

**GEOLOGICKÉ PRÁCE
SPRÁVY 69**

VEDECKÝ REDAKTOR

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

REDAKČNÁ RADA

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Anton Biely, CSc., RNDr. Edita Brestenská, Akad. Bohuslav Cambel, RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparik, CSc., RNDr. Pavol Grecula, CSc., RNDr., Jozef Gubač, CSc., RNDr. Ján Hlavský, DrSc., RNDr. Ján Kantor, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., prof. RNDr. Miroslav Kuthan, CSc., Akad. Michal Maheľ, RNDr. Magda Marková, CSc., RNDr., Ondrej Samuel, DrSc., (predseda redakčnej rady), RNDr. Laurenc Snopko, CSc., RNDr. Imrich Vaškovský, DrSc.

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE**

(2)
1494₃

S P R Á V Y 69

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1978

MATERIÁLY POROVNÁVACEJ
GEOLOGIE KAVKAZU
A ZÁPADNÝCH KARPÁT

МАТЕРИАЛЫ К СРАВНИТЕЛЬНОЙ
ГЕОЛОГИИ КАВКАЗА
И ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

EDITORI

М. М. Рубинштейн

O. Samuel

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA Bratislava
Signatúra: 17019 b
kat. čís.: 868/49
Kés kupa: 38.1
Kés výma:
Kés dar:

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие (<i>М. М. Рубинштейн</i>)	9
Геология и международное сотрудничество (<i>П. Малик</i>)	13
Основные черты тектоники Кавказа и Западных Карпат (<i>П. Д. Гамкрелидзе, М. П. Гамкрелидзе, А. Биелы — О. Фусан</i>)	21
Стратиграфия и фации юры Кавказа и Западных Карпат (<i>В. И. Зесашивили, Т. А. Пайчадзе, В. А. Тодрия, М. В. Топчишвили, М. Ракус</i>)	81
Позднеюрская рифовая формация Кавказа (<i>Н. С. Бендукидзе</i>)	141
Стратиграфия и фации нижнего мела Кавказа и Западных Карпат (<i>Э. В. Котетишвили, А. Беган, К. Борза, О. Самуэл</i>)	157
Стратиграфия пограничных слоев мела и палеогена Грузии и Словакии (<i>П. А. Гамбашидзе, Н. Ш. Салуквадзе, О. Самуэл</i>)	227
Стратиграфия неогена Кавказа и Западных Карпат (<i>Г. Д. Ананшавили, Э. Брестенска, Я. Гашпарик</i>)	261
Кенозойский вулканизм Кавказа и Западных Карпат (<i>М. Б. Лордкипанидзе, Г. Ш. Надарейшвили, Й. Форгач, К. Каролус, В. Конечны, Я. Лекса</i>)	305

OBSAH

Predslov (<i>М. М. Rubinštejn</i>)	11
Geológia a medzinárodná spolupráca (<i>Р. Malík</i>)	16
Základné črty tektoniky Kaukazu a Západných Karpát (<i>Р. D. Gamkrelidze, М. P. Gamkrelidze, А. Biely, О. Fusán</i>)	21
Stratigrafia a fácie jury Kaukazu a Západných Karpát (<i>В. I. Zesašvili, Т. А. Pajčadze, В. А. Todriia, М. V. Topčišvili, М. Rakús</i>)	81
Vrchnojurská rífová formácia Kaukazu a Západných Karpát (<i>Е. V. Koteišvili, А. Began, К. Borza, О. Samuel</i>)	141
Stratigrafia a fácie spodnej kriedy Kaukazu a Západných Karpát (<i>Е. V. Koteišvili, А. Began, К. Borza, О. Samuel</i>)	157
Stratigrafia a vzájomný vzťah kriedových a paleogénnych uloženín Gruzínska a Slovenska (<i>Р. A. Gambašidze, N. Š. Salukvadze, O. Samuel</i>)	227
Stratigrafia neogénu Kaukazu a Západných Karpát (<i>Г. D. Ananiašvili, E. Brestenská, J. Gašparik</i>)	261
Kenozoický vulkanizmus Kaukazu a Západných Karpát (<i>М. B. Lordkipanidze, G. Š. Nadarejšvili, J. Forgáč, K. Karolus, V. Konečný, J. Lexa</i>)	305

CONTENTS

Basic features of tectonic structure and development of Caucasus and West Carpathians (<i>P. D. Gamkrelidze, M. P. Gamkrelidze, A. Biely, O. Fusán</i>)	77
Outline of stratigraphy and facies of Jurassic deposits in Caucasus and West Carpathians (<i>V. I. Zesašvili, T. A. Pajčadze, V. A. Todrija, M. V. Topčišvili, M. Rakús</i>)	138
Late Jurassic reef formation of Caucasus (<i>N. S. Bendukidze</i>)	154
Stratigraphy and facies of the Lower Cretaceous in Caucasus and West Carpathians (<i>E. V. Kotetišvili, A. Began, K. Borza, O. Samuel</i>)	223
Stratigraphy of Cretaceous/Paleogene boundary beds of Georgia and West Carpathians (<i>P. A. Gambašidze, N. Š. Salukvadze, O. Samuel</i>)	257
Stratigraphical characteristics of Miocene deposits of Georgia and West Carpathians (<i>G. D. Ananiašvili, E. Brestenská, J. Gašparik</i>)	301
Cenozoic volcanism of the Caucasus and West Carpathians (<i>M. B. Lordkipanidze, G. Š. Nadarejšvili, J. Forgáč, K. Karolus, V. Konečný, J. Lexa</i>)	339

ПРЕДИСЛОВИЕ

Грудами нескольких поколений исследователей геологии Западных Карпат и Кавказа достигнута высокая степень геологической изученности этих важных составных частей альпийского складчатого пояса. Однако хорошо известно, что чем лучше изучены специфические черты геологического строения и истории развития различных регионов, тем больше возможности получения ценной обобщающей информации таит в себе их сравнительное сопоставление. В качестве наиболее наглядных примеров плодотворности такого анализа подразумевают обычно результаты стратиграфической корреляции — основы геологических исследований, будь то геологическое картирование или поиски полезных ископаемых, но отнюдь не менее эффективен сравнительный анализ тектоники, вулканизма, металлогении. . . В то же время подобные сопоставления имеют следствием не только надрегionalные выводы, но и более глубокое понимание известных ранее региональных особенностей. Поэтому совершенно естественно, что предложение Геологического института им. Диониза Штура в Братиславе о проведении совместных работ по проблеме „Геология альпийской складчатой области” встретило в Геологическом институте им. А. И. Джанелидзе Академии наук Грузинской ССР самый живой отклик.

Двустороннее сотрудничество обоих институтов, начатое в 1972 году включало первоначально вопросы региональной тектоники, стратиграфии и фаций юры, мела и неогена, а также кайнозойского вулканизма. Изложению некоторых материалов и предварительных итогов этих работ посвящен настоящий сборник. Такие работы, предоставляющие их участникам возможность ознакомиться в поле с геологическими особенностями сопоставляемых регионов и непосредственного обсуждения результатов наблюдений, не могут не быть плодотворными, стимулируя развитие творческой мысли. Они успешно развиваются и имеются все основания считать, что совместные исследования чехословацких и советских геологов позволят им внести достойный вклад

*в познание общих закономерностей альпийской складчатой области
и содействовать выявлению и освоению новых ресурсов минеральных
богатств, таящихся в ее недрах.*

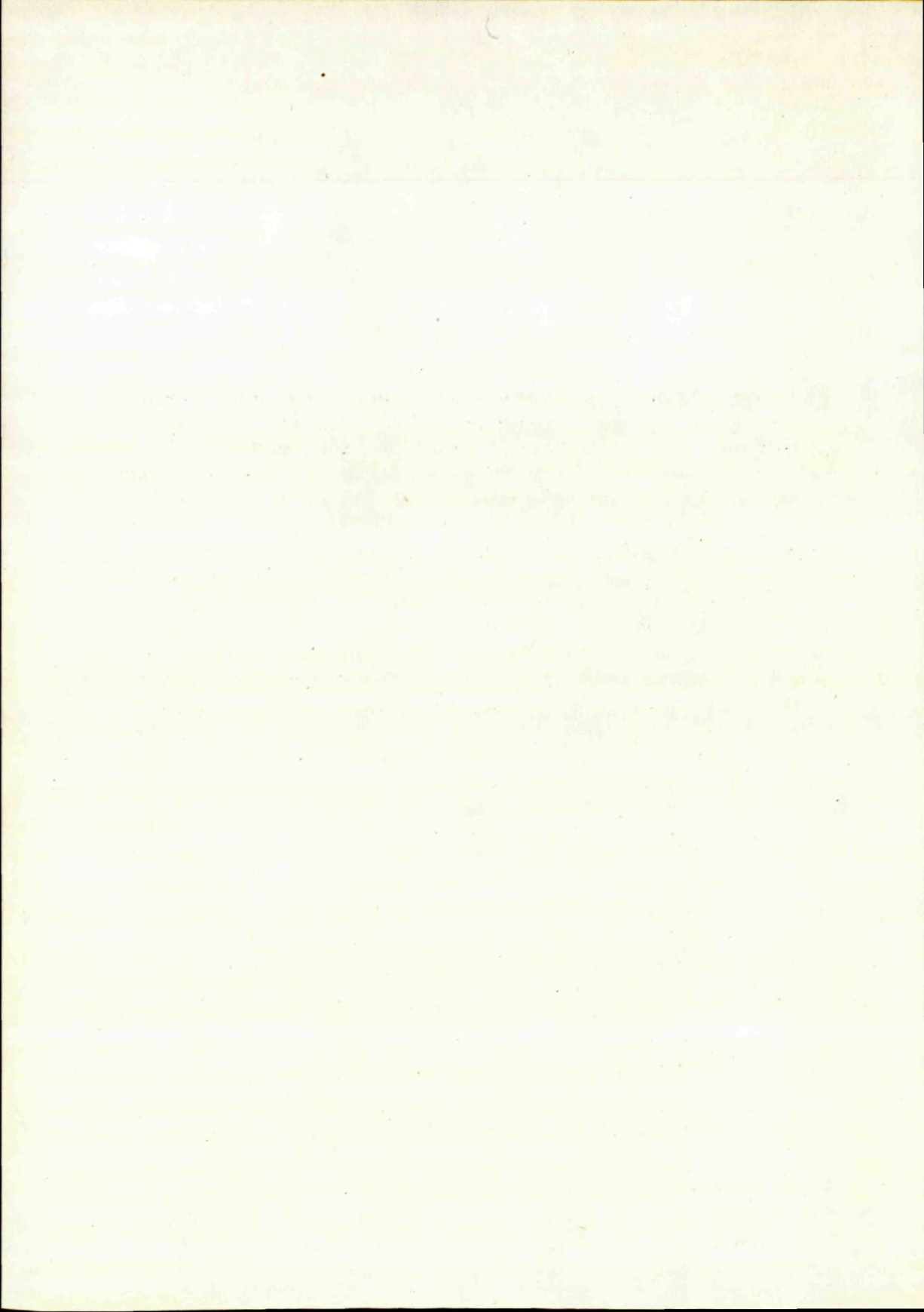
*Член-корреспондент АН Грузинской ССР
М. М. Рубинштейн*

Výsledkom prác niekoľkých pokolení výskumníkov v geológii Západných Karpát a Kaukazu je vysoký stupeň geologickej preskúmanosti týchto významných súčastí alpínskeho vrásového pásma. Dobre známa je skutočnosť, že čím lepšie sú preskúmané špecifické črty geologickej stavby a vývinu rozličných oblastí, tým viac možností získať cenné zovšeobecňujúce informácie poskytujúce ich porovnateľný vzťah. Za najnázornejšie príklady plodnosti takej analýzy sa obvykle považujú výsledky stratigrafickej korelácie — základu geologických výskumov: buď geologické mapovanie, alebo vyhľadávanie nerastných surovín. Menej je efektívna porovnávací analýza tektoniky, vulkanizmu, metalogenézy atď. V tom istom čase sú podobne porovnateľné nielen nadregionálne závery, ale aj hlbšie poňatie už skôr známych regionálnych osobitostí. Preto sa návrh Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, aby sa práce na probléme „Geológia alpínskej vrásovej oblasti“ vykonávali spoločne, stretol so živým ohlasom v Geologickom ústave A. J. Džanelidzeho pri Akadémii vied Gruzínskej SSR.

Obojstranná spolupráca týchto ústavov, ktorá sa začala v roku 1972, zahŕňovala pôvodné otázky regionálnej tektoniky, stratigrafie a fácií jury, kriedy a neogénu, ako aj trefohorného vulkanizmu.

Zborník je venovaný vysvetleniu niektorých materiálov a predbežných výsledkov týchto prác. Práce tohto druhu poskytujú pracovníkom oboch ústavov možnosť zoznámiť sa v teréne s geologickými zvláštnosťami porovnávaných oblastí a bezprostredne posúdiť výsledky pozorovaní. Výsledky tejto spolupráce nemôžu byť neplodné, keďže stimulujú rozvoj tvorivého myslenia, úspešne sa rozvíjajú a možno s istotou predpokladať, že spoločné výskumy československých a sovietskych geológov umožnia dôstojne prispieť k poznaniu všeobecných zákonitostí alpskej vrásovej oblasti a k poznaniu nových zdrojov minerálneho bohatstva, ktoré sa skrývajú v jej hĺbinách.

M. M. Rubištejn
člen korešpondent Gruzínskej Akadémie vied



ГЕОЛОГИЯ И МЕЖДУНАРОДНОЕ СОТРУДНИЧЕСТВО

Чехословацкая Социалистическая Республика обладает высоким научно-исследовательским потенциалом в области геологии и успешно привлекает своих специалистов к решению важных и сложных геологических проблем. Тесное сотрудничество развито особенно в рамках стран-членов СЭВ, в основе которого лежат одинаковые общественные цели и совместные усилия обеспечить выявление и использование новых ресурсов минерального сырья. Наряду с решением актуальных технических проблем эти цели нашли естественное отражение в очень тесном сотрудничестве, координируемом Постоянной комиссией по геологии СЭВ. Другие формы сотрудничества между странами-членами СЭВ осуществляются по средствам двусторонних или многосторонних договоров, а в некоторой степени, также при помощи обмена результатами геологических исследований между геологическими организациями этих стран. Процесс интеграции научно-исследовательского потенциала социалистических стран в настоящее время считается закономерным явлением и постоянное место занимает также в области геологических наук.

Усиление интереса к развитию международного сотрудничества в геологических дисциплинах между странами-членами СЭВ наметилось особенно с 1960 года, когда были заключены первые двусторонние договора о решении некоторых геологических проблем в пограничных областях. Эти договоры были позже расширены с целью привлечения к данной работе у других социалистических стран. К настоящему времени дву- или многосторонние договоры заключены со всеми социалистическими странами. Важнейшей целью упомянутых договоров является разрешение некоторых межрегиональных и металлогенических проблем в пределах Карпато-Балканской и Кавказской горных систем, обмен специалистами и опытом работы, а также геологическими публикациями и т. д. Особенно значительное развитие сотрудничества было достигнуто в рамках Карпато-Балканской Геологической Ассоциации, последним результатом которого было издание Тектонической карты карпато-балканской зоны в масштабе 1 : 1 000 000. Планируется

с привлечением к работе соответствующих специалистов издание палеогеографических, металлогенических, гидрогеологических и инженерно-геологических карт, которые будут иметь принципиальное значение для всех стран-членов СЭВ.

По согласованному плану сотрудничества между Государственным Комитетом Совета Министров СССР по науке и технике и Федеральным Министерством по техническому и инвестиционному развитию ЧССР, подписанному в феврале 1972 г. в Москве, с 27 по 30 марта 1972 г. в Тбилиси проходили переговоры между председателем Государственного Комитета Совета Министров Грузинской ССР по науке и технике и министром строительства и техники Словацкой Социалистической Республики о вопросах сотрудничества между Грузинской ССР и Словацкой Социалистической Республикой в области науки и техники. Составной частью итогов этих переговоров явилось подписание Плана двустороннего сотрудничества на 1972 год, расширенного позже на весь период пятой пятилетки. Этот план был согласован с председателем Государственного Комитета Совета Министров СССР по науке и технике и министром технического и инвестиционного развития ЧССР. В ходе дальнейших переговоров в план сотрудничества были включены 4 темы, в этом числе тема „Геология альпийских складчатых областей”, выполняемая грузинской стороной в рамках Геологического института Грузинской Академии Наук, а словацкой стороной — в рамках Геологического института им. Диониза Штура в Братиславе. Сотрудничество между обоими институтами, тесно связанное с работой в рамках Карпато-Балканской Ассоциации, направлено, в первую очередь, на решение ряда вопросов межрегиональной геологической корреляции альпийских складчатых областей грузинской части Кавказа и Западных Карпат в части стратиграфии мезозоя, палеогена, неогена и некоторых тектонических особенностей. Наряду с этим проводятся работы по сопоставлению палеомагнетизма и послемезозойского эффузивного вулканизма Грузинской ССР и Западных Карпат, определению абсолютного возраста герцинских и альпийских интрузивных пород, а также по их использованию для уточнения геохронологической шкалы. В течение шестой пятилетки особое внимание будет уделено магматизму, эндогенным месторождениям минерального сырья, тектоническому строению и геологическому развитию Кавказа и Западных Карпат, а также обсуждению вопросов сравнения вулcano-седиментационного литогенеза и мезозойского флишевого осадконакопления в области Западного Кавказа и Западных Карпат. Эти все проблемы тесно связаны с решением долгосрочной задачи государственного плана развития науки и техники под названием „Региональные геологические

исследования Западных Карпат” с целью подготовки официального издания основных геологических карт в масштабе 1 : 25 000. Разрешение этих проблем имеет чрезвычайно важное значение для чехословацкой экономики, так как полученные результаты исследований будут полностью использованы для интерпретации геологического строения и развития чехословацкой части Карпат, определения стратиграфической позиции важнейших структурных элементов, изучения геохимических и металлогенических процессов, а в окончательной фазе также для поисковых работ по обеспечению новых ресурсов минерального сырья.

Международное сотрудничество развивается в полном соответствии с критериями мирного сотрудничества в рамках стран-членов СЭВ, создающего обширные возможности для дальнейшего развития исследований в области геологических наук. Реальным является предположение, что вышеупомянутое сотрудничество будет еще более укрепляться, творчески развиваться и станет постоянной основой для решения важнейших геологических проблем и расширения потенциала минерального сырья стран-членов СЭВ.

Павел Малик

Министерство строительства и техники ССР

Exponenciálny rozmach geologického poznania a realizácia jeho výsledkov v spoločenskej praxi najmä v posledných rokoch otvorili pre geologické vedy široký priestor na poli medzinárodnej vedeckej spolupráce. Na rozdiel od nedávnej minulosti, keď bola hlavná pozornosť geológov sústredená predovšetkým na štúdium geologických fenoménov relatívne malých územných celkov, stávajú sa postupne predmetom intenzívneho geologického výskumu väčšie regionálne komplexy, presahujúce hranice jednotlivých krajín. Ani najväčšie krajiny sveta dnes nie sú schopné samostatne riešiť všetky problémy, ktoré vyvoláva spoločenská prax. Geológia ako dialektický súbor geovedných disciplín prešla prvá na globálnu platformu, ktorá nie je limitovaná len geometrickými rozmermi zemského telesa, ale presahuje jeho rámec. Veľkú úlohu v integračnom procese geologického výskumu nepochybne zohrala „informačná explózia“, ako aj posledné objavy pri dobývaní kozmického priestoru a pri výskume štruktúry oceánskeho dna a jeho podložia. Pod ich vplyvom sa začala formovať nová vedná disciplína — globálna tektonika. Iným vážnym momentom, ktorý sa pričínil o integráciu geologického poznania Zeme ako celku, je sústredené celosvetové úsilie zabezpečiť krytie narastajúcej potreby surovín v dlhodobej perspektíve. Nové objavy v zákonitostiach geologických procesov nachádzajú nielen široké globálne uplatnenie, ale uplatňujú sa aj pri štúdiu väčších alebo menších geologických celkov a v konečnej fáze realizácie výsledkov geologického výskumu pomáhajú geologickej interpretácii študovaných regiónov z hľadiska výskytu nových surovinových zdrojov. Výskum geologických problémov a procesov, prebiehajúcich v zemskej kôre a v plášti, presahuje možnosti jednotlivých krajín a vyžaduje veľmi úzku medzinárodnú spoluprácu. Preto vznikli veľké medzinárodné projekty (UPPER MANTLE, GEODYNAMICS, JOIDES, Programy medzinárodných geologických korelácií a i.), na ktorých sa podieľajú geologicko-výskumné organizácie v mnohých krajinách sveta.

Československá socialistická republika disponuje odborne zdatným vedeckým geologickým potenciálom a účinne sa zapojila, v rámci svojich možností, do riešenia náročných a zložitých geologických problémov,

ktoré úzko súvisia s geologickým poznaním jej vlastného územia a surovino-
vého potenciálu. Rozvinula sa úzka spolupráca predovšetkým v rámci
členských krajín RVHP. Motivujú ju rovnaké spoločenské ciele a spoločné
úsilie o plánovité zabezpečovanie nových surovinných zdrojov pre ďalší
dynamický rozvoj týchto krajín. Táto skutočnosť sa spolu s riešením aktuál-
nych technických problémov zákonite odrazila v najtesnejšej vzájomnej
spolupráci, ktorú koordinuje Stála komisia pre geológiu RVHP. Iné druhy
spolupráce medzi členskými krajinami RVHP sa realizujú prostredníctvom
dvojstraných alebo mnohostranných dohôd a v nezanedbateľnej miere
aj vzájomnou výmenou výsledkov geologického výskumu medzi geologic-
kými organizáciami. Proces integrácie výskumného potenciálu socialistic-
kých štátov sa stal dnes už zákonitým javom a našiel trvalé miesto aj
v geologických vedách.

K intenzívnemu rozvoju medzinárodnej spolupráce v oblasti geológie
v rámci členských krajín RVHP došlo hlavne po roku 1960, keď sa uzavreli
prvé dvojstranné dohody o riešení niektorých geologických problémov
pohraničných oblastí. Neskôr sa tieto rozšírili aj o účasť ostatných socia-
listických štátov. V súčasnosti sú prostredníctvom nadriadených ústred-
ných orgánov uzavreté dvojstranné alebo mnohostranné dohody so všetký-
mi socialistickými štátmi. Hlavným cieľom týchto dohôd je riešiť niektoré
interregionálne a metalogenetické problémy pohori karpatsko-balkánskeho
a kaukazského horského systému, vymieňať si odborníkov a skúsenosti,
geologické publikácie a i. Na veľmi širokej základni je rozvinutá spolupráca
v rámci Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie; jej posledným rezulta-
tom bolo vydanie Tektonickej mapy karpatsko-balkánskej zóny v mierke
1:1 000 000. Spoločnými silami budú vydané paleogeografické, metalogene-
tické, hydrogeologické a inžiniersko-geologické mapy, ktoré budú mať zá-
sadný význam pre všetky členské štáty RVHP.

