоков; *15* – субвулканические и гипабиссальные интрузии ($\alpha\beta$ – андезито-базальтов, α – андезитов, $\delta\mu$ – диоритовых порфиритов, $\alpha\xi$ – андезито-дацитов, $\lambda\xi$ – липарито-дацитов, $\gamma\delta\pi$ – гранодиорит-порфиров); *16* – моногенные вулканы, шлаковые конусы; *17* – центры эрупции (экструзии, некки, штоки и т.п.) (*а* – основного – среднего состава, *б* – кислого состава); *18* – разломы синвулканические

вулканы, серии субвулканических тел и другие центры эрупции. Эти различия послужили основанием для предположений о различном возрасте развитых в пределах этих зон вулканитов [77, 144 и др.], а также для выделения вдоль юго-западного ограничения Вигорлат-Гутинской зоны "пра-гряды". На наш взгляд, особенности строения северо-западного и юго-западного ограничений Невицкой структуры обусловлены прежде всего неодинако-

Солотвина; б) от горы Анталова Поляна в юго-западном направлении на с.Барвинкош. Здесь они прерывистые, широкие (до 4–5 км) и слагают платообразные морфоструктуры.

Наиболее значительные мощности (0,5 км и более) вулканических образований характерны для склонов палеовулканов. В пределах центральной депрессии [76] они не превышают 400–500 м. Здесь, как отмечалось, вулканические породы представлены преимущественно аллохтонными фациями удаленных и промежуточных зон. Это свидетельствует о длительном, унаследованном развитии центральной депрессии Невицкой и других подобных структур в режиме относительного опускания и вулканогенно-осадочного седиментогенеза и не согласуется с представлениями ряда закарпатских геологов (Э.М.Титова, А.В.Зобкова и др.) о существовании на их месте крупных (до 20–30 км в поперечнике) палеовулканов, испытавших обрушение.

Киблярская тектоно-магматическая структура соответствует одноименной морфоструктуре – изометричной циркульной глыбе размером 20х(22–25) км, несколько вытянутой в северо-западном направлении и имеющей вид открытой, понижающейся к юго-западу котловины.

Ее северо-восточное ограничение совпадает с отрезком Закарпатского магмоконтролирующего глубинного разлома, в пределах которого размещаются Маковицкая (5,5х х3 км) и Хотарская (около 5 км в поперечнике) вулканокупольные структуры и расположенная севернее последней Тростянецкая группа экструзий липаритов, занимающая площадь 2х3 км. Далее цепочка палеовулканов, дугообразно изгибаясь, прослеживается в субмеридиональном (юго-юго-восточном) направлении; здесь расположены Ильковецкая экструзивно-купольная структура (4х5 км) и вулканокупол горы Жорнины (4–6 км). Дуговая гряда палеовулканов, прослеживающаяся от горы Маковицы до горы Жорнина, выделяется в виде линейной положительной гравитационной аномалии; отдельным палеовулканам соответствуют локальные изометричные максимумы. Примечательной ее особенностью является широкое распространение пород кислого состава (андезито-дацитов, дацитов, липарито-дацитов, их туфов), аномальное для паннон-левантинской андезитовой формации.

Юго-западное ограничение Киблярской структуры вследствие ее перекоса в этом же направлении структурно-геоморфологически выражено менее четко, однако по геолого-геофизическим материалам прослеживается довольно уверенно. Здесь поднятие фиксируется на основании данных ВЭЗ по наклону к северу отложений ильницкой свиты, залегающей в основании разреза вулканитов. По ряду сближенных жерловин (кратеров) или субвулканов крупная, около 5–6 км в поперечнике, погребенная вулканическая постройка (или их группа) намечается в районе с.Жуково. Ее существование подтверждается насыщенностью разреза ильницкой (левантин) свиты пирокластическими породами кислого состава. Подобный тип разреза ильницкой свиты характерен также для расположенного на северо-западном фланге данного отрезка тектоно-магматического поднятия Середнянского блока приподнятого фундамента, выделенного А.П.Антонюком по геофизическим данным. Здесь же известны отдельные субвулканические тела андезитов, погребенные кратеры. Западное ограничение Киблярской и восточное – Невицкой тектоно-магматических структур совпадают.

Конфигурация центральной депрессии, по данным А.П.Антонюка, в плане имеет сложную форму, приближающуюся к эллипсу, вытянутому в северо-северо-западном направлении; ширина ее изменяется от 4,5–5 км в юго-восточной части до 1,5 км в северо-западной; длина около 10 км. Центральная депрессия выполнена в основном лавами, а также туфами андезитов и андезито-базальтов анталовского, маковицкого и матековского комплексов. Анталовский комплекс (данные Э.М.Титова, А.В.Зобкова и др.), представленный преимущественно туфами, развит в центральной (ближе к северо-западной окраине) части депрессии. Территориально разобщенные, матековский и маковицкий комплексы слагают соответственно ее юго-восточную и северо-западную части.

Пласты и лавовые потоки залегают субгоризонтально или слабо наклонены к центральной части депрессии. Выдержанные по площади лавовые покровы, чередующиеся с туфами и вулканогенно-осадочными образованиями, обусловливают развитие платообразного рельефа; отдельные его участки разграничены уступами, к которым часто приурочены долины водотоков. Характерны также куэстообразные, сглаженные линейные узкие дугообразные водоразделы, подчеркивающие блоковую, субгоризонтально-слоистую структуру этого участка. Здесь не известны крупные палеовулканические постройки; обнаружено лишь небольшое количество мелких центров эрупции. Местами рельеф осложнен единичными холмами или их группами, которые в значительных количествах появляются на периферии депрессии, на границе со смежными поднятиями и, видимо, фиксируют мелкие субвулканические тела, моногенные вулканы, шлаковые конусы и экструзивные купола. Для тектоно-магматических поднятий характерен совершенно отличный от депрессий облик рельефа – более контрастный, резко расчлененный, густо изрезанный ложбинами, долинами, оврагами. Его важнейшими элементами являются изометричные формы различного порядка.

Характеристика основных типов вулкано-плутонических структур IV и более высоких порядков. Систематическое изучение структур этого ранга начато сравнительно недавно. Поэтому описанными ниже группами не исчерпывается все их разнообразие.

Среди структур IV порядка (размером 3–10 км в поперечнике) мы выделяем: полигенные палеовулканы (вулканокупольные структуры); компенсационные вулканические мульды; экструзивно-купольные и интрузивно-купольные структуры; слабомагматические горсты (участки тектоно-магматических поднятий).

Комбинации отдельных типов перечисленных структур или преобладание одного из них во многом определяют облик тектоно-магматических поднятий (структур III порядка), отдельные участки которых могут существенно отличаться по строению и сменять друг друга по и вкрест простирания поднятия.

Для тектоно-магматических депрессий структуры IV порядка не характерны.

Полигенные палеовулканы – наиболее распространенные и хорошо изученные структуры этого ранга. Для них характерно большое разнообразие конкретных представителей, различная глубина эрозионного среза. Ниже приводится описание основных их разновидностей:

1. Палеовулкан (вулканокупол) Поперичный Верх размером до 7–8 км в поперечнике расположен в северо-западной части Невицкой тектоно-магматической структуры. Это наиболее глубоко эродированная постройка в пределах расположенного в СССР отрезка Вигорлат-Гутинской вулканической зоны. Она выделяется в виде горного массива соответствующего наименования, характеризующегося исключительно сложным расчлененным рельефом. Его северо-восточная часть, приподнятая относительно юго-западной примерно на 600 м, полностью эродирована; здесь на поверхность выходят юрские и меловые породы Утесовой зоны, а также осадочные карбонатно-терригенные образования палеогена ("подгальский флиш").

Склоны палеовулкана сложены чередующимися туфами и лавами андезитов средней части анталовского комплекса мощностью до 770 м; при этом в центральной и северо-западной частях постройки преобладают лавы (здесь возможны и многочисленные субвулканические тела), а в юго-восточной – грубообломочные (лапиллиевые и агломератовые) туфы, постепенно сменяющиеся к периферии более мелкозернистыми разновидностями с признаками водной седиментации. Такие фациальные замещения наблюдались А.В.Зобковым по руч.Сырой Поток и в левом борту долины р.Уж. В центральной части палеовулкана, ближе к его северо-западному ограничению, расположена просадка Чантош размером 1,5х3,8 км, вытянутая в северо-восточном направлении. Она образовалась в результате обрушения прикратерной части постройки. Периклинальное (под углом 5–20 °) падение пород на южных склонах палеовулкана в пределах просадки изменяется на центриклинальное. Кроме терминального кратера, находившегося на месте просадки, на склонах вулкана расположены многочисленные побочные кратеры мелких паразитических вулканов.

Просадка Чантош ограничена кольцевым разломом, плоскость которого круто погружается к ее центру. Ее внутренняя часть представляет собой сравнительно выровненную поверхность, на фоне которой выделяются многочисленные, обособленные друг от друга, вершины. С запада она оконтурена дуговым водоразделом, проходящим через хребет Чантош – урочище Панский лес и характеризующимся крутым восточным и сравнительно пологим западным склонами. Восточное ограничение кальдеры более расплывчатое (проходит по вершинам Плишка – Поляна Ясени – Скала). Просадка выполнена пологого залегающими лавами андезитов, редко встречаются их туфы. Эти породы прорваны многочисленными штоками, дайками и сложной формы субвулканическими интрузиями габбро-порфиритов, гранодиорит-порфиров, реже – андезитов. Встречаются трубки вулканических брекчий до 30 м в поперечнике. Породы интенсивно гидротермально изменены; при этом сверху вниз устанавливается следующая вертикальная зональность: гидрослюдистые породы – березиты – пропилиты.

Важными структурными элементами постройки Поперечный Верх являются системы кольцевых и радиальных разрывов. Большинство из них возникло в процессе формирования вулканокупольной структуры; положение же части радиальных разрывов предопределено существованием довулканических (долевантинских) разломов, прослеживающихся обычно далеко за пределы вулканической постройки. Примером такого разлома является Чантош-Новоселицкий, вдоль которого сконцентрировано большинство даек кислого и среднего состава; он прослеживается в субмеридиональном направлении и разделяет вулканическую постройку горы Поперечный Верх примерно на равные части. Подобные разломы в определенной мере предопределили местоположение палеовулканов. Другие радиальные и кольцевые разломы также контролируют размещение паразитических жерловин, даек и другой формы субвулканических тел, куполов и сопровождающих их потоков.

Купола выделяются в ландшафте в виде отдельных возвышенностей до 1,5 км в поперечнике, они сложены липаритами с обильными включениями граната (пиропа). Эти образования большинство исследователей [149 и др.] относят к паннону (кучавскому комплексу), т.е. считают их наиболее ранними в Вигорлат-Гутинской вулканической зоне. Однако отчетливая приуроченность куполов к структурным элементам палеовулкана Поперечный Верх свидетельствует, скорее всего, об их становлении после образования средней части анталовского комплекса, слагающего вулканическую постройку. Последнее предположение согласуется с данными о радиометрическом возрасте этих групп пород: 15,5 млн. лет ± 1,6 млн. лет – для лав андезитов анталовского комплекса; 14,9 млн. лет ± 0,95 млн. лет – для липаритов, относимых к кучавскому комплексу (данные А.В.Зобкова). Гранатсодержащие туфы кислого состава местами перекрыты туфами андезитов. Это свидетельствует о проявлениях кислого магматизма и в более раннее (возможно, кучавское) время. Но в современном структурном рельефе проявляются в основном наиболее молодые на данной территории образования.

2. Палеовулкан (вулканокупол) Анталова Поляна расположен (см. рис. 26) в северо-восточной части Невицкой кольцевой структуры. Он имеет близкую к изометричной форму, размер 4,5x5 км. Палеовулкан выделяется в виде возвышающейся над окружающей местностью на 500–550 м, обособленной изометричной в плане горной группы, для которой характерны эллипсовидные, радиально расположенные водоразделы, сходящиеся к вершине Анталова Поляна.

На вершине палеовулкана расположена депрессия до 2 км в поперечнике, имеющая округлую форму и выполненная туфами андезитов. Здесь интенсивно проявлен кварцевый метасоматоз и развиты обширные поля аргиллизитов и вторичных кварцитов. Депрессия, вероятнее всего, представляет собой терминальный кратер, в окрестностях которого произошли компенсационные обрушения. В прикратерной зоне преимущественно развиты лавы среднего и основного состава, туфы слагают редкие маломощные горизонты. Андезиты здесь образуют потоки мощностью до первых десятков метров. При внешнем сходстве они создают мощные серии (до 100–300 м), о сложности которых свидетельствуют многократно повторяющиеся в разрезах полосы гематитизированных шлаковидных лавобрекчий, расположенных обычно в кровле потоков и покровов. Склоны вулканической постройки сложены также лавами андезитов, которые относятся к самой верхней части анталовского комплекса; у ее подножий в основном отмечаются туфы среднего состава, чередующиеся с отдельными потоками лав. Эти образования принято считать средней частью анталовского комплекса, но они замещают также существенно лавовые пачки и по простиранию.

Такие соотношения, по данным А.В.Зобкова и др., устанавливаются на южном склоне вулкана, где с удалением от его жерловой части постепенно уменьшается количество лав андезитов и увеличивается роль туфов и туффитов, появляются туфогенные песчаники, уменьшается размерность кластического материала в туфах. Здесь породы полого наклонены в южных направлениях; периклинальное залегание часто усложнено вследствие наличия боковых кратеров, экструзивных куполов липаритов, липарито-дацитов и дацитов.

Отдельные лавовые потоки андезитов прослеживаются от вершины стратовулкана вплоть до юго-западных подножий вулканической гряды. К ним относятся сложный поток в бассейне руч.Солотвино, имеющий мощность до 300 м, покров, прослеживающийся от горы Анталова Поляна на с.Барвинкош. Лавы слагают и северную часть вулканической постройки. При этом они располагаются на продолжении серии потоков бассейна руч.Солотвино, имеющих субмеридиональное направление, и подчеркивают систему линейных депрессий в левантинском вулканическом рельефе.

Палеовулкан Анталова Поляна, как и Поперечный Верх, испытал значительные деформации по системе разрывов субкарпатского направления, что проявилось в значительных поднятиях и эродированности его северо-восточной части. Здесь первично периклинальное (северное) падение вулканогенных пород нарушено и меняется на южное.

Многочисленные побочные кратеры, отдельные субвулканические тела андезитов сосредоточены вдоль систем кольцевых и радиальных разломов и особенно в узлах их пересечения. Кольцевые и радиальные разломы проявляются также в особенностях структурно-вулканического рельефа (в соответствующей ориентировке долин, водоразделов, их форме и т.п.).

Корневая часть палеовулкана представляет собой интрузивное тело, выраженное в гравитационном поле в виде положительной аномалии.

Отмеченные для палеовулканов Поперечный Верх и Анталова Поляна признаки и особенности строения характерны для большинства вулканокупольных структур Вигорлат-Гутинской вулканической зоны (см. рис. 26). По наличию гравитационных аномалий, местами заверенных буровыми скважинами, скрытые интрузивные массивы (приповерхностные магматические камеры) установлены под вулканами Хотар, Анталова Поляна, Маковица, Дехманов, Явор, Толстый Верх, Тупой и др., под экструзивно-купольными структурами гор Острая, Ильковецкая и др.Размер их 5–7 км в поперечнике, глубина залегания кровли колеблется от 0 до 1–1,5 км.

Разнообразие вулканокупольных структур определяется составом магматических продуктов (в частности, степенью проявления кислого магматизма), особенностями глубинного строения, местной структурной обстановкой, объемом и распределением магматических масс, слагающих гипабиссальные и субвулканические интрузии под вулканами.

Для более полной и разносторонней характеристики структур этой группы ниже приводятся сведения о некоторых их индивидуальных особенностях, а также о строении отдельных слагающих их более высокопорядковых структур, в пределах которых проведены детальные исследования.

Примерами палеостратовулканов с хорошо дифференцированными вулканическими сериями и интенсивным липаритовым магматизмом являются Дехманов, Ильковецкий, Хотар и, особенно, Толстый Верх. При этом экструзивные купола – основные структурные формы для этой группы пород – в случае их слабого или умеренного развития подчеркивают и делают более выразительными элементы ранее сформированных структур – системы кольцевых и радиальных разломов (Дехманов, Поперечный Верх). В полигенных палеовулканах, расположенных вдоль восточного ограничения Киблярской тектоно-магматической структуры II порядка (Хотар, Ильковецкий, Жорнина), экструзивные купола и их группы развиты не только вдоль кольцевых и радиальных разломов, но и в их центральных частях, часто накладываясь друг на друга. Это значительно изменяет структурно-геоморфологический облик первичных построек и обусловливает их новое качество.

К характерным структурам палеовулкана горы Явор относятся многочисленные скрытые диапиры и секторные блоки. Наличие последних обусловлено системами пересекающихся радиальных и кольцевых (дуговых) разрывов. Радиальные разрывы ограничивают восемь секторов, примерно равных по площади, испытавших дифференцированные поднятия. Наиболее различаются поднятия между группами секторов, расположенных к востоку и западу от субмеридионального разлома, проходящего через центр вулканокупола и прослеживающегося на значительные расстояния к северу и югу от его ограничения. Западная половина купола отличается от восточной большей насыщенностью крытыми интрузивными телами.

Строение центральных частей палеостратовулканов (вершинных просадок или кальдер) наиболее детально изучено на горе Толстый Верх. По данным Э.М.Титова, З.С.Кречковского и др., вершинная просадка ограничена серией круто наклоненных к центру дуговых и кольцевых разломов. Она "вложена" в толщу чередующихся лав и туфов липаритов и выполнена пирокластическими породами смешанного состава. Под просадкой бурением установлен гребень субвулканического интрузивного массива диоритовых порфиритов, а на поверхности зафиксированы многочисленные дайки и штоки андезитов, андезито-базальтов, андезито-дацитов, представляющие собой апофизы скрытой интрузии. Они группируются в несколько кольцевых зон.

В центре просадки расположена асимметричная система конических даек сильно измененных андезито-базальтов, ограничивающих блок размером 0,25x0,5 км. Отдельные дайки андезитов и андезито-дацитов приурочены и к радиальным разрывам. Образование

окаймляющих просадку локальных покровов лейкократовых оливиновых базальтов и андезито-базальтов обавского комплекса (вершина горы Толстый Верх, южные склоны горы Досчатая) связано с деятельностью мелких центров эрупции, контролируемых внешним кольцевым разломом.

Выполняющие просадку туфы и прорывающие их тела жильной серии подверглись интенсивному гидротермальному изменению; характер и интенсивность этих изменений контролируются структурными элементами просадки и, в свою очередь, подчеркивают особенности ее строения.

Тела метасоматитов имеют линейную или трубообразную форму, выклиниваются с глубиной. В них отмечается латеральная и вертикальная зональность.

Компенсационные вулканические мульды. Под этим названием выделяется группа отрицательных магматических структур IV порядка, степень изученности которых не позволяет более конкретно определить их классификационную принадлежность. Примером подобного типа структур является *Бужорская мульда* овальных очертаний размером 7x5 км (см. рис. 34). Ее центральная часть размером 4x5 км представляет собой воронкообразную депрессию с крутыми, иногда отвесными стенками высотой до 0,6 км. Депрессия окружена рядом мелких вулканов, выделяющихся в виде конусовидных возвышенностей (Бужора, Камень, Синяк, Быстра и др.) и группирующихся вдоль зоны кольцевых разломов, по которым центральный блок испытал относительные погружения.

Над Бужорской мульдой фиксируется отрицательная гравитационная аномалия, с контрастным градиентом по ее северо-западной границе. Характер и амплитуда смещения по разломам установлены при сопоставлении разрезов бужорского комплекса разделяемых ими блоков и оценена Э.М.Титовым в 150–200 м. Слоистая толща вулканитов бужорского комплекса, выполняющая депрессию, имеет пологое периклинальное падение от некка андезито-базальтов, выделяющегося в виде возвышения в центре воронки. Ближе к окраинам депрессии падение меняется на центриклинальное. Отмечается обилие кратеров, некков, субвулканических тел; значительную роль в строении депресии играют радиальные разломы.

Описанная структура является экзотичной для Вигорлат-Гутинской вулканической зоны, характеризующейся преобладанием стратовулканов с прямым унаследованным рельефом, центральными привершинными структурами оседания, размер которых обычно не превышает 1,5–2 км в поперечнике. Подобные образования известны среди раннепалеозойских тектоно-магматических структур северо-западной оконечности Мармарошского массива [250], они широко развиты также в Охотско-Чукотском вулканическом поясе [190] и других вулканических районах СССР. Недостаток прямых геологических данных о глубинном строении вулканических мульд не позволяет с достаточной подробностью и достоверностью восстановить историю их формирования. В частности, в настоящее время не может быть однозначно решен вопрос, образовалась ли просадка на месте крупного, соответствующего ей по размерам палеовулкана, обрушившегося в конце мартынского времени, или же она развивалась унаследованно в течение всего левантинского этапа вулканизма без образования крупных стратовулканов.

Интрузивно-купольные структуры являются составными частями тектоно-магматических поднятий (структур III порядка), в местах их развития последние приобретают специфические черты строения, резко отличные от участков, где преимущественно развиты вулкано- и экструзивно-купольные структуры.

Типичные представители этой группы – Грабовский и Нижнеклобукский интрузивные купола, расположенные в узле сопряжения Оашского (субмеридионального) и Закарпатского (северо-западного) глубинных разломов (в этом отношении их положение напоминает Вышковский район).

Грабовская интрузивно-купольная структура, по данным З.С.Кречковского, В.В.Раппа, имеет в плане форму эллипса размером 5,5x4 км. Ее центральная часть (до 3 км в поперечнике), ограниченная кольцевой зоной разломов, представляет собой мульду, диагностируемую по омоложению пород от периферии к центру. Здесь сосредоточены многочисленные интрузии, в том числе и центральная, наиболее крупная, Грабовская. Она состоит из двух сужающихся с глубиной тел каплевидной формы, разделенных разломом северо-восточного простирания и клином осадочных пород. Остальные более мелкие гипабиссальные и субвулканические тела группируются вдоль кольцевых и радиальных разломов, при этом насыщенность ими северо-западной части структуры значительно больше,

чем юго-восточной. Радиальные дайки достигают длины 2 км. Интрузивные диапиры (гора Мал.Грабовая и др.), являющиеся составными частями Грабовской интрузивно-купольной структуры, в свою очередь формируют более высокопорядковую систему кольцевых и радиальных разрывов и связанных с ними мелких даек.