Zásadné trendy medzinárodnej spolupráce socialistických štátov v ob-
lasti geológie, vyplývajúce zo zámerov zasadnutí RVHP a Stálej komisie
RVHP pre geológiu, sú pre našu republiku záväzné. Ich spoločným cieľom
je geologický výskum a prieskum území členských štátov RVHP z hľadiska
výskytu rôznych druhov nerastných surovín, využitie matematických
metód v geologických vedách, geologicko-ekonomické hodnotenie ložísk
nerastných surovín a efektívnosti geologických prác, ochrana životného
prostredia, klasifikácia a hodnotenie zásob podzemných vôd, ochrana
ložísk nerastných surovín, využívanie geotermálnej energie a iné. Mnohé
z týchto problémov presahujú súčasné možnosti československej geológie,
jej priama účasť na ich riešení je však nevyhnutná a stala sa trvalou ná-
plňou jednotlivých výskumných programov. V súlade s komplexným
programom RVHP sa od roku 1973 začala spoločnými silami riešiť veľmi

náročná výskumná úloha „Výskum morí a oceánov s cieľom využitia ich minerálnych zdrojov” na ktorej sa z Československa priamo zúčastňuje 5 geologických výskumných organizácií, medzi nimi aj Geologický ústav Dionýza Štúra. Inou rovnako dôležitou úlohou, s riešením ktorej sa započalo v roku 1975, je „Výskum a vývoj veľmi efektívnych prostriedkov na vykonávanie geologickoprieskumných prác pre pevné úžitkové nerasty a hydrogeologické výskumy”, na ktorej sa veľmi aktívne podieľajú organizácie Českého a Slovenského geologického úradu. Riešenie týchto úloh, ktoré sú koordinované z medzinárodných centier v Rige (INTERMOR-GEO) a v Moskve (INTERGEOTECHNIKA) predstavuje dlhodobý a cieľavedomý výskumný a vývojový program za finančnej a riešiteľskej spoluúčasti všetkých zúčastnených krajín. Jednou z foriem spolupráce je aj vzájomná koordinácia päťročných plánov geologickovýskumných prác členských krajín RVHP, vrátane plánov geologických ústavov akadémií vied. Sleduje sa tým, okrem prehĺbenia vzájomnej spolupráce, vylúčenie možných duplicit vo výskume, maximálne využitie poznatkov získaných v iných krajinách a celkové zvýšenie efektívnosti a kvality geologického výskumu. Zvláštnu pozornosť si zasluhuje aj expertízna činnosť pri geologickom výskume Mongolskej ľudovej republiky, Kuby a niektorých rozvojových krajín Afriky, Ázie a Latinskej Ameriky.

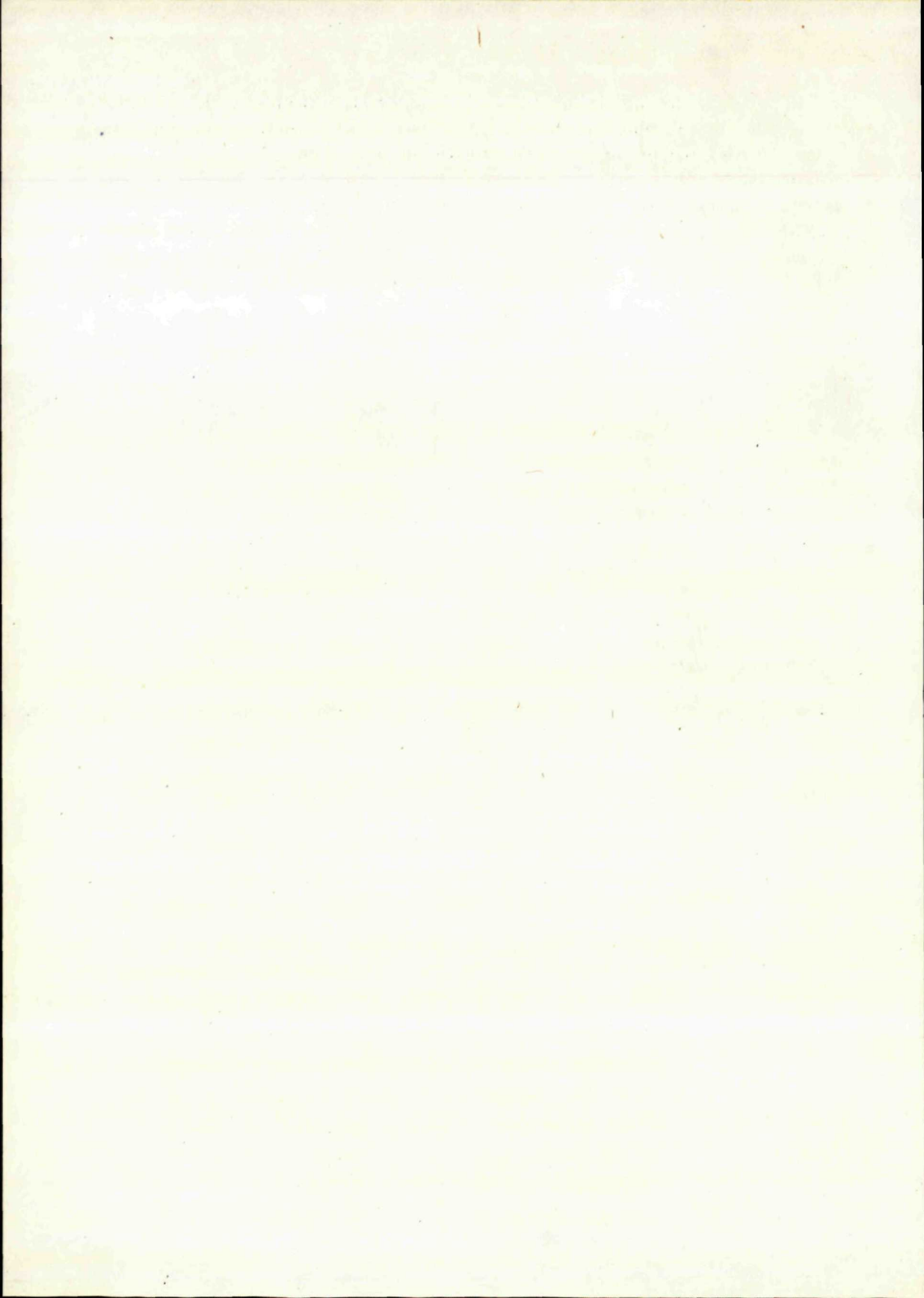
V zmysle dohodnutého plánu spolupráce medzi Štátnym výborom Rady ministrov ZSSR pre vedu a techniku a Federálnym ministerstvom pre technický a investičný rozvoj ČSSR, ktorý bol vo februári 1972 podpísaný v Moskve, sa uskutočnili v dňoch 27. až 30. marca 1972 v Tbilisi rozhovory medzi predsedom Štátneho výboru Rady ministrov Gruzínskej SSR pre vedu a techniku a ministrom výstavby a techniky Slovenskej SR o otázkach spolupráce medzi Gruzínskou SSR a Slovenskou SR v niektorých oblastiach vedy a techniky. Súčasťou tohto rokovania bolo podpísanie Plánu dvojstrannej spolupráce na rok 1972. Neskôr sa tento plán rozšíril na celé obdobie 5. päťročnice. Plán potvrdil predseda Štátneho výboru Rady ministrov ZSSR pre vedu a techniku a minister pre technický a investičný rozvoj ČSSR. V priebehu ďalších rokovaní boli do plánu spolupráce zakotvené 4 témy, medzi nimi aj téma „Geológia alpínsky zvrásnených oblastí”, ktorú rieši za gruzínsku stranu Geologický ústav Gruzínskej akadémie vied a za slovenskú stranu Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave. Spolupráca medzi týmito ústavmi, ktorá veľmi úzko súvisí so spoluprácou v rámci Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie, sa zameriava najmä na riešenie interregionálnej geologickej korelácie alpínskych vrásových oblastí gruzínskej časti Kaukazu a Západných Karpát v oblasti stratigrafie mezozoika, paleogénu, neogénu a tektonických štýlov. Okrem toho sa robí porovnateľný výskum paleomagnetizmu a postmezo-

zoického efuzívneho vulkanizmu Gruzínskej SSR a Západných Karpát, určovanie absolútneho veku hercýnskych a alpínskych intruzívnych hornín, a ich použiteľnosť pre určenie geochronologickej stupnice. V období 6. päťročnice sa budú riešiť hlavne problémy magmatizmu a endogénnych ložísk nerastných surovín, tektonická stavba a geologický vývoj Kaukazu a Západných Karpát, porovnávacie výskumy vulkanickosedimentárnej litogenézy a mezozoickej flyšovej sedimentácie v oblasti Západného Kaukazu a Západných Karpát. Všetky tieto problémy veľmi úzko súvisia s riešením dlhodobej úlohy štátneho plánu rozvoja vedy a techniky, nazvanej Regionálny geologický výskum Západných Karpát, ktorej cieľom je zostavenie oficiálnej edície základných geologických máp v mierke 1:25 000. Riešenie týchto problémov má pre naše národné hospodárstvo mimoriadny význam, dosiahnuté výsledky výskumu sa v celom rozsahu využijú pri interpretácii geologickej stavby a vývoja československého úseku Karpát, pri určení stratigrafickej pozície hlavných stavebných elementov, pri štúdiu geochemických a metalogenetických procesov a v konečnej fáze pri vyhľadávaní nových zdrojov nerastných surovín.

Medzinárodná spolupráca, predovšetkým v rámci členských krajín RVHP, spĺňa aj tie najnáročnejšie kritériá mierovej spolupráce a vytvorila pre našich geológov nový priestor pre uplatnenie ich tvorivých schopností. Je reálny predpoklad, že táto spolupráca sa bude naďalej prehĺbovať a tvorivo rozvíjať a stane sa stabilnou platformou pre riešenie najnáročnejších geologických problémov, trvalým nástrojom rozširovania surovinového potenciálu členských krajín RVHP.

Pavel Malík

Ministerstvo výstavby a techniky SSR



ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ КАВКАЗА И ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

ZÁKLADNÉ ČRTY TEKTONIKY KAUKAZU A ZÁPADNÝCH KARPÁT

П. Д. Гамкрелидзе, М. П. Гамкрелидзе — А. Биелы, О. Фусан

Введение

В пределах Кавказа, важной составной части Средиземноморского складчатого пояса, выделяются складчатые горные сооружения Большого и Малого Кавказа и прилегающие к ним предгорные и межгорные прогибы. Сложен он несколькими разновозрастными тектоническими комплексами, формировавшимися в течение байкальского (байкальско-салаирского), каледонско-герцинского и киммерийско-альпийского этапов.

Главными тектоническими единицами Кавказа являются: I. Предкавказская (Скифская) плита, II. Мегантиклинорий Большого Кавказа, III. Закавказская межгорная область, IV. Мегантиклинорий Малого Кавказа и V. Араксинский межгорный прогиб.

I. Предкавказская (Скифская) плита представляет собой эпигерцинское образование, складчатое основание которого сложено породами палеозоя, а осадочный чехол — мезо-кайнозоя. Она может быть подразделена на северную относительно устойчивую и южную (краевую) подвижную части.

В пределах северной части по положению кристаллического фундамента выделяются Ставропольское поднятие и впадины: Азово-Кубанская и Терско-Кумская. Южная (краевая) часть Предкавказской плиты расчленяется на Западно-Кубанский, Терско-Каспийский и Кусаро-Дивичинский передовые прогибы, выполненные мощными третичными молассами и Северо-Кавказский краевой массив, представляющий собой ее южную краевую часть, вовлеченную в кайнозой в поднятие Большого Кавказа. Южная структурно-формационная зона этого массива — зона Передового хребта Большого Кавказа представляет собой глубокий грабен-синклиний, выполненный глинисто-песчанистыми и вулканогенными образованиями верхнего силу-

ра-нижнего карбона, перекрытыми покровами меланжа ниже-среднепалеозойского офиолитового комплекса.

II. Мегантиклинорий Большого Кавказа сложное гетерогенное сооружение, современная структура которого сформирована в результате проявления альпийского тектогенеза. Выделяемыми здесь наиболее крупными тектоническими единицами являются: 1) антиклинорий Главного хребта Большого Кавказа, 2) внешняя зона Горного Дагестана и 3) складчатая система Южного склона Большого Кавказа.

Антиклинорий Главного хребта Большого Кавказа представляет собой крупное горстообразное поднятие, опрокинутое на юг и частично надвинутое на расположенную южнее складчатую систему Южного склона. В центральной, наиболее приподнятой части этой зоны обнажается древнее ядро Большого Кавказа, сложенное сильно дислоцированными докембрийскими и ниже-среднепалеозойскими метаморфическими образованиями, прорванными верхнепалеозойскими гранитоидами.

Внешняя зона Горного Дагестана представляет собой северо-восточное крыло мегантиклинория Большого Кавказа, сложенное отложениями юры и мела.

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа состоит из нескольких разнохарактерных зон. В частности, это Казбекско-Лагодехская зона, сложенная мощной толщей глинистых сланцев нижней и средней юры, Местийско-Тианетская зона, сложенная флишевой формацией верхней юры — палеогена, с развитием в южной ее части тектонических покровов, Чхалтинско-Лайлинская зона, представляющая собой высоко приподнятую часть геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (антиклинорий), с обнаженными на поверхности силурийскими (?), девонскими, верхнепалеозойскими и триасовыми интенсивно дислоцированными образованиями и, наконец, Гагрско-Джавская зона, которая сложена мощными глинисто-песчанистыми отложениями лейаса, вулканогенными образованиями байоса и карбонатными отложениями верхней юры и мела.

III. Закавказская межгорная область (позднебайкальско-герцинский срединный массив) Аджаро-Триалетской складчатой зоной расчленяется на Грузинскую, Артвино-Болнисскую и Азербайджанскую глыбы.

Грузинская глыба включает в основном межгорную депрессию, в приподнятой части которой (в Дзирульском массиве) обнажается доюрский кристаллический субстрат с позднедокембрийско-нижнекембрийскими фрагментами океанической коры, а восточная или Карталинская и западная или Колхидская зоны погружения выполнены мощными неоген-четвертичными молассаами. Аджаро-Триалетская

складчатая зона представляет собой в целом антиклинорное сооружение, характеризующееся складчато-глыбовым строением. Здесь на доюрском кристаллическом фундаменте расположены мощные толщи верхнего мела — палеогена с преобладанием вулканогенноосадочных образований. Артвино-Болнисская глыба на западе сложена в основном мио-плиоценовыми и четвертичными лавами и пирокластолитами, накопившимися в континентальных условиях, а на востоке — доюрскими кристаллическими породами (Храмский массив) и в основном верхнемеловыми мощными кислыми вулканогенными образованиями и известняками. Азербайджанская глыба (Куринская межгорная впадина) выполнена мощными неоген-четвертичными молассовыми образованиями. В ней выделяются два более или менее самостоятельных прогиба — Средне-Куринский и Нижне-Куринский, разделенные Талыш-Вандамским погребенным поднятием.

IV. Мегантиклинорий Малого Кавказа представляет собой гетерогенное сооружение, состоящее из разнохарактерных тектонических единиц, имеющих в основном альпийский возраст. Выделяются следующие тектонические зоны: Сомхето-Карабахская (Локско-Карабахская), Севано-Акеринская, Кафанская, Мисхано-Зангезурская, Ереван-Ордубадская и Тальшская.

Сомхето-Карабахская зона сложена главным образом отложениями юрского возраста, представленными в основном дифференцированными вулканогенными толщами.

Севано-Акеринская зона состоит из автохтонного комплекса (юра-нижний мел), аллохтонного комплекса, сложенного, главным образом, породами офиолитовой ассоциации и неоавтохтонного комплекса, представленного верхнемеловыми и палеогеновыми породами. Время формирования шарьяжей и серпентинитового меланжа — середина мела (альб-сеноман).

Кафанская зона представляет собой погружающуюся к северо-востоку обширную моноклираль, осложненную пологой складчатостью и сложенную вулканогенными и карбонатно-терригенными породами юры и мела.

Мисхано-Зангезурская зона слагается метаморфизованными, интенсивно дислоцированными породами верхнепротерозойско-кембрийского (?) возраста, образующими кристаллический фундамент и перекрывающими их терригенно-карбонатными отложениями девона, пермокарбона, верхнего мела, вулканогенно-осадочными отложениями эоцена и миоцена и наземными вулканитами верхнего плиоцена-антропогена.

Ереван-Ордубадская зона сложена, в основном, терригенно-карбонатными отложениями верхнего девона — триаса, средней юры и верх-

него мела и мощными андезитового состава вулканогенными образованиями эоцена-олигоцена. Офиолиты в виде покровов иolistостромовых горизонтов располагаются внутри автохтонной осадочной толщи коньякского яруса.

Талышская зона характеризуется складчато-глыбовым строением. В ее пределах развиты туфогенно-осадочные породы верхнего мела — палеоцена и вулканогенные породы эоцена.

V. Араксинский межгорный прогиб с юго-запада обрамляет Мегантиклинорий Малого Кавказа и состоит из ряда впадин, выполненных миоценовыми и частично плиоценовыми молассами и реликтов антиклинальных поднятий, в которых местами выступают породы субстрата.

Тектоническое развитие Кавказа в фанерозое протекало полициклически с периодической деструкцией континентальной коры и заложением в условиях растяжения новых эвгеосинклинальных трогов с корой близкой к океаническому типу, в дальнейшем подвергавшихся интенсивному сжатию и превращавшихся в складчатонадвиговые (покровные) сооружения.

В позднем докембрии- раннем палеозое ось эвгеосинклинали Тетиса проходила где-то в северной части современного Закавказского срединного массива. В палеозое она переместилась к северу и располагалась между зонами Передового и Главного хребтов Большого Кавказа. К югу от нее находилась северная окраина Гондваны, к северу — южный край Восточно-Европейской платформы. В конце палеозоя-начале мезозоя новообразованная континентальная кора спаяла эти платформы воедино, но в конце триаса начале юры они оказались расколотыми благодаря возникновению Малокавказской эвгеосинклинали с осью вдоль Севано-Акеринской зоны. Другой трог с утоненной и переработанной континентальной корой протянулся вдоль Южного склона Большого Кавказа, отделяя эпигерцинское обрамление Восточно-Европейской платформы от Закавказского срединного массива.

- Эвгеосинклинальные зоны ограничивались наклонными зонами Бениоффа, с которыми были связаны образования вулканических дуг, гранитоидный магматизм и рудообразование.

Западные Карпаты представляют собой составную часть северной ветви европейской системы альпид. Главной особенностью Западных Карпат является их покровное строение, в котором принимают участие комплексы пород от палеозойских (? докембрийских) до третичных включительно. В настоящее время в пределах Западных Карпат выделяются следующие тектонические зоны: 1. зона внутренних Карпат

(нередко именуемая центральной), 2. пьенинская клипповая зона, 3. флишевая зона, 4. передовой прогиб.

Характерной чертой зоны внутренних Карпат является широкое развитие доверхнекарбонатовых кристаллических сланцев и гранитоидов, верхнепалеозойских отложений и вулканитов, преимущественно карбонатный характер мезозоя, возникновение системы покровов в досенонское (медитерранная фаза) время, проявление альпийского метаморфизма и магматизма, а также большое распространение послепокровных осадочных и вулканогенных формаций. Досенонская система покровов сложена покровами двух типов. В состав покровов первого типа входит доверхнекарбонатный фундамент с нормально залегающим над ним верхним палеозоем и мезозоем. Второй тип представлен безкорневыми покровами, сложенными мезозоем, а иногда также верхним палеозоем, т. е. покровами, потерявшими полностью связь со своим фундаментом. Первый тип включает покровы татрикума, вепорикума и „гемерикума”. Последний содержит покровы фатрикума, гроникума и мезозойские слои „гемерикума”.

После образования системы покровов определенная часть внутренних Карпат была покрыта морем в сенонском веке. В палеогене в северной части внутренних Карпат образовались флишевые толщи — внутрикарпатский палеоген, а в южной их части отлагались слои будинской фации палеогена.

В результате савской складчатости в пределах внутренних Карпат начался этап развития поздне- и послеорогенных молассовых бассейнов, сопровождавшийся интенсивной вулканической деятельностью. Неогеновые тектонические движения расчленили внутренние Карпаты на ряд блоков. Тектоническая активность блоков способствовала проникновению, преимущественно вдоль их границ, магматических масс, представленных излившимися породами ряда риолит — андезит — базальт, наряду с интрузивной группой гранит — гранодиорит.

Пьенинская клипповая зона представляет собой самую сложную тектоническую зону Карпат. Характерными ее чертами является отсутствие домезозойских пород, незначительное распространение триаса, изменчивый характер юры и мела, тектонический стиль клипменов и позиция на границе внутренних и внешних Карпат. До конца сеномана пьенинская геосинклиналь характеризовалась таким же развитием, как и внутрикарпатская. В альбе пелагическое осадконакопление прекратилось благодаря поднятию ультрапьенинской кордильеры, явившейся в среднем и верхнем мелу источником образования флишевых осадков. Только после сенонского века, т. е. в ларамийскую фазу, геосинклиналь преобразовалась в систему севервергентных

складок и покровов. В свою очередь, пьенинская система покровов испытала трансформацию в конце палеогена и в миоцене.

Флишевая зона образует дугообразную полосу на внешней стороне Западных Карпат. Отличительной ее чертой является отсутствие на поверхности выходов домезозойских формаций, терригенный характер меловых и палеогеновых отложений, а также образование покровной структуры в третичное время и малое количество послепокровных формаций. Геосинклиналь флишевой зоны развивалась в краевой области североευропейской платформы. С юрского времени большое влияние на образование области осадконакопления, распределение фаций и мощность отложений оказали структурные направления, ориентированные с СЭ на ЮВ. Главные тектонические процессы, в результате которых возникла система покровов флишевой зоны, а сами покровы были надвинуты на передовой прогиб, увязываются с савской и более молодыми фазами.

Základné črty tektonickej stavby a vývinu Kaukazu

Kaukaz je zložitá geologická štruktúra, ktorá zahŕňa horské sústavy Veľkého a Malého Kaukazu, ako aj príľahlé predpolia a medzihorské depresie a už oddávna je stredom pozornosti skupiny bádateľov. Vysvetľuje sa to zložitou stavbou a pozíciou v stredozemnomorskom vrásovom pásme i jeho úlohou ako spojiva medzi európskou a ázijskou časťou tohto pásma.

Za stodvadsať rokov bádania sa v tejto oblasti nahromadilo množstvo faktografického materiálu, obsiahnutého v početných prácach autorov, ktorí sa zaoberali výskumom Kaukazu. Výsledkom štúdia v poslednom čase je tektonická mapa Kaukazu v mierke 1:1 000 000, zostavená autorom tohto článku v spolupráci s ďalšími bádateľmi.

Kaukaz pozostáva z množstva tektonických jednotiek rozličnej povahy. Hlavné jednotky sú:

I. Predkaukazská (skifská) tabuľa; II. megaantiklinórium Veľkého Kaukazu; III. zakaukazská medzihorská oblasť; IV. megaantiklinórium Malého Kaukazu; V. araksinská medzihorská depresia (obr. 1, 2).

I. Predkaukazská (skifská) tabuľa

Predkaukazská (skifská) tabuľa je epihercýnsky útvar, ktorého zvrásnené podložie pozostáva z paleozoika a sedimentárny obal je mezokenozoický. Predkaukazskú tabuľu možno rozdeliť na severnú — pomerne stabilnú a južnú (okrajovú) pohyblivú časť. Každá z nich sa delí na menšie tektonické jednotky.

V rámci severnej časti predkaukazskej tabule sa na základe polohy kryštalického podložia vyčleňuje stavropolská elevácia a kotliny: Azovsko-kubánska a Tersko-kumská.

Stavropolské sedlo je jedným z článkov priečnej elevácie, ktorá sa tiahne celým Kaukazom, skifskou tabuľou a ruskou platformou. Je to mohutný výstup paleozoického zvrásneného podložia. V rozsahu tohto sedla, najmä v jeho severnej časti, sa vyvinuli lokálne štruktúry typicky platformného

charakteru vrás: štruktúry izometrického tvaru so šikmými krídlami (M. S. Burštar 1968).

Azovsko-kubánska kotlina

Tvorí v podstate komplex sedimentov oligocénu, neogénu a antropogénu, pod ktorým sú uloženiny mezozoického platformného obalu. Miestami (jejsko-berezanský rajón) vystupuje triasový štruktúrny stupeň, ktorý vyplňa ranopaleozoické priekopové prepadliny, pozostávajúce z terigénnych a vulkanogénnych (spilito-keratofýrových) súvrství. Kotlina má asymetrickú stavbu so šikmým severným a so strmým južným krídlom, ktoré sú miestami skomplikované vrásnením.

Tersko-kumská kotlina

Zaberá podstatnú časť východného Predkaukazska. Štruktúrne prvky, vyčlenené v tejto kotline v podloží, sa výrazne prejavujú v mezozoickom komplexe sedimentov, v paleogéne postupne slabnú a v mladších sedimentoch neogénu zanikajú. Hlavným štruktúrnym prvkom Tersko-kumskej kotliny je prikumsko-fulenevská zóna elevácií (zložitý val), ktorá sa vyznačuje početnými lokálnymi štruktúrami, rozloženými pozdĺž niekoľkých tektonických línií. Ich smer je totožný so smerom subhorizontálnych porúch. Disjunktívne poruchy sa v tejto zóne tiahnu hlavne v podloží a v spodných polohách sedimentárneho obalu až do aptu. Smerom nahor poruchy zanikajú a majú len podobu flexúr (M. S. Burštar 1968).

Južná (okrajová), pomerne pohyblivá časť Predkaukazskej tabule sa delí na západokubánsku, tersko-kaspickú a kusarsko-divičinskú predhlbeň a na severokaukazský okrajový masív. Predhlbne sú vyplnené mocnými trefohornými molasami.

Prvé dve predhlbne sú južnými časťami Azovsko-kubánskej a Tersko-kumskej kotliny.

Západokubánska predhlbeň

Je to hlboko ponorená štruktúra, ktorej podložie — podľa geofyzikálnych údajov — pokleslo na 10 — 12 km.

V strede predhlbne sa tiahne pozdĺžna anastasjevsko-krasnodarská antiklinálna zóna, ktorej západné vrásky nadobúdajú po oligocéne — neogéne diapirovú stavbu. Na severe a na juhu od tejto zóny sú pozdĺžne synklinálne (depressné) zóny, v ktorých sa zistili šikmé antiklinály (A. N. Šardanov 1968).

Tersko-kaspická predhlbeň

Rozdeľuje sa na niekoľko dlhých, mierne zvrásnených zón. Najväčšia z nich — zóna hlavného vrásnenia Kaukazu — sa zreteľne rozčleňuje na tersko-sunženskú zónu a dagestanskú zónu priokrajových trefohorných vrás. Centrálné časti terskej a sunženskej antiklinórnej zóny, ktoré rozdeľuje alchančurtské synklinálne pásmo, sú zastúpené sériou paralelne vyvýšených antiklinál a synklinál, ktoré majú v oligocénno-miocénnych vrstvách ostrú, často vejárovitú formu a sú skomplikované zlomovými prešmykmi (M. S. Burštar 1968).

V dagestanskej zóne priokrajových trefohorných vrás sa vyčleňuje východná a západná antiklinálna zóna; tieto zóny tvoria niekoľko brachy-antiklinálnych štruktúr s pomerne komplikovanou stavbou.

Kusarsko-divičinská naložená predhlbeň

V porovnaní s terskou predhlbňou je presunutá na juh a čiastočne leží na vrásovej zóne Veľkého Kaukazu. To jej dodáva niektoré črty periklinálnej depresie. Rozprestiera sa však medzi platformou a jv. časťou Veľkého Kaukazu, a je to teda predhlbeň (E. E. Milanovskij, V. E. Chain 1963).

Severokaukazský okrajový masív (V. E. Chain 1968).

Vyčlenený je v južnej časti Predkaukazskej (Skifskej) tabule a tvorí jej okrajovú časť, včlenenú počas kenozoika do elevácie Veľkého Kaukazu. Podložie severokaukazského okrajového masívu sa skladá zo sedimentárno-vulkanogénnych útvarov rôzneho veku a stupňa metamorfózy, ktoré sa usadili v dvoch štruktúrno-formačných zónach. Južná zóna, zvaná zóna Predného hrebeňa, je prepadlina — synklinórium vyplnené ilovito-piesčitou (vrchný silúr — stredný devón), vulkanogénnou (stredný devón) a opäť ilovito-piesčitou (vrchný devón — spodný karbón) formáciou v celkovej hrúbke 6 až 7 km.

V poslednom čase bola dokázaná príkrovová stavba zóny Predného hrebeňa s presunom más z juhu na sever (N. I. Gekov et al. 1974). V podloží a v zložení príkrovov silúrskych-strednodevónskych uloženín sa našli telesá serpentinizovaných ultrabázitov, gabbra, plagiogranitov, teda prvky melanže — podľa správneho názoru V. E. Chaina (1975).

Autochtónne aj alochtónne komplexy zóny Predného hrebeňa sú pokryté plytkomorskými a kontinentálnymi molasami; v niektorých prípadoch aj uhľonosnými a červenými uloženinami vrchného karbónu — permu. Miestami

obsahujú polohy a medzivrstvičky vulkanitov andezitového a liparitového zloženia.

Na sever od zóny Predného hrebeňa sa rozprestiera bečusenská zóna karačajevsko-čerkesského predalpínskeho hrastového antiklinória, ktorá má tiež dvojťazovú stavbu. Spodný štruktúrny stupeň sa skladá prevažne z proterozoických metamorfovaných súvrství, preniknutých vrchnopaleozoickými granitoidmi (Ju. Ja. Potapenko 1968). Vrchný štruktúrny stupeň, vyvinutý pozdĺž južného okraja tejto zóny, zastupujú tie isté vrchnopaleozoické molasy ako v zóne Predného hrebeňa.

Na zvrásnenom podloží leží mezozoický obal, ktorého uloženie sa ponárajú k severu pod uhlom 5—15°. Spodný štruktúrny stupeň sedimentárneho obalu sa skladá zo spodnojurských a strednojurských terigénnych útvarov, tzv. labinsko-malkinskej zóny. Vyplňujú priečnu achmetovskú depresiu, ležiacu na značnej časti bečasynskej zóny (A. L. Lunev 1968). Na severnej časti jurských uloženín achmetovskej depresie ležia diskordantne, priečne na sever uklonené vrchnojurské a paleogénne terigénno-karbonátové uloženie, ktoré tvoria severokaukazskú monoklinálu (A. L. Lunev 1968).

Južnú hranicu medzi Severokaukazským okrajovým masívom a antiklinóriom Veľkého Kaukazu tvorí pšekiško-tyrnyauzská zóna.

II. Megaantiklinórium Veľkého Kaukazu

Megaantiklinórium Veľkého Kaukazu je zložitý heterogénny útvar, ktorý vznikol ako prejav alpskej tektogenézy. Najväčšími tektonickými jednotkami, vyčlenenými v tejto zóne, sú: 1. antiklinórium Hlavného hrebeňa Veľkého Kaukazu; 2. vonkajšia zóna Horného Dagestanu; 3. vrásová sústava južného svahu Veľkého Kaukazu.

Antiklinórium Hlavného hrebeňa Veľkého Kaukazu

Je to veľká hrastovitá elevácia, uklonená k juhu a čiastočne naložená na južnejšiu vrásovú sústavu južného svahu Veľkého Kaukazu pozdĺž tzv. „hlavného prešmyku“, ktorý je zložitým komplexom veľkých pozdĺžnych zlomov, skomplikovaných priečnymi poruchami.

V antiklinóriu Hlavného hrebeňa sa rozlišujú tri zóny — zóna centrálnej elevácie (kryštálické jadro), zóna západného a východného ponorenia (P. Gamkrelidze 1957, 1964, 1966).

Západná zóna ponorenia antiklinória Hlavného hrebeňa je vrásovo-bloková štruktúra, ktorá sa na povrchu prejavuje prevažne mezozoickými

útvarmi a len okrajové časti sú pokryté mladšími uloženinami. V štruktúre tejto zóny prevláda pozdĺžna zonálnosť všekaukazského smeru. V tomto smere sa tiahnu základné štruktúrne jednotky tejto zóny, ohraničené veľkými zlomami hlbokého založenia a sústavami prešmykov, ktoré sa z týchto zlomov vyvinuli (A. N. Šardanov — Č. B. Borukajev 1968). Základnou štruktúrou je gojtchské antiklinórium. Severnejšie sa rozprestiera albínsko-gunajské synklinórium zložitej stavby. Pozdĺž južného krídla gojtchského antiklinória sa tiahne novorossijské synklinórium, zložené z mocných, silne dislokovaných flyšových uloženín vrchnej jury, kriedy a spodného paleogénu. Na juhovýchode je osobitná čvežipsinská zóna, ktorej analógy v západných oblastiach sú pod vodami Čierneho mora. Na juhu hraničí táto podzóna s antiklinálou Achcu, zloženou z rífových vápencov vrchnej jury, ktorá oddeľuje novorossijské synklinórium od adlerskej depresie. Táto hranica je na severozápade skrytá pod veľkým voroncovským prikrivom (A. N. Šardanov — Č. B. Borukajev 1968).

Okrem série pozdĺžnych hlbinných zlomov a prešmykov je zóna západného ponorenia antiklinória Hlavného hrebeňa rozčlenená priečnymi poruchami, ktoré podmieňujú jej priečne stupňovitý charakter. Celkove má asymetrickú stavbu, ale blízku stavbe vejárovitej. Okrem prevládajúceho pozdĺžneho vrásnenia sa prejavilo aj vrásnenie priečne, spojené so submeridionálnymi zlomami.

Študovaná časť antiklinória je na západe ohraničená džingiským zlomom, ktorý ju oddeľuje od kerčensko-tumaskej periklinálnej depresie.

Centrálna zóna antiklinória Hlavného hrebeňa je vysoko vyzdvihnutá a staré jadro Veľkého Kaukazu je obnažené. V silno dislokovaných predkambrických a spodnopaleozoických i strednopaleozoických metamorfných útvaroch tejto zóny, preniknutých vrchnopaleozoickými granitoidmi, sa v dôsledku erodovaných liasových a karbónskych uloženín vyčleňuje celý rad veľkých priekopových prepadlín — synklinál. Najvýraznejšie sú: stulusko-chaesská tektonická depresia, archyzsko-klyčská a pseščinská tektonická depresia, ktoré rozdeľujú centrálnu zónu Hlavného hrebeňa na niekoľko blokov. Od západu na východ sa vyčleňujú tieto bloky: 1. cugušký, 2. sofijský, 3. teberdsko-digorský, 4. adajchošký. V stavbe Hlavného hrebeňa majú dôležitú úlohu aj priečne zlomy. Na prieseku starých pozdĺžnych zlomov s mladými priečnymi v neogénno-kvartérnom období vznikli centrálna mladého povrchového vulkanizmu. Najväčšie zlomy boli štavlersko-elbruský a vrchno-čegemský.

Zóna východného ponorenia antiklinória Hlavného hrebeňa alebo vnútorná zóna Horného Dagestanu zaberajú osovú časť megaantiklinória Východného Kaukazu a skladajú sa prevažne zo spodnojurského aspidnobr dličnatého súvrstvia. Keďže tu predjurské podložie leží v nevelkej

hĺbke, zóna má blokovo-vrásovú štruktúru. Skladá sa z vejárovite rozložených, silne stlačených, často izoklinálnych vrás (N. T. Romanov 1968).

Vonkajšia zóna Horného Dagestanu

Tvorí severovýchodné krídlo megaantiklinória Veľkého Kaukazu. Člení sa na štyri podzóny: Vápencový Dagestan, džufidagské antiklinorium, bejbulagské synklinorium a agvalinský naklonený stupeň.

Podzóna Vápencového Dagestanu (alebo dagestanský klin) sa skladá z karbonátových hornín vrchnej jury a kriedy. Je to veľká priečna elevácia vo Východnom Kaukaze a tvorí obrovskú štruktúrnú terasu — „megaterasu“ (V. E. Chain 1968). V tejto terase sú vyvinuté dosť veľké kufrovité antiklinálne vrásy so strmými, niekedy prevrátenými krídlami pri horizontálne alebo vertikálne naklonenej klenbe (N. T. Romanov 1968).

Džufidagské antiklinorium sa na rozdiel od Vápencového Dagestanu skladá v osovej časti z terigénnych hornín spodného aalenu a má pomerne jednoduchú stavbu. V tejto zóne sú dve kufrovité antiklinálne vrásy, rozdelené nevýraznou synklinálou (N. T. Romanov 1968).

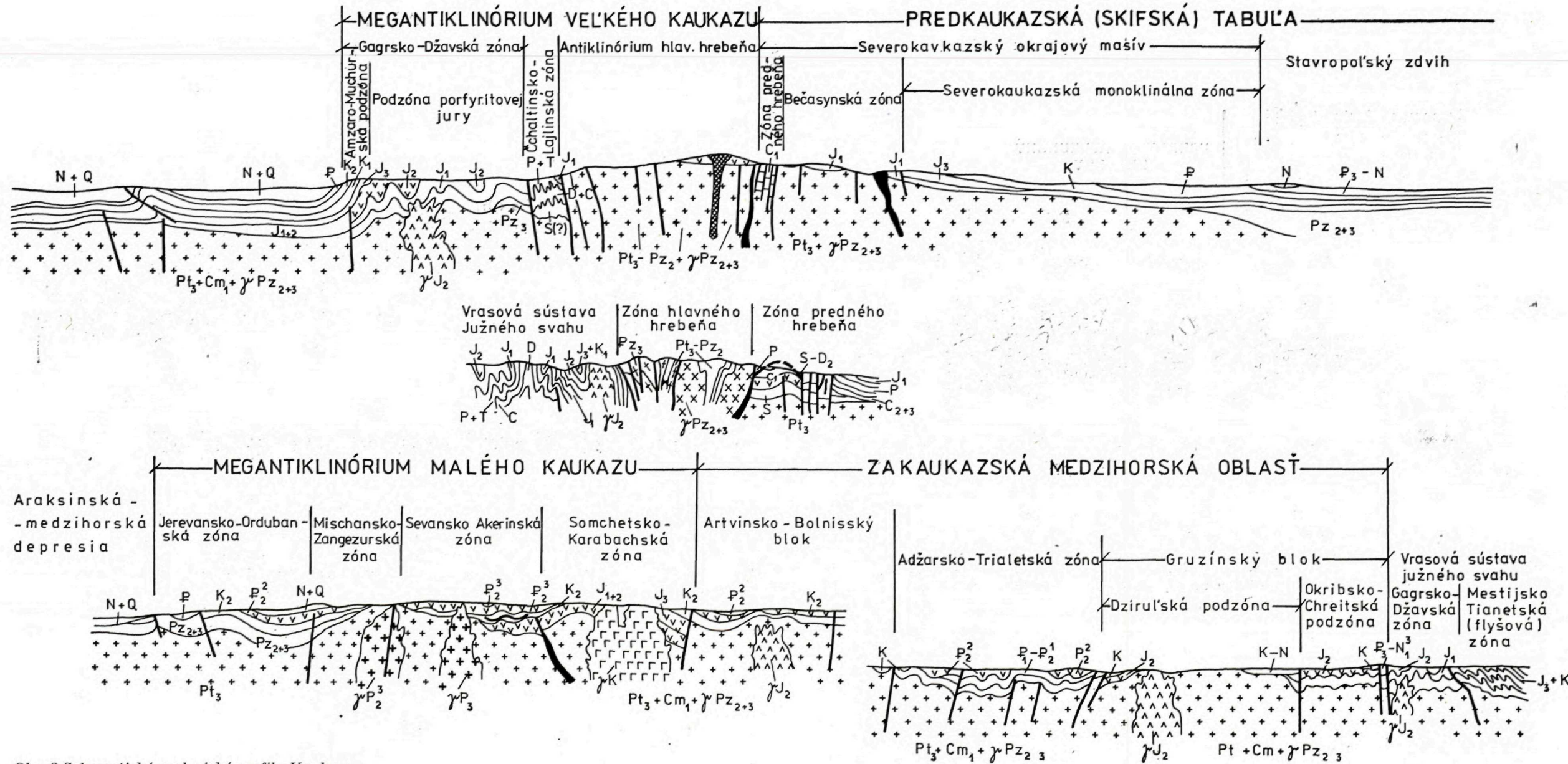
Bajbulagské synklinorium je zväčša vyplnené strednojurskými uloženiami. Má komplikovanú stavbu a pozostáva z troch veľkých antiklinálnych vrás, rozdelených synklinálami. Na severozápade je táto podzóna vystriedaná agvalinským nakloneným vrásovým stupňom, ktorý úzkym, postupne na JV sa rozširujúcim pásmom spodnojurských a strednojurských hornín, lemuje od severovýchodu zónu východného ponorenia antiklinória Hlavného hrebeňa. Horniny, ktoré tvoria túto podzónu, sú nahromadené v kufrovitých antiklinálnych vrásach. Tieto sa postupne ponárajú na severovýchode a pri styku s Vápencovým Dagestanom prechádzajú do monoklinály, komplikovanej flexúrami alebo menej často dislokáciami (N. T. Romanov 1968).

Vrásová sústava južného svahu Veľkého Kaukazu

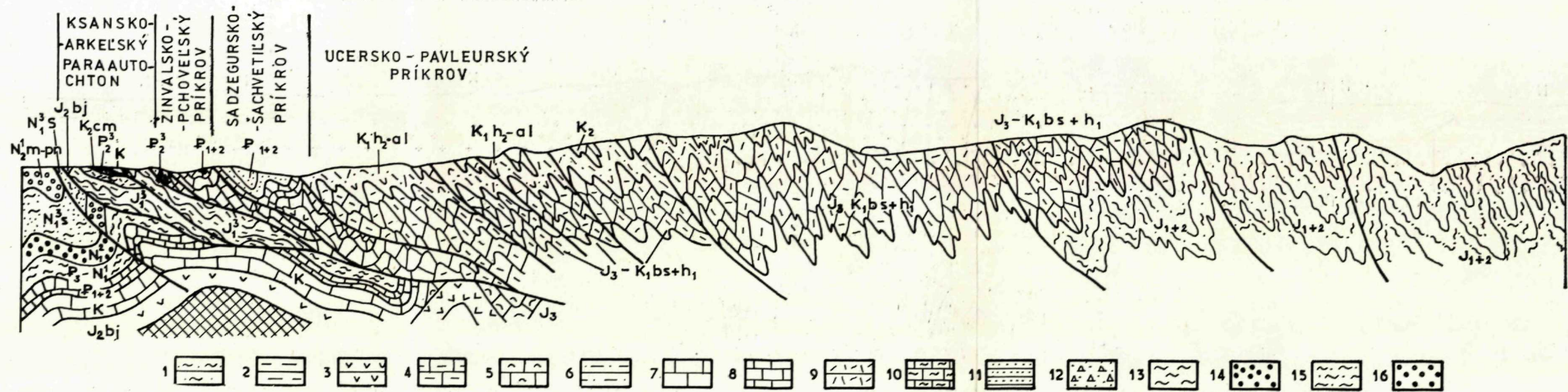
Vo vrásovej sústave južného svahu sa vyčleňujú tieto zóny: kazbecko-lagodešská, mestijsko-tianetská, čchaltinsko-lajlinská a gagrsko-džavská (P. Gamkrelidze 1964, 1966).

Kazbecko-lagodešská zóna, oddelená regionálnym zlomom od zóny mestijsko-tianetskej, sa skladá z mocného súvrstvia ílovitých bridlic spodnej a strednej jury. Tektonicky je to vrásnením skomplikovaná a na týchto súvrstviach prevrátená monoklinála, rozčlenená prešmykmi na niekoľko šupín.