Нижнеклобукская интрузивно-купольная структура расположена северо-западнее Грабовской и отличается от нее сложной многоугольной формой. Это обусловлено тем, что магмоконтролирующие разрывы, вдоль которых сосредоточены гипабиссальные и субвулканические интрузии диоритовых порфиритов, андезитов, базальтов, принадлежат в основном к сложной довулканической структуре Пеннинской зоны. Магмоконтролирующие разрывы, образование которых связано с ростом купола на глубине, развиты слабо. Наиболее значительные диапиры (Малый и Нижний Клобуки), серии даек и мелких штокообразных тел сосредоточены вдоль южного ограничения интрузивно-купольной структуры, близ северного ограничения известны мелкие штоки андезитов, часто группирующиеся в цепочки. Внутренняя часть структуры представляет собой сложную систему синклинальных и антиклинальных складок, в ядрах которых обнажены соответственно меловые и верхнеюрские отложения.

Экструзивно-купольные структуры наряду с вулканокупольными являются наиболее распространенными. Они, как правило, сложены кислыми лавами – дацитами, андезито-дацитами, липарито-дацитами, липаритами. Многие элементарные экструзии или их группы (массивы) контролируются кольцевыми и радиальными синвулканическими разломами вулканокупольных структур (Поперечный Верх, Толстый Верх, Хотар, Дехманов и др.) и, по существу, являются структурами следующего, более высокого порядка. Примерно однопорядковые с вулканическими куполами экструзивно-купольные структуры известны на юго-западном ограничении Вигорлат-Гутинской вулканической зоны (горы Острая, Паланок и др.), в пределах хребта Оаш (гора Илина) и др.

Экструзивно-купольная структура горы Илина расположена между вершинами Толстый Верх и Тупая. Она наложена на склоны одноименных вулканов и названа З.С.Кречковским и В.В.Раппом Ильинской наложенной просадкой. В плане она имеет форму овала размером 4x6 км, сложена лавами и туфами липаритов синякского комплекса, полого (10–20 ^{0}) погружающимися к центру структуры. Ее "рамой" являются лавы и туфы андезитов и андезито-базальтов матековского комплекса. По геофизическим данным в центре структуры интерпретируется скрытая интрузия. Характерна концентрация элементарных экструзий по периферии экструзивно-купольной структуры вдоль ограничивающих ее кольцевых разломов; отдельные из них, сравнительно мелкие, находятся и в ее центральной части.

Сходное строение имеют экструзивно-купольные структуры Чернеча, Ловачка, Паланок и Великая, имеющие размеры до 2–4 км в поперечнике и расположенные по ограничению депрессии, в центральной части которой находится г.Мукачево, а также структура горы Острая (рис. 35, *б*).

Горст хребта Гат является примером сравнительно слабо магматичной структуры IV порядка, как бы переходной от магмоконтролирующих зон (магмонасыщенных участков тектоно-магматических поднятий) к практически амагматичным участкам поднятий довулканического фундамента. Он имеет линейную форму шириной 2–4 км; от Иршавской депрессии на северо-востоке и Залужской антиклинали на юго-западе отделен разломами. В пределах хребта Гат наблюдается серия обширных субгоризонтально залегающих покровов андезито-базальтов, прослеживающихся более чем на 9 км. Установлено уменьшение суммарной мощности (от 300 до 150 м) матековского и мартынского комплексов с северо-востока на юго-запад, что указывает на его ступенчатое строение. Подошва вулканитов полого погружается к центральной (осевой) части горста, что обусловлено концентрацией магмовыводящих каналов вдоль их ограничений и соответственно относительными поднятиями последних. В гравитационном поле хр.Гат проявляется в виде нечеткого удлиненного локального гравитационного максимума.

Магматические структуры V и более высокого порядков. Они представлены моногенными вулканами и различными центрами эрупции: экструзивными куполами, некками и др., и уверенно устанавливаются по фрагментам рвущих контактов, положению отдельности и флюидальности, структурно-геоморфологическим признакам. Для этих построек характерны кратковременность извержений, однообразие магматических продуктов; они представляют собой в большинстве случаев побочные центры крупных стратовул-

канов, реже выступают как самостоятельные структуры (обычно в пределах тектоно-магматических депрессий). Их подробная характеристика приведена в работах [59, 114 и др.].

Некоторые вопросы классификации и выводы об условиях формирования и эволюции тектоно-магматических структур Закарпатья

Проведенные структурно-палеовулканологические исследования позволили на новом, соответствующем современному состоянию изученности уровне решить ряд вопросов вулканической геологии Карпат.

В разработку проблемы классификации тектоно-магматических и магматических структур внесен определенный вклад. Установлен довольно полный надежно обоснованный соподчиненный ряд изученных объектов Закарпатья (табл. 3); выяснены их соотношения, дано монографическое описание. Разделение структур на две группы (тектоно-магматические и магматические) проведено на основании изложенных в главе 1 принципов. Сопоставление тектоно-магматических структур Закарпатья и Охотско-Чукотского вулканического пояса [192] показывает их большое и принципиальное сходство по многим позициям. Это, на наш взгляд, открывает большие возможности и перспективы использования подобного рода промежуточных обобщений для более общих построений, в частности выработки основных понятий структурной палеовулканологии. Вместе с тем такое сравнение свидетельствует и о значительных различиях в строении структур этих районов, основными причинами которых могут быть масштаб и интенсивность магматической деятельности. Так, в Закарпатье изометричные структуры размером 10 км и более по строению и истории развития близки к тектоно-магматическим, на что указывает их длительное конседиментационное развитие; в Охотско-Чукотском поясе, где магматизм, особенно гранитоидный, проявился в несравненно больших масштабах, выделяются кальдеры (т.е. структуры, которые уверенно можно относить к магматическим) диаметром до первых десятков километров.

Палеовулканологические реконструкции, проведенные на различном уровне, показали, что отрицательные структуры типа кальдер для наиболее детально изученного на глубину района – Закарпатского прогиба – не характерны. Анализ разрезов и истории развития сложных отрицательных структур размером до первых десятков километров в районе с.Великая Добронь, городов Чоп, Виноградов, Ужгород позволили установить, что они развивались в режиме относительных опусканий длительное время, значительно превышающее суммарное время вулканической деятельности. Это хотя и не исключает участия компенсационных опусканий в формировании депрессий, но не позволяет безоговорочно считать их единственными и даже определяющими.

Таким образом, отрицательные структуры этого ранга наиболее близки к простым вулкано-тектоническим депрессиям, по Г.М.Фремду [84, 246–248], в формировании которых ведущая роль принадлежит тектоническим процессам. Они повсеместно развиты в Закарпатском прогибе и других вулканических районах СССР [190, 191, 198, 247 и др.], появляются при образовании различных магматических формаций и определяются как элементарные ячейки [246, 247], в которых происходит формирование земной коры.

Крупные структуры обрушения кальдерного типа возможны в местах интенсивного появления кислого вулканизма, особенно в гельвет-тортонское (новоселицкое) время (район с.Сокирницы, Виноградовская депрессия, Залужский район). Однако они погребены под мощным чехлом моласс, трудно доступны изучению и в настоящее время не могут быть уверенно диагностированы. Вулканические постройки андезитовой формации, как левантинские (хорошо выраженные в структурном рельефе), так и тортон-сарматские (в основном погребенные под плиоцен-четвертичными отложениями), не обнаруживают признаков значительных компенсационных погружений и даже в погребенном рельефе выделяются отчетливо в виде положительных форм в пределах тектоно-магматических поднятий. Можно считать надежно установленным только наличие привершинных просадок (кальдер), достигающих размеров 1,5–4 км в поперечнике.

По В.Г.Бондарчуку [18], общая модель литогенеза вулканических зон включает следующие обязательные элементы: области тектонических поднятий и вулканических гор и области опусканий и седиментации осадков. При этом тектоно-магматические поднятия

являются постоянным и неисчерпаемым источником материала для осадкообразования – путями выноса глубинного вещества в верхние слои литосферы и на дневную поверхность.

Анализ материалов по различным вулканическим районам СССР показывает [198], что контрастные сопряженные структуры (поднятия и депрессии) проявляются на различных иерархических уровнях; при этом устанавливается прямая зависимость между размером (рангом) структуры и длительностью ее унаследованного развития. Эти находящиеся в диалектическом единстве структуры различной тектонической активности и противоположных тенденций в развитии можно с полным основанием считать реальными объектами структурной палеовулканологии.

В Великодобронском и Чопском районах наиболее полно изучены корневые части глубоко эродированных погребенных вулканических построек: установлено наличие промежуточных (приповерхностных) магматических очагов и сопровождающих их серий кольцевых и радиальных даек. В Вигорлат-Гутинской вулканической зоне, где относительно хорошо сохранилась первичная морфология построек, имеются наиболее полные данные для характеристики аккумулятивных вулканических конусов и верхних частей периферических магматических камер. Учитывая значительное сходство миоценовых погребенных андезитовых палеовулканов Припаннонской структурной зоны и плиоценовых – Вигорлат-Гутинской вулканической гряды по размерам, набору основных структурных элементов и другим признакам, можно с достаточным основанием прогнозировать строение вулканических структур на определенном гоубинной уровне путем соответствующих сопоставлений. Суммированные сведения о строении магматических структур, полученные в Припаннонской зоне и Вигорлат-Гутинской вулканической гряде, значительно расширяют вертикальный диапазон их изученности.

Наиболее характерные магматические структуры Закарпатья – вулканокупольные, экструзивно-купольные и интрузивно-купольные. Как справедливо подчеркивают Э.М.Титов, А.В.Зобков, И.В.Галахов и др., вулканокупола и интрузивные купола являются структурами одного уровня и сходного механизма формирования. Это подтверждается сходством строения корневых зон палеовулканов с интрузивными куполами. На основании этого делается вывод, что каждый из куполов составляет корневую зону бывшего вулкана, туфолавовая оболочка которого эродирована. Однако соотношения интрузивно- и вулканокупольных структур более сложные.

Анализ известных в пределах Вигорлат-Гутинской и Припаннонской зон структур этого ранга и занимаемых ими тектонических позиций позволил установить следующие соотношения их структурно-морфологических типов и разновидностей:

Тип структур	Морфологические разновидности структур (различаются по строению приповерхностных частей)
1. Вулкано-купольные	1. Компенсационная мульда с моногенными вулканами и центрами эрупции по периметру
	2. Компенсационная мульда с моногенными вулканами и центрами эрупции по периметру и небольшим центральным вулканом или их группой
	3. Крупный вулканический конус (5–10 км в поперечнике), соответствующий по размерам компенсационным мульдам
2. Экструзивно-купольные	1. Компенсационная мульда, окруженная по периферии кольцевой зоной экструзивных куполов и субвулканических тел
	2. Компенсационная мульда, окруженная кольцевой зоной экструзивных куполов и субвулканических тел. Усложнена центральным куполом или их группой
3. Интрузивно-купольные	1. Просадка, ограниченная кольцевой зоной интрузивных диапиров (лакколитов, штоков, даек и др.)
	2. Компенсационная мульда, ограниченная кольцевой зоной диапиров, усложненная центральным диапиром или их группой
	3. Общая куполовидная форма

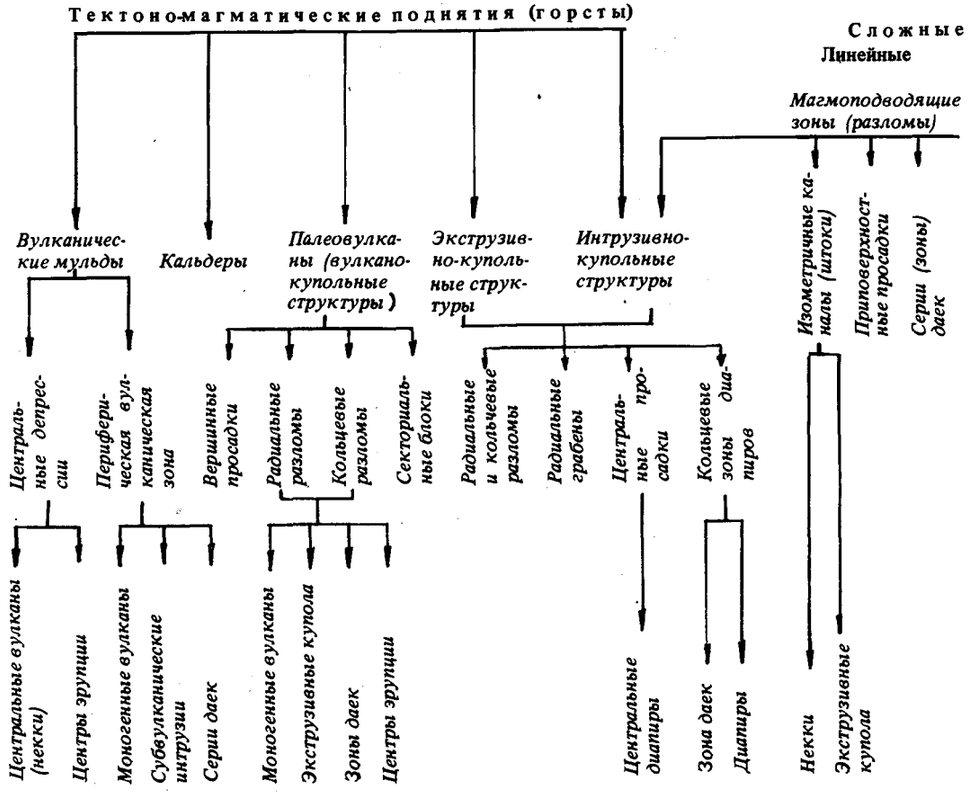
Основные типы структур характеризуются различной глубиной становления и являются индикаторами структурно-динамической обстановки проявлений магматизма. Согласно общепринятым представлениям [5, 33 и др.], наземный вулканизм, формирующий вулканокупола, проявляется в зонах максимального растяжения, что и подтверждается изложенными выше данными по Закарпатскому прогибу. Интрузивно-купольные структуры характеризуются значительно меньшей открытостью систем. Промежуточные условия существовали при формировании экструзивно-купольных структур.

Таблица 3. Соподчиненный ряд изученных тектоно-магматических структур Закарпатья

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ (ПРИПАН

ИЗОМЕТРИЧНЫЕ (ПОЛИГОНАЛЬНЫЕ) ТЕК

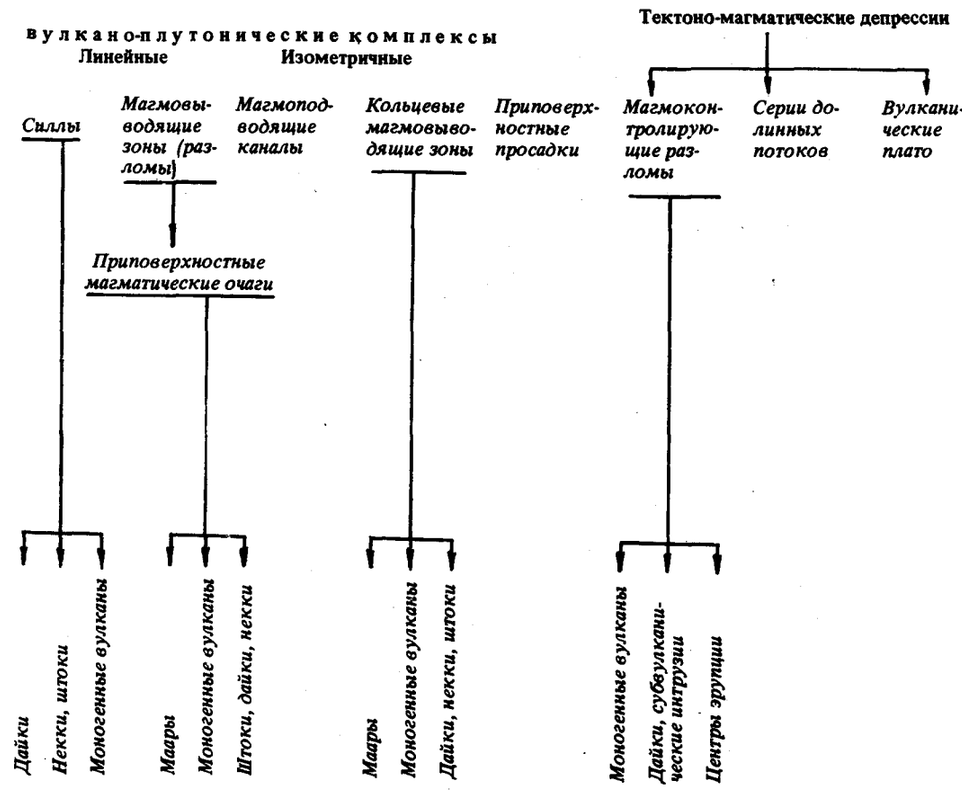


Примечание. Полужирным шрифтом обозначены тектоно-магматические структуры, кур

(ВНУТРИКАРПАТСКИЙ)

НОНСКАЯ, ВИГОРЛАТ-ГУТИНСКАЯ)

ТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ



сивным – магматические.

Морфологические разновидности структур, различающиеся в основном по строению приповерхностных частей, отражают, на наш взгляд, степень эволюции конкретных их представителей, энергетику соответствующих им магматических очагов и, пожалуй, длительность их развития. На начальных ступенях развития структур внедрение магмы из периферического магматического очага (интрузивного купола) происходит прежде всего по системе конических разломов как наиболее проницаемых; в результате ее оттока из центральной части купола (магматического очага) образуется просадка. В дальнейшем с повышением интенсивности магматической деятельности энергетического потенциала отдельных очагов образуются интрузивные диапиры или небольшие вулканы в центральной части просадки. Образование крупного стратовулкана, диаметр которого соответствует периферическому магматическому очагу, является наиболее высокой ступенью проявления магматической деятельности и эволюции структуры.

Таким образом, на вопрос, являются ли интрузивно-купольные структуры корневыми частями эродированных вулканокуполов или самостоятельными образованиями, не может быть однозначного ответа. Он должен решаться для каждой конкретной структуры индивидуально с учетом всех данных (структурной позиции, принадлежности к определенной вулкано-плутонической ассоциации, строения геофизических полей и др.). Применительно к изученной нами части Внутрикарпатского вулканического пояса можно считать, что основная масса интрузивно-купольных структур представляла собой гипабиссальные или субвулканические образования и лишь местами (Вышковский участок) происходили незначительные прорывы магмы на поверхность. Интрузивные купола на месте эродированных вулкано-купольных структур в настоящее время не известны. Подобные структуры могут образоваться прежде всего на месте вулканокупола Поперечный Верх, наиболее эродированного в пределах расположенного в СССР участка Вигорлат-Гутинской зоны. Он уже в настоящее время приобретает ряд черт, характерных для интрузивных куполов (широкое развитие гипабиссальных и субвулканических интрузий и др.).

Значительное влияние на форму магматических структур, их контрастность, как показано на примере Берегово-Беганьского и Вышковского участков, оказывает вязкость магматических расплавов. Морфология магматических комплексов, созданных субтектоническими движениями кислой, насыщенной летучими компонентами магмы, зависит также от глубины, на которой происходят ее фазовые переходы, сопровождаемые взрывами, так как с местами фазовых переходов пространственно совпадают фокусы конических комплексов.

Для структур различного ранга, возраста и пространственного положения характерен изоморфизм. Он проявляется чаще всего в их веерообразном строении (например, структурные ансамбли – веерообразные экструзивные купола – структуры прорыва Бе-

реговско-Беганьского района). Сходную морфологию имеют интрузивно- и экструзивно-купольные структуры, вулканические мульды. Составными частями перечисленных структур являются магмоподводящие каналы (периферические камеры) и хорошо выраженная система конических разломов над ними, по которым происходят первоочередные внедрения магмы. Обязательный их элемент – компенсационные депрессии, расположенные над магматической камерой на приповерхностном уровне; неразрывное единство этих структур противоположного знака является одной из важнейших особенностей вулкано-плутонических комплексов различного ранга. Таким образом, единство положительных и отрицательных структур систематически проявляется не только в латеральном направлении (сопряженность разнопорядковых поднятий и депрессий), но и в разрезе.

Логично предполагать для всех упомянутых и других морфологически сходных структур сходный механизм формирования. Как отмечалось выше, все особенности их строения хорошо объясняются распределением напряжений над внедряющимся (растущим) куполом или диапиром [202].

Сделаны определенные шаги в решении ряда проблем тафономии магматических объектов, имеющих важное значение для принципиальной оценки надежности косвенных (в первую очередь фациальных и структурно-геоморфологических) методов прогноза и реконструкций палеовулканов (особенно погребенных). Эмпирически установлены следующие основные положения:

1. Тектоно-магматические и магматические структуры вплоть до высокопорядковых, имеющих размеры до 5–7 км в поперечнике, проявляются как самостоятельные, обособленные структурно-геоморфологические элементы на протяжении всей геологической истории после их образования. Более того, автономные дифференцированные движения, как это установлено Э.М.Титовым на примере вулкана Явор в Вигорлат-Гутинской зоне, испытывают отдельные секториальные блоки вулканической постройки. Индивидуализированная "жизнь" отдельных структур в Раховском районе Закарпатья [200] прослеживается на протяжении с раннего палеозоя доныне; они оставляют свои "следы" во всех известных постраннепалеозойских геологических образованиях. Имеются данные об обособлении соответствующих этим структурам блоков до интенсивных проявлений магматической деятельности, как бы закрепившим их основной структурно-геоморфологический облик. Скрытая магматическая деятельность в виде роста магматических куполов, создающая сложный рельеф в бассейнах осадконакопления, хорошо запечатлена в фациях сармат-паннонских отложений Вышковского района, паннон-левантинских – Вигорлат-Гутинской зоны. Она также отражается в сложном рельефе подошвы отдельных стратиграфических подразделений (например, в районе г. Ужгород).

2. Экструзивные купола являются индикаторами глубинных магмоподводящих структур; они часто закупоривают жерловины мелких палеовулканов, расположенных над глубинными магмоподводящими структурами и контролируемых кольцевыми и радиальными разломами.

3. Экструзивные купола, становление которых обычно связывается с заключительными этапами гранитоидного магматизма, относятся к очень ярким структурно-геоморфологическим элементам. Уверенно обнаруживаются не только вскрытые купола в структурно-денудационном рельефе, но и погребенные под мощными толщами терригенных отложений. Последние выделяются в виде положительных форм погребенного рельефа, характеризуются сокращенными мощностями перекрывающих отложений, их фациальными особенностями, местным усложнением равнинного аккумулятивного рельефа.