Mestijsko-tianetská (ciaursko-dibrarská) zóna sa skladá pre-



Obr. 2 Schematické geologické profily Kaukazu



Obr. 3 Geologický profil mestijsko-tianetskej zóny

1 — spodná a stredná jura (aspidná formácia), 2 — vrchný lias (sorská séria), 3 — bajos (porfyrítová séria), 4 — vrchná jura — spodná krieda (berias — spodný hoteriv) — karbonátový flyš, 5 — vrchná jura (útesové vápence); 6 — spodná krieda (vrchný hoteriv — alb) — terigénny flyš, 7 — krieda (subplatformná fácia), 8 — vrchná

krieda (karbonátový flyš), 9 — vrchná krieda (cenoman) — vulkanogénna fácia; 10 — paleocén-eocén (subplatformná fácia), 11 — paleocén-eocén (terigénny flyš), 12 — vrchný eocén (divoký flyš), 13 — oligocén — spodný miocén (spodná molasa), 14 — stredný miocén (spodná molasa), 15 — sarmat (vrchná molasa), 16 — meot-pont (vrchná molasa)

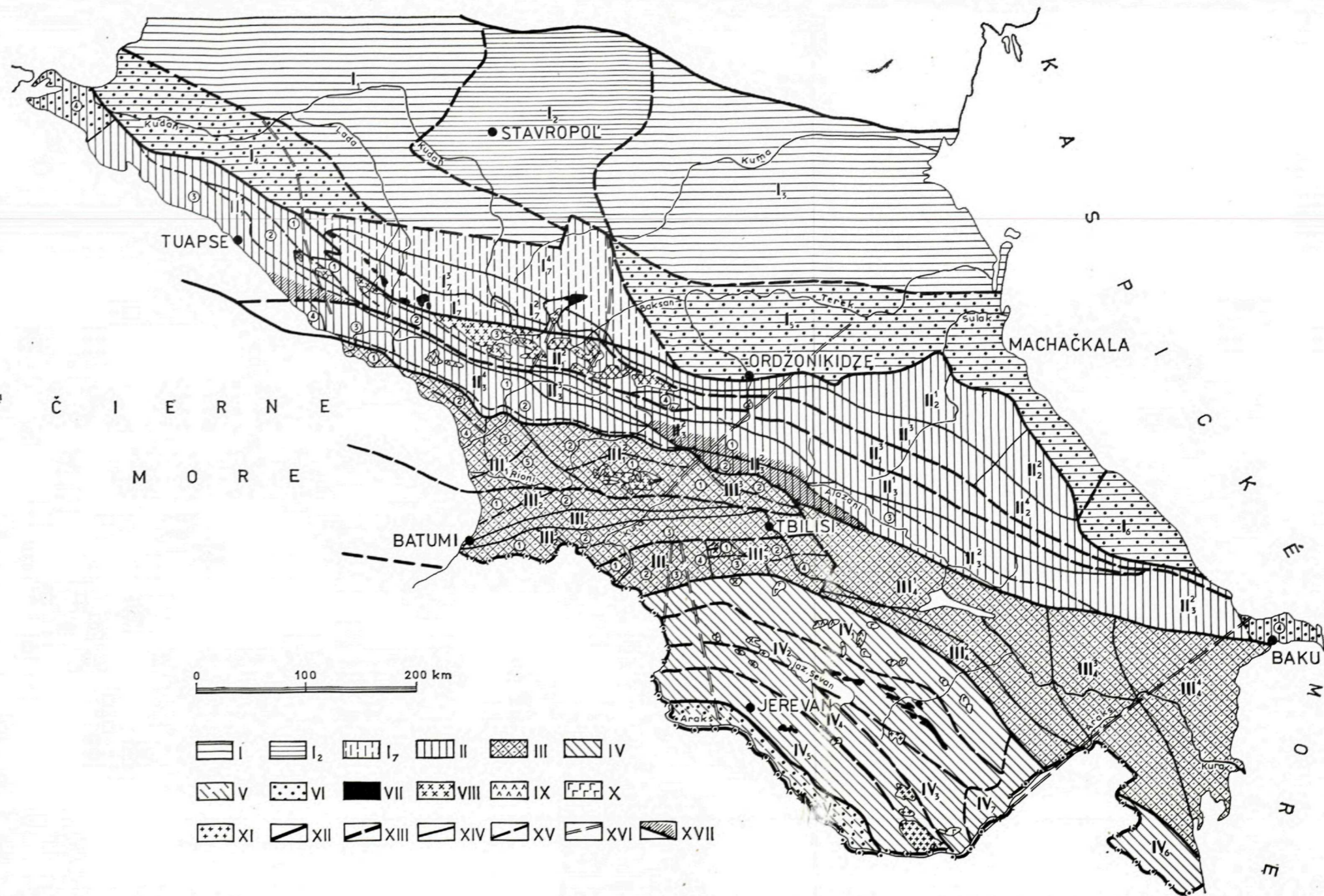
Obr. 1 Schéma tektonického členenia Kaukazu (P. Gamkrelidze — I. Gamkrelidze 1976)

Vysvetlivky:

I — Predkaukazská (skifská) tabuľa,
 I₁ — azovsko-kubánska depresia I₂ — stavropoľská elevácia, I₃ — tersko-kumská depresia, I₄ — západo-kubánska čelná predhlbeň, I₅ — tersko-kaspická čelná predhlbeň, I₆ — kusarsko-divičinská naložená čelná predhlbeň, I₇ — Severokaukazský okrajový masív, I₇¹ — zóna Predného hrebeňa, I₇² — bečasynská zóna, I₇³ — labinsko-malkinská zóna, I₇⁴ — severokaukazská monoklinála:

II — Megantiklinórium Veľkého Kaukazu:
 II₁ — antiklinórium Hlavného hrebeňa, II₁¹ — západná zóna poklesu (1 — albínsko-gunajské synklinórium, 2 — gojtschské antiklinórium, 3 — novorosyjské synklinórium, 4 — kerčinsko-tamanská periklinálna depresia), II₁² — centrálna zóna elevácie antiklinória Hlavného hrebeňa (bloky: 1 — čugušký, 2 — sofijský, 3 — teberdsko-digorský, 4 — adajchošký), II₁³ — východná zóna poklesu antiklinória Hlavného hrebeňa, II₂ — vonkajšia zóna Horného Dagestanu — II₂¹ — zóna Vápencového Dagestanu, II₂² — džufidagské antiklinórium, II₂³ — agvalinská šikmá etáž, II₂⁴ — bejbulagské synklinórium, II₃ — vrásová sústava južného svahu Veľkého Kaukazu, II₃¹ — kazbecko-lagodešská zóna II₃² — mestijsko-tianetská (čiaursko-dibrarská) zóna (1 — šovsko-pasanaurská podzóna, 2 — živaľsko-gomborská podzóna, 3 — alazanská naložená depresia, 4 — apšeronsko-kobystanská naložená periklinálna depresia), II₃³ — čhaltinsko-lajlinská zóna, II₃⁴ — gagrsko džavská zóna, (1 — podzóna porfyritovej jury, 2 — amzarsko-muchurská podzóna okrajových dislokácií, 3 — abchzská podzóna, 4 — adlerská naložená depresia),

III — Zakaukazská medzihorská oblasť:
 III₁ — gruzínsky blok, III₁¹ — západná (molosová) zóna poklesu (bloky: 1 — gudautský, 2 — samurzakan-ský, 3 — odišký, 4 — očamčirsko-kulevský, 5 — abašký), III₁² — centrálna zóna elevácií (1 — dzirufská podzóna, 2 — okribsko-chreitská podzóna), III₁³ — východná (molosová) zóna poklesu (1 — muchransko-trifonský blok, 2 — bazaletský blok), III₂ — adžarsko-trialetská vrásová zóna, III₂¹ — severná podzóna (1 — gurijský sektor, 2 — čakvinskoo-sairmský sektor), III₂² — centrálna podzóna, III₂³ — južná podzóna (sektory: 1 — adžarikaľský, 2 — achalcišký, 3 — aspindzsko-tedzamský), III₃ — artvinsko-bolnisský blok, III₃¹ — džavachetská zóna (bloky: 1 — vardzijský, 2 — achalka-lašký, 3 — sam-sarský, 4 — džudžianský); III₃² — bolnisská zóna (bloky: 1 — chramský, 2 — tetricarojsko-asuretský, 3 — madneuľsko-poladaurský, 4 — marneuľský);



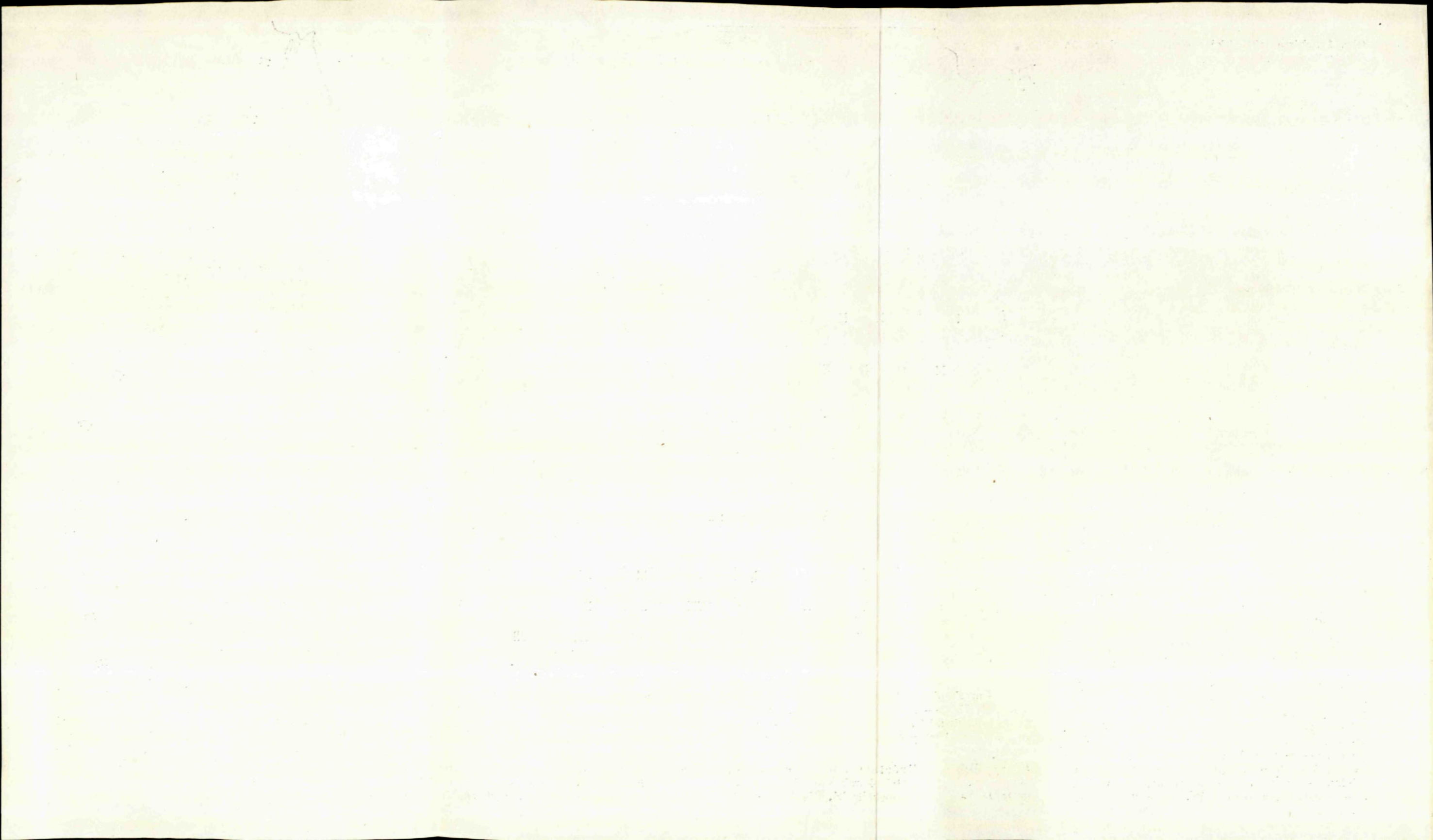
III₄ — azerbajdžanský blok (kurinská medzihorská depresia), III₄¹ — stredokurinská depresia, III₄² — predmalokaukazská okrajová depresia, III₄³ — talyško-vandamská zakrytá elevácia, III₄⁴ — spodnokurinská depresia

IV — Megantiklinórium Malého Kaukazu, zóny: IV₁ — somchetsko-karabašká (loksko-karabašká), IV₂ — sevansko-akerinská, IV₃ — kafanská,

IV₄ — mischansko-zangezurská, IV₅ — jerevansko-orudbadská, IV₆ — talyšká, IV₇ — spodnoaraksinská depresia (priečna depresia),

V — araksinská medzihorská depresia, VI — orogénne depresie; VII — melanž ofiolitového komplexu a protrúzie hyperbázitov; intrúzie granitoidov: VIII — hercýnských, IX — ranokimersko-batských, X — neskorokimersko — austrijských, XI — al-

pínských; hranice tektonických jednotiek (z väčšej časti hlbinné zlomy alebo zlomy podložja): XII — prvého rádu, XIII — medzi zónami, XIV — medzi podzónami, XV — medzi podzónami, sektormi a blokmi; XVI — veľké priečne zlomy, XVII — tektonické príkrovy (šrafovaná zóna prekrytia).



važne z karbonátových a terigénnych formácií flyšu vrchnej jury, kriedy a paleogénu. Od susedných zón je oddelená hlbinnými zlomami, ktoré sa uplatnili pri tvorbe flyšového koryta geosynklinály južného svahu. V dnešnej dobe je južný zlom vo východnej časti úplne prekrytý tektonickými príkrovmi flyšovej zóny. Zóna ako celok je intenzívne dislokovaná, stlačená do série asymetrických, na juh prevrátených, prešmykmi rozčlenených vrás celokaukazského smeru (obr. 3).

Štruktúra tohto veľkého synklinória so zložitým vývinom pozostáva z dvoch odlišných podzón: šovsko-pasanaurskej na severe a živalsko-gomborskej na juhu.

Šovsko-pasanaurská podzóna je zastúpená širším pásmom flyšových uloženín a rozdeľuje sa na dve tektonické jednotky: ucersko-pavleurský príkrov na juhu a glolsko-mletskú šupinu na severe.

Najzložitejšiu stavbu má žinvaľsko-gomborská podzóna. Vyčleňujú sa v nej štyri príkrovy: ksansko-arkalský, žinvaľsko-pchoveľský, sedzegursko-šachvetiľský a alisisgorsko-činčveľský, z ktorých každý je samostatnou štruktúrno-formačnou jednotkou (P. Gamkrelidze — M. Gamkrelidze 1975).

Čchaltinsko-lajlinská zóna je vysoko vyzdvihnutá časť geosynklinály južného svahu Veľkého Kaukazu (antiklinórium), kde vychádzajú na povrch silúrske (?), devónske, vrchnopaleozoické a triasové, silno dislokované a metamorfované geosynklinálne útvary dizskej série, ktorá tvorí v Svanetii dve veľké antiklinálne vrásy, prevrátené na juh, a v Hornej Abcházii — zložitú monoklinálu, na severe i na juhu ohraničenú prešmykmi.

Gagrsko-džavská zóna je podľa povahy štruktúr a geologického vývinu jednou z najkomplikovanejších zón sústavy južného svahu Veľkého Kaukazu. Jej hranica s gruzínskym blokom prebieha v západnej časti po tektonickom stupni, ktorý je v kriedových a paleogénnych uloženínach; v centrálnej časti — po severnom krídle račinsko-lečchumskej synklinály a vo východnej časti — po úzkej miocénnej synklinále. Pod týmito štruktúrami zrejme prebieha hlbinný zlom (I. Gamkrelidze 1969).

Gagrsko-džavská zóna sa skladá z hrubých ílovito-piesčitých uloženín liasu, z hrubých vulkanogénnych útvarov bajoku a z karbonátových uloženín vrchnej jury a kriedy v Abcházii a z pomerne tenkých útvarov vrchnej jury a kriedy — v južnej časti zóny (amzarsko-muchurské pásmo a severné krídlo račinsko-lečchumskej synklinály). Túto zónu charakterizuje celkovo intenzívna dislokovanosť a veľké množstvo lineárnych vrás, prešmykov a zlomov s presunmi v rôznych smeroch.

III. Zakaukazská medzihorská oblasť

Zakaukazskú medzihorskú oblasť (neskorobajkalský stredný masív) rozdeľuje adžarsko-trialetska vrásová zóna na 1. gruzínsky, 2. artvinsko-bolnisský, 3. azerbajdžanský blok. Hranice medzi týmito blokmi a vrásovými oblasťami tvoria pomaly sa rozvíjajúce zlomy hlbokého založenia.

Gruzínsky blok zaberá medzihorskú depresiu medzi Veľkým a Malým Kaukazom. Vo vyzdvihnutej časti depresie je odkryté kryštalicke podložie — Dzirufský masív. Smerom na západ pokračuje tento blok až k Čiernemu moru a smerom na východ — do kurinskej depresie. Rôznosmerné zlomy v kryštalicke podloží gruzínskeho bloku ho rozčleňujú na drobnejšie bloky a spôsobujú tak mozaikovitú stavbu.

Gruzínsky blok

Rozdeľuje sa na západnú a východnú ponorenú zónu, centrálnu vyzdvihnutú zónu a okribsko-chreitskú zónu.

Západná, čiže kolchidská (molasová) zóna ponorenia, s výnimkou jej severného okraja, sa skladá prevažne z kvartérnych a neogénnych uloženín, ktoré pokrývajú slabo dislokované karbonátové uloženiny kriedy a spodného paleogénu. Pre túto zónu je charakteristický výskyt silno stlačených brachyantiklinál, rozdelených širokými a plochými synklinálami.

Kolchidská zóna sa ďalej delí na bloky: gudautský, samurzakanský, odišský, očamirsko-kulevský a abašský blok.

Centrálna vyzdvihnutá zóna rozdeľuje západnú a východnú ponorenú zónu a má výraznú dvojetážovú stavbu; pozostáva zo starého kryštalickeho podložía, ktoré vystupuje z dzirufskej podzóny, a zo sedimentárneho obalu, ktorý ho transgresívne prekrýva. Stavba substrátu dzirufskej podzóny umožňuje posúdiť osobitosti starého zvrásneného podložía gruzínskeho bloku aj Zakaukazského stredného masívu ako celku. V rozsahu podzóny tvoria podložie kryštalicke a metamorfne bridlice, kremito-dioritové ruly a magmatity predkambria (?) — spodného paleozoika, neskorohercýnske a batské žuly, predkambrické (?) ultrabázity (serpentinity), paleozoické a popaleozoické bázické horniny rôzneho veku a vrchno-paleozoické vulkanogénno-sedimentárne útvary kremito-porfýrového zloženia. Na erodovanom povrchu kryštalickeho podložía sú terigénne, karbonátové aj kontinentálne vulkanogénne útvary liasu, hrubé vulkanogénne súvrstvie bajosu, karbonátové, zriedkavejšie vulkanogénne útvary kriedy, piesčito-ílovité uloženiny oligocénu a neogénu, tvoriace sedimentárny obal.

V dzirufskej podzóne sa zistili predjurské, predkriedové a pokriedové

štruktúry. Vrásové štruktúry v kryštalických a metamorfných bridliciach sa vyvinuli v geosynklinálnych podmienkach; v dôsledku predjurských fáz vrásnenia boli silne stlačené. Predkriedové a pokriedové vrásy, ležiace na týchto štruktúrach, sa od nich výrazne odlišujú jednoduchou morfológiou, a najmä celkovým plánom deformácií. Zlomové poruchy rôzneho veku a s nimi súvisiace blokové pohyby značne skomplikovali tektoniku dziruľskej elevácie tým, že jej pridali blokový charakter.

Severnú časť centrálnej zóny elevácie gruzínskeho bloku zaberá okribsko-chreitská podzóna. Táto podzóna vrátane aschskej, okribskej a chreitskej elevácie južného krídla račinsko-lečchumskej synklinály a šaorskej depresie, má rôznorodú geologickú štruktúru, pozostávajúcu z mocných vulkanogénnych útvarov bajosu, z kontinentálnych uhľonosných sedimentov batu, z pestrej série vrchnej jury, z karbonátových uloženín kriedy a spodného paleogénu, z terigénnych útvarov oligocénu-neogénu. Uvedená zóna sa delí na menšie bloky: aschský, okribský, šaorský a chreitský blok.

Východná, čiže kartalinská (molasová) poklesnutá zóna sa skladá takmer výlučne z rozsiahlych molás oligocénu — miopliocénu, produktov denudácie zvrásnených útvarov južného svahu Veľkého Kaukazu a adžarsko-trialetskej zóny. Pod molasami v severnej časti zóny sú sedimenty kriedy, vrchnej jury a porfyritovej série bajosu; v južnej časti — tenké uloženiny kriedy a miestami aj paleogénu. Táto zóna sa ďalej delí na bloky: muchransko-tirifonský a bazaletský.

Adžarsko-trialetská vrásová zóna je výrazne ohraničená štruktúromorfologická jednotka, ktorá sa tiahne v-z smerom medzi jv. pobrežím Čierneho mora a údolím rieky Iori. V súčasnej štruktúre predstavuje ako celok antiklinórium s dosť rôznorodou morfológiou štruktúr, ktoré ho tvoria. Pozdĺžne zlomy hlbokého založenia umožňujú ju rozdeliť na vyvýšenú centrálnu (osovú) podzónu a na relatívne poklesnuté podzóny — severnú a južnú (P. Gamkrelidze 1949). Jej hlavnými charakteristickými črtami sú: jej založenie od albského obdobia pozdĺž zlomov na kryštalickom podloží; krátkodobý vývin (hlavne v priebehu neskorej kriedy — paleogénu); veľké rozšírenie subalkalických a alkalických vulkanických asociácií s úzkym pásmom vývinu toleitových bazaltov v osovej časti; značne zväčšená brúbka vulkanogénno-sedimentárnej vrstvy smerom k Čiernemu moru; celkove antiklinórna, vrásovo-bloková stavba so strednou blokovou eleváciou a bohatým rozšírením pozdĺžnych a priečných zlomov hlbokého založenia; nekompensovaná elevácia v orogénnej etape („nepritomnosť koreňa horstiev“) s postupným stenčením zemskej kôry smerom k Čiernemu moru; ochudobnenie o produkty druhotnej magmy a nepritomnosť príznakov metamorfózy.

Vychádzajúc z horeuvedeného, možno adžarsko-trialetskú zónu považovať za štruktúru avlakogénneho typu, založenú na hrubom predalpínskom podloží Zakaukazského stredného masívu (I. Gamkrelidze 1974). Toto, spolu s najnovšími údajmi o osobitostiach jej tektonickej stavby, o formačnom zložení a hrúbke uloženín, z ktorých sa skladá, a o hlbínnej stavbe, umožňuje nový prístup k niektorým otázkam vývinu a charakteru adžarsko-trialetskej depresie; umožňuje zistiť jej prípadný vzťah k centrálnej časti depresie Čierneho mora a skúmať problém jej vzniku v novom svetle.

V poslednom čase sa vytvorila hypotéza (Š. A. Adamija a i. 1974; I. Gamkrelidze 1974), podľa ktorej centrálna „bezgranitová“ časť Čierneho mora a adžarsko-trialetská depresia zastupujú jedinú riftovú zónu, vytvorenú počas vrchnej kriedy a spodného paleogénu v centrálnej časti Čiernomorsko-zakaukazského stredného masívu. Vo vrchnom paleogéne bola východná časť tejto jednotnej (?) riftovej štruktúry (terajšia adžarsko-trialetská zóna) postihnutá inverziou tektonického režimu a v priebehu neogénu sa zmenila na bezkorennú blokovo-vrásovú štruktúru. Oblasť depresie Čierneho mora na rozdiel od východnej časti riftu nebola postihnutá vrásnením a ďalej poklesávala až do kvartéru. Je to zvláštna kategória stabilných oblastí zemskej kôry — odumretý rift (I. Gamkrelidze 1974).

Artvinsko-bolnisský blok

Zahrňuje na západe v povodí rieky Čorochi Artvinský masív, značnú časť Arsianského hrebeňa, Ardaganský rajón (všetko v Turecku), Achalkalaskú vysočinu, Abulsko-samsarský a Džavachovský (Kečutský) hrebeň, Chramský masív a celý rajón, ktorý sa tiahne na juh až po Lokský masív. Tento blok možno rozdeliť na dve, geologickou stavbou výrazne odlišné zóny — džavachetskú zónu na západe a bolnisskú zónu na východe.

Džavachovská zóna sa skladá z mio-pliocénnych a kvartérnych pyroklastických kontinentálnych útvarov, z lávových prikrývok andezitodacitov, bazaltov a doleritov, ktoré pokrývajú paleogénne, kriedové a staršie sedimenty, zasahujúce sem zo susedných zón, hlavne z bolnisskej zóny. Tento vulkanogénny komplex je slabo dislokovaný a tvorí veľmi šikmé vrásky. Štruktúra starších útvarov nie je jasná, možno predpokladať, že substrát má takú istú stavbu ako v bolnisskej zóne, s tým rozdielom, že je tu nepochybne porušenejší hlbinnými zlomami, ktoré podmieňovali intenzívnu vulkanickú činnosť v neogéne a kvartéri. Všeobecne sa uvádza výskyt meridionálnych zlomov pozdĺž Abulsko-samsarského a Džavachovského hrebeňa. Tieto hlbinné zlomy rozdeľujú džavachovskú zónu na bloky: vardzijský, achalkalaský, samsarský a džudžianský.

Bolnisská zóna zahŕňa Chramský masív, ktorý sa skladá z predjurských kryštalicích hornín a z vrchnopaleozoických vulkanosedimentárnych útvarov. Na juhu až po Lokský masív je územie zložené prevažne z vrchnokriedových hrubých kyslých vulkanogénnych útvarov a z vápencov.