4. Андезитовые палеовулканы, обычно более древние, чем липаритовые купола, и более крупные по размерам, менее четко морфологически очерчены (особенно погребенные).

5. Для прогноза погребенных тектоно-магматических структур различного ранга первостепенное значение имеет анализ мощностей и фаций перекрывающих отложений. Основные закономерности в их изменениях охарактеризованы в разделе "Виноградовский участок".

6. Геотектонический режим отдельных территорий определяется суммарным воздействием эпейрогенических (в понимании С.С.Шульца) движений различного ранга. В индивидуализации отдельных тектоно-магматических структур на различных этапах их геологической истории решающее значение имеют соответствующие им по рангу движения (IV и V порядка на примере Виноградовского участка).

7. Наблюдаемые в настоящее время основные структурно-геоморфологические и фациальные признаки тектоно-магматических структур – не случайные, кратковременные явления; они обусловлены всей их предыдущей историей.

8. Установление соподчиненных рядов структур и соответствующих им эпейрогенических движений, длительного индивидуализированного развития отдельных вулкано-плутонических комплексов после прекращения магматической деятельности является одной из методических и теоретических предпосылок для разработки приемов реконструкции погребенных тектоно-магматических структур по материалам о строении перекрывающих их осадочных толщ и по структурно-геоморфологическим данным, которыми в достаточной мере обеспечены в результате средне- и крупномасштабного картирования многие палеовулканические районы.

Дальнейшие более углубленные исследования разнопорядковых эпейрогенических движений предполагают выяснение их природы и количественную оценку, что имеет немаловажное значение для познания сущности тектонических процессов.

Продольная зональность Припаннонской структурной зоны, проявляющаяся в чередовании сравнительно опущенных и приподнятых участков (блоков), находит также отражение и в различной интенсивности магматизма (особенно кислого) и других процессов тепломассопереноса. Береговско-Беганьский и Вышковский участки, испытывающие относительные поднятия в течение всего плиоцен-четвертичного времени, характеризуются и наиболее широким развитием нижнесарматских и паннонских магматических образований, которые значительно слабее развиты в Великодобронькском и особенно в Виноградовском районе.

Характерно повсеместное пространственное совмещение вулканических центров (и структур) различных поколений. Их унаследованное развитие проявляется в закономерной приуроченности экструзий кислого состава к элементам андезитовых палеовулканов (Великодобронькский район, Вигорлат-Гутинская зона), в контроле одними и теми же сериями разрывных нарушений субвулканических и вулканических образований тортон-сарматского и гипабиссальных тел паннонского возраста (Черсинская структура). На примере Черсинской полигенной структуры сделан вывод о пространственном наследовании палингенных магматических очагов тортон-раннесарматского возраста магматическими очагами, давшими паннонскую интрузивно-экструзивную серию. Это вносит значительный вклад в решение широко дискутируемого вопроса о природе и условиях образования экструзивно-интрузивной серии и ее соотношениях с эффузивными образованиями. С этих позиций хорошо объясняется история формирования различных поколений тектоно-магматических структур Вышковского района, решаются проблемы пространства при магматическом процессе, объясняются особенности металлогенической специализации, имеющей ряд общих черт с Береговско-Беганьским участком.

На примерах Вышковского района и Вигорлат-Гутинской вулканической зоны установлено закономерное распределение различных типов магматических структур, характеризующее изменение структурно-динамических условий вкрест простирания тектоно-магматических зон. Последние представляют собой, таким образом, асимметричные структурные комплексы. Их центральные части соответствуют глубинным разломам, как правило, ограничивающим вулканические грабены (типа Вигорлат-Гутинского) или разделяющим крупные блоки, испытывающие дифференцированные движения. В зоне глубинного разлома, где господствуют интенсивные растяжения в связи с разнонаправленными движениями блоков большей амплитуды, магматизм характеризуется максимальной интенсивностью, извержениями магмы основного – среднего состава из глубинных (мантийных?) очагов. В прилегающей к ней части приподнятого блока развиты интрузивно-купольные, экструзивно-купольные и другие преимущественно гипабиссальные и субвулканические структуры, часто связанные с неглубоко залегающими активизированными палингенными очагами. Между приподнятым блоком и поднятием довулканического фундамента с расположенными над ним вулканическим хребтом, образовавшимся в зоне наибольшей проницаемости глубинного разлома, размещаются узкие линейные депрессии (субмеридиональный участок Вигорлат-Гутинской зоны, Великодобронькский район и др.).

По другую сторону от основного магмоконтролирующего разлома располагаются изометричные депрессии, являющиеся местами аккумуляции вулканогенно-кластического материала; здесь обычно развиты серии мелких центров эрупции и даек, купола, моногенные вулканы.

Узкие протяженные линейные депрессии, образующиеся в пограничных с магмоконтролирующими разломами или тектоно-магматическими поднятиями зонах в условиях относительного сжатия, по морфологическим особенностям и по генезису отличаются от отрицательных структур (изометричных просадок, грабенов), сформированных в обстановке всестороннего растяжения в процессе роста положительных форм (куполов, диапиров и др.).

Повсеместно подтверждается единство инъективных, дизъюнктивных и пликативных дислокаций. Выше, на примере Вышковского участка, было показано, что разрывные и блоковые структуры на всех уровнях увязываются с инъективными дислокациями в единые комплексы: при этом они находятся в переменных причинно-следственных связях, изменяющихся на различных ступенях иерархической лестницы. Закономерная приуроченность складчатых дислокаций к ограничению изометричных тектоно-магматических структур I и II порядков характерна для северо-западной части Мармарошского массива [200]. В районе сел Вышково и Сокирницы оси крупных широких куполовидных или линейных складок в миоценовых молассах совпадают с осями поднятий донеогенового фундамента, контролирующих размещение магматических образований, а более высокопорядковые магматогенные складки полностью повторяют морфологию находящихся в их центральных частях магматических диапиров.

Повсеместно отмечается приуроченность вулканических образований к зонам глубинных долгоживущих разломов, разграничивающих испытывающие дифференцированные движения большой амплитуды блоки вне зависимости от их направлений. Как правило, активизация вулканизма в таких зонах происходит многократно.

Показательным, повсеместно проявляющимся признаком магмоконтролирующих разломов является наличие магмопроводящих структур и поднятий довулканического фундамента. Но конкретные связи магматических образований с разрывными нарушениями, как отмечено выше, бесконечно разнообразны. Зоны глубинных магмоконтролирующих разломов имеют очень сложное строение; они состоят из большого количества структур более низкого ранга, сочетания и разнообразие которых определяют многообразие их облика. Кроме того, магмопроводящие структуры (субвертикальные или крутонаклонные каналы) часто имеют тенденцию к горизонтальной миграции на определенных глубинных уровнях; смещенные в плане относительно друг друга разноглубинные каналы обычно соединяются сериями субгоризонтальных тел (силлов). Поэтому глубинные магмопроводящие каналы не всегда маркируются на поверхности магматическими образованиями. Это надо всегда учитывать при структурно-палеовулканологических реконструкциях.

Вулканические формации или их группы характеризуются определенной металлогенической специализацией. С раннепалеозойской формацией натриевых базальтов северо-западной части Мармарошского массива связаны железо-марганцевые рудопроявления, а с формацией натриевых липаритов – медноколчеданное, полиметаллическое, редкометальное оруденение, концентрации благородных металлов.

С миоценовой группой формаций ассоциируются полиметаллические и золоторудные месторождения и рудопроявления, для андезитовой формации плиоцена характерна ртутная, полиметаллическая золотоносная, редкометальная и железорудная минерализация. Смешанной (промежуточной) металлогенической специализацией отличаются образования интрузивно-экструзивной серии, где известны месторождения и рудопроявления ртути, полиметаллов, золота, молибдена.

Тектоно-магматические и магматические структуры разного ранга представляют собой магматогенно-рудные (рудно-магматические) системы соответствующего уровня в понимании Г.М.Власова, Н.П.Романовского, П.Г.Ведерникова и др. [137]. Длительное индивидуализированное развитие отдельных структур предопределяет частные металлогенические особенности соответствующих им магматогенно-рудных систем. Данные по северо-западной части Мармарошского массива [72, 73, 109, 157 и др.] показывают, что накопление основной массы рудного вещества генетически и во времени связано с магматической деятельностью. В это время тектоно-магматические структуры служили каналами для подъема магматических масс и гидротермальных растворов, локализующихся в верхних слоях земной коры и на ее поверхности. В первом случае формировались субвулканические экскаляционно-гидротермальные образования, контролируемые непосредственно элементами тектоно-магматических (магматических) структур, а во втором – вулканогенно-осадочные месторождения, на морфологию которых тектоно-магматические структуры оказывали косвенное влияние как элементы структурного рельефа. Тектоно-магматические структуры проявляются и в послевулканическое время, характеризуются повышенной активностью, проницаемостью, более интенсивным проявлением метаморфических процессов, что определяет возможность трансформации более раннего (синмагматичного) и наложения более молодого оруденения.

Выполненные нами реконструкции тектоно-магматических и магматических структур в пределах Советского Закарпатья могут служить в качестве основных исходящих данных для изучения и классификации разнопорядковых магматогенно-рудных систем и создания новой, современной основы для металлогенического анализа и планирования геологопоисковых и геологоразведочных работ. Ранее нами были подробно охарактеризованы магматогенно-рудные системы района горы Бол.Береговская [188, 194]. Можно с полным основанием прогнозировать подобные образования и в других районах Берегово-Беганьского холмогорья. В частности, в приповерхностных частях магмовыводящих структур, расположенных по периферии Косинского и других глубинных магмоподводящих каналов, где широко развиты измененные в фации вторичных кварцитов породы, возможны, как и на верхних горизонтах горы Бол.Береговская, скопления благородных металлов и других полезных ископаемых, которые на более глубоких горизонтах систем могут замещаться полиметаллами.

Проведенные палеовулканологические реконструкции позволяют по-новому оценить перспективы на эндогенные полезные ископаемые западной части Солотвинской впадины. Объектами первоочередной оценки являются миоценовые вулканические центры близ сел Данилово, Сокирницы, Боронявы, на междуречье Помийница–Теребля, а также районы пгт Буштына и г.Тячев, где специализация магматогенно-рудных систем может быть близкой к таковой Берегово-Беганьского участка.

Возможность накопления в магматогенно-рудных системах высоких концентраций полезных компонентов и появления промышленных месторождений в значительной мере определяется структурно-динамической обстановкой их развития. Экструзивно- и интрузивно-купольные структуры в этом отношении представляются более перспективными, чем соответствующего ранга вулканические постройки, так как они являются более закрытыми.

ГЛАВА 4

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КРЫМСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ И ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Исследовательскими, поисковыми и разведочными работами последних двух десятилетий установлено, что магматические процессы в пределах Крымской вулканической области развивались достаточно интенсивно как в горной, так и в равнинной части. В пределах Западного Причерноморья они распространены ограниченно. Выходы магматических пород на дневную поверхность в Горном Крыму позволили начать их изучение еще с 80-х годов XIX в. За прошедший период накопилось большое количество работ, посвященных вопросам состава, структуры, возраста магматических образований, морфологии тел, пространственного размещения, взаимосвязи тектоники и магматизма и др.

Глубокое бурение в пределах Равнинного Крыма дало обширный материал, свидетельствующий об интенсивных магматических процессах здесь как в домезозойское, так и в мезозойское время, вплоть до раннего мела включительно. На основании материалов бурения изучен состав магматических пород, их распространение, структурная приуроченность и др. Проведена также частичная реконструкция структуры магматических тел и аппаратов.

Домезозойский этап активизации

Проблема домезозойских тектоно-магматических структур Крыма и Западного Причерноморья тесно связана с решением вопроса о возрасте домезозойского складчатого основания региона. Фундамент Крымского участка Скифской плиты, как и других молодых платформ, характеризуется гетерогенностью. М.В.Муратов [155] считал, что метаморфический комплекс основания Средиземноморского складчатого пояса, в состав которого входит и Крымский полуостров, относится главным образом к байкальскому этапу активизации, а ограниченные узкие эвгеосинклинальные системы – к герцинскому. С учетом данных о мощностях и формационном характере отложений, степени дислоцированности и магматизма восточных районов Скифской плиты В.И.Шевченко и И.А.Розанов [272] пришли к выводу, что здесь можно выделить неширокие и протяженные герцинские прогибы (троги) и межтроговые байкальские глыбы земной коры. В трогах породы имеют большие мощности, подошва осадочной толщи глубоко прогнута, консолидированная часть земной коры резко утонена. К ним приурочены трахибазальтовая и спилит-диабазовая формации. В межтроговых глыбах консолидированная часть коры имеет большую мощность, герцинский и альпийский чехол – сокращенную мощность или выклинивается.

В Равнинном Крыму позднебайкальская складчатая система четко прослеживается вдоль зоны альпийской складчатости и, по мнению большинства исследователей, представлена Симферопольским и Новоцарицынским приподнятыми блоками, в пределах которых (села Зуя и Нижнегорское) вскрыты наиболее древние, условно протерозойские или нижнепалеозойские отложения (см. рис. 8, *а*). Древнейший комплекс тектоно-магматических структур характеризует, очевидно, байкальский этап геосинклинального развития Крыма и сложен дислоцированными с полосчатой, массивносланцевой текстурой альбит-хлоритовыми, хлорит-актинолит-серицитовыми, альбит-эпидот-актинолитовыми и другими парасланцами, а также габбро-диабазами, диоритами, гранодиоритами, гранитами, порфиритами, окремнелыми туфами. Возраст зеленосланцевых пород определен на основании сопоставления со сходными породами южной части складчатой зоны Добруджа как позднепротерозойский с абсолютным возрастом 820–900 млн. лет. Среди зеленых метаморфических сланцев, вскрытых Нижнегорской параметрической скважиной в интервале глубин 2745–3183 м, А.А.Савицыной [207] описаны актинолитовые, альбит-эпидот-актинолитовые, актинолит-эпидотовые и эпидот-актинолитовые сланцы, которые образовались при динамотермальном метаморфизме в результате интенсивной гидратации вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород основного состава.

Структура сланцев лепидобластовая или гранобластовая, реже порфиробластовая. Породообразующие минералы представлены альбитом, актинолитом, эпидотом, кварцем, хлоритом, серицитом, редко мусковитом.

По петрохимическим характеристикам (табл. 4) метаморфические сланцы А.А.Савицына относит к щелочноземельному глиноземистому ряду, к подгруппе с равным отношением магния к железу.

В среднеюрских конгломератах битакской свиты близ г.Симферополь, которые предположительно происходят за счет размыва верхнедокембрийских пород, слагающих Новоцарицынский и Симферопольский блоки, также содержится галька гранитов, порфиритов, диоритов и окремнелых туфов.

В Западном Причерноморье на левом берегу р.Дунай, в междуречье Прут – Днестр, в районе сел Орловка, Слободзея Маре, Валена и г.Рени отмечаются сильно дислоцированные зеленосланцевые породы позднепротерозойского возраста. Среди них магматические породы распространены ограниченно [167].

Структуры предположительно герцинского тектоно-магматического цикла в Равнинном Крыму вскрыты также единичными скважинами севернее Новоцарицынского и Симферопольского блоков на Новоселовском поднятии и в районе устья р.Салгир. Представлены они сероцветными глинисто-песчаными и карбонатными породами девона – нижнего карбона, слабометаморфизованными (до стадии аспидных и глинистых сланцев, редко филитизированных), а также слабоизмененными карбонатными, терригенными и эффузивными породами среднего и верхнего карбона, перми и нижнего триаса [171].

Магматизм выражен преимущественно гранитными интрузивными телами и является соскладчатым [71]. Здесь отмечаются также дайки и силлы основного и среднего состава (кварцевых диабазов, габбро-диабазов, микродиоритов, кварцевых порфиритов и др.).

Таблица 4. Индикаторные петрохимические характеристики основных типов пород Крымской вулканической области

Оксид, %, характеристика	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO_2	48,13	46,13	49,42	44,62	47,62	53,30	54,97	56,14	63,16	48,28	58,38	59,48	67,64	71,65	47,92	69,88	41,73	51,51	66,65
TiO_2	0,95	1,19	1,01	0,56	0,83	0,97	1,10	1,13	0,38	0,99	0,65	0,71	0,57	0,12	0,82	0,10	0,52	0,96	0,49
Al_2O_3	15,32	16,03	14,70	14,20	12,87	14,41	13,41	13,80	17,34	15,42	16,71	15,18	14,80	9,93	15,79	14,14	7,32	16,72	14,27
$Na_2O + 0,7\,K_2O$	3,36	2,89	3,60	3,9	3,0	6,05	4,64	5,1	4,7	5,26	3,74	5,47	8,24	4,12	3,00	5,27	0,17	3,48	3,93
Содержание нормативных минералов, %																			
Q	–	–	–	–	4,9	1,9	10,3	9,8	23,1	–	22	11,1	17,5	44,0	4,7	30,0		15,3	27,9
ol	10,1	8,1	10,9	33,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	31,9	–	–
Доля анортита в сумме полевых шпатов, %	48	54	47	38	45	18	28	12	31	28	46	18	4	19	84	21	18	50	38
Цветовой индекс	42	50	39	50	46	26	25	25	17	38	23	18	<10	10	44	<10	70	34	14
$Na_2O + 0,7\,K_2O$ / Al_2O_3	0,35	0,30	0,43	0,27	0,38	0,69	0,51	0,37	0,40	0,3	0,22	0,4	0,55	0,41	0,29	0,58	0,14	0,2	0,43

Примечания: 1–3 – породы домезозойского этапа активизации (базальты и трахибазальты); 4–9 – породы киммерийских раннегеосинклинальных структур (пикрито-базальты, базальты, кератоспилиты, кератоспилитовые порфириты, дациты); 10–17 – породы киммерийских предорогенных структур (спилиты, андезиты, кератофиры, оксикератофиры, диабазы, шатограниты-порфиры, пикриты серпентинизированные); 18, 19 – породы платформенного этапа развития (туфы базальтовые, дациты).

По данным М.В.Муратова и др. [154], А.И.Летавина и др. [124], герцинские структуры имеют более широкое распространение к северу от позднепротерозойских блоков. В пределах Новоселовского поднятия у с.Елизаветинка вскрыты метаморфизованные зеленокаменные породы, которые по наблюдаемой в них реликтовой порфировой и призматической структурам относят к образовавшимся за счет метаморфизма магматических пород основного и среднего состава. М.В.Муратов и др. [154] рассматривают их в качестве образований начальной стадии развития палеозойского геосинклинального прогиба. Эти авторы считают, что палеотипные андезито-базальты, андезитовые порфириты и туфы, вскрытые скважинами севернее г.Евпатория, в западной части Новоселовского поднятия, близ с.Крыловка среди мощной (до 600 м) толщи терригенных пород, скорее всего, также являются палеозойскими и характеризуют начальный вулканизм герцинской геосинклинали. Они достаточно интенсивно дислоцированы и залегают под углом 45–50°.

Севернее Новоселовского поднятия, в районе с.Березовка под сланцами и доломитами, переслаивающимися с терригенными отложениями, несколькими скважинами вскрыт кварцевый диабаз. В южной части Тарханкутского полуострова в районе сел Октябрьское и Громов в толще сланцев многие скважины пересекли редкие прослои измененных порфиритов, дайки и силлы основного и среднего состава. Участками породы осадочной толщи интенсивно брекчированы, ороговикованы, в связи с чем предполагается наличие на глубине интрузивных тел кислого состава, одно из которых вскрыто западнее с.Меловое (светло-зеленовато-серые гранодиориты, сильно катаклазированные, милонитизированные, окварцованные и хлоритизированные) [154]. Их палеозойский возраст М.В.Муратов и др. устанавливают по аналогии с верхнепалеозойскими биотитовыми гранодиоритами Ширванской площади в Западном Предкавказье.

Вскрытые на гл. 2960 м скв. 5 у с.Балашовка многочисленные жилки розового гранита микропегматитовой и аплитовой структур, ороговикованные туфопесчаники, глинистые сланцы свидетельствуют о наличии на глубине интрузивного тела кислого состава. Определение радиометрического возраста вторичного биотита из зоны ороговикования (250 млн. лет) позволяет датировать процесс контактового метаморфизма как пермский [171].

На Балашовской площади скважинами вскрыты диабазовые порфириты и лавобрекчии андезитового порфирита, которые также относят к герцинскому тектоно-магматическому циклу.

К среднепалеозойским относят также андезитовые порфириты и габбро-порфириты мощностью свыше 200 м, вскрытые у с.Стрелковое. Толщи сильно измененных андезитовых порфиритов и кварцевых порфиров у с.Красновка считаются верхнепалеозойскими, хотя не исключается и нижнемезозойский их возраст.

В Горном Крыму о наличии образований байкальских и герцинских тектоно-магматических структур приходится судить только по находкам галек и валунов аплитоидных, аплит-пегматоидных, микроклиновых, двуслюдяных гранитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, диабазов и других пород от позднепротерозойского до позднепалеозойского возраста среди конгломератов нижнеюрской части таврической серии близ г.Ялта, в верхнеюрских конгломератах гор Демерджи и Чатыр-Даг и среди альбских отложений в районе г.Севастополь (Балаклава), которые указывают на существование в фундаменте Крымских гор и к югу от них древних структур, подвергшихся размыву в конце триаса – начале юры и в нижнем мелу. Абсолютный возраст пород из указанных конгломератов колеблется от 1100 до 280 млн. лет [278].

Мезозойский этап активизации

Мезозойские магматические образования в Крыму распространены в составе отложений от верхнего триаса до нижнего мела включительно и связаны полностью с киммерийским тектоно-магматическим циклом. За этот отрезок времени в Крыму сменились геосинклинальный, орогенный и платформенный режимы. Собственно геосинклинальные тектоно-магматические структуры позднего триаса – средней юры сложены породами спилито-диабазовой, спилито-кератофировой, габбро-плагиогранитовой магматических формаций (спилиты, кератофиры, липариты, андезиты, базальты), образовавшихся преимущественно в подводных геосинклинальных условиях. Для них характерно существенное преобладание лав над пирокластами. Интрузии отличаются небольшими размерами, состав слагающих их пород основной, реже кислый [88].

В Равнинном Крыму собственно геосинклинальные образования часто с диабазами, андезитовыми порфиритами, кварцевыми диабазами, андезито-дацитами, кварцевыми диоритами вскрыты многочисленными скважинами в юго-восточной части Тарханкутского полуострова на Октябрьской и Западно-Октябрьской площадях, в районе с.Татьяновка, восточнее г.Саки и в районе с.Николаевка, в окрестностях с.Новофедоровка, в Северном Присивашье и других местах. Орогенные отложения в Равнинном Крыму не обнаружены.

Тектоно-магматические структуры Горного Крыма тесно связаны с глубинными разломами, ограничивающими его с севера и юга, а также с разломами, поперечными к простиранию Крымской геосинклинали. Интрузивные тела имеют сравнительно небольшие размеры (1–2 км), по формам залегания разделяются на куполовидные, пластовые и дайковые.

Меловой вулканизм Равнинного Крыма характеризует платформенный этап развития территории. Распространен он здесь на всей площади, особенно мощные магматические образования разбурены скважинами на Тарханкутском полуострове и в Присивашье в зоне так называемых Тарханкутских дислокаций и северного борта Каркинитско-Северо-Крымского грабенообразного прогиба. Тектоно-магматические структуры мелового возраста сложены лавами и туфами дацит-андезитового состава, составляющими андезитовую формацию. По мнению С.И.Кирикилицы и др. [88], формирование вулканических аппаратов мелового возраста связано с активностью юрских вулканических центров.

Раннегеосинклинальные тектоно-магматические структуры позднего триаса – ранней юры изучены многими исследователями Крыма в районе от долины р.Салгир в окрестностях с.Лозовое до сел Украинка, Петропавловка (см. рис. 8, *в*). Далее они прослеживаются вдоль зоны предгорного Крымско-Кавказского глубинного разлома в районе с.Партизанское, в долине р.Бодрак возле с.Трудолюбовка, в долине р.Альма

северо-западнее с.Дровянка [78, 119, 176 и др.]. Для характеристики тектоно-магматических структур использованы материалы В.И.Лебединского, Н.Н.Макарова, А.И.Шалимова, И.Ф.Пустовалова, В.Н.Золотарева и др.

Тектоно-магматические структуры здесь представлены потоками кератоспилитов, спилитов, кератофиров, микродиабазов, порфиритов, переслаивающихся с кристалловитрокластическими туфами этих же пород, туффитами, туфопесчаниками и терригенными образованиями таврической серии. Общая мощность магматических пород достигает 200–250 м. Вулканогенно-осадочный комплекс пронизан дайками и пластовыми интрузиями порфиритов и диабазов. Возраст вмещающих и вулканогенных пород устанавливается по фаунистически охарактеризованным отложениям верхнего триаса.

Вблизи с.Лозовое в долине р.Салгир (верховье Симферопольского водохранилища) раннегеосинклинальные вулканогенные образования позднетриасового возраста представлены потоками микродиабазов, спилитовых порфиритов и кератофиров, а также пирокластами этих же пород. Мощность потоков от единиц до десятков метров. Местами в кератоспилитах и микродиабазовых порфиритах хорошо выражено подушечное строение. Туфы мелко- и среднеобломочные, переслаиваются с терригенными породами таврической серии,

Микродиабазы, спилитовые и микродиабазовые порфириты зеленовато-серого цвета, массивные, сильно изменены процессами альбитизации, кальцитизации и окварцевания. Структура микродиабазовая, апоинтерсертальная. Породы состоят из плагиоклаза и пироксена, в небольших количествах отмечаются биотит, кварц, магнетит и апатит. Местами плагиоклаз встречается в виде вкрапленников.

Кератофиры под микроскопом имеют гиалопилитовую структуру, состоят из тонкозернистой основной массы и вкрапленников альбита, часто имеющих идиоморфный облик. Наблюдающиеся в породе миндалины заполнены кальцитом. В небольших количествах содержится рудный минерал.

Вулканогенная часть разреза залегает согласно на терригенной (флишоидной) и сложена переслаивающимися потоками лав микродиабазовых и диабазовых порфиров, спилитов, кератофиров с линзами туфов, туфопесчаников и туфобрекчий. В средней части вулканогенной толщи отмечаются переслаивания потоков лав с осадочными породами, представленными аргиллитами, алевролитами, реже кварцевыми песчаниками, гравелитами и органогенными известняками с фауной ладинского яруса позднего триаса. В перекрывающих вулканогенную толщу терригенных отложениях встречена норийская фауна.

Вулканогенно-осадочная толща у с.Лозовое образует небольшую антиклинальную складку северо-восточного простирания с падением пород на крыльях под углом 35–50°. По обоим берегам долины р.Сагир здесь же отмечаются небольшие интрузивные тела и дайки.

В.И.Лебединский, Н.Н.Макаров, А.И.Шалимов вулканогенную толщу у с.Лозовое считают среднелейасовой, в нижней ее части они отмечают обломки более древних альбитизированных диабазовых порфиритов.

В окрестностях сел Украинка (в 1 км к северо-западу) и Петропавловка изучены литокластические разнозернистые спилито-диабазовые туфы и пластовые интрузии диабазов позднетриасового возраста, а также секущие интрузивные тела диабазовых порфиритов.

Среди туфов отмечаются кристаллолитокластические плотные мелкообломочные разновидности, состоящие из обломков эффузивных пород (спилитов, кератоспилитов, микродиабазовых порфиритов и др.) и кристаллов плагиоклаза, пироксена, кварца, редко роговой обманки, сцементированных раскристаллизованной пелитоморфной массой. Размер обломков не превышает 1,5–2 мм. Породы сильно изменены процессами хлоритизации, альбитизации и цеолитизации.

Лавы спилитов и спилитовых порфиритов представлены тонкокристаллическими разновидностями с вкрапленниками альбита, пироксена, часто имеют миндалекаменную текстуру. Основная масса представляет собой тонкокристаллический агрегат и состоит из альбита, хлорита, кварца и рудного минерала.

Диабазовые порфириты зеленовато-серые, структура порфировая, основная масса состоит из лейст основного плагиоклаза, кристаллов пироксена, рассеянного рудного вещества, промежутки между которыми заполнены вулканическим стеклом. Наблюдающиеся миндалины выполнены кальцитом, хлоритом, халцедоном.

Возраст пирокластических отложений и пластовых интрузий определяется наличием в туфах двустворок норийского яруса; кроме того, они залегают на породах таврической свиты с фауной норийского яруса и лейаса в основании. Мощность пачек пирокластов и туфогенных пород до первых десятков метров.

Возраст секущих интрузивных тел до настоящего времени точно не установлен. Предположительно их связывают с раннеюрским вулканизмом.

Северо-западнее с.Дровянка среди терригенных пород экскиординской свиты наблюдаются пластовые тела диабазов и диабазовых порфиритов, линзовидные тела пирокластических пород, представленных зеленовато-серыми туффитами, туфами общей мощностью до 70–80 м. Пачки пирокластов участвуют в строении складок таврической серии. На левом берегу р.Альма обнажается крутопадающее интрузивное тело мелкокристаллических габбро-диабазов мощностью 12–15 м (азимут падения 30°, угол падения ~60°).

В структурном отношении раннегеосинклинальный вулканогенный комплекс приурочен к осевой зоне крупной Салгир-Альминской антиклинальной складки, простирающейся в северо-восточном направлении от Бодрак-Альминского междуречья до р.Салгир на расстояние 15–16 км и слагающей северную часть Курцовско-Качинского антиклинория, выделенного М.В.Муратовым. В центральной части Салгир-Альминской антиклинали развиты породы наиболее древнего позднетриасового вулканизма, а на периклиналях более молодого – раннеюрского.

Раннегеосинклинальный вулканизм представлен породами спилито-кератофировой формации (см. табл. 4), в которой преобладают лавовые образования кератоспилитов, часто с подушечным строением потоков, что указывает на подводный характер извержений во время длительного и устойчивого прогибания Крымской геосинклинали. Отличие пород верхнетриасовой спилито-кератофировой формации от нижнеюрской состоит в некотором покислении последней (наличие кварцевых кератофиров) и меньшей мощности.

В эффузивах местами наблюдаются зоны милонитизации, катаклаза, на контактах с интрузиями диабазов – брекчирование.

Особый интерес среди раннегеосинклинального магматизма представляют пластовые интрузии (силлы), впервые установленные Г.Романовским, описанные Г.И.Сократовым, А.И.Шалимовым (при геологической съемке) и детально изученные В.И.Лебединским [112, 113], по материалам которого дана их характеристика. Распространены они исключительно в дислоцированных флишевых отложениях таврической серии (нижней ее части) и являются доскладчатыми образованиями, которые совместно с вмещающими породами сминались в складки.

Пространственно силлы тяготеют к Салгир-Альминской структуре, к местам распространения эффузивных и интрузивных образований (верхнее течение р.Бодрак, левобережье р.Альма, около сел Дровянка и Партизанское), а также на Южном берегу Крыма в районе сел Лесное, Форос.

Пластовые интрузии характеризуются плитообразной формой и согласным с вмещающими породами залеганием. На контакте пластовой интрузии с вмещающими породами не наблюдается признаков дробления, брекчирования и раздавливания вмещающих пород. Контактовая поверхность интрузии резкая, на протяжении многих метров идет строго параллельно слоистости флишевых образований, незначительно осложняясь мелкими изгибами или апофизами. Выклинивание силла постепенное. Контактовый метаморфизм вмещающих пород таврической серии незначительный и проявляется в слабом ороговиковании мощностью до 1 м. Ксенолитов вмещающих пород в теле силлов не наблюдается.

Строение пластовых интрузий обусловлено различными условиями кристаллизации магмы в краевых и центральных частях тела: от контакта к центральной части интрузии наблюдается постепенная смена структурно-текстурных особенностей пород. В контакте с осадочными породами находится афанитовая зона закалки мощностью в несколько сантиметров, которая постепенно по направлению к центру сменяется мелкозернистой породой. Мощность силлов обычно устойчива, составляет первые метры, постепенно уменьшаясь по направлению к фронтальной части; по простиранию силлы протягиваются от сотен метров до первых километров.

Вещественный состав пластовых интрузий довольно однообразен. Большинство их сложено оталькованными габбро-диабазами, местами подвергшимися магний-кальциевому метасоматозу с широким развитием хлорита и кальцита. Например, мелкозернистый габ-

бро-диабаз Бодракского силла по особенностям химизма занимает промежуточное положение между основными и ультраосновными породами, ближе всего отвечая оливиновому диабазу и габбро, но отличается от них повышенным содержанием темноцветных минералов и пониженным – щелочных полевых шпатов при резком преобладании натрия над калием.

Минеральные преобразования пластовых интрузий В.И.Лебединский связывает с автометаморфическими процессами, интенсивность которых зависит от мощности и глубины их формирования. Он же дал объяснение механизму формирования этих своеобразных тектоно-магматических структур, связывая их образование с медленным проникновением обладающей высокой подвижностью магмы посредством гидростатического обмена местами между расплавом и осадочной толщей. О высокой подвижности магмы свидетельствует однообразный характер линейной ориентировки вкрапленников как в эндоконтакте, так и в удалении от него, отсутствие складок волочения в эндоконтакте, постепенный переход между закаленными и внутренними частями силлов. Региональным фактором, способствовавшим образованию силлов, явилось устойчивое погружение Крымской геосинклинали в таврическое время на границе с устойчивым древним Симферопольским уступом, что содействовало опусканию подошвы силлов и облегчало поднятие магмы в верхний структурный горизонт. Эти процессы протекали на небольших глубинах, что подтверждается резко выраженными структурно-текстурными различиями пород по мощности силлов с первичным нахождением в эндоконтакте вулканического стекла, наличием газовых пустот в приконтактовых частях интрузий, частым нахождением темноцветных минералов.

По мнению В.Н.Золотарева [78], некоторые из пластовых интрузий имеют эффузивную природу, что подтверждается наличием прослоев пирокластического материала во вмещающих их песчано-глинистых отложениях, следами эрозии кровли пластовых тел и наличием здесь же горизонтов туфобрекчий, а внутри пластовых тел – линз аргиллитов. Кроме того, приконтактовые изменения в подстилающих породах (уплотнение, окварцевание) более интенсивные, чем в перекрывающих.

В последнее десятилетие в дômеловом складчатом фундаменте Равнинного Крыма глубокими скважинами также обнаружены осадочные и магматические (инструзивные и эффузивно-пирокластические) породы основного и среднего состава, время образования которых отвечает раннегеосинклинальному этапу (поздний триас – лейас) развития Крымской киммерийской геосинклинали. Тектонические процессы, происходившие в это время в геосинклинальном прогибе Южного Крыма и в пределах Скифской плиты, были сходными [167]. Триас-юрские породы в Равнинном Крыму так же сложно дислоцированы, как и в Горном Крыму.

Если возраст осадочных и вулканогенных отложений обоснован находками фауны и споро-пыльцевых палиноспектров, то возраст интрузивных и дайковых пород чаще всего определяется предположительно по разным косвенным признакам и на основании данных абсолютного возраста. Комплекс верхнетриасовых-нижнеюрских пород под платформенным чехлом мела распространен в средней полосе Равнинного Крыма и в центральной части Азовского моря [171]. Они вскрыты скважинами на Новоселовском поднятии, Азовском валу, на Балашовской, Октябрьской, Меловой, Орловской, Джанкойской и Вишняковской площадях. Триас-юрские отложения заполняют узкие грабены между выступами фундамента более древнего заложения. Максимальные мощности их приурочены к району г.Джанкой, а на запад они постепенно уменьшаются. Магматические образования представлены телами гранитоидов, диабазовых и андезитовых порфиритов, дацит-андезитовых порфиритов и других пород.

Дацит-андезитовые порфириты, абсолютный возраст которых составляет 190 млн. лет, встречены под нижнемеловыми образованиями в скв. Орловская-3 (интервал глубин 4146–4181 м) и Северо-Джанкойская-15 (глубина 4494,5 м), андезитовые порфириты эффузивного генезиса мощностью 300 м – в скв. Красновская-1 в пределах Новоселовского поднятия (интервал глубин 870–1170 м). Крупное гипабиссальное интрузивное тело среднезернистых кварцевых диоритов и кварцевых диабазов, абсолютный возраст которых 210 млн. лет, вскрыто западнее с.Северное в скв. 1 в интервале глубин 910–1469 м [171]. Для реконструкции структуры магматических тел в настоящее время еще недостаточно данных, хотя в отдельных случаях определение наличия признаков лавовых потоков, субвулканических интрузий и других фациальных разновидностей пород

позволяет говорить о трещинном излиянии и других типах вулканического процесса.

Таким образом, магматические процессы, связанные с раннегеосинклинальным этапом развития киммерийского тектоно-магматического цикла в пределах Крыма, имеют широкое распространение, охватывая Горный и Равнинный Крым, хотя в Равнинном Крыму они отличаются более кратким периодом существования [171].

Сравнивая вулканические образования Горного и Равнинного Крыма, О.С.Ступка [232] отмечает сходство их химического состава и приуроченность к узлам пересечения зон глубинных субмеридиальных и субширотных разломов. Л.Г.Плахотный и В.Г.Бондаренко [171] обнаружили также сходство минерального состава, структур и форм триасовых интрузий Новоселовского поднятия и Горного Крыма.

В пределах Западного Причерноморья, включающего Преддобруджинский прогиб и небольшую часть погружающихся структур северной части складчатой зоны Добруджа, образования раннегеосинклинального магматизма киммерийского тектоно-магматического цикла отмечаются в двух местах (см. рис. 8, *в*). К ним не бесспорно относится мощная осадочновулканогенная толща, вскрытая скважинами на Татарбунарской площади в Преддобруджье, а также диабазы, спилиты и порфироиды северной части складчатой зоны Добруджа [76, 92, 266, 267].

Осадочно-вулканогенный комплекс Татарбунарской площади сложен чередующимися осадочными и вулканогенными (излившимися и пирокластическими) породами. Вулканогенные породы представлены андезитовыми и диабазовыми порфиритами и их туфами, туффитами и туфопесчаниками, измененными долеритами [92]. В.Г.Бондаренко среди них отмечает также спилиты, кератофиры и фельзиты. Возраст этой толщи разными авторами определяется от каменноугольного до триасового.

Вскрытые тектоно-магматические проявления в южной части Днестровско-Прутского междуречья являются продолжением киммерийских эффузивных образований северной части складчатой зоны Добруджа [266, 267]. Они представлены излияниями порфиров, трахидацитов, дацитов и кератофиров. Близ с.Орловка известны также дайковые структуры диабазов.

Тектоно-магматические структуры предорогенного (позднегеосинклинального) *этапа развития Крымской геосинклинали* формировались в среднеюрскую эпоху и считаются наиболее распространенными, а вулканическая деятельность наиболее активной. По мнению В.И.Лебединского и Н.Н.Макарова [119], по своему характеру предорогенный вулканизм проявился в формировании пород все той же спилито-кератофировой формации, что и раннегеосинклинальный. Размещение тектоно-магматических структур тесно связано с развитием частных геосинклиналей. Они приурочены к крыльям и периклинальным замыканиям Качинского, Южнобережного и Туакского антиклинориев Горного Крыма, а в Равнинном Крыму совпадают с зонами глубинных разломов, которые прослеживаются на продолжении глубинных разломов Горного Крыма. Частично зоны распространения раннегеосинклинальных и позднегеосинклинальных тектоно-магматических структур совпадают, как, например, в районе северо-западного крыла Качинского антиклинория, в структурах Равнинного Крыма. Но в основном они связаны с новыми структурными элементами (см. рис. 8, *г*).

Тектоно-магматические структуры в окрестностях сел Трудолюбовка и Карагач (северо-западное крыло Качинского антиклинория) представлены преимущественно лавовой вулканогенной толщей пород основного состава (спилитовые порфириты, андезито-базальты, порфировые базальты и кварцевые микродиабазы, реже полифировые двупироксеновые диабазовые порфириты, местами близкие к криптовым габбро-норитам). Пирокластические породы спилито-кератофирового и порфиритового состава представлены литокластическими и кристаллокластическими туфами, реже – лапиллиевыми и бомбовыми туфами, туфобрекчиями.

Разрез вулканогенной толщи у с.Трудолюбовка характеризуется переслаиванием туфобрекчий, туфов, туфопесчаников и туфосланцев, перекрытых базальтовыми порфиритами с шаровой отдельностью. Мощности прослоев изменяются от 10 до 50 см. В верхней части разреза переслаивающиеся туфы, туфопесчаники и туфогенные сланцы перекрыты измененными базальтовыми порфиритами с миндалекаменной текстурой. Залегание всех пород вулканогенной толщи согласное, простирание северо-восточное (50–55 °), падение северо-западное под углом 25–40 °.

Базальтовые порфириты состоят из интерсертальной основной массы, фенокрис-

таллов и гломеропорфировых выделений плагиоклазов (№ 70–80), гипидиоморфных зерен пироксенов, вкрапленников рудного вещества. В измененных породах наблюдаются процессы хлоритизации, карбонатизации, серицитизации, цеолитизации, лимонитизации. По химизму базальтовые порфириты характеризуются несколько пониженной щелочностью и повышенной основностью.

Туфы и туфобрекчии сложены обломками диабазов и порфиритов размером до 2 мм в поперечнике и до 10 мм в длину. Отмечаются обломки плагиоклазов, пироксенов, редко кварца и вулканического стекла. Цемент состоит из хлоритизированного вулканического пепла.

Туфопесчаники характеризуются наличием зерен кварца среди обломков эффузивных пород, других минералов и пепла, а также карбонатным и глинистым цементом.

В основании разреза вулканогенной толщи у с.Карагач располагается пачка переслаивающихся кристаллолитокластических и кристалловитрокластических и туфогенных сланцев, содержащих песчанистый материал. В средней и верхней частях пачки наблюдаются два покрова порфиритов с миндалекаменной текстурой и местами с шаровой отдельностью. Мощности покрова не превышают 5 м. Заканчивается разрез мощным (до 80 м) покровом порфиритов. Мощности вулканогенной толщи заметно увеличиваются в северном направлении – от 70–80 м у с.Трудолюбовка до 400 м у с.Карагач. Учитывая наличие прижерловых фаций, можно предположить, что у с.Карагач размещался центр вулканического извержения, которое, по мнению В.И.Лебединского и Н.Н.Макарова [119], было одним из крупнейших в этом районе. Извержение происходило в морской подводной обстановке с преобладанием эксплозий над излияниями. Вулканогенная толща пронизана дайками порфирового палагонитового базальта, микродиабазового и роговообманкового порфирита. По составу вулканиты у с.Карагач аналогичны породам с.Трудолюбовка.

На продолжении полосы тектоно-магматических структур сел Трудолюбовка и Карагач в юго-западном направлении имеется выход вулканической толщи у мыса Фиолент (к востоку от Мраморной балки). Здесь описан ряд выходов шаровой лавы основного состава и потоки кератофиров, которые прослеживаются до мыса Фиолент. Магматические породы этого района детально описаны А.Е.Лагорио, А.К.Мейстером и А.Н.Борисяком; В.И.Лучицким определен химический состав некоторых образцов пород [131]. Возраст эффузивной толщи предположительно относится к средней юре (по аналогии с подушечными лавами и кератофирами среднеюрского возраста других районов Крыма).

По заключению В.И.Лучицкого [131], у мыса Фиолент развиты три типа пород: наиболее древние – крупнозернистые кварц-пироксеновые диориты; более молодые – эссекситодиабазы и эссекситодиабазовые порфириты и наиболее молодые – адамеллитовые липариты (кератофиры) и их туфы. Для двух последних типов пород характерны признаки излившихся пород.

К среднеюрским тектоно-магматическим структурам относятся также выходы магматических образований в районе от Байдарских ворот и мыса Ласпи до сел Оползневое и Голубой Залив между берегом моря и обрывом яйлинских известняков. В структурном отношении этот район представляет собой юго-западное погружение Южнобережного антиклинория. В районе с.Голубой Залив область развития вулканических пород (гора Пиляки) распространена до высоты 1100 м выше ур. м., т.е. выше Айпетринской яйлы в районе метеостанции. В эрозионных окнах в районе горы Беш-Текне вулканические породы обнажаются среди верхнеюрских известняков.

Вулканические образования представлены лавами, туфами, туфобрекчиями и лавобрекчиями, вулканогенно-осадочными породами. Нижняя часть вулканогенной толщи мощностью около 400 м сложена преимущественно переслаивающимися потоками спилитовых и кератоспилитовых лав мощностью до 25–30 м с пачками туфов и туфобрекчий, туфопесчаников, аргиллитов, мергелистых известняков. В верхней части разреза туфопесчаники, туфы и туфоконгломераты переслаиваются с песчаниками, аргиллитами, изредка среди них встречаются линзовидные прослои темных мергелистых известняков.