V bolnisskej zóne sa vyčleňujú dve veľké štruktúry — hrasťovitá elevácia Chramského masívu a široká naklonená synklinála, komplikovaná početnými vrásami rôzneho smeru druhého rádu. Bolnisská zóna sa postupne ponára smerom k východu a prechádza do azerbajdžanského bloku alebo do veľkej medzihorskej molasovej depresie.

Azerbejdžanský blok (kurinská medzihorská depresia)

Ako samostatná geoštruktúrna jednotka sa oddelila po založení malokaukazskej geosynklinály v ranej jure a v oligocéne — kvartéri sa zmenila v medzihorskú depresiu.

Predalpské kryštalicé podložie kurinskej depresie postupne klesá od západu na východ ku Kaspickému moru a v smere od Veľkého a Malého Kaukazu ku kurinskej depresii. Okrem toho je podložie depresie komplikované eleváciami a depresiami, ktoré sa odrážajú v štruktúre sedimentárneho obalu (M. G. Agabekov — A. V. Mamedov 1972).

V štruktúre kurinskej medzihorskej depresie sa vyčleňujú dve viac-menej samostatné kotliny: stredokurinská a spodnokurinská, rozdelené talyšskovandamskou zakrytou eleváciou. V štruktúre stredokurinskej kotliny sa rozlišuje južná okrajová časť, vytvorená na mezozoicko-paleogénnom geosynklinálnom podklade (predmalokaukazská okrajová depresia) a vnútorná zóna na mezozoicko-paleogénnom podklade.

Predmalokaukazskú depresiu charakterizuje nepomer medzi tektonikou pliocénno-kvartérnych a ich paleogénno-mezozoických podložných uloženín. Prvé ležia prevažne zhodne s celkovým sklonom k severovýchodu, druhé tvoria zložitú monoklinálu, ktorá pozostáva z mnohých brachyantiklinál (M. G. Agabekov — V. V. Mamedov 1973).

Spodnokurinská kotlina má asymetrickú stavbu. Jej juhozápadný okraj je pomerne naklonený, severozápadný je strmý. Ohraničenie kotliny je zlomové.

IV. Megaantiklinórium Malého Kaukazu

Megaantiklinórium Malého Kaukazu má rôznorodú štruktúru, zloženú z tektonických jednotiek prevažne alpínskeho veku. Vyčleňujú sa tu tieto tektonické zóny: 1. somchetsko-karabašská (loksko-karabašská), 2. sevanisko-akerinská, 3. kafanská, 4. mischansko-zangezurská, 5. jerevansko-ordubadská, 6. talyšská zóna.

Somchetsko-karabašská (Ioksko-karabašská) zóna

Pozostáva prevažne z uložením jurského veku, zastúpených najmä diferencovanými vulkanogénnymi súvrstviami (E. G. Malchasjan 1970). Menší rozsah majú vulkanogénne terigénno-karbonátové horniny kriedy a terigénne uloženiny paleogénu a mio-pliocénu. Najvýraznejšou charakteristickou črtou tektoniky tejto zóny je kulisovité usporiadanie jej vrásových štruktúr a zvlnenie zóny. V zóne sa vyčleňujú tieto štruktúry prvého rádu: Iokské, čatyndagské, kačaldagské, šamšadinské, šamchorské, mrovdagské a agdamské antiklinórium, rozdelené Ialvarským, maraedagským, idževanským, daškesanským a mardagertským synklinóriom (A. T. Aslanjan 1970; E. Š. Šichalibejli 1972).

Sevansko-akerinská zóna

Pozostáva z jurských vulkanogénnych, kriedových terigénno-karbonátových a eocénnych vulkanogénnych súvrství. Podľa posledných výskumov (A. L. Knipper 1971, 1974; A. L. Knipper — S. D. Sokolov 1974) sevansko-akerinskú zónu tvorí autochtónny komplex (jura — spodná krieda), alochtónny komplex, ktorý pozostáva hlavne z hornín ofiolitovej asociácie a neoautochtónny komplex vrchnokriedových a paleogénnych hornín, ktoré tvoria synklinálne štruktúry s komplikovanými vrásami. Podľa A. L. Knippera (1974) a T. A. Gasanova (1975) je koreňová zóna ofiolitového komplexu v súčasnosti zakrytá presunutou somchetsko-karabašskou zónou. Určenie veku ofiolitového komplexu sevansko-akerinskej zóny (S. D. Sokolov 1974; V. S. Višnevskaja 1975) a regionálne pozorovania (I. Gamkrelidze 1974) nás vedú k tomu, že pripúšťame existenciu erzindžansko-sevenskej zóny oceanického dna od spodnej jury do konca neokómu. Podľa A. L. Knippera (1971) sa na začiatku albu už vytvorila serpentinitová melanž sevansko-akerinskej zóny.

Kafanská zóna je rozsiahla monoklinála, ktorá sa ponára k severovýchodu a je postihnutá zložitým vrásnením ssz. smeru (A. T. Aslanjan 1970). Geologický profil zóny je zložený z hrubých vulkanogénnych diferencovaných súvrství jurského veku, z karbonátov, terigénnych a vulkanogénnych uloženín spodnej a vrchnej kriedy.

Mischansko-zangezurská zóna

Hraniči na severozápade so sevansko-akerinskou zónou a na juhovýchode sa tiahne na juhozápad od kafanskej zóny. Na stavbe tejto zóny sa podieľajú metamorfované, silno dislokované horniny vrchnoproterozoického —

kambrického (?) veku, ktoré tvoria kryštalickej podklad, a pokryvné terigénno-karbonátové uloženiny devónu, permokarbónu, vrchnej kriedy, vulkanogénne, najmä andezitové súvrstvia eocénu, vulkanogénno-sedimentárne uloženiny miocénu—pontu a povrchové vulkanity vrchného pliocénu—antropogénu.

Táto zóna má ako celok vrásovú stavbu. Rozdeľuje sa na jednotlivé elevácie (antiklinória) a na depresie (synklinória) rozmiestnené medzi nimi a na veľké pozdĺžne zlomové poruchy. Najväčšie elevácie sú mischanská na severozápade a zangezurská na juhovýchode, ktoré zastupujú odkryvy starých metamorfných útvarov.

Jerevansko-ordubadská zóna

Lemuje na juhozápade mischansko-zangezurskú zónu a tvoria ju hlavne terigénno-karbonátové uloženiny vrchného devónu—triasu, stredná jura a vrchná krieda a hrubé vulkanogénne eocénno-oligocénne útvary andezitového zloženia. V tejto zóne sú bohato vyvinuté ofiolity, ktoré sú zahrnuté v podobe príkrovov a olistostrómových polôh vnútri autochtónneho sedimentárneho súvrstvia koniak (A. L. Knipper — S. D. Sokolov 1975). Táto zóna je charakterizovaná vývinom vrás brachymorfného typu, orientovaných v západnom a centrálnom úseku v smere od severovýchodu na juhozápad a na východe i na juhovýchode viac-menej rovnobežne s priebehom zóny. V porovnaní so susednými zónami — priaraksinskou a mischansko-zangezurskou — poklesol metamorfovaný podklad v jerevanskom úseku zóny na viac než 6000 m (A. T. Aslanjan 1970).

Daralagezská zvyšková elevácia (antiklinorium) na juhozápadnom okraji jerevansko-ordubadskej zóny, zložená zo stredného a vrchného paleozoika, triasu a nehrubého doggeru, z vrchnej kriedy a eocénu, je krajným juhozápadným prvkom megaantiklinória Malého Kaukazu. V paleozoicko-eocénnom období daralagezské antiklinorium a araksinská medzihorská depresia tvorili jednotnú priaraksinskú štruktúrno-faciálnu zónu (A. T. Aslanjan 1970).

Talyšská zóna

Oddelená je od ostatnej časti Malého Kaukazu spodnoaraksinskou kotlinou, vyplnenou pliocénno-antropogénnymi uloženinami. Je rôznorodá tak formačným zložením jednotlivých štruktúrnych jednotiek a charakterom dislokácií, ako aj podloží. Vyčleňujú sa v nej: astarinské antiklinorium, lerihske synklinorium a burovanská elevácia (Š. A. Azizbekov 1972).

Astarinské antiklinorium sa skladá zo silne dislokovaných tufo-

génno-sedimentárnych uloženín vrchnej kriedy—paleocénu a zo slabo dislokovaných vulkanogénnych hornín spodného a stredného eocénu. V geologickej stavbe larijského synklinória sú vulkanogénno-sedimentárne komplexy vrchného eocénu stlačené do naklonených pretiahnutých vrás. Vrchnoeocénne uloženiny, ktoré tvoria burovarskú eleváciu, sú uložené vo forme širokej monoklinály. Talyšská zóna je rozčlenená mnohými pozdĺžnymi a priečnymi dislokáciami.

V. Araksinská medzihorská depresia

Megaantiklinóriium Malého Kaukazu lemuje na juhozápade araksinská medzihorská depresia, ktorá vznikla v orogénnej etape vývinu Malého Kaukazu (E. E. Milanovskij — B. E. Chain 1963). Táto depresia sa skladá z celého radu kotlín a zvyškov antiklinálnych elevácií, v ktorých miestami vystupujú horniny substrátu. Z týchto štruktúr sú najvýznamnejšie araratská a nachičevanská kotlina, vyplnené miocénnymi a čiastočne pliocénnymi molasami, a elevácie: araratská s výstupmi terigénno-karbo-nátových súvrství stredného a vrchného paleozoika v jej vyvýšenej časti a džulfinská elevácia, v ktorej vystupujú horniny permotriasu a jury. Vrásové dislokácie tu zachytili uloženiny každého veku, pričom paleozoické a triasové uloženiny zóny majú úlohu podložia a mezo-kenozoické uloženiny úlohu obalu (A. T. Aslanjan 1970).

Na konci tejto krátkej štruktúrnej charakteristiky základných geotektonických jednotiek Kaukazu treba spomenúť závažnú úlohu hlbinných zlomov pozdĺžneho aj priečného smeru v jeho stavbe (obr. 1).

Vznik a vývin pozdĺžnych zlomov v niektorých prípadoch tesne súvisí so vznikom a vývinom geosynklinálnych depresií (štádium rozťahovania) a v iných prípadoch s vrásnením (štádium skrakovania). V poslednom prípade zlomy nadobúdajú značnú horizontálnu amplitúdu, prechádzajú do naklonených prešmykov a miestami do strižných príkrovov. Priečne zlomy v oblastiach centrálnej časti Veľkého a Malého Kaukazu sa radia hlavne k ich najvyzdvihutejším častiam.

Tektonické komplexy rozličného veku, ktoré tvoria zemskú kôru vrásovej oblasti Kaukazu, formovali sa v priebehu bajkalskej (bajkalsko-salairskej), kaledónsko-hercýnskej a kimersko-alpínskej etapy.

Bajkalsko-salairská etapa

Táto vývojová etapa Kaukazu je najmenej preskúmaná. Tvorili sa v nej metamorfné komplexy, ktoré vystupujú v jadre antiklinória Hlavného kaukazského hrebeňa v bečasynskej zóne, v Dzirufskom, Chramskom, Lokskom, Arzakanskom (Mischanskom) masíve a v zangezurskom antiklinóriu. Tento komplex zahŕňa horniny rífskeho veku v bečasynskej zóne a pravdepodobne v južnej časti megaantiklinória Malého Kaukazu, na juh od sevansko-akerinskej zóny (analogicky s Iránom). V severnom Zakaukazsku doň vstupuje aj spodné kambrium, datované podľa fauny archeociát v Dzirufskom masíve. Keďže kambričné metamorfné súvrstvia severného Zakaukazska sú neoddeliteľné od podložných kryštálických bridlíc, vydeľuje sa v celom Kaukaze jednotný bajkalsko-salairský komplex (I. Gamkrelidze 1974), ktorý zrejme vznikol v rozsiahlej eugeosynklinále tetýd, možno s jednotlivými jadrami predvrchnorífskej konsolidácie. V dôsledku salairských (neskorobajkalských) pohybov sa táto geosynklinála koncom kambria zmenila na jednotnú epibajkalskú platformu, ktorá spája východoeurópsku platformu s afro-arabskou platformou. Útvary bajkalského komplexu sú všade intenzívne zvrásnené, regionálne metamorfované vo fácii zelených bridlíc, menej často v amfibolitovej fácii a obsahujú plutóny granitoidov neskorohercýnskeho, kimerského a alpínskeho veku, s čím súvisí ich rádiometrické „omladenie“.

V zóne Hlavného hrebeňa Veľkého Kaukazu, v jej sofijskom bloku, vstupujú do metamorfného komplexu aj geosynklinálne súvrstvia spodného a stredného paleozoika. Tento komplex tvorí jadro megaantiklinória Veľkého Kaukazu a na ostatnej ploche Kaukazu tvorí bajkalský metamorfný komplex v súčasnosti podložie blokov typu stredných masívov.

Kaledónsko-hercýnska etapa

Vzhľadom na neprítomnosť pohybov, spojených s kaledónskou tektonogenezou na Kaukaze, niet dôvodu pre vyčlenenie samostatného kaledónskeho vývinového cyklu a treba hovoriť o jednotnej kaledónsko-hercýnskej etape.

Táto etapa zahŕňa dlhý časový úsek (od silúru po trias) a začína sa rozdrobením epibajkalskej platformy a vznikom eugeosynklinál Predného a Hlavného hrebeňa Kaukazu a skífskej paleozoickej geosynklinály. Rozpínanie, spojené so začiatkom kaledónsko-hercýnskeho cyklu, spôsobuje úplný prielom epibajkalskej kôry v oblasti medzi Hlavným a Predným hrebeňom a k vytvoreniu kôry oceanického typu, ktorú v ranom karbone postihla kompresia, vytlačenie a premiestnenie k severu s prekrytím zóny Predného hrebeňa (V. E. Chain 1975; I. Gamkrelidze 1975).

S počiatkom kaledónsko-hercýnskeho cyklu je spojené založenie miogeosynklinály južného svahu Veľkého Kaukazu (svanetskej geosynklinály), v ktorej sa v silúre až triase ukladá terigénna ilovito-piesčitá formácia (dizská séria) v celkovej hrúbke do 4 km. Svanetskú geosynklinálu však charakterizuje priečny vývin a na rozdiel od severnejších zón sa rozvíja aj po triase — v alpínskom cykle.

Celkom iný obraz sa v tom čase ukazuje v južnej časti kaukazského regiónu a v neskorohercýnskej epoche sa miestami tvorí vulkanická formácia kremito-porfýrového a liparitového zloženia. Nakoniec, v južnej časti Malého Kaukazu v kaledónsko-hercýnskom cykle, prevláda kvázi platformný alebo parageosynklinálny režim. Hromadí sa tu terigénno-karbonátová formácia devónu až spodného karbónu, karbonátová formácia permu až stredného triasu a terigénno-uhľonosná molasová formácia vrchného triasu v celkovej hrúbke asi 2,5 km.

Intenzívne vrásnenie, elevácia a tvorba granitov, spojené s hercýnskou tektogenézou, zasiahli geosynklinálu Veľkého Kaukazu. Orogénne komplexy — neskorohercýnska molasová formácia sa nahromadila na severnom svahu Veľkého Kaukazu a miestami pozdĺž okrajov Hlavného hrebeňa.

Hercýnska tektonicko-magmatická aktivita sa výrazne prejavila aj v severnom Zakaukazsku, kde je nepochybná príslušnosť procesov metamorfózy a tvorby granitov i konečné sformovanie predjurského konsolidovaného podložia k týmto pohybom (M. M. Rubinštejn 1967; Š. M. Adamija 1968).

Kimersko-alpínska etapa

Na počiatku kimersko-alpínskej etapy, počnúc už triasom, sa zakladalo osobitné geosynklinálne koryto v západnom Predkaukazsku (jejsko-berezanská zóna), kde sa usadzovalo dosť hrubé (nad 200 m) terigénno-vulkanogénne súvrstvie. Značný pokles postihol aj severozápadnú časť Veľkého Kaukazu, najmä zónu Predného hrebeňa, kde sa tvorili karbonátno-terigénne súvrstvia triasu v hrúbke 200 — 1500 m. Triasové uloženiny západného Predkaukazska a severozápadného Kaukazu sú útvary jednej geosynklinály (V. P. Jegojan et al. 1961), ktorá hneď zasahovala na západ od Stepného Krymu (tavričská séria) a do Dobrudže (malbandský flyš). V triase pokračovali poklesy aj na južnom svahu Veľkého Kaukazu (v svanetskej depresii). V južnej časti Malého Kaukazu v triase pokračovalo usadzovanie kvázi platformných uloženín, spojených pozvoľným prechodom s permskými uloženinami a zastúpených karbonátovou formáciou v hrúbke 1000 — 1500 m.

Nástup jurského obdobia znamenal začiatok procesov deštrukcie kôry

v prevažnej časti kaukazskej vrásovej oblasti. Prebiehala regenerácia geosynklinálnych podmienok v oblasti kaukazskej hercýnskej štruktúry (geoantiklinály) a začala sa hromadiť hrubá ilovito-bridličnatá formácia.

V dôsledku rozdrobenia severného okraja, oddeleného na začiatku kimersko-alpínskeho cyklu Zakaukazského stredného masívu, rozšírila sa geosynklinála južného svahu Veľkého Kaukazu a vznikla osobitná gagrsko-džavská zóna (I. Gamkrelidze 1969). Rozdrobenie a pokles pozdĺž zlomov postihlo aj dovtedy vysoko vyzdvihnutú južnú časť Zakaukazska, kde sa vytvorilo jednotné jurské koryto Malého Kaukazu — somchetsko-kafanské (A. A. Gabrieljan 1970). Zdá sa, že najmä v tejto ranojurskej deštruktívnej fáze v osovej časti malokaukazského jurského trógu sa v dôsledku intenzívneho rozpínania začínala tvoriť nová kôra oceanického typu a na nej vznikali efuzívno-rádiolaritový komplex (I. Gamkrelidze 1974).

V novovytvorených naložených geosynklinálnych depresiách rozpínanie a pokles kôry sprevádza iniciálny magmatizmus. Vulkanický cyklus na Veľkom Kaukaze sa v ranom liase začínal vytvorením spilito-keratofýrovej formácie, po ktorej nasledovala spilito-porfyrity-diabázová formácia.

V strednej jure nastal intenzívny pokles uvedených geosynklinálnych depresií, ktorý nasledoval za miernou regresiou vrchného liasu. V severnej časti študovanej oblasti (v gagrsko-džavskej zóne južného svahu Veľkého Kaukazu a v severnej časti Zakaukazského stredného masívu) sa tvorila spilito-porfyrity formácia (G. S. Dzocenidze 1966). Vulkanická činnosť sa obzvlášť silno prejavila aj na okrajoch malokaukazskej geosynklinály. No na rozdiel od geosynklinály južného svahu sa tu tvorili diferencované vulkanogénne súvrstvia; vulkanizmus sa začínal výlevmi bázických porfyrity a súvrstvie zelených bridlic sa stávalo neskôr kyslejšim, vytváralo hrubé súvrstvia plagioklasových, kremity-plagioklasových a kremitých andezitových porfyrity a končil sa mohutným výlevom kremitých plagioporfýrov (E. G. Malchasjan 1970).

Ranogeosynklinálne štádium kimersko-alpínskeho vývinu Kaukazu sa skončilo predkelovejskou (batskou) fázou vrásnenia. Veľký Kaukaz, Zakaukazský stredný masív a severnú časť Malého Kaukazu postihla kompresia spojená s tvorbou granitov. Batské pohyby mali za následok veľké zmeny paleogeografického charakteru. V dôsledku týchto pohybov sa vytvorila centrálna elevácia Veľkého Kaukazu, ktorá rozdelila širokú liasovú depresiu na dva čiastkové trógy; v južnom sa od vrchnej jury začala vyvíjať flyšová formácia. Osová časť geosynklinály južného svahu (svanetská geosynklinála) sa v tom čase definitívne zmenila na strednú eleváciu — geantiklinálu. Celkove sa zdvihla aj centrálna časť gagrsko-džavskej zóny a gruzínskeho bloku. Len miestami sa zachovali zatvorené

a polozatvorené panvy, kde sa v batskom období ďalej usadzovala uhľonosná séria. A tak sa batské pohyby prejavujú najmä v čiastočnej inverzii geotektonického režimu a v celkovom vyzdvihnutí celej centrálnej časti Veľkého Kaukazu a gruzínskeho bloku, pričom odrážajú tendenciu pričného zdvihu celého Kaukazu. Celkové vyzdvihnutie je spojené s kirarskou, a ecerskou intrúziou granitoidov v Svanetii, v kelasurskej, gorabskej — v gagrsko-džavskej zóne, s chevskou, čalvanskou, polodaurskou, bardadzorskou intrúziou v gruzínskom a artivinsko-bolnisskom bloku (G. M. Zaridze 1961). Batská fáza teda predstavuje typický obraz prejavov raného vrásnenia kimersko-alpínskej etapy, s ktorou je spojená čiastočná inverzia v niektorých depresiách a ranosynorogénne granitoidné intrúzie.

Batská fáza sa výrazne prejavila aj v Malom Kaukaze a podmienila transgresívnu polohu keloveja na rôznych horizontoch starších sérií a miestami — v južnom Arménsku (Zangezure) — podmienila ešte výraznejšie prerušenie sedimentácie a transgresívne uloženie vrchného oxfordu na vulkanogénnych útvaroch bajoku (A. A. Gabrieljan 1970). Tieto pohyby boli aj tu sprevádzané intrúziami granitoidov (mamšadinský rajón Arménska, atabekské a giljenbirske intrúzie v Azerbajdžene (S. I. Balasanjan 1970, R. N. Abdulajev et al. 1972). Zdá sa, že batské pohyby sa neprejavili v osovej časti somcheto-kafanskej depresie, kde pokračovalo formovanie teleskopickéj poruchovej štruktúry (I. Gamkrelidze 1974).

Poklesy, ktoré sa začali vo vrchnej jure v oblasti prejavov batských tektonických pohybov, miestami len čiastočne postihli novovytvorené elevácie; najmä centrálna elevácia Veľkého Kaukazu a prevažná časť geosynklinály južného svahu ostali súšou. Južne od západnej a východnej flyšovej panvy, kde sa usadzoval terigénno-karbonátový flyš a pokračovala bez prerušenia strednojurská sedimentácia (I. R. Kachadze 1947), tvorili sa zálivy mora — na západe Abchazský a na východe Račinský. Súšou ostala — ako sa zdá — prevažná časť Zakaukazského stredného masívu. No miestami — v jeho severnej časti a v gagrsko-džavskej zóne v batských depresiách — zrejme v pokračovaní celej vrchnej jury, ukladala sa lagúnna pestrá séria, v ktorej sa nachádzajú bazaltové príkrovy, tufy a tufobrekcie. Vo vrchnej jure ohýbanie opäť postihlo aj okrajové časti ofiolitovej zóny Malého Kaukazu, kde bola sprevádzaná efuzívnym vulkanizmom (porfyrítová formácia) explozívneho charakteru (S. I. Balasanjan 1970).

Neskorokimerská (predkriedová) orogenéza sa v porovnaní s ranokimerskou (batskou) orogenézou značne rozšírila na juh a postihla väčšiu časť Malého Kaukazu. S touto orogenézou sa spája vytvorenie početných

granitoidných intrúzií (šamchorská, daškesansko-kedabekská, mrovdageská a iné skupiny intrúzií) (Š. A. Azizbekov et al. 1972).