По данным В.И.Лебединского и А.И.Шалимова [120], вулканогенно-осадочная толща в районе с.Оползневое образует несколько крупных складок северо-восточного простирания, опрокинутых на юго-восток и нарушенных надвигами, сбросами и сбросо-сдвигами разных направлений. В целом вулканогенно-осадочная толща этого участка образует изолированный блок, ограниченный с запада и востока крупными субмеридиональными

сбросами, по которым этот блок в предпозднеюрское время был приподнят. Падение толщи северо-западное под углом 30–70 °.

На участке от с.Кастрополь до с.Форос вулканогенная толща характеризуется переслаиванием мощных пачек литокластических и порфирокластических туфов, а также эффузивных пород, возникших за счет основной и средней лав с подчиненным развитием производных кислой лавы.

Следует отметить резко выраженный пикрокластический характер вулканогенной толщи этого участка с преобладанием грубообломочных пород – туфобрекчий, бомбовых и литокластических туфов. У мыса Ифигения соотношение пирокластического и лавового материала свидетельствует о постепенном возрастании роли эффузивов в западном направлении; между селами Мелас и Южное количество и мощность лавовых потоков возрастает до 60 %, а еще дальше на запад между селами Южное и Форос роль лавовых потоков снова уменьшается. В районе между с.Форос и мысом Айя вулканогенная толща постепенно выклинивается.

В районе с.Мелас мощность вулканогенной толщи достигает наибольшей величины, характеризуется широким распространением грубообломочного пирокластического материала, что позволило В.И.Лебединскому и Н.Н.Макарову [119] высказать предположение о нахождении здесь одного из вулканических центров. Между мысом Ифигения и с.Форос отмечаются также жилы и лакколитоподобные куполовидные тела изверженных пород, близких к авгитовым и плагиоклазовым порфиритам, диабазовым порфиритам, сильно измененным процессами кальцитизации и хлоритизации.

В истоках рек Бельбек, Кача и Альма (села Счастливое, Богатырь) отмечается еще один район развития тектоно-магматических структур среднеюрского возраста. В структурном отношении он приурочен к юго-восточному крылу Качинского антиклинория. По данным В.И.Лебединского и Н.Н.Макарова [119], характерной особенностью вулканогенной толщи этого района является резко выраженный ее пирокластический характер. Состоит она из литокластических туфов и туфопесчаников, бомбовых и лапиллиевых кератофировых туфов. Лавовый материал развит незначительно на западе и востоке района и представлен спилитовыми порфиритами с подушечным строением (окрестности с.Счастливое), а также спилитовыми порфиритами, микродиабазовыми и авгитовыми порфиритами (истоки р.Альма). Мощность вулканогенной толщи изменяется от 50–60 м в районе с.Богатырь до 130 м в районе с.Счастливое.

Небольшой выход вулканической толщи среднеюрского возраста обнажается на берегу моря к западу от пос.Рыбачье. Толща сложена лавами спилитовых, кератоспилитовых порфиритов массивного сложения и шаровыми лавами. Других данных о геологической структуре этой толщи нет, поэтому реконструкция тектоно-магматической структуры не проводилась.

Самой крупной тектоно-магматической структурой среднеюрского времени Крыма является вулканическая группа Карадага, расположенная на востоке Горного Крыма между с.Курортное и пгт Планерское.

М.В.Муратов [153] выделил Карадагский блок, обособленный меридиональными разломами, охарактеризовал северную часть Коктебельского залива как периферическую по отношению к Карадагу и сформировал вывод о наличии двух фаз вулканической деятельности, более молодая из которых имеет келловейский возраст.

В.И.Лебединский и Н.Н.Макаров [119] описали геологическое строение и петрографический состав пород, их химизм, показали положение вулканогенной толщи в стратиграфическом разрезе и место Карадагского блока в складчатой структуре Восточного Крыма. Они пришли к выводу, что рельеф района имеет тектоническое заложение и обусловлен проявлением разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Карадагский блок они считают частью центрального вулканического аппарата, действовавшего главным образом в подводных условиях в течение верхнего байоса. Основное или одно из главных жерл вулканической группы, по их мнению, находилось в районе массива Хоба-Тепе. Карадагская вулканическая группа представляет собой полигенный стратовулкан сложного строения, образовавшийся в результате неоднократных извержений. Структурно она приурочена к северо-восточному замыканию Туакского антиклинория.

Морфологически Карадаг – это сложно расчлененный скалистый массив, состоящий из дугообразно вытянутого в северо-восточном направлении вдоль берега Черного моря Берегового хребта и купола Святая гора, находящегося как бы в центре сегмента дуги,

образованной Береговым хребтом. В Береговом хребте различают несколько составных частей: Лобовой хребет на западе, хребет Карагач и массив Хоба-Тепе на юге центральной части Берегового хребта, Магнитный хребет и гора Кок-Кая – на северо-востоке.

Породы Карадагского стратовулкана В.И.Лучицким [131] подразделялись на палеотипные (спилиты, кератоспилиты, кератофиры, оксикератофиры, палеолипариты) и кайнотипные (базальты с мелафирами, андезиты, дациты, липарито-дациты, трахиты, трассы). В.И.Лебединским и Н.Н.Макаровым [119] описаны андезиты, андезито-базальты, порфириты и оксипорфириты, спилитовые и кератоспилитовые порфириты, кератофиры и оксикератофиры.

Береговой хребет сложен мощной толщей пирокластов и потоками кератофировых андезитовых, порфиритовых, спилитовых и других лав. Мощность лаво-пирокластической толщи Берегового хребта достигает максимума в его центральной части (массив Хоба-Тепе) и уменьшается в сторону флангов – хребтов Магнитный и Карагач. Массив Хоба-Тепе в нижней части сложен кератофирами, а в верхней – лаво-пирокластической толщей, пронизанной рядом крутопадающих и вертикальных картофировых даек и других интрузивных тел. От хребтов Карагач и Магнитный он отделен двумя парами крупных кератофировых даек северо-западного простирания с горизонтальной столбчатой отдельностью. Две пары даек, ограничивающие массив Хоба-Тепе, в плане слегка изогнуты друг другу навстречу.

Купол Святая гора в западной части сложен пирокластами и лавами, сходными с породами хребта Карагач. Простирание их субмеридиональное, падение крутое на запад (угол падения 70–80 °) до опрокинутого. Северная, восточная и юго-восточная части купола Святая гора сложены трассами и оксикератофирами.

Среди пирокластических пород преобладают туфобрекчии, бомбовые, лапиллиевые и литокластические туфы, по составу отвечающие лавовым потокам вулкана. В туфобрекчиях обломки достигают 40–50 см в поперечнике, а иногда 1,5–2 м. Представлены они исключительно эффузивными породами, цемент туфовый. В бомбовых и лапиллиевых туфах цемент отвечает по составу кератофировому литокластическому туфу. Размеры бомб и липиллей составляют 10–40 см в поперечнике, состав их преимущественно порфиритовый, редко базальтовый и андезитовый. Литокластические туфы состоят из мелких обломков кератофиров и редко распределенных среди них обломков вулканических пород разнообразного состава, включая обломки интрузивных пород.

К пирокластическим породам типа сваренных туфов относят также трассы [119] – своеобразные крепкие породы зеленоватого цвета, слагающие значительную часть купола Святая гора и маломощные линзы на горе Малый Карадаг. Они полностью состоят из разных размеров обломков гиалодацитов, отличающихся друг от друга по структуре основной массы. В ряде обломков дацитов в небольшом количестве встречаются вкрапленники свежего плагиоклаза и бурой роговой обманки.

В Карадагской вулканической группе выделяются следующие тектоно-магматические структурные элементы: отдельные лавовые потоки, сложные туфо-лавовые тела, дайки, жилы, некки и интрузивные массивы небольших размеров.

Лавовые потоки в количественном отношении подчинены пирокластическим породам. Мощности и протяженность потоков измеряются единицами, реже первыми десятками метров. Они имеют линзовидную форму, выклиниваются весьма постепенно. Потоки шаровых лав сложены спилитовыми и микродиабазовыми порфиритами, редко кератофирами. Массивные лавовые потоки сложены кератофирами, кварцевыми кератофирами, оксикератофирами и андезитами.

В.И.Лебединский и Н.Н.Макаров [119] отмечают особенность строения некоторых потоков: постепенное изменение их вещественного состава от подошвы до кровли, вызванное охлаждением породы и взаимодействием ее с подстилающими отложениями.

Пирокластические тела массива составляет в среднем 3/4 мощности разреза [119]. Состоят они почти целиком из вулканокластических пород, реже – с примесью нормальных осадочных. Для туфогенных тел массива характерно наличие крупного обломочного материала, в связи с чем преобладают туфобрекчии, бомбовые туфы, лапиллиевые и литокластические туфы. Пирокластическая толща обладает хорошо выраженным пластовым строением. Отдельные протяженные пирокластические горизонты имеют однородный состав.

Лавово-пирокластическая толща Карадагской вулканической группы пронизана многочисленными дайковыми и жильными телами, особенно в пределах хребта Карагач и массива Хоба-Тепе. Большинство даек Берегового хребта имеет линейное строение, но в районе массива Хоба-Тепе наблюдаются также дугообразные и кольцевые дайки. По отношению к структуре массива Карадаг дайки поперечные, в большинстве – вертикальные.

По вещественному составу и структурным особенностям породы, слагающие дайковые тела, не отличаются от эффузивных пород соответствующего состава. Встречаются дайки, сложенные кератофирами, оксикератофирами, авгитовыми порфиритами, реже спилитовыми и микродиабазовыми порфиритами.

В нижней части массива Хоба-Тепе залегает сплошная толща кератофиров, представляющая собой, очевидно, тело некка. Поэтому многие исследователи считают, что этот массив является остатком жерлового аппарата. С этим же кератофировым телом некка сопряжены дугообразные и кольцевые дайки массива Хоба-Тепе, сложенные кератофирами.

На разных уровнях лаво-пирокластической толщи Берегового хребта вскрыты эрозией небольшие интрузивные тела андезитового состава, имеющие куполовидную форму с характерной столбчатой отдельностью (интрузия Чертов Камин и др.).

В результате исследований в истории развития Карадагского стратовулкана выделяется несколько этапов [118], которые отличаются палеогеографической обстановкой, типом извержений, химизмом пород и др. Вначале извержения вулкана происходили в подводных условиях в виде потоков основных и средних лав. Затем морские условия сменились сушей, извержения происходили в виде выбросов туфов кератофиров и порфиритов, образовались линейные и куполовидные субвулканические тела. На заключительном этапе сформировался купол Святая гора, сложенный трассами и кислыми лавоподобными породами.

Отдельные части сложной постройки стратовулкана Карадаг подверглись незначительным тектоническим деформациям. Несмотря на хорошую обнаженность и изученность в структуре Карадагской вулканической группы много еще неясных вопросов, требующих детальных структурно-геологических исследований.

В пределах Равнинного Крыма тектоно-магматические структуры позднеэосинклинального этапа развития (средняя – поздняя юра?) эффузивно-пирокластического и интрузивного генезиса сложены образованиями основного и среднего состава и, по мнению О.С.Ступки [232], распространены достаточно широко. Они вскрыты скважинами в домеловых метаморфизованных и дислоцированных породах позднетриасового – среднеюрского и частично позднеюрского возраста, представленных глинистыми сланцами, кварцевыми песчаниками, известняками (см. рис. 8, *г*).

На Новоселовском поднятии среди тектоно-магматических структур отмечаются субвулканические тела габбро-диабазов, диабазов и диоритов, пластовые залежи туфов, амфиболизированных диабазовых порфиритов и дайки диабазовых порфиритов. Мощности их колеблются от 1 м до нескольких десятков метров. Ссылаясь на данные Г.Х.Дикенштейна и др. об изменении изверженных пород разреза процессами выветривания, О.С.Ступка [232] считает, что магматические образования могли иметь бо́льшие мощности и что их верхняя часть, вероятно, уничтожена денудацией.

На Красновской площади отмечается мощная вулканогенная толща, сложенная породами кислого и среднего состава. Она представляет собой 300-метровый покров андезитов светло-серых, хлоритизированных и карбонатизированных, которые местами чередуются с прослоями алевритов и песчаников среднеюрского возраста. Ниже в сланцевой толще находятся многочисленные дайки измененных гранит-порфиров и липаритовых дацитов мощностью от 5–10 до 30–35 м, интрузивные тела диабазов, кварцевых диоритов.

В пределах Тарханкутского полуострова под нижнемеловыми отложениями встречены тела гранитоидов, кварцевых диабазов, реже альбитофиров, кварцевых сиенитов. По данным определения абсолютного возраста кварцевого сиенита, взятого из скважин Октябрьской структуры в интервале 2939–2942 м [160, 161], он составляет 158 млн. лет, что соответствует средней юре, а точнее границе средней и поздней юры.

Эффузивные тела среднего состава вскрыты также на Балашовской площади. Интрузивные тела невыясненной формы, размеров и стратиграфической принадлежности отмечаются на Нижнегорской и Северской площадях.

К среднеюрским тектоно-магматическим структурам многие исследователи относят также широко распространенные в Горном Крыму субвулканические образования, представленные небольшими штоками, силлами, пологосекущими и дайковыми телами неправильной формы, близкими к лакколитам, которые можно объединить под общим названием "малые интрузии". Они сложены преимущественно породами среднего состава, хотя встречаются также тела основного, ультраосновного и кислого состава. В последнее время субвулканические тектоно-магматические структуры установлены и в пределах Равнинного Крыма [173, 174].

По мнению В.Н.Павлинова, мелкие интрузии Крыма, считавшиеся ранее лакколитами, не имеют предполагавшегося плоского дна и по форме напоминают перевернутые капли или чечевицы. Строение их концентрическое зональное, они возникли в результате большой механической активности магмы, оттеснявшей в сторону вмещающие породы.

С.М.Кравченко [101] характеризует малые интрузивные тела Крыма как вертикальные дайки крупнозернистых основных пород различной мощности с раздувами в верхних частях и интрузии кислых пород куполовидной и линзовидной формы.

Развиты малые интрузивные тела главным образом на юге центральной части Крыма в виде узкой полосы меридионального простирания протяженностью около 16 км. Все они контактируют со сложнодислоцированными породами флишевой таврической толщи позднетриасового возраста. Изменения вмещающих пород на контакте с интрузиями очень слабые и заключаются в ороговиковании и хлоритизации. Мощность контактовой зоны обычно не превышает нескольких метров.

С.М.Кравченко [101] среди интрузий южной части Центрального Крыма выделяет две группы. К первой из них он относит интрузии основного состава, сложенные крупнокристаллическими габброидами (габбро-диабазами), кварцевыми диоритами, а ко второй – главным образом кислые интрузии, сложенные порфировидными породами, гранит-порфирами, кварцевыми диорит-порфирами и гранофирами, целиком или частично альбитизированными. По его мнению, кислые порфировые интрузии имеют более молодой возраст, чем основные, и содержат ксенолиты пород первой группы.

Интрузии основного состава имеют сложную форму и концентрическое строение. Периферические части их мощностью от долей метра до нескольких метров сложены миндалекаменными порфировыми аналогами крупнозернистых пород. Часто они пронизаны жилами среднего состава, кальцита и кварца с бедной сульфидной минерализацией. Центральные части сложены главным образом крупнозернистыми разновидностями пород. Переход от периферической части к центральной постепенный, но довольно быстрый.

Основной состав имеют породы, слагающие массивы Аю-Даг, Чамны-Бурун, Урага, Ай-Тодор, Партенит, часть горы Кастель и др. Все массивы представляют собой слепые, вертикальные дайковые тела, утолщенные кверху. Устанавливается два направления даек – северо-восточное и северо-западное. В случае их пересечения образуются штокообразные тела.

Интрузии кислого состава более или менее однородны, сложены целиком порфировыми породами. Вкрапленники ориентированы параллельно поверхности контакта. К ним относятся интрузии Сераус, Шарха, северо-восточная часть горы Кастель и др. Форма тела кислых интрузий чаще всего куполовидная.

В окрестностях с.Соколиное также наблюдается несколько субинтрузивных тел среди флишевых отложений таврической серии [81]. Структурно они приурочены к юго-западному крылу Качинского антиклинория. Контакты с вмещающими породами согласные или полого секущие. Строение интрузий зональное. Краевая зона сложена мелкокристаллическими диабазами, которые постепенно к центру сменяются диоритовыми порфиритами и среднекристаллическими диоритами. Вмещающие породы в экзоконтакте мощностью до 1 м осветлены, ороговикованы и гидротермально изменены. Здесь отмечаются кубики лимонитизированного пирита, редкие неправильные зерна кварца. Для зоны эндоконтакта характерны процессы альбитизации и карбонатизации с образованием кальцитовых прожилков.

В восточной части Симферопольского поднятия в интервале глубин 356–372 м вскрыто среди палеозойских зеленокаменных пород дайкоподобное тело ультрамафитового состава мощностью до 15 м [174]. Выше его, на глубине 250 м, и ниже, на глубине 403 м, также вскрыты более мелкие дайки диабазов. В экзоконтактах даек вмещающие

зеленокаменные сланцы уплотнены и несколько обогащены сульфидной, титановой и апатитовой минерализацией.

Дайкообразное тело состоит из ультрамафитов зеленовато-серых, местами темно-серых, имеющих вид типичного серпентинита. Породы в центральной части тела имеют порфировидную структуру, на периферии они смяты, рассланцованы. Минеральный состав пород в центральной и периферических частях одинаковый: оливин, пироксен, серпентин, хлорит, тальк, карбонаты, магнетит, хромит, ильменит, пирит, пирротин, халькопирит, единичные кристаллы апатита. Оливин и пироксен полностью замещены вторичными образованиями. По данным химических анализов ультрамафиты относятся к пикритам.

Кварцевые диабазы, ассоциирующие с пикритами, частично альбитизированы и хлоритизированы, состоят из плагиоклаза, пироксена, амфибола титаномагнетита, хлорита, акцессорного апатита.

В.В.Плошко [174], изучавший вскрытые дайковые тела ультрамафитов, считает, что появление их связано с тектоно-магматической активизацией раннемезозойского времени на границе консолидированных субплатформенных участков (Симферопольское поднятие) и геосинклинальных прогибов (Крымо-Кавказская геосинклиналь). Они имеют общий с одновозрастными вулканогенными образованиями магматический источник. Наличие пикритов и отсутствие взаимопереходов между мафитами и ультрамафитами указывает на дифференциацию магматического очага, происходившую на значительной глубине, а не в камерах интрузии. По его мнению, ассоциацию пикритов и кварцевых диабазов следует выделить в самостоятельную диабаз-пикритовую формацию или рассматривать как субформацию в составе спилит-диабазовой раннегеосинклинальной формации.

Возраст описанных ассоциаций считается позднелейасовым – ааленским и сопоставляется с таковым на Кавказе.

В последние годы некоторые исследователи пришли к выводу, что в Горном Крыму геосинклинальный вулканизм проявился и в поздней юре. К нему приурочены эффузивные породы хребта Кок-Кая в восточной части Карадагской вулканической группы, массива Хабурга и вулканогенно-осадочная толща Яныпарской бухты. Решение этих вопросов требует дополнительных исследований.

В заключение характеристики тектоно-магматических структур геосинклинального этапа развития киммерийского тектоно-магматического цикла необходимо отметить наличие общих признаков между вулканогенными образованиями Горного и Равнинного Крыма [232], которые свидетельствуют об их одновозрастности и связи с киммерийским тектоно-магматическим циклом.

Принципиальное значение для выяснения истории геологического развития Крыма имело выявление в процессе бурения обширного фактического материала, показывающего, что интенсивная вулканическая деятельность в Крыму продолжалась и на платформенном этапе развития, начавшегося с раннего мела.

В пределах Равнинного Крыма отложения нижнего мела залегают несогласно на более древних интенсивно дислоцированных и метаморфизованных породах. Базальные слои нижнемеловых отложений представлены континентальными, прибрежно-морскими и мелководными образованиями, накопление которых происходило в условиях относительно спокойного тектонического режима.

В альбский век обстановка усложнилась, увеличилась амплитуда колебаний мощностей отложений, активизировались разломы, а вместе с ними и вулканическая деятельность. Отложения альбского яруса представлены глинами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, мергелями и известняками, среди которых во многих местах широко развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования и кремнистые породы (опоки, спонголиты).

Мощные осадочно-пирокластические толщи альбского возраста широко распространены в Каркинитско-Северо-Крымском грабенообразном прогибе в районе г.Джанкой и особенно на Тарханкутском полуострове, где они достигают мощности 1000 м [15]. На основании данных о площадном распространении вулканогенных пород, анализа их фаций и мощностей реконструированы центры вулканической деятельности альбского времени в районе с.Богемка (северо-западнее г.Джанкой), на Меловой площади (юго-западнее с.Меловое), в районе сел Алексеевка и Первомайское. Эти центры приурочены к глубинным разломам субширотного направления, отделяющим Сивашский прогиб от

Новоселовского поднятия, и к местам их пересечения с субмеридиональными разломами, пересекающими Горный и Равнинный Крым (см. рис. 8, *г*).

Вулканогенные породы альбского возраста залегают среди нормально-осадочных образований среднего и верхнего альба в виде прослоев пирокластов мощностью от 5 до 20 см, состоящих из туфов, туффитов дацитового и андезитового состава с обломками пеплового материала (меньше 0,01 мм), туфоаргиллитов и туфоалевролитов, а также эффузивных пород, представленных порфиритами.

Диапазон вертикального распространения вулканогенных отложений платформенного этапа развития охватывает средний и верхний альб. Иногда они встречаются в виде тонких линз и прослоев андезитовых туфов, а также в виде примеси вулканокластического материала псаммитовой размерности в верхах нижнего альба и даже в низах сеномана.

В составе верхнеальбских отложений на Татьяновской, Соколинской и Каштановской площадях вулканогенные отложения играют главную роль. Вверх по разрезу содержание вулканогенных пород постепенно уменьшается, происходит замещение их вулканогенно-осадочными образованиями.

Тектоно-магматические структуры имеют достаточно большие размеры. По данным Л.Г.Плахотного и др. [171, 172], в районе с.Меловое радиус распространения пород вулканоструктуры превышает 40 км. В скв. Меловая-4 нижняя часть вскрытой осадочно-вулканогенной толщи мощностью 360 м сложена разнообломочными туфами с прослоями туфолав и лав андезитового состава, верхняя часть состоит из туфов, туффитов, туфобрекчий и аргиллитов мощностью 860 м. В восточном направлении вулканокластические породы замещаются вулканогенно-осадочными.

Комплекс вулканогенно-осадочных образований вулканоструктуры у с.Орловское состоит из двух мощных толщ, разделенных аргиллитами. Нижняя толща мощностью свыше 450 м представлена андезитовыми порфиритами серого, зеленовато-серого и почти белого цвета, верхняя толща мощностью 800–900 м – лавами, туфолавами преимущественно дацит-андезитового состава с подчиненными прослоями средне- и разнообломочных, иногда лапиллиевых туфов, лавобрекчий и туфолав.

Разрез осадочно-вулканогенных пород в скв. Каштановская-1 (инервал глубин 2870–3690 м) в нижней части сложен нижнеальбскими массивными андезитовыми порфиритами мощностью 210 м, перекрытыми пачкой среднеальбских алевритовых аргиллитов с тонкими прослоями туффитов, над которыми залегают верхнеальбские разнообломочные туфы с прослоями лав, туфолав и туффитов дацит-андезитового состава.

На Новоселовском поднятии вулканогенные породы среднего – верхнего альба и сеномана представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами и туфами дацит-андезитового состава. По мнению Л.Г.Плахотного и В.Г.Бондаренко [171], источником вулканогенного материала здесь были вулканы Каркинитско-Северо-Крымского грабенообразного прогиба.

Результатом деятельности альбского вулканизма считаются также пирокластические породы юго-западной оконечности Горного Крыма, описанные в районе г.Севастополь (Балаклава). Впервые они установлены В.В.Аршиновым, который считал их образованиями подводного извержения позднеюрского вулкана, находившегося, по его мнению, на месте распространения туфов. М.В.Муратов [153] относил их к продуктам перемыва и переотложения среднеюрских изверженных пород. В.И.Лебединский и Т.И.Добровольская [117] пришли к выводу, что балаклавские вулканогенно-осадочные породы образовались в альбское время в результате вулканической деятельности одного из очагов, находившегося южнее современной береговой линии в центральной, затопленной водами Черного моря, части Форосской геоантиклинали. Альбский возраст балаклавских вулканитов в настоящее время поддерживается большинством геологов.

Пирокластическая толща в районе г.Севастополь (Балаклава) мощностью от 30 до 100 м залегает либо на позднеюрских известняках и конгломератах, либо на среднеальбских алевролитах и состоит из чередующихся пластов литокристалло- и витрокластических туфов, туффитов и туфогенных песчаников андезито-дацитового состава зеленоватого и зеленовато-серого цвета с подчиненными слоями алевролитов и глин.

Пирокластический материал сложен зернами плагиоклаза, роговой обманки, пироксена, биотита, кварца и обломками эффузивных пород с криптопорфировой структурой и микролитовой или стекловатой основной массой. В туфах цемент стекловато-пепловый, в туфогенных песчаниках – кальцитовый с аутигенными зернами глауконита и иско-

паемыми раковинами, в небольших количествах встречаются лапилли андезитового состава и очень редко вулканические бомбы. Залегание пород моноклинальное с паданием на северо-восток 35° под углом около 10°. К востоку происходит резкое сокращение пирокластической толщи и полное ее выклинивание.

Альбские отложения, вмещающие слои и линзы пирокластических пород, протягиваются прерывистой полосой от г.Севастополь (Балаклава) на западе до г.Феодосия на востоке, окаймляя сооружение Горного Крыма с юго-запада, севера и северо-востока. Для них характерны непостоянная мощность и резкие фациальные изменения.

К северо-востоку от балаклавских вулканогенно-осадочных отложений в долине р.Альма у с.Партизаны в основании горы Мыльной на глинах апта залегает толща мощностью 4–5 м переслаивающихся спонголитов, алевролитов и глин с миллиметровыми прослойками туфогенных песчаников, аналогичных балаклавским [268]. По данным А.А.Шаля, выходы таких же отложений отмечаются далее на восток на южной окраине г.Белогорск, в долине р.Малая Карасу севернее с.Безболан, а по данным Т.И.Добровольской – восточнее у с.Курское. В связи с тем что эти вулканогенные образования строго приурочены к одному горизонту верхней части альба и распространены почти повсеместно в предгорной части и в Равнинном Крыму, А.А.Шаля предложил считать их базальным горизонтом в основании позднего мела.

По данным В.Г.Бондаренко и др. [15], вулканическая деятельность в Крыму продолжалась и в позднемеловое время, с чем свидетельствуют находки пирокластических пород в основании верхнемеловой гряды у с.Курское, а также в разрезах Мошкаревской, Чапаевской и Евпаторийской площадей. Пирокласты приурочены к карбонатным отложениям сеноманского и турон-коньякского ярусов, где они залегают в виде линз и прослоев мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, аналогично позднеальбским пирокластам.

В Равнинном Крыму в пределах Чапаевской площади пирокласты образуют среди известняков и мергелей туронского и коньякского ярусов тонкие прослои и линзы, представленные среднеобломочными светло-серыми туффитами андезито-дацитового состава. Пирокластический материал алевропсаммитовой размерности сложен обломками плагиоклаза (андезина), порфирита андезитового и андезит-дацитового состава, кварца, а также отдельными пластинками биотита.

По мнению В.Г.Бондаренко и др. [15], вулканокластические породы верхнего мела по составу обломочного материала и другим признакам близки к туфам нижнемелового разреза Равнинного Крыма. В связи с этим можно предположить, что вулканы раннемелового времени продолжали свою деятельность в позднем мелу.

Общая направленность развития тектоно-магматических структур Крымской вулканической области

В результате выполненных исследований и сопоставления магматических образований Горного и Равнинного Крыма намечаются сходство их состава, синхронность проявления, приуроченность к узлам пересечения разломов разной ориентировки, связь с позднебайкальским, герцинским и киммерийским тектоно-магматическими циклами Средиземноморского подвижного пояса, а также продолжение вулканических процессов во время платформенного развития Равнинного Крыма в меловое время.

В фундаменте молодой Скифской платформы (Равнинный Крым) и в Горном Крыму установлено развитие домезозойских тектоно-магматических структур, позднедокембрийский – раннепалеозойский возраст магматических образований которых устанавливается на основании сравнения с аналогичными породами складчатой зоны Добруджа и восточных районов молодой Скифской платформы, а также по данным определения радиогенного возраста.

В рифее – палеозое в пределах Горного Крыма существенную роль играли магматические образования диабазовой и субвулканической гранитоидной формаций (аплитоидные, аплит-пегматоидные, микроклиновые и двуслюдяные граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, диабазы), а в фундаменте Равнинного Крыма – вулканические образования диабазовой формации рифейского и раннепалеозойского возраста, представленные зеленокаменными породами основного состава с пониженным количеством кремнекислоты и повышенным количеством магния [88].

На протяжении киммерийского тектоно-магматического цикла выделяется позднетриасовый, юрский и раннемеловой вулканизм, охвативший всю территорию Крымского полуострова, хотя выделение триасового и юрского магматизма в Равнинном Крыму все еще остается дискуссионным. В Западном Причерноморье известны проявления триасового геосинклинального магматизма.

В мезозое в зонах эвгеосинклинальных прогибов и поднятий сформировались спилито-диабазовая, спилито-кератофировая и габбро-плагиогранитовая доорогенные вулканогенные формации преимущественно в подводной обстановке на ранних этапах развития Крымской геосинклинали. Образовалась чрезвычайно пестрая ассоциация пород (спилиты, кератофиры, липариты, андезиты, диабазы, базальты), с которой также связаны куполовидные интрузии габбро-диабазов и плагиогранитов. Характерно преобладание лав над пирокластами. Формирование этой ассоциации, сопоставимой с офиолитовыми сериями [68] киммерийского геосинклинального бассейна, предшествовало мощной фазе складчатости и горообразованию. Пространственно они расположены в зоне сочленения материковой коры молодой Скифской платформы с океанической котловиной Черного моря.

Киммерийский магматизм Горного Крыма имеет две особенности [115]: базальтовый характер и фрагментарность геосинклинального магматизма, проявившуюся в отсутствии ряда магматических формаций, типичных для подвижных поясов, например, гипербазитовой формации и калиево-натриевых гранитоидов батолитовой формации.

Раннегеосинклинальные магматические образования северо-западной части Горного Крыма позднетриасового – раннеюрского возраста представлены спилито-диабазовой формацией, а орогенные – андезито-базальтовой [100]. По данным Н.Н.Макарова [140], мезозойский вулканизм Горного Крыма сужается до рамок лейаса – байоса. Он выделяет три тесно связанные в пространстве и времени формации (субформации): лейасовую спилито-диабазовую, раннебайосскую спилито-кератофировую с габбро-диорит-диабазовым комплексом гипабиссальных интрузий и позднебайосскую андезит-дацито-липаритовую с плагиогранит-гранит-порфировым комплексом куполовидных интрузий.

Тектоно-магматические структуры Крыма строго контролируются зонами развития глубинных разломов северо-западного или близмеридионального и северо-восточного простираний, служившими магмоподводящими каналами. Особенно интенсивно они проявились в Херсонесско-Сарычской [269] и Алуштинско-Симферопольско-Новоселовской зонах северо-западного простирания, в Предгорной Крымско-Кавказской и Южнобережной зонах северо-восточного простирания.

Вдоль зон разломов вулканизм проявился неравномерно, образуя отдельные узлы максимальной концентрации с вулканическими аппаратами центрального типа, приуроченными к пересечению поперечных и продольных по отношению к простиранию Крымской геосинклинали разломов.

Тектоно-магматические структуры геосинклинального этапа сложены потоками, пирокластическими толщами, гипабиссальными куполовидными интрузиями, пластовыми и линзовидными интрузиями, дайковыми телами и другими формами.

Платформенный магматизм Крыма, представленный лавами и туфами дацит-андезитового состава (андезитовая формация), характеризуется максимальной активностью в конце альба – начале сеномана; пространственно связан в основном с зоной Каркинитско-Северо-Крымского грабенообразного прогиба, хотя наличие вулканогенных образований раннего мела отмечается и в других местах Равнинного Крыма. Среди них распространены грубообломочные и псаммитовые разновидности андезитовых туфов, туфолавы и лавы, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоаргиллиты.

В центральной части Равнинного Крыма мощность нижнемеловых вулканогенных образований значительно сокращается. Они залегают в виде линз и прослойков среди терригенных пород.

Все магматические образования Крыма характеризуются преобладанием Na_2O над K_2O и повышенным содержанием бора [88].

В отношении металлогенической специализации тектоно-магматических структур Крыма имеются данные о парагенетической связи с ними проявлений полиметаллов, меди, киновари, цеолитов, флюорита, исландского шпата, датолита, турмалина и др. [88, 140], которые приурочены к постмагматическим образованиям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Первая обобщающая работа по тектоно-магматическим структурам неогея территории Украинской ССР представляет собой *целенаправленное исследование наиболее важных связей тектоники и магматизма,* проявившихся на протяжении последних 1,5 млрд. лет геологической истории земной коры региона. Сделана попытка проследить изменения структуры и вещественного состава геологических тел различного ранга, сформировавшихся в результате (или при участии) магматических процессов, в их неразрывной связи. Многолетняя диспропорция в уровне исследования вещества магматических образований и их структур при опережении первой сказалась на состоянии палеовулканологических построений, а также на стратегии поисков полезных ископаемых. Отставание структурных разработок от изучения вещественного состава магматических комплексов выражено прежде всего в недооценке картографических обобщений на новом этапе изучения геологии региона методами глубинного геологического картирования средних и крупных масштабов. Тектоно-магматическая и палеовулканическая картография на Украине, в одном из наиболее детально изученных регионов Советского Союза, где весьма сложно и компактно сочетаются практически все типы тектонических и тектоно-магматических структур и все типы земной коры, должна занять ведущее место в комплексной оценке земных недр.

На современном этапе изученности в комплексе геолого-геофизических исследований земной коры резко возросла необходимость систематических палеовулканологических реконструкций, прежде всего для понимания уровня зрелости коры и направленности ее формирования.

Некоторые характерные черты эволюции вещественного состава и структуры тектоно-магматических образований юго-запада Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления были прослежены нами и показаны в серии обзорных палеовулканологических карт УССР (см. рис. 36). Выявлены самые общие тенденции, которые представляют собой основу для развертывания систематических углубленных исследований на разных иерархических уровнях геологических объектов.

Если в районах неогенового вулканизма Закарпатья палеовулканологические реконструкции проводились уже на протяжении нескольких десятков лет и изучение вещества шло в какой-то мере параллельно с изучением структуры, то для наиболее древних магматических образований Украинского щита при сравнительно высоком уровне исследования вещества структура его остается малоизученной, особенно мезо- и макроформы.

На начальных этапах исследования находится изучение киммерийских и альпийских тектоно-магматических структур платформенной части территории, их металлогенической специализации и роли в составе и структуре осадочного чехла. Направленность буровых работ при изучении кристаллического основания Украинского щита и его склонов привела к тому, что осадочные отложения исследуются недостаточно систематически, в связи с чем в их составе могут быть пропущены вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования мезо-кайнозойского возраста. Между тем в формировании киммерийских и альпийских структурно-геоморфологических элементов щита вулканизм играл определяющую роль.

Проблемы, поднятые в работе, получили в какой-то мере свое решение на региональном уровне. Необходимы дальнейшие исследования структур юго-западной части Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. По уровню геолого-геофизической изученности, а также обеспеченности научно-техническими кадрами и средствами данный регион может служить полигоном для выявления основных фундаментальных закономерностей структурообразования, магматизма, седиментогенеза и минерагении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас* палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР: М-б 1:2500000. – К.: Вид-во АН УРСР, 1960. – 78 с.
2. *Балеста С.Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. – М. : Наука, 1981. – 134 с.
3. *Басс Ю.Б., Галака А.И., Грабовский В.И.* Болтышские горючие сланцы. – Разведка и охрана недр, 1967, № 9, с.11–15.
4. *Белоусов В.В.* Геотектоника. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1976. – 334 с.
5. *Белоусов В.В.* Тектоносфера Земли : Идеи и действительность. – В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М. : Наука, 1973, с.60–99.
6. *Бернадская Л.Г.* Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. – Киев : Изд-во АН УССР, 1961. – 190 с. – (Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. Сер. петрографии, минералогии и геохимии ; Вып. 12).
7. *Безр М.А., Бызова С.Л., Ломизе М.Г.* Тектонический покров горы Петрос (Восточные Карпаты). – Геотектоника, 1965, № 4, с.84–91.
8. *Бобринский В.М., Романов Л.Д.* Новые данные о верхнетриасовых отложениях Днестровско-Прутского междуречья. – Изв. АН МССР. Сер. биол. и хим. наук, 1974, № 1, с.62–68.
9. *Богаец А.Т., Палинский В.В., Полухтович Б.М. и др.* Этапы развития и элементы структуры Предбруджинской краевой системы. – Сов. геология, 1977, № 2, с.128–134.
10. *Бойко А.К.* Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1970. – 246 с.
11. *Бойко А.К.* К характеристике Радомирской шовной зоны Восточных Карпат. – Геол. журн., 1974, 34, вып. 3, с.65–72.
12. *Бойко А.К., Бибикова Е.В., Бартницкий Е.Н. и др.* Датировка акцессорных цирконов из древнейших пород Мармарошского массива Восточных Карпат. – Докл. АН СССР, 1980, 253, № 5, с.1180–1183.
13. *Бойко А.К.* Состоялась ли сенсация в геохронологии Карпат? – Киев, 1984. – 23 с. – (Препринт / АН УССР. Ин-т геол. наук; № 84–11).
14. *Болюбах К.А.* Глубинное строение центральных районов УЩ. – Киев : Наук. думка, 1972. – 95 с.
15. *Бондаренко В.Г., Апостолова М.Я., Шаповалов М.С.* Вулканокластические породы верхнемелового возраста Равнинного Крыма и Керченского полуострова. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12, с.123–126.
16. *Бондарчук В.Г.* Основные вопросы тектоорогении. – Киев : Изд-во АН УССР, 1961. – 382 с.
17. *Бондарчук В.Г.* Движение и структура тектоносферы. – Киев : Наук. думка, 1970. – 190 с.
18. *Бондарчук В.Г.* Тектоно-вулканічні структури та акреція земної кори. – Тектоніка і стратиграфія, 1975, вип. 7, с.3–12.
19. *Бондарчук В.Г., Довгаль Ю.М., Радзивилл А.Я. и др.* О принципах построения обзорной карты тектоно-магматических структур территории Украинской ССР. – В кн.: Методы составления палеовулканологических карт : Тез. III Всесоюз. палеовулканол. симпоз. Новосибирск, 1977, с.40–42. (Препринт / Сиб. отд-ние АН СССР. Ин-т геологии и геофизики).
20. *Бондарчук В.Г., Радзівілл А.Я., Куделя Ю.А.* Прип'ятсько-Дніпровська зона крайових дислокацій і перспективи її вивчення. – Вісн. АН УРСР, 1978, № 7, с.11–17.
21. *Бондарчук В.Г., Радзівілл А.Я., Куделя Ю.А.* Нові уявлення про південну границю Східно-Європейської платформи і проблеми нафто-, газо і вугленосності. – Вісн. АН УРСР, 1983, № 3, с.34–39.
22. *Борсук А.М., Масуренков Ю.П.* Об эксплозивных формах интрузивного процесса. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 4, с.38–55.
23. *Бугаенко В.Н.* Петрохимия и геохимия изверженных пород Днепровско-Донецкой впадины : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Киев, 1983. – 22 с.
24. *Бутурлинов Н.В.* Магматизм грабенообразных прогибов юга Восточно-Европейской платформы в фанерозое : Автореф. дис.... д-ра геол.-минерал. наук. – Киев, 1979. – 52 с.
25. *Быстревская С.С., Земсков Г.А., Виноградов Г.Г.* Новые данные о строении Ильинецкого палеовулкана на УЩ. – Геол. журн., 1974, 34, вып. 3, с.123–126.
26. *Вадас Э.* Геология Венгрии. – М. : Мир, 1964. – 530 с.
27. *Вальтер А.А., Рябенко В.А.* Взрывные кратеры Украинского щита. – Киев : Наук. думка, 1977. – 156 с.
28. *Великанов В.А., Асеева Е.А., Федонкин М.А.* Венд Украины. – Киев : Наук. думка, 1983. – 164 с.

29. *Власов Б.И.* Верхний докембрий Волыни : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Киев, 1979. – 22 с.
30. *Воловник Б.Я.* Трапповая формация Волыно-Подолии. – Тектоника и стратиграфия, 1975, вып. 8, с.28–33.
31. *Влодавец В.И.* Справочник по вулканологии. – М. : Наука, 1984. – 338 с.
32. *Воинов М.В., Головань Л.П., Фисуненко О.П.* О верхнепалеозойских отложениях Раховского массива (Восточные Карпаты). – Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1972, № 1, с.80–85.
33. *Волохов И.М.* Магмы, интателлурические растворы и магматические формации. – Новосибирск : Наука, 1979. – 166 с.
34. *Волошин А.А.* Геологическое строение и рудоносность северо-западного окончания Мармарошского массива. – Киев : Наук. думка, 1981. – 108 с.
35. *Волошина А.М., Денега Б.И., Орлова-Турчина Г.А.* Результаты бурения параметрических скважин в Равнинном Крыму. – В кн.: Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности юга УССР по материалам региональных геолого-геофизических работ. Львов, 1973, с.50–97. (Препринт / МГ УССР. Укр. н-и. геол.-развед. ин-т).
36. *Вулканизм* и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса / Под ред. Н.П.Семененко. – Киев : Наук. думка, 1977. – 156 с.
37. *Вульчин Е.І., Кульчицький Я.О.* Нові знахідки туфів у крейдяних і третинних відкладах Східних Карпат. – Доп. АН УРСР, 1958, № 4, с.411–414.
38. *Вульчин В.І., Швай Л.П.* Кореляційні горизонти туфів у відкладах менілітової серії нафтових родовищ Долина і Рипне. – Доп. АН УРСР, 1961, № 9, с.1203–1205.
39. *Вульчин Е.І.* Нові дані про туфіти у відкладах менілітової серії Передкарпатського прогину. – Доп. АН УРСР, 1963, № 2, с.251–254.
40. *Вульчин С.І.* До вивчення туфітів у відкладах менілітової серії Долинського нафтового родовища. – В кн.: Матеріали з геології і геохімії корисних копалин України. К. : Наук. думка, 1964, с.59–64.
41. *Вялов О.С., Ладыженский Н.Р., Ткачук Л.Г.* Туфовый горизонт в менилитовой серии Восточных Карпат. – Докл. АН СССР, 1951, 79, № 1, с.137–140.
42. *Вялов О.С.* Ознаки вулканічної діяльності у флішових та моласових товщах північного схилу Карпат і Передкарпаття. – Питання геології, 1958, вип. 9, с.5–20.
43. *Вялов О.С.* Глубинные разломы и тектоника Карпат. – Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1965, № 9, с.21–40.
44. *Вялов О.С.* Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. – Киев : Наук. думка, 1965. – 212 с.
45. *Вялов О.С., Даныш В.В., Царненко П.Н.* Некоторые новые представления о тектонике Восточных Карпат. – Геол. журн., 1969, 29, вып. 5, с.23–36.
46. *Габинет М.П.* Окремнение битуминозных пород менилитовой серии Восточных Карпат. – В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1961, кн. 6, с.111–139.
47. *Гамзеев А.С.* Геологическое строение зоны развития метасоматитов, малых интрузивных тел и даек восточного контакта Корсунь-Новомиргородского плутона : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Киев, 1984. – 28 с.
48. *Геологический* словарь : В 2-х т. – М. : Недра, 1973. – Т. 1–2.
49. *Геология* СССР. Т. 48. Карпаты. – М. : Недра, 1966. – 540 с.
50. *Геологическое* строение Припятско-Днепровского прогиба : (Объясн. зап. к геол. карте докаменноугол. образований. М-б 1:500 000). – Киев : Центр. темат. экспедиция Мингео УССР, 1981. – 60 с.
51. *Геохимия*, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат / Ю.Л.Гасанов, В.Г.Молявко, И.М.Остафийчук и др. – Киев : Изд-во Киев. ун-та, 1976. – 192 с.
52. *Геохронология* докембрия Украины / Под ред. Н.П.Семененко. – Киев : Наук. думка, 1965. – 262 с.
53. *Гинтов О.Б., Патрикян Р.П., Тимощенко А.И.* Коростенский сложный плутон как гигантская кольцевая тектоно-магматическая структура. – Геол. журн., 1974, 34, вып. 3, с.73–81.
54. *Гинтов О.Б., Голуб В.Н., Шевченко Т.П.* О длительном и многофазном развитии магматического очага на примере Ильинецкого эффузивного аппарата Украинского щита в связи с вопросом о "геоблемах" и "астроблемах". – В кн.: Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием : Тез. докл. V Всесоюз. палеовулканол. симпоз., Черкассы, сент. 1981 г. Киев : Наук. думка, 1981, ч. 1, с.149–150.
55. *Глушко В.В., Клиточенко И.Ф., Попов В.С., Чирвинская М.В.* Тектоника Украины. – В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород : Междунар. геол. конгр. Сес. 21. Пробл. 18. М. : Изд-во АН СССР, 1960, с.204–217.
56. *Глушко В.В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. – М.: Недра, 1968. – 284 с.
57. *Гнилко М.К., Гопак И.В.* Состояние и результаты геофизического изучения неогеновых образований Закарпатского внутреннего прогиба. – В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья : Тез. докл. на 1-ой науч. сес. Закарп. отд-ния Львов. геол. о-ва (Берегово, 1966). Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1966, с.102–103.
58. *Гончарук А.Ф., Науменко В.В.* Формирование и металлогения неогеновых вулканогенных формаций Закарпатья. – В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев : Наук. думка, 1966, с.31–33.
59. *Гончарук А.Ф., Мельниченко Б.Ф., Науменко В.В.* Морфологічні особливості ліпаритових екструзивів верхів'я р.Візниця в Закарпатті (Вигорлат-Гутинське пасмо). – Геол. журн., 1971, 31, вип. 6, с.52–57.