V severnej časti skúmanej oblasti, na južnom svahu Veľkého Kaukazu (v gagrsko-džavskej zóne), začínajúce pohyby vrchnej jury umožňovali tvorbu bariérnych, najmä koralových útesov. Útesy sa tvorili na východnom a západnom okraji gagrsko-džavskej zóny. Na východe sa rozprestierajú medzi flyšovou panvou a gruzínskym blokom (v tom čase ešte severným okrajom Zakaukazského stredného masívu) a na západe — medzi blokom a flyšovou panvou severozápadného Kaukazu.

Neskorokimerské pohyby sa v tom čase neprejavili vo flyšových panvách južného svahu Veľkého Kaukazu. V týchto zónach sedimentácia pokračovala bez prerušenia a v ranokriedovom období ju charakterizuje hlavne karbonátová a karbonátovo-terigénna formácia. Vulkanická činnosť v ranej kriede sa prejavila len v Malom Kaukaze, kde akoby ukončila jurský vulkanizmus a nijako širšie sa nevyvinula (E. G. Malchasjan, K. G. Širinjan 1970).

Prvou významnou fázou tektogenézy, ktorá vyvolala kompresiu ofiolitovej zóny Malého Kaukazu a vytvorenie serpentinitovej melanže, bola austrijská fáza.

Ako sa zistilo, melanž sevansko-kerinskej zóny vznikla už začiatkom albu a od cenomanu sa vytváral olistostrómový komplex (A. L. Knipper 1971) v dôsledku alochtónnych más, zložených z príkrovov melanže a somchetsko-karabašskej zóny.

Kompresia zemskej kôry a tvorba granitov, spojené s austrijskou fázou tektogenézy sa výrazne prejavili v celom Malom Kaukaze i na sever od neho. Koniec neokómu je poznamenaný celkovým zdvihom prevažnej časti Malého Kaukazu (jerevansko-ordubadská, kafanská a somchetsko-karabašská zóna) a granitoidnými intrúziami (alaverdská a cavská séria a spitaská intrúzia). Zdvihová tendencia koncom albu a v cenomane sa prejavovala aj v centrálnej časti gruzínskeho bloku a rozšírila sa od juhu na sever. Príznaky austrijskej fázy sa zistili aj vo východnej flyšovej panve južného svahu Veľkého Kaukazu, kde sa na báze cenomanu, ležiaceho miestami transgresívne, objavuje hruboulomkovitý a arkózovo-drobový materiál.

Približne v tom istom čase, zrejme už od začiatku albu, postihlo rozpínanie a intenzívny pokles aj centrálnu časť Zakaukazského stredného masívu, zasiahnutú dlhodobou eróziou; vznikla čiernomorsko-adžarsko-trialetská riftová zóna. V jej východnej časti (v terajšej adžarsko-trialetskej zóne) sa v pokračovaní albu usadila hrubá (do 2000 m) vulkanogénna séria. Maximálne rozpínanie bolo v centrálnej časti riftu, v oblasti súčasnej hlbokovodnej depresie Čierneho mora, kde v osovej časti, očividne v pokračovaní

vrchnej kriedy, vznikalo porušenie celistvosti kontinentálnej kôry a tvorila sa kôra oceanického typu. V neskorej kriede zasiahol pokles aj dovtedy mierne vyzdvihnutú východnú kordilierovú časť gagrsko-džavskej zóny južného svahu Veľkého Kaukazu, ktorá zrejme už od aptu vchádzala pomaly do poklesu flyšovej panvy a na jej mieste vznikla zvláštna žinvaľsko-gomborská podzóna (P. Gamkrelidze — I. Gamkrelidze 1975). Pokles zasiahol aj južnú časť Malého Kaukazu, kde vznikla jerevansko-ordubadská depresia. V tom čase nepochybne vznikla aj talyšská depresia.

Pohyby a vrásnenie, spojené so subhercýnskou fázou, prejavujú sa hlavne v jv. časti Kaukazu. Táto fáza nasledovala za austrijskou fázou, významnou fázou tvorby melanže v sevansko-akerinskej zóne. Od konca maastrichtu prerušovala daralagezská priečna elevácia kontakt medzi jerevanskou a ordubadskou panvou (Š. A. Azizbekov et al. 1972). V tom istom čase sa ustálilo vrásnenie v adžarsko-trialetskej zóne. Pred maastrichtom sa vrásnenie prejavuje aj vo východnej flyšovej panve Veľkého Kaukazu, kde sa na báze transgresívnej, tzv. orbitoidnej, série maastrichtu tvorila hruboúlomkovitá fácía typu divokého flyšu.

Proces kompresie kôry, spojený s ďalšou, laramskou fázou alpínskej tektogenézy, sa prejavil v prevažnej časti skúmanej oblasti. Po zdvihu kordiliér, súvisiacom s týmito pohybmi, nasledovalo usadzovanie najmladších (ranopaleogénnych) flyšových (alebo flyšoidných) súvrství Kaukazu v adžarsko-trialetskej, jerevansko-ordubadskej a talyšskej zóne.

Poklesy, ktoré sa začali v paleocéne, dosiahli maximum v eocéne (najmä v strednom) a sprevádzala ich intenzívna vulkanická činnosť v celej južnej časti Kaukazu (adžarsko-trialetská, artivinsko-bolnisská, sevansko-akerinská, jerevansko-ordubadská a talyšská zóna). Porovnanie strednoeocénnych vulkanických útvarov Malého Kaukazu ukazuje, že vulkanické horniny adžarsko-trialetskej a talyšskej zóny sú si veľmi podobné a zastupujú ich hlavne subalkalické bazaltové série (M. B. Lordkipanidze — G. S. Zakaridze 1974; Š. A. Azizbekov et al. 1972) a v sevansko-akerinskej zóne sú prevažne vápnito-alkalické horniny stredného a kyslého zloženia. Súčasne sa pred neskorým eocénom v tejto zóne tvorili gabro-plagiogranitové intrúzie (pambaško-bazumská skupina intrúzií), ktoré sa obvykle považujú za jeden z prejavov andezitového magmatizmu. To zrejme značí, že v tomto období sa začalo zrele štádium vývinu sevansko-akerinskej zóny.

V neskorom eocéne sa výrazne zmenšovali oblasti vulkanickej činnosti. V akvatóriu Čierneho mora sa riftogenéza očividne skončila. Pred vrchným eocénom režim kompresie a diferencovaných pohybov zasiahol východnú časť čiernomorsko-adžarsko-trialetskej riftovej zóny (v súčasnej adžarsko-trialetskej zóne). Tieto pohyby sú spojené s najčasnejšou (trialetskou) —

pyrenejskou fázou tektonickej epochy. Pyrenejské pohyby postihli takmer celú skúmanú časť stredozemnomorského pásma a fakticky znamenajú začiatok orogénnej etapy jeho vývinu.

Pohyby spojené s trialetskou fázou sa prejavili aj v sevansko-akerinskej zóne. Znamenajú začiatok vnútorného štruktúrneho rozčlenenia a vytvorenie veľkých vrás v tejto zóne (O. A. Sarkisjan 1973); zaznamenané boli aj intrúzie granitoidov.

Trialetská fáza sa prejavila aj v gruzínskom bloku aj vo východnej časti južného svahu Veľkého Kaukazu, kde sa tvorila reťaz kordiliér v gagsko-džavskej zóne; pozdĺž južného okraja flyšovej panvy sa prejavujú prvé príznaky presunu po príkrovových liniách a na báze vrchného eocénu sa vytvoril olistostrómový komplex (P. Gamkrelidze — I. Gamkrelidze 1975).

Vlastné pyrenejské pohyby zasiahli oveľa väčšiu oblasť. V geosynklinálnych systémoch Veľkého a Malého Kaukazu sa v tom čase skončilo ukladanie flyšových a karbonátových formácií a začínalo sa usadzovanie spodnej molasovej formácie. S pyrenejskou fázou aj s miocénnymi fázami je spojený vznik väčšiny vlastných alpínskych intrúzií Malého Kaukazu (megrinská, ajocko-dzorská, bargušetská skupina) a tiež daligadská intrúzia.

Od oligocénu vstúpil Kaukaz do záverečného orogénneho štádia vývinu — do štádia vzniku veľkých vrásových štruktúr (megaantiklinórií) a s nimi spojených okrajových a medzihorských depresii.

Do elevácie centrálneho Kaukazu vstúpil Severokaukazský okrajový masív. Uprostred miocénu sa zo sféry poklesu vymkla stavropoľská elevácia a jednotná predkaukazská čelná predhlbeň sa rozpadla na dve hlboké predhlbne: indolsko-kubánsku a tersko-kaspickú (E. E. Milanovskij — V. E. Chain 1963).

Do oligocénu zahrnuje elevácia aj prevažnú časť Malého Kaukazu, no v niektorých jeho depresiách (adžarsko-trialetskej, sevanskej, jerevansko-ordubadskej, talyšskej) sa v priebehu vrchného eocénu, oligocénu a miestami aj spodného miocénu zachovali zvyškové kotliny vyplňované flyšoidnými terigénnymi alebo lagunárnymi a kontinentálnymi molasami.

Od oligocénu sa začínali zakladať medzihorské depresie na gruzínskom a azerbajdžanskom bloku (rionský, kurinský) a jednotlivé kotliny araksinskej medzihorskej depresie. Prejavy ďalších fáz alpínskej tektogenézy — predstrednomiocénnej (štýrskej) vrchnosarmatskej (attickej), predakčagylskej (rodanskej) a vrchnopliocénnej (valašskej) — vyvolali všeobecnú kompresiu a spôsobili konečné sformovanie súčasnej stavby vrásovej oblasti Kaukazu. V dôsledku prejavov najmä miocénnych fáz (štýrska, atticá) a predakčagylskej (rodanskej) fázy vrásnenia sa vytvorila príkrovová stavba východnej časti vrásového systému južného svahu Veľkého

Kaukazu. Pritom postupné zmenšovanie amplitúdy presunu jednotlivých príkrovových platní od juhu na sever, ako aj prekryvanie — „zapečatenie“ odlepených a presunutých južných príkrovov severnejšími príkrovmi poukazuje na vytváranie príkrovej stavby najmä v dôsledku aktívneho pohybu na sever a podsunutia gruzínskeho bloku pod vznikajúcu vrásovú sústavu južného svahu Veľkého Kaukazu.

Proces celkovej kompresie tejto oblasti bol sprevádzaný orogénnym magmatizmom rôzneho charakteru. Súvrstvie povrchových pliocénno-antropogénnych vulkanitov bazalto-andezito-dacitového zloženia pokrývajúce v podobe pláňa rozsiahle oblasti v centrálnej časti Malého Kaukazu (Džavachovská, Gegamská a Vardenisská vrchovina), je zvláštnym analógom vrchnomolasovej formácie. Na Veľkom Kaukaze má oveľa menší rozsah (centrálna časť), zastupujú ju andezito-dacity a liparity. Rajóny a centrá neskoroorogénneho vulkanizmu sú spojené s veľkými hlbokými zónami priečných porúch typu puklín rozpínania, ktorých smer je priečny na smer pozdĺžnych zón Kaukazu (E. E. Milanovskij 1968).

Všeobecná kompresia celého Kaukazu jestvuje aj v súčasnej epoche, lebo podľa údajov Je. I. Širokovej (1967), v ohniskách mnohých zemetrasení Veľkého a Malého Kaukazu vektory hlavných kompresných napätí sú rozložené šikmo a kolmo na smer týchto vrásových štruktúr.

Takto prebiehal vývoj Kaukazu vo fanerozoiku polycyklicky s periodickou deštrukciou kontinentálnej kôry a so zakladaním nových eugeosynklinálnych trógov (v podmienkach rozpínania) s kôrou blízkou oceanickému typu; korytá boli neskôr postihnuté intenzívnou kompresiou a zmenili sa na vrásovo-príkrovové štruktúry. Tento proces prebiehal od severu na juh. V paleozoiku prebiehala os kaukazskej eugeosynklinály medzi zónami Predného a Hlavného hrebeňa Veľkého Kaukazu. Na juh od nich bol severný okraj gondvány, na sever — južný okraj východoeurópskej platformy. Koncom paleozoika — začiatkom mezozoika spojila novovytvorená kontinentálna kôra tieto platformy v jednu, no koncom triasu, až začiatkom jury, sa ukázalo, že sa rozdelili po vzniku malokaukazskej eugeosynklinály s osou pozdĺž sevansko-akerinskej zóny. Ďalší tróg so stenčenou a pretvorenou kontinentálnou kôrou sa tiahol pozdĺž južného svahu Veľkého Kaukazu a oddeľoval epihercýnsky lem východoeurópskej platformy od Zakaukazského stredného masívu (mikrokontinentu).

Nie je vylúčené, že eugeosynklinálne zóny boli pri svojom vývine — najmä v obdobiach uzatvárania — sprevádzané a ohraničené šikmými (naklonenými) zlomami typu beniofových zón. S týmito zlomami súvisel aj vznik vulkanických ostrovných oblúkov, granitoidný magmatizmus a tvorba rúd.

Literatúra

- АБДУЛЛАЕВ, Р. Н., КЕРИМОВ, Г. И., АХУНДОВ, Ф. А. 1972: Мезозойский вулканизм Малого Кавказа. В кн.: „Геология СССР”, 47, Азербайджанская ССР, Изд-во „Недра”, Москва.
- АГАБЕКОВ, М. Г., МАМЕДОВ, А. В. 1972: Куринская межгорная впадина. В кн.: „Геология СССР”, 47, Азербайджанская ССР, Изд-во „Недра”, Москва.
- АДАМИЯ, Ш. А. 1968: Доюрские образования Кавказа. Изд-во „Мецниереба”, Тбилиси.
- АДАМИЯ, Ш. А., ГАМКРЕЛИДЗЕ, И. П., ЗАКАРИАДЗЕ, Г. С., ЛОРДКИПАНИДЗЕ, М. Б. 1974: Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. „Геотектоника”, Москва.
- АЗИЗБЕКОВ, Ш. А. 1972: Талышская зона и Араксинский прогиб (тектоника). В кн.: „Геология СССР”, 47, Азербайджанская ССР, Изд-во „Недра”, Москва.
- АЗИЗБЕКОВ, Ш. А., ГАДЖИЕВ, Т. Г., БАГИРОВ, А. Э., РУСТАМОВ, М. И. 1972: Кайнозойский магматизм Малого Кавказа. В кн.: „Геология СССР”, 47, Азербайджанская ССР, Изд-во „Недра”, Москва.
- АСЛАНЯН, А. Т. 1970: Тектоника Армении. В кн.: „Геология СССР”, 48, Армянская ССР, Изд-во „Недра”, Москва.
- БАЛАСАНИЯН, С. И. 1970: Интрузивы мезозоя и особенности развития магматизма. В кн.: „Геология СССР”, 48, Армянская ССР, Изд-во „Недра”, Москва.
- БУРШТАР, М. С. 1968: Тектоника Северного Кавказа (Центральное и Восточное Предкавказье). В кн.: „Геология СССР”, 9, Северный Кавказ, Изд-во „Недра”, Москва.
- ВИШНЕВСКАЯ, В. С. 1975: О возрасте радиоляритов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Докл. АН СССР, 224, 6, Москва.
- ГАБРИЕЛЯН, А. А. 1970: История геологического развития. В кн. „Геология СССР”, 43, Армянская ССР, Изд-во „Недра”, Москва.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, И. П. 1969: Строение и развитие западной части южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. „Геотектоника”, 4, Тбилиси.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, И. П. 1970: К механизму складчатости Триалетского хребта. Сообщен. АН ГССР, 60, 1, Тбилиси.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, И. П. 1974: Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Автореф. докт. диссертации, Тбилиси.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, И. П. 1975: Главные тенденции тектонического развития Кавказа и смежных областей Средиземноморского пояса. Тезисы докладов 2. Советско-Индийского симпозиума, Тбилиси.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, П. Д. 1949: Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Ин-т геол. и минерал. АН ГССР, Монографии, 2, Тбилиси.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, П. Д. 1957: Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, сер. геол., 10, Тбилиси.

- ГАМКРЕЛИДЗЕ, П. Д. 1964: Тектоника. В кн.: „Геология СССР”, 10, Грузинская ССР, Изд-во „Недра”, Москва.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, П. Д. 1966: Основные черты тектонического строения Кавказа. „Геотектоника”, 3, Тбилиси.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, П. Д., ГАМКРЕЛИДЗЕ, И. П. 1975: Путеводитель 2. Советско-Индийского симпозиума. Введение и экскурсия А (Жинвали-Павлеури), Тбилиси.
- ГАСАНОВ, Т. А. 1975: Новые выходы гипербазитов в Сомхето-Карабахской зоне и их тектоническое значение (Малый Кавказ). Докл. АН СССР, 24, 6, Москва.
- ГРЕКОВ, Н. И., КРОПАЧЕВ, С. М., МОМОТ, С. П., КОРЕНЬ, Т. К. 1974: Марухский покров в палеозое Северного Кавказа. „Советская геология”, 2, Москва.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ, Г. С. 1966: Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. „Геотектоника”, 3, Москва.
- ЕГОЯН, В. П., ЕРМАКОВ, В. А., КИЙКО, К. И. 1961: Об открытии морского верхнего триаса в юго-западном Предкавказье. Докл. АН СССР, 138, 6, Москва.
- ЗАРИДЗЕ, Г. М. 1961: Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, Москва.
- КАХАДЗЕ, И. Р. 1947: Грузия в юрское время. Тр. ГИН АН ГССР, сер. геол., 3 (8), Тбилиси.
- КНИШПЕР, А. Л. 1971: История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. „Геотектоника”, 6, Москва.
- КНИШПЕР, А. Л. 1974: Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области Юга Европы, западной части Азии и Кубы. Изд-во „Наука”, Москва.
- КНИШПЕР, А. Л., СОКОЛОВ, С. Д. 1974: Тектонические покровы и Тутхунская зона Малого Кавказа. „Геотектоника”, 6, Москва.
- КНИШПЕР, А. Л., СОКОЛОВ, С. Д. 1975: Парадокс офиолитов Веди (М. Кавказ). Автореферат доклада. Бюлл. МОИП, отд. геол., 5.
- ЛОРДКИПАНИДЗЕ, М. Б., ЗАКАРИАДЗЕ, Г. С. 1974: Палеогеновый вулканизм Аджарии. В кн.: „Проблемы геологии Аджаро-Триалетии”. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., 44, Тбилиси.
- ЛУНЕВ, А. Л. 1968: Северо-Кавказский краевой массив. В кн.: „Геология СССР”, 9, Северный Кавказ, Изд-во „Недра”, Москва.
- МАЛХАСЯН, Э. Г. 1970: Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Автореферат докт. дисс., Баку.
- МАЛХАСЯН, Э. Г., ШИРИНЯН, К. Г. 1970: Эффузивные породы. В кн.: „Геология СССР”, 43, Армянская ССР, Изд-во „Недра”, Москва.
- МИЛАНОВСКИЙ, Е. Е. 1968: Новейшая тектоника Кавказа. Изд-во „Недра”, Москва.
- МИЛАНОВСКИЙ, Е. Е., ХАИН, В. Е. 1963: Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, Москва.
- ПОТАПЕНКО, Ю. Я. 1968: Бечасынская зона. В кн.: „Геология СССР”, 9, Северный Кавказ, Изд-во „Недра”, Москва.
- РОМАНОВ, Н. Т. 1968: Восточный Кавказ. В кн.: „Геология СССР”, 9, Северный Кавказ, Изд-во „Недра”, Москва.

- РУБИНШТЕЙН, М. М. 1967: Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., 9, Тбилиси.
- САРКИСЯН, О. А. 1973: Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклиория (Малый Кавказ). Автореферат докт. дисс., Ереван.
- СОКОЛОВ, С. Д. 1975: Олистостромовые толщи и поздне меловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. Автореферат канд. дисс., Москва.
- ХАИН, В. Е. 1975: Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. „Геотектоника”, 1, Москва.
- ШАРДАНОВ, А. Н. 1968: Западное Предкавказье. В кн.: „Геология СССР”, 9, Северный Кавказ, Изд-во „Недра”, Москва.
- ШАРДАНОВ, А. Н., БОРУКАЕВ, Ч. Б. 1968: Таманский полуостров и Западный Кавказ. В кн.: „Геология СССР”, 9, Северный Кавказ, Изд-во „Недра”, Москва.
- ШИРОКОВА, Е. И. 1967: Общие закономерности в ориентации напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса. „Физика Земли”, 1, Москва.
- ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э. Ш. 1972: Мегантиклинории Малого Кавказа. В кн.: „Геология СССР”, 47, Азербайджанская ССР, Изд-во „Недра”, Москва.

П. Д. Гамкрелидзе — Й. П. Гамкрелидзе

Очерк альпийского этапа тектонического развития Западных Карпат

Западные Карпаты являются частью северной ветви альпийской системы Европы, расположенные главным образом на территории Чехословакии. Географическая граница Западных Карпат проходит на западе по долине реки Дуная, на востоке — преимущественно по реке Угу. На севере границей с Чешским массивом и Подольской платформой служит эрозионный край покровов флишевой зоны. Южная граница с паннонским блоком неясная. В настоящей статье мы рассматриваем только ту часть Западных Карпат, которая находится на территории Чехословакии.

Основной чертой строения Западных Карпат является наличие покровных структур, включающих комплексы пород от докембрийских до третичных включительно. Географическое положение отдельных комплексов и время их главной деформации уже в прошлом веке явились основанием для зонального расчленения Западных Карпат, которое в общих чертах принимается и ныне. Так в настоящее время продолжают различать внутренние Карпаты (их часто называют центральными) на юге и внешние или флишевые Карпаты на севере. Между этими двумя зонами располагается узкая клипповая зона, которую обычно относят к южной части внешних Карпат.

Внутренние Карпаты

Характерной чертой внутренних Карпат является наличие в большом количестве доверхнекарбонных кристаллических сланцев, варисских гранитоидов, осадочных и вулканических пород верхнепалеозойского возраста, преимущественно карбонатный характер мезозоя, досенонский возраст покровных структур, проявление альпийского метаморфизма, образование гранитоидов и широкое распространение осадочных и вулканогенных формаций, сформировавшихся после надвигания покровов.

В дотриасовых комплексах различают две литофациальные области. Большая представлена в центральных массивах* и горах Вепора кристаллическими сланцами палеозойского и отчасти докембрийского возраста, подвергшимися мезо- и катазональному метаморфизму и заключающими в себе тела варисских гранитоидов. Вторая область представлена слабометаморфизованными палеозойскими вулканогенно осадочными сериями Спишко-Гемерского Рудогорья, где варисские гранитоиды отсутствуют. И в той и в другой области на комплексах, смятых в складки при варисских орогенических движениях, залегают верхнекарбоновые и пермские молассы.

Производя структурный анализ внутренних Карпат, необходимо различать досенонскую систему покровов и изменения, которым подверглась эта система на более поздней стадии развития.