60. *Гончарук А.Ф.* Закономерности образования и некоторые вопросы рудоносности андезито-базальтовой формации Закарпатья : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Киев, 1974. – 28 с.
61. *Гофштейн И.Д.* Неотектоника Карпат. – Киев : Изд-во АН УССР, 1964. – 182 с.
62. *Гуревич К.Я.* Даниловская опорная скважина. – В кн.: Восточные и западные области УССР. Л.: Гостопотехиздат, 1960, с.284–339. (Тр. Всесоюз. н.-и. геол.-развед. нефт. ин-та).
63. *Данилович Л.Г.* Миоценовые вулканические образования и их роль в строении и тектоническом развитии Карпат. – В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья: Тез. докл. на 1-й науч. сес. Закарпат. отд-ния Льв. геол. о-ва (Берегово, 1966). Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1966, с.46–48.
64. *Данилович Л.Г.* О характере развития неогенового вулканизма в Закарпатском внутреннем прогибе. – В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации : Тр. II Всесоюз. вулканол. совещ. (3–17 сент. 1964 г., Петропавловск-Камчатский). М. : Наука, 1966, с.212–216.
65. *Данилович Л.Г.* Магматизм и тектоника Карпат. – Геотектоника, 1972, № 3, с.87–98.
66. *Данилович Л.Г.* Кислый вулканизм Карпат. – Киев : Наук. думка, 1976. – 146 с.
67. *Довгаль Ю.М., Радзивилл А.Я., Титов В.А. и др.* К тектонике Олойско-Анюйского междуречья. – Материалы по геологии и полез. ископаемых северо-востока СССР, 1966, вып. 18, с.41–55.
68. *Довгаль Ю.М., Радзивилл А.Я., Радзивил В.Я., Токовенко В.С.* Особенности офиолитовых серий некоторых мезозойских геосинклинальных систем Евразии. – В кн.: Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника : Тез. IV Всесоюз. палеовулканол. симпоз., Хабаровск, июнь 1975 г. Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1979, с.73–75.
69. *Досін Г.Д.* Вулканічні туфи в кросненських відкладах Українських Карпат. – Геол. журн., 1964, 24, вип. 2, с.63–67.
70. *Дранко И.И., Лазаренко Э.А.* Эксплозивные вулканические брекчии Береговского холмогорья (Закарпатье). – В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. М. : Недра, 1964, с.132–139.
71. *Дубинский А.Я.* Особенности развития и строения фундамента Скифской плиты. – В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М. : Наука, 1975, с.145–147.
72. *Жуков Ф.И., Возар И.И., Янев С.Н.* Пермские осадочно-вулканогенные формации и рудные месторождения Карпатско-Балканской области. – Киев : Наук. думка, 1976. – 182 с.
73. *Жуков Ф.И., Лесной Д.А., Радзиховский В.Ф.* Проблемы генезиса рудных месторождений в породах и ядрах Карпато-Балканской складчатой области. – Геол. журн., 1976, 30, вып. 3, с.7–17.
74. *Зайков В.В.* О позднепротерозойских и раннекембрийских вулканических центрах Восточной Тувы. – В кн.: Палеовулканологические реконструкции. Новосибирск : Наука, 1976, с.72–88.
75. *Заика-Новацкий В.С.* Рифей и нижний палеозой Украины и Молдавии : Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. – Киев, 1972. – 48 с.
76. *Закономерности* развития региональной тектоники Украины / Отв. ред. В.Г.Бондарчук. – Киев : Наук. думка, 1983. – 184 с.
77. *Зобков А.В., Титов Э.М.* Особенности строения и размещения вулканоструктур северо-восточного борта Мукачевской вулкано-тектонической депрессии Закарпатья. – В кн.: Материалы XI конгр. Карпато-Балк. геол. ассоц. Киев : Наук. думка, 1977, с.254–255.
78. *Золотарев В.Н.* Новые данные о позднетриасовом вулканизме центральной части Горного Крыма. – Докл. АН СССР, 1968, 178, № 4, с.909–911.
79. *Золотухін В.В.* Геолого-петрографічні дослідження Чорної гори та прилеглих районів Закарпаття. – К. : Вид-во АН УРСР, 1960. – 175 с.
80. *Иванкин П.Ф.* О морфологических типах пучков малых интрузий и гидротермальных струй. – Докл. АН СССР, 1963, 149, № 4, с.925–927.
81. *Иванов А.И.* Геолого-петрографическая характеристика интрузий окрестностей села Соколиного Бахчисарайского района. – Л. : Изд-во Ленингр. горн. ин-та, 1967. – 14 с.
82. *Иванушко А.С.* Структурно-петрологическая характеристика магматических пород докембрия бассейна р.Обиточной. – Киев, 1970. – 250 с. – Рукопись деп. в ВИНИТИ, № 2500.
83. *Иванушко А.С., Середняя А.А.* Структурное положение и состав слюдяных лампрофиров Новоукраинского массива. – Тектоника и стратиграфия, 1978, вып. 14, с.121–127.
84. *Игнатьев А.Б., Боровков В.П., Забродин В.Ю. и др.* Объекты палеовулканологии. – Хабаровск : Кн. изд-во, 1976. – 176 с.
85. *Ищенко Т.А.* Куксониевая палеофлора в скальском горизонте Подолии и ее стратиграфическое значение. – Геол. журн., 1969, 29, вып. 5, с. 53–58.
86. *Карпенко С.Ф., Тарханов А.В.* Некоторые основные рубежи докембрийской истории геологического развития центральной части Украинского щита. – В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М. : Наука, 1977, с.18–25.
87. *Каталог* изотопных дат пород Украинского щита / Н.П.Щербак, В.Г.Злобенко, В.Г.Жуков и др. – Киев : Наук. думка, 1978. – 224 с.
88. *Кирикилица С.И., Добровольская Т.И., Лебедев Ю.С.* Палеовулканизм и металлогения Крыма. – В кн.: Палеовулканологические карты и вопросы металлогении : Тез. докл. VI Всесоюз. палеовулканол. симпоз., Миасс. 23–26 мая 1983 г. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983, с.72–73.
89. *Кириченко Л.П.* Остатки верхнедевонских вулканических аппаратов в юго-западном Донбассе. – Докл. АН СССР, 1968, 180, № 4, с.933–936.
90. *Клиточенко М.А., Лейе Ю.А.* Минеральные фации, метасоматическая зональность и рудоносность формации вторичных кварцитов в вулканитах Береговского района (Закарпатье). – В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов : Материалы 18 науч. конф. геол. фак. Дальневост. политехн. ин-та. Владивосток : ДПИ, 1968, с.116–117.

91. *Кобзарь В.Н.* Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части УЩ. – Киев : Наук. думка, 1981. – 104 с.
92. *Козлова В.Д., Мурзина Г.И., Сафаров Э.И.* Основные итоги бурения Ореховской и Татарбунарской скважин в западном Причерноморье. – В кн.: Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности юга УССР по материалам региональных геолого-геофизических работ. Львов, 1973, с.12–20 – (Препринт / МГ УССР. Укр. н.-и. геол.-развед. ин-т).
93. *Комаров А.Н., Кошик Л.И.* Геолого-структурные условия локализации натриевых метасоматитов Коростенского плутона. – Докл. АН УССР. Сер. Б, 1979, № 11, с.812–845.
94. *Комаров А.Н.* Редкометальные тектоно-магматические зоны Украинского щита. – В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Наука, 1981, с.199–215.
95. *Конаков В.В.* Новые данные о строении прибортовой части Болтышской впадины. – В кн.: Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием : Тез. докл. V Всесоюз. палеовулканол. симпоз., Черкассы, сент. 1981 г. Киев : Наук. думка, 1981, ч. 1, с.146–147.
96. *Конашов В.Г., Соколова Г.У.* Вулканогенный материал в основании известняковой толщи верхней юры Донбасса. – Геол. журн., 1975, 35, вып. 1, с.151–152.
97. *Костюк В.П.* Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат. – К. : Вид-во АН УРСР, 1961. – 158 с.
98. *Косыгин Ю.А.* Тектоника нефтеносных областей. – М. : Гостоптехиздат, 1958. – Т. 1.
99. *Котляр В.Н.* Экструзивы, эффузивы и оруденение. – Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1960, № 9, с.60–81.
100. *Кочурова Н.Н.* Магматизм северо-западной части Горного Крыма. – Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1968. – 110 с.
101. *Кравченко С.М.* Некоторые структурные особенности интрузий южной части центрального Крыма. – Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, 1958, 32, с.68–75.
102. *Круглов С.С.* Крейдові вулканічні утворення р.Тростянця в Східних Карпатах. – Доп. АН УРСР, 1961, № 10, с.1350–1353.
103. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. – М. : Недра, 1964. – 386 с.
104. *Кузнецов Ю.А.* Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. – Геология и геофизика, 1970, № 9, с.3–24.
105. *Кульчицький Я.О., Максимов А.В.* Стратиграфія крейдових відкладів хребта Чорногори в Українських Карпатах. – Доп. АН УРСР, 1961, № 8, с.1066–1069.
106. *Кульчицкий Н.О.* Геологическое строение и полезные ископаемые Украинских Карпат : Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. – Львов, 1968. – 40 с.
107. *Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Барышков Э.К., Малыгина О.А.* Минералогия Закарпатья. – Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1963. – 614 с.
108. *Лазаренко Э.А.* Магматизм и рудные образования Советских Карпат : Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. – Киев, 1970. – 45 с.
109. *Лазаренко Е.К., Матковский О.И.* Некоторые проблемы золотоносности Украинских Карпат. – Геол. журн., 1975, 35, вып. 1, с.74–86.
110. *Лазько Е.М., Резвой Д.П.* О тектонической природе зоны Карпатских утесов. – Вісн. Льв. ун-ту. Сер. геол., 1962, № 1, с.60–65.
111. *Лазько Е.М., Резвой Д.П.* Глубинные разломы, тектоническое районирование и изучение глубинных процессов земной коры. – В кн.: Материалы VII конгр. Карпато-Балк. геол. ассоц. (1–16 сент. 1965 г., София). 1965, ч. 1, София, с.55–61.
112. *Лебединский В.И.* Пластовые интрузии в таврической серии и их роль в геологической истории Горного Крыма. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 4, с.32–39.
113. *Лебединский В.И.* Дифференцированная пластовая интрузия диабазов в Горном Крыму. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с.84–94.
114. *Лебединский В.И.* Своеобразный случай трехчленного строения потока спилитовой лавы на горе Большие Каменцы (Закарпатская область). – Докл. АН СССР, 1964, 155, № 2, с.357–361.
115. *Лебединский В.И.* Основные черты магматической деятельности Горного Крыма. – В кн.: Материалы VII и IX съездов Карпато-Балк. геол. ассоц. Киев : Наук. думка, 1974, с.202–206.
116. *Лебединский В.И., Бондаренко В.Г.* О природе и составе магматических пород горы Большой Каменец (Закарпатье). – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, 1963, 38, № 5, с.91–101.
117. *Лебединский В.И., Добровольская Т.И.* Новые данные о нижнемеловом вулканизме в Горном Крыму. – Докл. АН СССР, 1961, 136, № 4, с.896–899.
118. *Лебединский В.И., Кириченко Л.П.* Основные вехи истории палеовулкана Карадаг. – В кн.: Палеовулканологические карты и вопросы металлогении : Тез. докл. VI Всесоюз. палеовулканол. симпоз., Миасс, 23–26 мая 1983 г. Свердловск : УНЦ АН СССР, 1983, с.31–32.
119. *Лебединский В.И., Макаров Н.Н.* Вулканизм Горного Крыма. – Киев : Изд-во АН УССР, 1962. – 207 с.
120. *Лебединский В.И., Шалимов А.И.* Структура вулканогенного комплекса Лимен (Горный Крым). – Докл. АН СССР, 1962, 147, № 6, с.1429–1432.
121. *Лейе Ю.А., Науменко В.В., Теплов В.П., Рогаченко В.В.* Регматические разломы, морфоструктуры и минерагения Украинских Карпат и Закарпатья. – Киев, 1876. – 48 с. – (Препринт / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов).
122. *Лейе Ю.А., Теплов В.П.* Очаговые структуры Закарпатья и их роль в размещении месторождений полезных ископаемых. – В кн.: Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР. Тез. докл. респ. совещ. Львов, 24–26 сент. 1973 г. Киев : Наук. думка, 1973, ч. 2, с.13–14.

123. *Лейе Ю.А., Теплов В.П.* Інтрузивно-копольні структури Вишковського рудного поля у Закарпатті. – Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1976, № 3, с.220–224.
124. *Летавин А.И., Дедеев В.А., Князев В.С., Чарыгин А.М.* Фундамент молодых платформ. – В кн.: Молодые платформы и их нефтегазоносность. М. : Наука, 1975, с.41–58.
125. *Лещух Р.И.* О времени проявления вулканизма юго-востока Украинских Карпат. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1978, № 51, с.13–18.
126. *Ломизе М.Г.* Сравнительная характеристика начального (инициального) вулканизма Карпат и Большого Кавказа. – В кн.: Материалы VII конгр. Карпато-Бал. геол. ассоц. (1–16 сент. 1965 г., София). София, 1965, ч. 3, с.199–202.
127. *Ломизе М.Г.* О вулканизме в геосинклинали Флишевых Карпат. – Докл. АН СССР, 1966, **170**, № 1, с.160–163.
128. *Ломизе М.Г.* Позднеюрский вулканизм Восточных Карпат. – Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология, 1968, № 6, с.42–58.
129. *Ломизе М.Г., Плошко В.В.* О гипербазитах Главного Мармарошского разлома (Восточные Карпаты). – Геотектоника, 1969, № 2, с.91–106.
130. *Ломизе М.Г.* Вулканизм флишевой геосинклинали Советских Карпат. – Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология, 1975, № 2, с.20–31.
131. *Лучицкий В.И.* Петрография Крыма. – М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1939. – 98 с.
132. *Лучицкий И.В.* Основные задачи палеовулканологии и проблема вулканогенных формаций. – В кн.: Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. Алма–Ата; 1963, с.5–12. (Тр. лаб. палеовулканологии ; Вып. 2).
133. *Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии : В 2-х т. – М.: Наука, 1971. – Т. 1–2.
134. *Ляшкевич З.М., Завялова Т.В.* Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. – Киев : Наук. думка, 1977. – 180 с.
135. *Ляшкевич З.М., Марушкин А.И.* Вулканические формации Днепровско-Донецкой впадины. – Киев : Наук. думка, 1982. – 179 с.
136. *Магматические* формации СССР : В 2-х т. – Л.: Недра, 1979. – Т.1–2.
137. *Магматогенно-рудные* системы / Под ред. Г.И.Власова. – Владивосток; 1979. – 167 с.
138. *Майданович И.А.* О глубинной тектонике Донбасса. – Докл. АН УССР. Сер. Б, 1968, № 6, с.506–509.
139. *Майданович И.А., Радзивилл А.Я.* Особенности тектоники угольных бассейнов Украины. – Киев : Наук. думка, 1984. – 122 с.
140. *Макаров Н.Н.* Особенности вулканизма и металлогении Горного Крыма. – В кн.: Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые : Тез. докл. V Всесоюз. вулканол. совещ. (1 симпоз.). Тбилиси : Мецниереба, 1980, с.142–143.
141. *Максимов А.В., Рейфман Л.М.* О горизонте туфов с гематитом в олигоценовых отложениях Украинских Карпат. – Докл. АН СССР, 1964, **158**, № 6, с.1327–1329.
142. *Максимов А.В., Рейфман Л.М.* О вулканизме и маркирующем горизонте олигоцена Украинских Карпат. – Докл. АН СССР, 1966, 171, № 4, с.935–937.
143. *Максимов А.В., Рейфман Л.М.* Туфы и туффиты олигоцена Украинских Карпат. – Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР, 1972, вып. 6, с.83–90.
144. *Малеев Е.Ф.* Неогеновый вулканизм Закарпатья. – М.: Наука, 1964. – 252 с.
145. *Малеев Е.Ф.* Фациальный (вулканологический) метод изучения вулканических формаций. – Сов. геология, 1968, № 12, с.87–98.
146. *Малеев Е.Ф.* Новые данные о проявлении вулканизма в Украинском Предкарпатье. – Докл. АН СССР, 1972, **207**, № 6, с.1420–1424.
147. *Мерлич Б.В., Спитковская С.М.* Особенности верхненеогенового магматизма глубинных разломов Закарпатья. – Геол. сб. Льв. геол. о-ва, 1965, № 9, с.68–79.
148. *Мерлич Б.В., Славик Я., Спитковская С.М. и др.* Цепь палеогеновых погребенных вулканов в южной части Закарпатского внутреннего прогиба. – Геол. сб. Льв. геол. о-ва, 1968, № 11, с.3–20.
149. *Мерлич Б.В., Спитковская С.М.* Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья. – Львов : Вища шк. 1974. – 175 с.
150. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Опыт сопоставления новейшего вулканизма Карпат и Кавказа в связи с тектонической структурой и развитием этих областей. – В кн.: Материалы VI съезда Карпато-Балк. геол.ассоц. Киев : Наук. думка, 1965, с.363–380.
151. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. – М.: Недра, 1973. – 279 с.
152. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). – М.: Недра, 1983. – 280 с.
153. *Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. – М.: Госнаучтехиздат, 1960. – 205 с.
154. *Муратов М.В., Бондаренко В.Г., Плахотный Л.Г., Черняк Н.И.* Строение складчатого основания Равнинного Крыма. – Геотектоника, 1968, № 4, с.54–64.
155. *Муратов М.В.* Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. – Геотектоника, 1969, № 2, с.3–22.
156. *Науменко В.В.* Ртутные формации Закарпатья. – Геол. журн., 1971, 31, вып. 4, с.28–40.
157. *Науменко В.В.* Про можливий вік рудоутворення на Рахівському масиві в Закарпатті. – Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1972, № 3, с.213–215.
158. *Науменко В.В., Гончарук А.Ф., Коптюх Ю.М.* Рудоконтролирующие факторы золотополиметаллических и ртутных месторождений Советских Карпат. – Киев : Наук. думка, 1978. – 152 с.