Определение покровной структуры внутренних Карпат близкое к современному было дано А. Матейкой и Д. Андрусовым (1931); позднее некоторые уточнения внесены главным образом Д. Андрусовым (1938, 1943 и др.). Упомянутые авторы соединили в три группы комплексы кристаллических и мезозойских пород, находящиеся в различном тектоническом положении, и дали им следующие названия: 1. татриды, 2. граниды (позднее переименованные в вепориды) и 3. гемериды. Эти три группы рассматривались как альпийские единицы с кристаллическим основанием и мезозоем, имеющий специфический характер в каждой из них. Это значит, что мезозойские комплексы Карпат генетически причислялись к кристаллическому основанию, соответствующему одной из упомянутых групп, независимо от того, как они залегают на основании — нормально или аномально. Мезозой высокотатранской фации В. Улига вместе с подстилающими его кристаллическими породами так называемых центральных массивов представлял собой татриды. Мезозой субтатранской фации В. Улига, перекрывающий татриды в виде шарьяжей, разделяли на несколько „субтатранских” покровов. Позднее нижний покров был назван крижнским, средний — хочским, верхний — стражковским, и все они, вместе с кристаллическим комплексом гор Вепора, были соединены в одну тектонопалеогеографическую единицу — вепориды (Д. Андрусов 1943).

Под гемеридами сначала понимали южную часть кристаллического комплекса гор Вепор, палеозой Спишко-Гемерского Рудогорья и на-

* Так называют горные гряды (например Малые Карпаты, Высокие Татры), в ядрах третичных структурных поднятий которых выходит кристаллическое основание, что наблюдается в северной части внутренних Карпат.

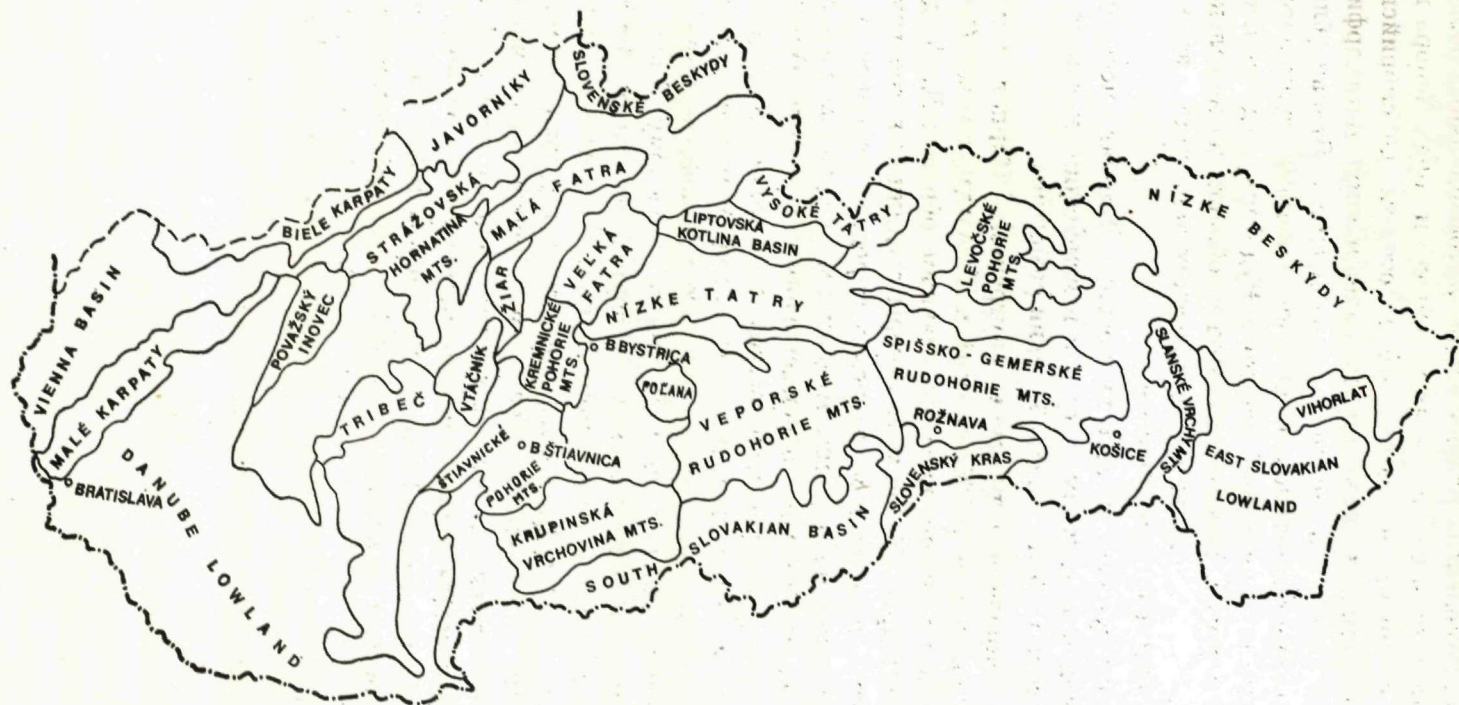


Рис. 1. Орографическое расчленение Западных Карпат

легающий на них мезозой. Позднее термин гемериды сузили — он стал относиться к палеозою Спешско-Гемерского Рудогорья с залегающим на нем мезозоем и мезозою Мураньского плато, который является аллохтоном, лежащим на вепоридах. Так возникло палинспатическое представление о карпатском геосинклинальном пространстве с тремя продольными зонами осадконакопления: татридной на севере, вепоридной южнее, гемеридной к югу от последней.

Такое представление о покровном строении внутренних Карпат предполагало отрыв мезозоя от кристаллического комплекса вепорид и его горизонтальное перемещение на далекое расстояние к северу — на татриды. Отрыв и перемещение „субтатранских” покровов считали следствием сокращения в пространстве кристаллического комплекса вепорид, сперва лишь его северной части — краковской зоны (В. Зоубек 1930).

Несмотря на некоторые противоречия в результатах произведенных за последние 30 лет исследований, они все же подтвердили, что строение внутренних Карпат покровное. Оказалось несомненным, что над татридами лежат три группы „субтатранских” покровов (Д. Андрусов 1967). К нижней группе покровов, непосредственно перекрывающих татриды, относятся покровы высоцкий и крижнйанский *s.s.* (Д. Андрусов 1967, = ультрататриды — А. Биелый — Я. Быстрицкий — О. Фусан 1968, = фатрикум — Д. Андрусов — Я. Быстрицкий — О. Фусан 1973). Средняя группа покровов, лежащих главным образом на предыдущих, представлена хочским *s. s.* и шурецким покровами (= ультравепориды — А. Биелый — Я. Быстрицкий — О. Фусан 1968, = гроникум Д. Андрусов — Я. Быстрицкий — О. Фусан 1973). К верхней группе относятся покровы стражовский, недзовский, гавраницкий и др. Триас в них развит так же, как в гемеридах, и потому эти покровы рассматриваются как фронтальные, перемещенные далеко к северу части мезозоя гемерид (А. Биелый — Я. Быстрицкий — О. Фусан 1968, 1968а) (= гемерикум — Д. Андрусов — Я. Быстрицкий — О. Фусан 1973).

Среди результатов исследований имеются и такие, которые заставляют пересмотреть первоначальное представление о трех продольных зонах осадконакопления, давших в среднемеловое время начало трем главным тектоническим единицам — татридам, вепоридам и гемеридам.

В отношении самой северной единицы — татрид — внесения существенных изменений сделать не потребовалось. Этим названием и теперь обозначают кристаллические комплексы центральных массивов с их нормальной верхнепалеозойской и мезозойской оболочкой (нижний триас — сеноман, в Высоких Татрах и нижний турон (В. Цулова

— Д. Андрусов 1964). Комплексы татридного шипруньского покрова оказались нормальной оболочкой кристаллических комплексов (Я. Быстрицкий 1956).

Генетическая связь „субтатранских” покровов с кристаллическим комплексом вепорид представляется теперь проблематичной. Так как последний имеет свою собственную мезозойскую оболочку (ее сходство с мезозоем крижняянского покрова наблюдается только в кракловской субзоне — в серии Велького Бока (Р. Кеттнер 1937), кристаллический комплекс вепорид не считают за первоначальное основание субтатранских покровов (Я. Быстрицкий 1959, А. Биелый 1961). Итак, термин вепориды сохраняется только для кристаллического комплекса с нормально залегающим на нем мезозоем (серии Велького Бока, Фёдерата, струженицкая, дивинская) между чертовичкой и любеницко-маргецанской линиями (А. Биелый 1964).

И вот встал вопрос — где же была первоначально расположена зона осадконакопления трех групп „субтатранских” покровов, не имеющих корней, т. е. вопрос с какими кристаллическими комплексами внутренних Карпат их надо ставить в связь, комплексами, пространственные взаимоотношения которых вполне определены.

Как было сказано выше, гемеридами считали тектоническую единицу, сложенную палеозоем Спишско-Гемерского Рудогорья с залегающим на нем мезозоем. В тектоническом отношении все это в целом надвинуто на вепориды. При этом мезозой оторвался от своего основания и, хотя не потерял совершенно связи с ним, был перемещен к северу до области татрид, где известен под названием „верхние субтатранские покровы” (стражовский, недзовский, гавраницкий и др.).

Однако, исследования, производившиеся в последние годы в южной части гемерид, показали, что такое толкование вряд ли можно признать правильным. Было доказано, что слои, лежащие на палеозое и подстилающие мезозой Словацкого карста, известные под названием мелиатская серия и относившиеся все вместе взятые к перми, т. е. нормальному основанию триаса (Я. Быстрицкий 1964), имеют, по крайней мере частью, средне- и верхнетриасовый возраст. Из этого следует, что мезозой Словацкого карста является аллохтоном и не образует, по мнению Г. Коцура и Р. Мок (1973), одного целого с палеозоем Спишско-Гемерского Рудогорья. Эти авторы считают, что мезозой Словацкого карста образует покров — силицкий покров, — надвинутый с севера на юг. Что касается его происхождения, он, по-видимому, образовался на гемерском шве (= любеницко-маргецанская линия). Все это приводит к выводу, что первоначальное значение понятия гемериды недействительно. Коцур и Мок все же продолжают употре-

блять его, не давая нового определения. Остается неясным, является мезозой галмусской зоны (в северной части Спишко-Гемерского Рудогорья) частью их гемерид, надвинутых на вепориды или частью силицкого покрова. Отметим только, что мезозой галмусской зоны — северогемеридная синклиналь М. Магеля (1953) — лежит на палеозое Спишко-Гемерского Рудогорья, а в западной части на вепоридах. Тектонические проблемы южной части внутренних Карпат оказались более сложными, чем это предполагалось, и для их выяснения необходимы новые исследования. Из приведенного рассмотрения вопроса видно, что отношение „гемеридного” мезозоя к палеозою Спишко-Гемерского Рудогорья остается невыясненным, мы все же предполагаем, основываясь на литофациальном характере триаса, что „верхние субтатранские покровы” следует связывать с „гемеридным” мезозоем, который отлагался непосредственно к югу от хочского.

При таком понимании самая южная единица Карпат на территории Чехословакии была бы представлена не „гемеридами”, а мелиатской серией, которая по мнению Г. Коцура и Р. Мока (l. c.) являлась бы частью тектонической единицы Бюкка, выходящей в виде тектонических окон из-под надвинутого на юг силицкого покрова.

Займемся теперь вопросом средней группы „субтатранских” покровов — хочским и штурецким. Так как аллохтонное положение хочского покрова во всей области центральных массивов очевидно, можно определенно заключить, что область татрид не являлась зоной осадконакопления этого покрова. Отношение поверхности надвига хочского покрова к расположенной южнее единице, т. е. к вепоридам, ясно документируется в восточной части Низких Татр. Хочский покров перекрывает там кристаллические комплексы и мезозойские оболочки краковской и кралёвогольской субзон вепорид. Принимая во внимание направленные на север движение покрова, следует предположить, что его зона седиментации находилась южнее.

Стратиграфический объем хочского покрова: верхний карбон-неоком. В южных частях покрова на базе наблюдаются породы карбона и пермской мелафировой серии, в северных частях представлены главным образом отложения триаса, местами юры и неокома.

Из сравнения пермокарбонских слоев хочского покрова с слоями оболочки самой южной зоны вепорид видно, что между ними имеются значительные различия. В пермских отложениях этой зоны вепорид не встречаются основные вулканические породы, местами нижний триас лежит прямо на кристаллических комплексах. Эти факты свидетельствуют о том, что даже самая южная зона вепорид — зона Когута — не является первоначальным основанием хочского покрова.

1

Если кристаллический комплекс вепорид исключен как возможное первоначальное основание хочского покрова, можно было бы еще принять в соображение палеозой „гемерид“. Однако карбон и пермь одной единицы настолько отличаются от отложений того же возраста другой, что эту альтернативу следует совершенно отбросить. Действительно, карбон хочского покрова представлен одними детритовыми отложениями и постепенно переходит в пермь, для которой характерны мощные проявления вулканической деятельности, продуктами которой были мелафиры. Напротив, в карбоне „гемерид“ значительное место занимают карбонаты, продукты вулканической деятельности — диабазы, в перми — кислые магматические породы; трансгрессивное залегание этих комплексов на основании очень ясно.

Из вышеизложенных соображений можно заключить, что первичное основание хочского покрова не выходит теперь на дневную поверхность, что оно было поглощено в процессе альпийского доверхнесенонского тектогенеза. Значительные поглощения обычно отмечены четкими тектоническими линиями. В данном случае это могла бы быть любеницко-маргецанская линия (А. Биелый — О. Фусан 1965, 1967), где имеются доказательства редуцирования пространства (В. Зоубек 1957). Одним из них является перекрытие когутской и кралёвогольской субзон „гемеридами“ на участке Охтина — Добшина — Вернар, где в продольном понижении оси вепориды погружаются в восточном направлении под гемериды.

В западном направлении таких явных доказательств почти не имеется. Только в самой западной части Словацкого Рудогорья на вепориде лежат останцы гемеридного покрова, представленные карбоном; эти останцы наблюдаются до муранско-дивинской линии — до северного края когутской субзоны.

О явном тектоническом сближении дотриасовых комплексов гемерид и вепорид свидетельствует и большой скачок в степени метаморфизма между кристаллическими породами вепорид (мезозона) и палеозоем „гемерид“ (эпизона), а также наличие варисских гранитоидов в вепориде при их полном отсутствии в гемериде. И только после своего сближения обе единицы приобрели общие черты в результате альпийского метаморфизма (В. Зоубек 1957).

Литофациальный анализ триаса хочского покрова и „гемерид“ уже раньше привел к заключению, что осадконакопление пород этих двух тектонических единиц происходило в смежных бассейнах (Д. Андрусов 1960, А. Тольман 1960). Все это говорит в пользу того, что зона осадконакопления хочского покрова была расположена между зонами седиментации вепорид и гемерид. При тектонических

процессах в меловое время, превративших геосинклиналь в систему складок и покровов, субстрат хочского покрова был поглощен или перекрыт „гемеридами”; его первоначальное положение обозначено любеницко-маргецанской тектонической линией.

Тектоническое положение крижнянского покрова, сложенного слоями от триаса до сеномана, в редких случаях также пермью и кристаллическими породами, вполне установлено в области центральных массивов, но не так очевидно, как для хочского покрова. Хотя в этой зоне средне меловые тектонические формы сильно нарушены тектоническими процессами, происходившими после образования покровов, вследствие чего татриды выходят в тектонических окнах, положение крижнянского покрова хорошо документировано, особенно в Малой и Большой (Велькой) Фатре. На южной окраине центральных массивов (Низкие Татры, Трибеч) поверхность отрыва крижнянского покрова погружается. Следовательно, корни крижнянского покрова не могут находиться в области центральных массивов. Южнее, в любитетовской и краклёвской субзонах вепорид, встречаются отложения мезозоя подобные, в литостратиграфическом отношении, тем, которые известны в крижнянском покрове, но слабо метаморфизованные. Они лежат прямо на кристаллических комплексах вепорид, т. е. их положение отличается от наблюдаемого в крижнянском покрове. Местами, главным образом между нижним и средним триасом, констатированы тектонические поверхности, но нет основания считать их поверхностями отрыва, на которых слои одной единицы перекрывали бы слои другой. Можно рассматривать их как поверхности разрыва, перемещение по которым произошло на незначительное расстояние. Выходы этого мезозоя в северной части вепорид считались останцами крижнянского покрова из-за упомянутого фациального сходства. На дневной поверхности отношение мезозоя, о котором идет речь, с крижнянским покровом не доступно наблюдению, так как эти места закрыты вышележащим тектоническим покровом. В южных частях вепорид (кралёво-гольская и когутская зоны) сохранились лишь очень незначительные остатки мезозоя. Его литолого-стратиграфический разрез недостаточно известен, и в нем нет литологических горизонтов, которые можно было бы коррелировать с горизонтами крижнянского покрова (отсутствуют гутенштейнские известняки, карпатский кейпер, радиолариты в юре, мергелисто-известняковистые отложения неокома и др.). Эти факты приводят к заключению, что крижнянский покров не мог происходить из южных вепоридных зон, где, по всей вероятности, развитие мезозоя было уже первично редуцированным.

Вышеизложенные соображения приводят нас к предположению,

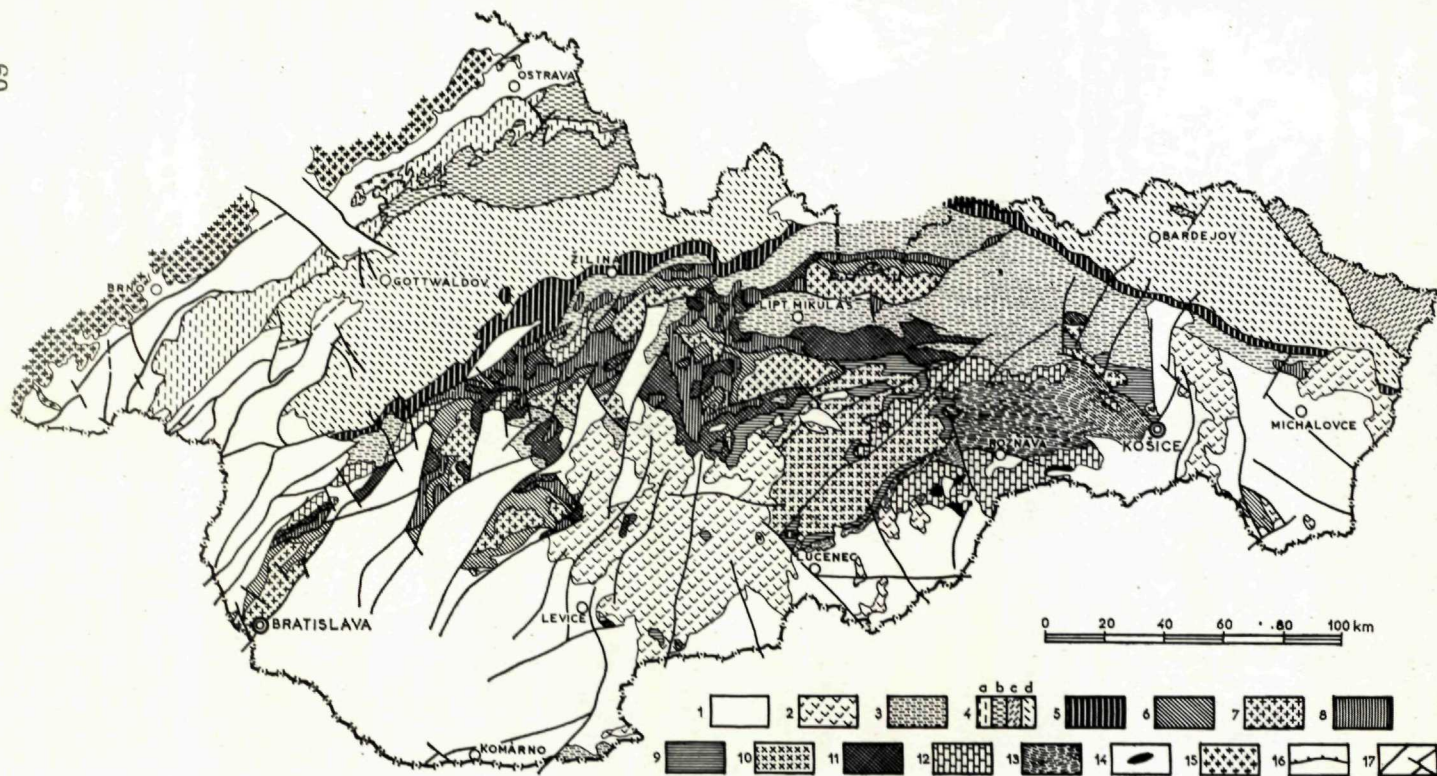


Рис. 2 Тектоническая схема Чехословацких Карпат

1 — неогенные осадочные формации, 2 — неогеновые вулканические формации, 3 — палеоген и сенон внутренних Карпат, 4 — флишевая зона: а) поуздранский и жданицко-субсилезийских покровы, б) силезийский покров, в) дуклянский покров, г) магурский покров, 5 — клипсовая зона, Татрикум: 6 — младший палеозой и мезозой, 7 — кристаллический комплекс, Фатрикум: 8 — крижнянский и высокоцкий покровы, Вепорикум: 9 — младший палеозой и мезозой, 10 — кристаллический комплекс, Гроникум: 11 — хочский и штурецкий покровы, Гемерикум: 12 — мезозой, 13 — палеозой, 14 — мелиатская свита, 15 — Чешский массив, 16 — покровные линии, 17 — важнейшие сбросы.

что зона осадконакопления крижнянского покрова находилась между зонами татрид и вепорид. При досенонском превращении геосинклинали в складчатую горную систему мезозойские комплексы были оторваны от своего основания и надвинуты на татриды, причем это основание было поглощено или перекрыто вепоридами. Характер основания крижнянского покрова в общем неизвестен, на поверхность оно выходит в аллохтонном положении только в области Старых Гор. Кристаллические породы здесь такие же, как в татридах и вепоридах. Первоначальное пространственное положение крижнянского покрова на поверхности отмечено лишь в области Низких Татр чертовницкой линией, по которой произошло сильное сближение вепорид с татридами (В. Зоубек 1953, А. Биелый — О. Фусан 1967). Весьма подобное соображение о первоначальном положении крижнянского покрова высказал Я. Ярош (1971), который причленяет к нему и часть кристаллического комплекса Низких Татр. А. Абонии (1974) помещает зону осадконакопления крижнянского покрова на любеницко-маргеданскую линию, не приводя аргументов в пользу такого предположения.

Итак, во внутренних Карпатах мы различаем две группы до сенонских тектонических единиц (А. Биелый — О. Фусан 1967). Первая представлена маломощными поверхностными шарьяжами, сложенными главным образом мезозоем: это крижнянский, хочский и стражовский покровы, совершенно лишенные корней и испытавшие севервергентное горизонтальное перемещение на далекое расстояние. Вторая группа — это шарьяжи фундамента: татридный, вепоридный, „гемеридный”. В отличие от предыдущих в них преобладают кристаллические породы, и по своему объему они значительно крупные. Протяженность их горизонтального перемещения установить нельзя, как у поверхностных покровов, но палинспатическое восстановление геосинклинали показывает, что она равнялась по крайней мере ширине зоны седиментации этих покровов. До недавнего времени характерными чертами внутренней структуры этих покровов считали чешуйчатое строение (вепориды, гемериды), лежащие складки (Высокие и Низкие Татры) или синклинали мезозоя, глубоко зажатые в кристаллические породы (Низкие Татры, Малые Карпаты). В последние годы в Высоких Татрах (Ш. Каган 1969) и вепоридах (А. Клинец 1966, были констатированы субгоризонтальные поверхности контакта гранитоидов с подстилающими их кристаллическими сланцами. В вепоридах эти плоскости рассматриваются как поверхности покрова, сложенного главным образом гранитоидами. Возраст надвига, по-видимому, альпийский (М. Магель 1974), но вполне достоверно он не доказан. Если это предположение

правильно, то нормальное залегание серии Велького Бока на своем основании окажется проблематичным. В Малых Карпатах также имеются признаки, позволяющие предполагать, что некоторые кристаллические комплексы (братиславский массив, пезинско-пернецкий кристаллический комплекс и часть модранского массива) аллохтонны. Если такая интерпретация правильна, надвиг кристаллических комплексов в Малых Карпатах несомненно произошел в течение альпийской эпохи.