159. *Науменко В.В., Скаржинський В.І.* Про магматизм та гідротермальне зруденіння неогену в Передкарпатському передовому прогині. – Геол. журн., 1970, **30**, вип. 1, с.134–137.
160. *Новиков Э.А.* Новые данные о возрасте пород, вскрытых глубокими скважинами в Степном Крыму. – Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геологии и геофизики, 1963, № 18, вып. 3, с.172–173.
161. *Новиков Э.А.* О возрасте пород кровли палеозойского фундамента Крымского полуострова. – Геология нефти и газа, 1963, № 2, с.49–50.
162. *Обуэн Ж.* Геосинклинали. – М.: Мир. 1967. – 302 с.
163. *Овчаренко Ф.Д., Кириченко Н.Г., Островская А.Б. и др.* Черкасское месторождение бентонитовых и палыгорскитовых глин. – Киев : Наук. думка, 1966. – 380 с.
164. *Онческу Н.* Геология Румынской Народной Республики. – М.: Изд-во иностр. лит., 1960. – 520 с.
165. *Основные и ультраосновные магматические формации платформ и подвижных поясов.* – *Л., 1962.* – 224 с. – (Тр. Всесоюз. геол. ин-та. Н.С.; Т.80).
166. *Основные* черты тектоники Украины: Объясн. зап. к Тектонической карте УССР м-ба 1:1 000 000. – Киев : Наук. думка, 1978. – 162 с.
167. *Павлюк М.І., Богавець О.Т.* Тектоніка і формації області зчленування Східно-Європейської платформи і Скіфської плити. – К.: Наук. думка, 1978. – 148 с.
168. *Паталаха Е.И., Лукиенко А.И.* Гранитоидный плутонизм и тектоника палеозоид Восточного Казахстана. – Изв. КазССР. Сер. геол., 1980, № 1, с.28–35.
169. *Петрашкевич М.И.* Геологическое строение и нефтегазоносность Закарпатского внутреннего прогиба. – В кн.: Геология, геофизики и бурение скважин нефтяных и газовых месторождений Украины. М.: Недра, 1968, с.94–119. (Тр.Укр. н.-и. геол.-развед. ин-та ; Вып.21).
170. *Пирокластические* породы Украины / Отв. ред. Л.Г.Ткачук. – Киев : Наук. думка, 1977. – 153 с.
171. *Платформенные* структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность / Отв. ред. Н.П.Семененко. – Киев : Наук. думка, 1972. – 295 с.
172. *Плахотный Л.Г., Апостолова М.Л., Бондаренко В.Г. и др.* Меловой вулканизм Равнинного Крыма.– Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1971, **46**, вып. 4, с.102–111.
173. *Плошко В.В., Сиденко О.Г., Иванов В.И., Сукач В.С.* Ассоциация пикритов и кварцевых диабазов Крыма. – Докл. АН СССР, 1979, **244**, № 2, с.442–445.
174. *Плошко В.В.* Диабаз-пикритовые ассоциации Крымско-Кавказской складчатой зоны. – Киев, 1981. – 24 с. – (Препринт. / АН УССР. Ин-т геол. наук; № 81–13).
175. *Проблемы* геологии и рудоносности неогена Закарпатья. – Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1966. – 106 с.
176. *Пустовалов И.Ф.* О проявлениях верхнетриасового эффузивного магматизма в Крыму. – Информ. сб. Всесоюз. н.-и. геол. ин-та, 1959, № 11, с.97–105.
177. *Радзивилл А.Я.* Краевые системы Украинских Карпат и пра-Карпат. – Тектоника и стратиграфия, 1975, вып. 8, с.10–20.
178. *Радзивилл А.Я.* О закономерном чередовании основных простираний платформенных структур Украины и перспективы их изучения. – Тектоника и стратиграфия, 1977, вып. 13, с.15–21.
179. *Радзивилл А.Я.* Лядовская тектоно-магматическая структура (Подольское Приднестровье). – Тектоника и стратиграфия, 1980, вып. 18, с.42–51.
180. *Радзивилл А.Я.* Малые интрузии, дайки и жерловины восточной контактовой зоны Корсунь-Новомиргородского плутона. – В кн.: Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием : Тез. докл. V Всесоюз. палеовулканол. симпоз., Черкассы, сент. 1981 г. Киев : Наук. думка, 1981, с.10–11.
181. *Радзивилл А.Я., Гамзеев А.С., Коломиец Г.Д.* Тектоно-магматические, минералого-петрографические и петрохимические критерии прогноза апатитоносных комплексов восточной контактовой зоны Корсунь-Новомиргородского плутона Украинского щита. – Киев, 1984. – 58 с. – (Препринт / АН УССР. Ин-т геол. наук; № 84–4).
182. *Радзивилл А.Я., Довгаль Ю.М.* Тектоническое положение Болтышской кальдеры в структуре Украинского кристаллического щита. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли : Материалы I Всесоюз. палеовулканол. симпоз. (М., 1973). Владивосток, с.218–220.
183. *Радзівілл А.Я., Знаменська Т.О., Куделя Ю.А.* Куполовидні структури Волині. – Тектоніка і стратиграфія, 1975, вип. 7, с.12–25.
184. *Радзивилл А.Я., Куделя Ю.А., Палий А.М. и др.* Тектонические, тектоно-магматические и структурно-геоморфологические критерии поисков крупных нефтяных и газовых месторождений в Днепровско-Донецком грабене (субгеосинклинали). – Киев, 1979. – 52 с. – (Препринт / АН УССР; Ин-т геол. наук; № 79–31).
185. *Радзивилл А.Я., Куделя Ю.А., Гамзеев А.С.* Мезокайнозойский вулканизм Украинского щита и вопросы фосфоритоносности меловых и палеогеновых толщ юго-запада Восточно-Европейской платформы. – В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М: Наука, 1980, с.277–279.
186. *Радзивилл А.Я., Куделя Ю.А.* Соподчиненный ряд вулканоструктур мелового – палеогенового возраста центральной части Украинского щита. – В кн.: Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием : Тез. докл. V Всесоюз. палеовулканол. симпоз., Черкассы, сент. 1981 г. Киев : Наук. думка, 1981, ч.1, с.145–146.
187. *Радзивилл А.Я., Радзивил В.Я.* Структурное положение кислого вулканизма венда на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы. – В кн.: Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР : Тез. докл. респ. совещ. (24–26 сент. 1973 г., Львов). Киев : Наук. думка, 1973, ч. 1, с.84–85.
188. *Радзивилл А.Я., Радзивил В.Я., Токовенко В.С.* Тектоно-магматические структуры Береговского холмогорья (Закарпатье). – Киев, 1978. – 54 с. – (Препринт / АН УССР. Ин-т геол. наук ; № 78-6).
189. *Радзивилл А.Я., Радзивил В.Я., Токовенко В.С.* Дешифрирование аэрофотоснимков в комплексе

методов реконструкции тектоно-магматических структур Закарпатья и других районов УССР. – Тектоника и стратиграфия, 1978, вып. 14, с.24–28.
190. *Радзивил В.Я.* Тектоно-магматические структуры Анюйско-Анадырского междуречья (Западная Чукотка) и их сопоставление с тектоно-магматическими структурами Закарпатья : Автореф. дис. ... канд.геол.-минерал. наук. – Киев, 1974. – 30 с.
191. *Радзивил В.Я.* Соподчиненный ряд тектоно-магматических структур Анюйско-Анадырского междуречья (Охотско-Чукотский вулканический пояс) и особенности их строения. – В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 106–107.
192. *Радзивил В.Я.* К вопросу о терминологии и классификации тектоно-магматических и магматических структур применительно к вулканическим поясам. – Тектоника и стратиграфия, 1976, вып.10, с.43–49.
193. *Радзивил В.Я.* Магмоподводящие структуры Береговского холмогорья (Закарпатье) и их геолого-геоморфологические признаки. – Тектоника и стратиграфия, 1979, вып. 17, с.13–21.
194. *Радзивил В.Я.* Структура Береговского маара (Закарпатье). – Тектоника и стратиграфия, 1983, вып. 24, с.43–50.
195. *Радзивил В.Я., Токовенко В.С.* Особенности строения тектоно-магматических структур Внутрикарпатского вулканического пояса (на примере Закарпатья). – Тектоника и стратиграфия, 1975, вып. 9, с.9–17.
196. *Радзивил В.Я., Токовенко В.С.* Структурно-геологические и геофизические методы палеовулканологических реконструкций (на примере Охотско-Чукотского вулканического пояса и Закарпатского прогиба). – В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций : Материалы II Всесоюз. палеовулканол. симпоз. (2–7 июня 1975). Петрозаводск : Карел. фил. АН СССР, 1976, с.38–42.
197. *Радзивил В.Я., Радзивилл А.Я., Токовенко В.С.* Структурно-генетическая связь эндогенного оруденения с приповерхностными субвулканическими телами автомагматических брекчий и туффизитов Береговского холмогорья (Закарпатье). – В кн.: Мезозойский и кайнозойский вулканизм и связанные с ним полезные ископаемые : Тез. докл. V Всесоюз. вулканол. совещ. (окт. 1980) (Симпоз. 1). Тбилиси : Мецниереба, 1980, с.503–504.
198. *Радзивил В.Я., Радзивилл А.Я., Токовенко В.С., Довгаль Ю.М.* Основные типы тектоно-магматических структур мезо-кайнозойских орогенных вулканических полей и областей. – В кн: Вулканизм и вулканоструктуры: Тез. докл. V Всесоюз. вулканол. совещ. (окт. 1980) (Симпоз. 3). Тбилиси : Мецниереба, 1980, с.32–34.
199. *Радзивил В.Я., Радзивилл А.Я., Токовенко В.С., Федорин Я.В.* Особенности строения корневых частей вулканоструктур Берегово-Беганьского района (Закарпатье). – В кн.: Вулканизм и вулканоструктуры: Тез. докл. V Всесоюз. вулканол. совещ. (октябрь, 1980),(Симп.3). Тбилиси : Мецниереба, 1980, с.63–65.
200. *Радзивил В.Я., Федорин Я.В.* О природе и особенностях развития изометричных морфоструктур метаморфического комплекса Украинских Карпат (северо-западная часть Мармарошского массива). – В кн.: Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР : Материалы Всесоюз. совещ., Таллин, 26–29 апр. 1982 г. Ташкент : Фан, 1983, с.111–119.
201. *Рифейский* вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита / Под ред. Н.П.Семененко. – Киев : Наук. думка, 1968. – 172 с.
202. *Робертс Дж.* Внедрение магмы в хрупкие породы. – В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с.230–283.
203. *Романов Л.Ф., Яновская Г.Г.* Возраст и тектонические условия залегания отложений триаса юга междуречья Днестр – Прут. – В кн.: Геологическая структура и рельеф Молдавии. Кишинев : Штиинца, 1979, с.48–56.
204. *Рудаков С.Г.* О палеозойском магматизме Восточных Карпат. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1966, 41, вып. 5, с.129–130.
205. *Рудаков С.Г.* О возрасте зеленосланцевого метаморфического комплекса Восточных Карпат. – Изв. вузов. Сер. геология и разведка, 1980, № 6, с.38–44.
206. *Рудницький С.* Вигаслі вулкани Українського Закарпаття. – Вісн. природознавства, 1928, № 1, с.7–18; с.76–92.
207. *Савицына А.А.* О минеральном составе метаморфических пород восточной части Равнинного Крыма. – Минерал. сб. Львов. ун-та, 1968, № 22, вып. 2, с.195–198.
208. *Сасин Г.Г.* Тектонические закономерности размещения неогенового полиметаллического оруденения Северной Венгрии, Советского Закарпатья и Северной Румынии. – Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1965, № 9, с.79–92.
209. *Свешникова Е.В.* Магматические комплексы центрального типа. – М.: Недра, 1973. – 184 с.
210. *Святловский А.Е.* Структурная вулканология. – М.: Недра, 1971. – 232 с.
211. *Семененко Н.П., Ткачук Л.Г., Данилович Ю.Р.* Объяснительная записка к карте метаморфитов Украинских Карпат. – Acta Geol hung., 1969, № 13, с.21–25.
212. *Семененко Н.П.* Геохронологическая структурная карта кристаллического фундамента Украины и смежных территорий (юга Восточно-Европейской платформы и ее обрамления). – В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974, с.34–37.
213. *Семененко М.П., Савченко М.А., Клушин В.І.* Прип'ятський вал (глибинна структура, магматизм та металоносність). – К.: Наук. думка, 1976. – 180 с.
214. *Славин В.И.* О срединном Паннонском массиве Карпат. – Геол. сб.Львов. геол. о-ва, 1958, № 5/6, с.75–84.
215. *Славин В.И.* О юрском Предкарпатско-Добруджинском краевом прогибе. – Докл. АН СССР, 1958, 120, № 3, с.570–573.

216. *Славин В.И.* Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 170 с.
217. *Славин В.И., Жуков Ф.И.* О пермских отложениях в советской части Восточных Карпат. – В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1966, с.16–21.
218. *Соболев В.С., Горбачевская О.Н.* Эгирин в туффите из третичных отложений Предкарпатья. – Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1950, № 5, с.159–167.
219. *Соболев В.С., Костюк В.П., Бобриевич А.П.* Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. – Киев : Изд-во АН УССР, 1955. – 258 с.
220. *Соболев В.С., Костюк В.П.* К геологии неогеновых вулканических пород Закарпатья. – Тр.Лаб. вулканологии АН СССР, 1958, вып. 13, с.243–254.
221. *Соколов Б.С.* Периодичность (этапность) развития органического мира и биостратиграфические границы. – Геол. и геофиз., 1974, № 1, с.3–10.
222. *Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Ливанова Л.П. и др.* Глубинное строение земной коры Восточных Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГЗС. – Геофиз. исслед. строения зем. коры юго-вост. Европы, 1967, № 5, с.49–56.
223. *Спижарский Т.Н.* Обзорные тектонические карты СССР. – Л.: Недра, 1973. – 240 с.
224. *Справочник* по тектонической терминологии / Под ред. Ю.А.Косыгина. – М.: Недра, 1970. – 581 с.
225. *Степанюк Л.М., Ковалев Ю.В., Мацькив Б.В. и др.* Время формирования метавулканитов северо-западного окончания Мармарошского массива. – Докл. АН УССР. Сер. Б., 1983, № 8, с.24–28.
226. *Стратиграфія* УРСР. Т.1. Докембрій. – К.: Наук. думка, 1972. – 343 с.
227. *Стратиграфія* УРСР. Т.4. Силур. – К.: Наук. думка, 1974. – 216 с.
228. *Стратиграфія* УРСР. Т.5. Девон. – К.: Наук. думка, 1974. – 262 с.
229. *Стратиграфія* УРСР. Т.7. Юра. – К.: Наук. думка, 1969. – 220 с.
230. *Страхов Л.Г.* О генезисе трубок взрыва. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли : Материалы III Всесоюз. вулканол. совещ. (28–31 мая 1969 г.). М.: Наука, 1971, с.52–55.
231. *Структуры* траппов Сибирской платформы / Под ред. М.Л.Лурьев. – Л.: Недра, 1976. – 172 с. – (Тр. Всесоюз. н.-и. геол. ин-та. Н.С.; Т.235).
232. *Ступка О.С.* О магматизме Равнинного Крыма. – Геология и геохимия горючих ископаемых, 1969, вып. 21, с.17–24.
233. *Субботин С.И.* Геологическая интерпретация данных геофизических исследований в западных областях Украинской ССР. – В кн.: Тр.науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам Украинской ССР. Киев : Изд-во АН УССР, 1949, с.370–390.
234. *Субботин С.И.* Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. – Киев : Изд-во АН УССР, 1955. – 258 с.
235. *Тектоника* континентов и океанов: Терминол. справ. / Под ред. Ю.А.Косыгина, В.А.Кулындышева, В.А.Соловьева. – Хабаровск : Кн. изд-во, 1976. – 758 с.
236. *Титов Э.М.* Погребенные вулканоструктуры Закарпатья. – В кн.: Материалы XI конгр. Карпато-Балк. геол. ассоц. Киев : Наук. думка, 1977, с.279–280.
237. *Ткачук Л.Г., Гуржий Д.В.* Раховский кристаллический массив. – Киев : Изд-во АН УССР, 1957. – 126 с.
238. *Ткачук Л.Г., Кудрин Л.Н., Рипун М.Б.* Неогеновые вулканические туфы западных областей УССР. – В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958, кн.5, с.126–141.
239. *Туговик Г.И.* Эксплозия и рудный процесс. – М.: Недра, 1974. – 207 с.
240. *Уиссер Э.* Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах. – В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1964, вып. 2, с.9–196.
241. *Устиев Е.К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. – Сов. геология, 1959, № 3, с.3–27.
242. *Устиев Е.К.* Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 124 с.
243. *Устиев Е.К.* Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций. – В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с.161–183.
244. *Устиев Е.К.* Геологические и петрологические аспекты проблемы вулкано-плутонических формаций. – В кн.: Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности. М.: Наука, 1969, с.5–44.
245. *Фишкин М.Ю.* О липаритовых куполах Береговского района Закарпатской области. – Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1954, № 23, с.54–62.
246. *Фремд Г.М.* К вопросу о развитии посторогенных вулкано-тектонических структур : Тез. докл. к III Всесоюз. вулканол. совещ. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1969, с.10–11.
247. *Фремд Г.М., Рыбалко В.И.* Вулкано-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. – Томск : Изд-во Том. ун-та, 1972. – 149 с.
248. *Фремд Г.М., Рыбалко В.И., Олейников А.В.* Типизация, генезис и металлогеническая специализация вулкано-тектонических структур Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. – В кн.: Палеовулканологические реконструкции. Новосибирск : Наука, 1976, с.88–103.
249. *Федорин Я.В.* Петрохимические особенности и взаимоотношение некоторых магматических пород Мармарошского массива. – Геол. журн., 1980, 40, вып. 5, с.112–118.
250. *Федорин Я.В.* Вулкано-тектонические структуры северо-западной части Мармарошского массива : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Киев, 1981. – 27 с.
251. *Федорин Я.В., Радзивил В.Я.* О кольцевых структурах Раховского района Закарпатья. – Докл. АН УССР. Сер. Б, 1980, № 10, с.29–31.

252. *Хаин В.Е.* Некоторые основные вопросы современной геотектоники. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 12, с.47–61.
253. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. – М.: Недра, 1964. – 479 с.
254. *Херасков Н.П.* Тектоника и формации : Избр. тр. – М.: Наука, 1967. – 403 с.
255. *Хаин В.Е., Бызова С.Л., Рудаков С.Г., Славин В.И.* О некоторых спорных вопросах тектоники внутренних зон Восточных Карпат. – Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд.геол., 1975, **50**, № 5, с.126–129.
256. *Хоменко В.А.* Литология девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины. – Киев : Наук. думка, 1977. – 141 с.
257. *Хоменко В.І.* Про можливість використання намагніченості гірських порід при тектонічному районуванні. – Доп. АН УРСР, 1961, № 10, с.1307–1309.
258. *Хоменко В.І.* Типи магнітних аномалій Закарпаття. – Доп. АН УРСР, 1961, № 2, с.176–180.
259. *Хоменко В.И.* Некоторые вопросы строения Закарпатского внутреннего прогиба. – В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1966, с.104–105.
260. *Хоменко В.І.* Глибинна будова Закарпатського прогину. – К.: Наук. думка, 1971. – 232 с.
261. *Чебаненко І.І.* Розломи та тектоніка України. – К.: Наук. думка, 1966. – 79 с.
262. *Чебаненко И.И.* Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. – Киев : Наук. думка, 1977. – 82 с.
263. *Чекунов А.В., Ливанова Л.П., Гейко В.С.* Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. – Сов. геология, 1969, № 10, с.57–69.
264. *Чекунов А.В.* Про фундамент Східних Карпат. – Геол. журн. 1970, **30**, вип. 1, с.31–37.
265. *Чекунов А.В.* Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. – Киев : Наук. думка, 1972. – 176 с.
266. *Чумаков А.А.* Магматические породы Молдавии. – Учен. зап. Кишинев. ун-та, 1955, **19**, с.89–101.
267. *Чумаков А.А., Сухаревич П.М.* О тектоно-магматических проявлениях в южной части Днестровско-Прутского водораздельного плато. – Докл. АН СССР, 1956, **108**, № 3, с.538–540.
268. *Шаля А.А.* О возрасте и происхождении туфогенных песчаников в нижнемеловых отложениях Крыма. – Тр. Моск. геол.-развед. ин-та, 1963, **39**, с.28–34.
269. *Шалимов А.И.* Зональность явлений палеовулканизма в структурах Горного Крыма. – В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. М.: Наука, 1966, с.286–292.
270. *Шаталов Н.Н.* Структурно-геологические особенности дайковых образований восточной части Приазовского массива : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Киев, 1980. – 28 с.
271. *Шатский Н.С.* Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 6, с.57–90.
272. *Шевченко В.И., Резанов И.А.* К вопросу о возрасте Скифской и Туранской платформ. – Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1977, № 1, с.3–14.
273. *Штейнберг Г.С.* О взрывном образовании кальдер. – В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский : Кн. изд-во, 1969, с.56.
274. *Шульц С.С.* О современном, новейшем и древнем эпейрогенезе. – В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры : Материалы совещ. по пробл. зем. коры. М.: Недра, 1967, с. 18–26.
275. *Щербак Н.П., Злобенко В.Г., Жуков Г.В. и др.* Каталог изотопных дат пород Украинского щита. – Киев : Наук. думка, 1978. – 224 с.
276. *Эволюция* вулканизма в истории Земли : Материалы I Всесоюз. палеовулканол. симпоз. (М., 1973 г.). – Владивосток, 1973. – 346 с.
277. *Этингоф И.М., Беленов В.М., Харитонов В.Д. и др.* О геотектоническом районировании кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины и смежных территорий. – Докл. АН УССР, Сер. Б, 1976, № 8, с.705–709.
278. *Юрк Ю.Ю., Добровольская Т.И.* О рифейском возрасте галек и валунов из верхнеюрских конгломератов Горного Крыма. – В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук. думка, 1965, с.161–165.
279. *Kulhan Jy.* A Beregszaszi – Hegyseg eruptiv Közetel es azok elvaltosasai. – Földt. Közl., 1936, **66**, l.161–198.
280. *Kuthan M.* Undachy Kulkanismus Karpatskegho orogenu a vulkanologicke studia v sev. casti Presovskih hor. – Pr. statn. geol. ustavu, 1948, s.17.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие. *Радзивилл А.Я.* **5**
Глава 1. Основные проблемы структурно-палеовулканологических исследований территории УССР. Основные понятия и терминология. *Радзивилл В.Я.* **7**
Глава 2. Тектоно-магматические структуры юго-западной части Восточно-Европейской платформы. *Радзивилл А.Я.* **12**
Позднепротерозойский (байкальский) этап активизации **12**
Ранний-средний рифей **13**
Поздний рифей **21**
Палеозойский (герцинский) этап активизации **30**
Юрский этап активизации **41**
Альпийский этап активизации **45**
Общая направленность развития тектоно-магматических структур неогея и их металлогеническая специализация **56**
Глава 3. Тектоно-магматические структуры Карпат 59
Раннепалеозойский этап активизации. *Радзивилл В.Я., Федорин Я.В.* **59**
Позднемезозойский этап активизации. *Радзивилл В.Я.* **61**
Кайнозойский этап активизации. *Радзивилл В.Я.* **66**
Неоген **67**
Припаннонская структурная зона **71**
Чоп-Великодоброньский участок **71**
Береговско-Беганьский участок **77**
Виноградовский участок **91**
Вышковский участок и смежные территории **99**
Вигорлат-Гутинская вулканическая зона (гряда) **113**
Некоторые вопросы классификации и выводы об условиях формирования и эволюции тектоно-магматических структур Закарпатья. *Радзивилл В.Я.* **124**
Глава 4. Тектоно-магматические структуры Крымской вулканической области и Западного Причерноморья.*Токовенко В.С.* **132**
Домезозойский этап активизации **133**
Мезозойский этап активизации **135**
Общая направленность развития тектоно-магматических структур Крымской вулканической области **147**
Заключение. *Радзивилл А.Я.* **149**
Список литературы **150**

Анатолий Яковлевич Радзивилл
Виктор Яковлевич Радзивил
Владимир Сергеевич Токовенко

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ НЕОГЕЯ (РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОТЕКТОНИКА УКРАИНЫ)

Утверждено к печати ученым советом Института геологических наук АН УССР

Редактор *О.И.Калашникова*
Оформление художника *Н.И.Казаковой*
Художественный редактор *И.П.Савицкая*
Технический редактор *Т.М.Зубрицкая*
Операторы *А.Н.Матюрина, Т.Н.Шевченко*
Корректоры *О.Е.Исарова, В.И.Гломозда*

ИБ № 7407

Подп. в печ. 29.04.86. БФ 01583. Формат 70x108/16. Бум. офс. № 1. Гарн, Пресс Роман. Офс. печ. Усл. печ. л. 14,18. Усл. кр.-отт. 14,71. Уч.-изд. л. 17,99. Тираж 500 экз. Зак. 6–575. Цена 2 р. 80 к.

Издательство "Наукова думка". 252601 Киев 4, ул. Репина, 3.
Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул. Репина, 4.