Анализ данных о структурах и литофациях мезозоя внутренних Карпат дает нам палинспатическую картину досенонской геосинклинали с несколькими фаціальными, внутренне более или менее расчлененными зонами. С севера на юг это (Д. Андрусов 1967, А. Биелый — О. Фусан 1965, Д. Андрусов — Я. Быстрицкий — О. Фусан 1973):

1. зона татрикума (= татриды)
2. зона фатрикума (= крижнянский покров *s. s.* и высокоцкий покров = ультрататриды)
3. зона вепорикума (= вепориды)
4. зона гроникума (= хочский покров *s. s.* и штурецкий покров = ультравепориды)
5. зона „гемерикума“ (= гемериды *s. s.*, стражовский, гавраницкий, ветерницкий покровы и др.)
6. зона Бюкка

В среднем мелу сильное тангенциальное сжатие вызвало отрыв мезозоя некоторых зон (фатрикума, гроникума и „гемерикума“) от основания и его перемещение к северу до области татрукума (по мнению Г. Коцура и Р. Мока (1973) перемещение произошло и к югу). Мезозой других зон (главным образом татрикума и вепорикума) остался по большей части соединенным с основанием и вместе с последним был перемещен к северу как шарьяжи фундамента, причем первичное основание поверхностных шарьяжей, о которых говорилось выше, было перекрыто или поглощено. Этим досенонским преобразованием геосинклинали в систему покровов закончилась геосинклинальная стадия внутрикарпатской области. Кульминация этого процесса сопровождалась проявлениями слабого метаморфизма и после того образованием гранитоидов главным образом в южных областях. Возраст верхних частей гранитоидных тел, обнажающихся в Спшско-Гемерском Рудогорье, определяется в 98 млн лет (Я. Кантор 1957).

В сеноне начинается позднектонический этап развития внутрикарпатской области. Он отличается от предыдущего совершенно иным

характером бассейнов осадконакопления (наложенных на возникшую до этого систему структур) и иной деформацией их осадков. Если палеогеографическое восстановление досенонской геосинклинали и интерпретация ее преобразования в складчатые сооружения во многих отношениях имеют теоретический характер (площадь геосинклинали в 2—3 раза шире складчатых сооружений), анализ позднегеосинклинального этапа значительно более конкретен, так как в основном опирается на характер территории современных внутренних Карпат (за исключением их самой северной части).

Восстановление палеогеографии сенона и палеоцена проблематично, так как их отложения сохранились только в виде обрывков. Морские отложения сенона в фации близкой Гозау известны в Миявском холмогорье в Западной Словакии, где они трансгрессивно залегают на фронтальных частях внутрикарпатских покровов. Изолированные остатки морского сенона в кровле гемеридного триаса сохранились в области Горегронья (Д. Андрусов — Я. Быстрицкий 1959). Это обстоятельство вызывает вопрос до каких пределов внутренние Карпаты были покрыты морем. В Словацком карсте наблюдаются незначительные остатки континентального сенона (Я. Мелло — П. Снопкова 1973). Морской палеоцен представлен узкой прерывистой полосой вдоль клипповой зоны на северном краю внутренних Карпат. Не исключено, что пестроцветные континентальные слои, наблюдаемые в области Горегронья, относятся к палеоцену.

О характере тектонических процессов этого периода трудно судить из-за недостаточности данных. Однако известно, что слои сенона, а может быть и палеоцена, были смяты в складки до эоцена (Р. Кеттнер 1951). Эта складчатость вызвала деформацию досенонских тектонических форм (М. Магель 1967) и мегаантиклинальное поднятие области, которая в настоящее время соответствует приблизительно Словацкому Рудогорью, вследствие чего обнажилось кристаллическое основание (= вепорско-спишская суша — Д. Андрусов — Э. Кёлер 1963). На это указывает наличие обломков кристаллических пород в базальных эоценовых конгломератах и существование двух различных фаций эоцена и олигоцена на участках, разделенных этой мегаантиклиналью. Достоверно, однако, не установлено какая фаза складчатости здесь проявилась — ларамийская или иллирийская.

В эоцене и олигоцене внутренние Карпаты представляют собой по большей части область осадконакопления. По фации различают две главных области (Д. Андрусов — Э. Кёлер 1963). На севере широкое развитие имеет фация внутрикарпатского (= подгальского) палеогена, который характеризуется трансгрессивными конгломератами и

детритусовыми известняками на базе, выше мощными флишевыми отложениями. Внутрикарпатский палеоген залегает на досенонских покровах; зона его осадконакопления окаймляла с юга площадь геосинклинали внешней флишевой зоны. В отличие от последней, во время савской фазы внутрикарпатский палеоген был смят в мегаскладки вместе со своим кристаллическим основанием, в результате чего это основание оказалось еще более обнаженным. Интенсивные альпийские деформации (имбрикация и поглощение приклипповой зоны — Р. Маршалко — М. Мишик — Л. Каменицкий 1976) наблюдаются лишь на контакте внутренних Карпат с клипповой зоной — это проявление сближения внутренних Карпат с внешними.

В южной части внутренних Карпат, к югу от мегаантиклинали Словацкого Рудогорья, развита будинская фация палеогена (Д. Андрусов — Э. Кёлер 1963), в сущности эпиконтинентальная; деформации в ней представлены лишь разломами. Залегают здесь слои эоцена и олигоцена, и в отличие от областей, расположенных севернее, стратиграфическая граница между олигоценом и миоценом неясная.

После савской складчатости во внутренних Карпатах настал этап развития позднектонических и пост-тектонических молассовых бассейнов (Т. Будаи 1967), сопровождавшийся интенсивной вулканической деятельностью. Сложное развитие этих бассейнов происходило в двух этапах, различных по своей палеогеографической обстановке и тектонике.

Первый этап, древнемиоценовый (до нижнего бадена), характеризуется независимым от более древних тектонических структур распространением преимущественно морских и солоноватоводных отложений, известных в настоящее время главным образом в Венском, Восточно-словацком и Южнословацком бассейнах. Представление о палеогеографии, которое можно получить по сохранившимся незначительным остаткам отложений нижнего миоцена за пределами названных бассейнов, позволяет предполагать, что по крайней мере нижнемиоценовые молассы были распространены и в области внутренних Карпат (Т. Будаи 1967).

В северной части рассматриваемой области отложения этого этапа претерпели не только вертикальные, но и слабые пликативные движения штирийской фазы складчатости (они связаны с дальнейшим приближением внутренних Карпат к внешним). В южной части области движения были только вертикальными.

Второй этап развития бассейнов начинается приблизительно от верхнего бадена. Характеризуется тем, что развитие молассовых бассейнов происходит в новых структурных направлениях, независимых

от предыдущих. Начало этого неотектонического этапа соответствует первому образованию современных орографических единиц, окончательно сформировавшихся в плиоцене и четвертичное время. Возникли Венский, Подунайский и Восточнословацкий бассейны, а также внутренние котловины. Выполнение этих бассейнов представлено главным образом солоноватоводными и континентальными отложениями.

Как развитие неогеновых молассовых бассейнов, так и проявления вулканической деятельности тесно связаны с позднегеосинклинальным и постгеосинклинальным тектоническим режимом Западных Карпат, следствием которого было раздробление внутренних Карпат на ряд блоков. Тектоническая активность этих блоков, особенно в местах, где они граничат друг с другом, обусловила поднятие магм (М. Кутан 1963), для которых характерна ассоциация горных пород риолит-андезит-базальт.

Внешние Карпаты

Это горное сооружение протягивается в виде дуги с внешней стороны Западных Карпат, получив отсюда и свое название. Внешние Карпаты расположены на территориях Чехословакии, Польши и Советского Союза. Главными их чертами являются: отсутствие обнажений докембрийских формаций, преимущественно терригенный характер меловых и палеогеновых отложений, образование покровной структуры в третичное время и малочисленность формаций, возникших после образования покровов.

Покровная структура внешних Карпат была впервые синтетически формулирована В. Улигом (1907). Этот автор предполагал, что флишевая зона представлена двумя покровами — суббескидским и бескидским, — которые надвинуты на субкарпатский неоген (= передовой прогиб), и корни которых находятся глубоко под внутренними Карпатами. В клипповой зоне В. Улиг различал субпиенинский и пиенинский покровы и считал, что они надвинуты на бескидский покров, а корни их уходят под внутренние Карпаты.

Разделение внешних Карпат, близкое к принятому в настоящее время, представил Я. Новак (1927). Им выделены три главных группы тектонических единиц: краевая, средняя и магурская. Для территории Чехословакии это разделение точнее разработали главным образом Д. Андрусов, А. Матейка и З. Рот. Исследования, произведенные после первой мировой войны, подтвердили, что структура внешних Карпат покровная, но в то же время показали, что амплитуда надвигов не столь значительная, и что корни покровов не находятся под внутрен-

ними Карпатами. Изучение структуры внешних Карпат позволяет выделить несколько более или менее самостоятельных зон.

Форланд Карпат

На территории Чехословакии предгорье представлено Чешским массивом, который является поднятым в виде „горста” блоком северо-европейской платформы. Этот массив сложен складчатыми системами, возникшими в результате варисской и более древних орогенических фаз, и платформенного (на востоке) поствестфальского покрова, испытавшего лишь германотипную деформацию. На юго-востоке отдельные элементы Чешского массива погружаются под третичные отложения Предкарпатского краевого прогиба (М. Машка—В. Зоубек in Т. Будаи и др. 1960).

Предкарпатский передовой прогиб

На территории Чехословакии представлен только в Моравии. Неогеновые отложения окаймляют с юго-востока Чешский массив, от которого отделены преимущественно тектонически, но отчасти образуют его платформенный осадочный покров. В южном и юго-западном направлениях, к Австрии, прогиб переходит в молассовую зону Альп. Это, собственно, целая система прогибов, которые образовывались в нижнем и среднем миоцене перед фронтальной областью складывавшихся в складки Карпат, и через которые были передвинуты карпатские покровы (в частности в карпате и инжнем бадене).

Зону Предкарпатского прогиба относят либо к Чешскому массиву, либо к Карпатам. З. Рот (1964) отметил, что в Моравии Предкарпатский прогиб развивался на участке погружающегося блока северо-европейской платформы, участке, расположенном между Чешским массивом, который формировался как „горст” платформы, — с одной стороны и Карпатами — с другой. Так как мезозойские и третичные отложения этой погруженной зоны имеют тектонический характер платформенного осадочного покрова, З. Рот рассматривает эту зону как один из блоков северо-европейской платформы и называет блоком моравских прогибов.

Под неогеном моравских прогибов были обнаружены варисские и еще более древние элементы Чешского массива, а в поперечных грабенах, особенно на юго-западе, также мощные мезозойские и палеогеновые платформенные отложения (М. Длабач, Э. Менчик 1964 и др.).

Протяженность погружения платформы под Карпаты не могла быть определена прямыми наблюдениями; по данным буровых работ она

составляет около 20—30 км. Значительным распространением пользуется мнение (З. Рот 1957 и др.), что платформа протягивается до оси центрального гравиметрического минимума, который проходит приблизительно по линии Годонин - Наместово. Были предложены и другие модели. Авторы одной предполагают, что платформа лежит и южнее гравиметрического минимума, доходит до клипповой зоны. Согласно авторам другой модели, докембрийское основание нынешней флишевой зоны было перестроено альпийскими движениями и уже не относится к платформе (М. Машка - В. Зоубек in Т. Будаи и др. 1960).

Флишевая зона

На территории Чехословакии различают западный район и восточный. Первый расположен в Моравии и Западной Словакии; на юго-западе (главным образом под неогеном Венского бассейна) он переходит в рейнско-дунайский флиш Альп. Второй район, восточный, расположен в Северо-Восточной Словакии; он тянется из Польши и продолжается в Советские Карпаты.

В западной части флишевой зоны различают три группы покровов (З. Рот in Т. Будаи и др. 1967).

1. Краевая группа. В области Жданицкого Леса к ней относится *поуздржанская единица*. На занимаемой ей небольшой площади представлены слои от верхнего эоцена до карпата. По составу пород сходна с платформенным чехлом, и некоторые геологи (например Д. Андрусов 1968, З. Рот 1967) видят в ней продолжение сложенной в складки молассы Альп. В бескидской области чешуи (палеоцен - карпат) этой группы перемещены на расстояние до 20 км.

2. Средняя группа покровов представлена:

а) *Жданицко-подсилезской единицей — покровом*. На жданицко-павловско-вашбергском участке этот покров сложен слоями от оксфорда до аквитана; он представляет собой складчато-чешуйчатую систему, надвинутую до нижнебаденского времени на поуздранскую единицу или молассу. Некоторые геологи считают и этот покров, являющийся продолжением вашбергской зоны Альп, эквивалентом сложенной в складки молассы Альп или внутренней молассы Восточных Карпат (Д. Андрусов 1968). На бескидском участке сильно смятые в складки слои турона-эоцена залегают вдоль субгоризонтальной поверхности на краевой группе или передовом прогибе. Перемещение покрова на расстояние по крайней мере 30 км произошло по поверхности нижнебаденских слоев.

б) *Силезская единица — покров* представлена главным образом в Бес-

кидах. Ее образуют два покрова второго порядка, сложенные слоями от малья до олигоцена. Нижний покров второго порядка, тешинский, наблюдается преимущественно как изолированные останцы более или менее зажатые в складки подсилезского покрова и как основание фронтальной части вышележащего годульского покрова. Общая протяженность перемещения силезского покрова в целом определена по буровым работам по крайней мере в 24 км (З. Рот in Т. Будаи 1967).

3. Внутренняя или магурская группа покровов сложена в основном палеогеновыми слоями. (Отложения среднего и верхнего мела и юры известны только в единичных пунктах.) Подразделяется на внешнюю единицу — рачанскую, среднюю, быстрицкую — и внутреннюю — биелокарпатскую и оравско-магурскую. В отношении неогеновой структуры к двум последним причисляют и клипповую зону. Прямыми наблюдениями установлена, на чехословацкой стороне протяженность надвига магурской группы покровов небольшая, в Польше же достигает 40 км.

На восточном участке флишевой зоны представлены только более внутренние тектонические единицы. Та из них, которая является наиболее внешней, — дукельская — продолжается в Польшу и Советские Карпаты. В нее входят слои верхнего мела и палеогена, деформированные по большей части в севервергентные складки и чешуи. На западном участке флишевой зоны дукельская единица не известна; в подобном пространственном положении там находятся чешуи так называемой, домагурской единицы.

Во внутренней единице, — магурском покрове — сложенной главным образом слоями палеогена, различают три покрова второго порядка (А. Матейка и др. 1964, Б. Лешко и др. 1964): снизу вверх это — рачанский, быстрицкий и черговский (= оравско-магурский = криницкий = кохановская единица). По существу, все они представляют собой продолжение покровов, выделенных на западном участке флишевой зоны, но в юго-восточном направлении они внезапно суживаются и за пределами Чехословакии, недалеко от границы, выклиниваются. К внутренней части магурского покрова некоторые авторы (например А. Матейка in Т. Будаи и др. 1960) причисляют и клипповую зону ввиду ее неогеновой структуры; однако по отношению к западному участку эта зона сохраняет известную самостоятельность. Другие авторы (Б. Лешко — О. Самуэл 1968), наоборот, считают клипповую зону единицей самостоятельной, независимой от флишевой. Тектоническое окно Смилно позволило определить протяженность надвига магурской группы покровов на дукельскую единицу по крайней мере в 25 — 30 км (А. Матейка in Т. Будаи и др. 1960). Однако пред

полагается, что к юго-востоку это расстояние постепенно уменьшается (А. Матейка 1964, Б. Лешко 1964). Поэтому некоторые авторы высказали мысль, что корни магурского покрова могли бы находиться на юго-востоке (З. Страник in Т. Будаи и др. 1967).

Геосинклиналь флишевых Карпат развивалась на краю североευропейской платформы (З. Рот 1963), которая еще в триасе была частью винделицкой суши. Начиная с юры очертания зоны осадконакопления, распределение фаций и мощностей осадков испытывали сильное влияние структурных линий направления СЗ-ЮВ, которые в значительной мере сказались и при формировании Чешского массива (З. Рот 1960). Начиная с палеогена в развивающуюся флишевую геосинклиналь была вовлечена и образовавшаяся в пиенинской геосинклинали ларамийская система покровов клипповой зоны, которая таким образом стала частью основания зоны осадконакопления будущей группы магурских покровов (Д. Андрусов 1930 и др.).

Чтобы понять строение флишевой зоны, т. е. внешних Карпат, необходимо предположить редуцирование основания мезозоя флишевой геосинклинали. По некоторым подсчетам ширина редукции достигала 100 км, но могла быть и значительно большей. З. Рот считает, что причиной главных тектонических явлений при возникновении внешних Карпат было постепенное и неравномерное приближение их форланда к тыловой области, что компенсировало поглощение значительной площади основания, экзотического блока, первичного основания магурского флиша и клипповой зоны (З. Рот 1960). По мнению этого автора первичное основание субсилезского и силезского покровов и теперь еще является частью североευропейской плиты под внешними Карпатами.

В эоцене во флишевой геосинклинали началось образование складок (М. Ксёнжевич — Б. Лешко 1959 и др). Тогда в магурской зоне осадконакопления произошли значительные движения (индивидуализация белокарпатского покрова и др.). Однако главные тектонические процессы имели место во время савской фазы (в частности между аквитаном и бурдигалом). При этом значительном сокращении площади, отложения мезозоя и палеогена оказались оторванными от своего основания и были перемещены как покровы к внешнему краю. Во время штирийских фаз складчатости (в карпате и бадене) при дальнейшем редуцировании основания и дальнейшем сближении форланда (лобной части) и хинтерланда (тыловой области) савская система покровов была переформирована и превратилась в билатеральную складчато-покровную систему внешняя часть которой была надвинута на форланд — блок моравских краевых прогибов - внутренняя часть на тыловую

область — на внутренние Карпаты. В соответствии с такой трактовкой З. Рот (1963) предполагает что ось гравиметрического минимума представляет линию глубинного контакта североевропейской платформы с блоком Карпат, который образовался в бадене.

Эта интерпретация не получила общего признания. В Западной Словакии нигде не доказано чтобы обратный надвиг биелокарпатского покрова и клипповой зоны на внутренние Карпаты произошел на значительное расстояние. Принимается также, что вергенция более внутренних покровов и чешуй была направлена к внешней стороне (А. Матейка 1962 1963). По мнению З. Рота (1965) обратный (направленный на юг) надвиг оравско-магурского покрова и клипповой зоны на внутренние Карпаты имеет длину 10—12 км.

Б. Лешко (1964) предполагает что и в Восточной Словакии первые движения произошли в эоцене и затронули главным образом внутренние части магурского покрова и клипповую зону. В савскую фазу возникли крупные покровы с большой длиной пути перемещения. Во время штирийской фазы савская система покровов подверглась значительной деформации причем в обратном направлении — к югу — были перемещены главным образом внутренние части магурской группы покровов и клипповая зона. Эта деформация прекрасно видна в тектоническом окне Смилно, где савская поверхность надвига имеет в настоящее время субвертикальный наклон (см. З. Страник in Т. Будаи и др. 1967). Не все одинаково определяют амплитуду (горизонтальную) обратных надвигов и по-разному изображают строение в тектонических профилях и наклоном тектонических поверхностей (ср. Б. Лешко 1964 А. Матейка 1964 и М. Магель 1973 — Тектоническая карта Карпато-Балканской горной системы и прилежащих областей 1:1 000 000).

Причиной разницы взглядов является неодинаковое понимание положения верхнеэоценовых слоев „черговской единицы” (=мальцевских и менилитовых слоев внутри быстрицкой и рачанской единиц). По мнению одних (А. Матейка, Э. Менчик, З. Страник), названные слои выходят в тектонических окнах из-под надвинутых в обратную сторону штирийских покровов — быстрицкого и рачанского (10 км и более). По мнению других (М. Ксёньжкевич, — Б. Лешко, Б. Лешко — О. Самуэл, Т. Кораб, Я. Немчок), мы имеем здесь дело с нормальными синклинальными полосами принадлежащими упомянутым единицам. По поводу этого вопроса Д. Андрусов (1968) замечает, что рассматриваемые поверхности „окон” чрезвычайно крутые (см. И. Страник in Т. Будаи и др. 1967) и вряд ли их можно принимать за первоначальные плоскости надвигов штирийских обратных покровов. Так как не было доказано, что существовала складчатость

более поздняя, чем образование обратных надвигов, Д. Андрусов склонен принять точку зрения М. Ксёнжкевича — Б. Лешко (1959), что мы имеем здесь дело с синклиналиями, а не с окнами.

В Восточной Словакии проблема первичного основания флишевой зоны, по-видимому, еще сложнее чем в западной области. Принимая существование штирийских опрокинутых на юг складок, некоторые геологи предполагают, что блок Карпат подсунут под магурский флиш и клипповую зону, но не видят связи северного края этого блока с центральным гравиметрическим минимумом, как на западе. По мнению Э. Менчика (1969), этот край совпадает с линией гравитационных депрессий Жиралтовце - Убла. Б. Лешко и О. Самуэл (1968) придерживаются иного взгляда: по их предположению клипповая зона погружается глубоко под внутренние Карпаты. Ф. Немец (1973) считает что платформенное основание доходит до клипповой зоны.

Клипповая зона

Это одна из самых сложных тектонических зон Карпат. Она выходит из-под основания Венского бассейна около Подбранча и тянется в виде выгнутой к северу дуги до Восточных Карпат. При такой протяженности (свыше 500 км) она очень узкая, всего несколько километров, и только в среднем Поважье, где к ней присоединяется манинский покров, расширяется до 20 км.

Характерной чертой этой зоны является полное отсутствие домезозойских пород (если не считать множество галек и валунов в меловых и палеогеновых конгломератах), незначительность отложений триаса, разнообразие фаций юры и мела, чрезвычайно сложный тектонический стиль (утесы), положение между внешними и внутренними Карпатами.

Взгляды на тектоническое развитие клипповой зоны были противоречивы и, можно сказать, остаются таковыми до сегодняшнего дня. Очень распространено мнение, что сложная система чешуй юрских и меловых карбонатных пород, „окутанных” мергелистыми и флишевыми отложениями верхнего мела и палеогена образовалась в результате нескольких фаз альпинотипной деформации. Уже со времени В. Улига (1907) в мезозое клипповой зоны различали две серии (покровы): субпиенинскую (=чорштынскую) с мелководной фацией юры, образовавшуюся в северной изопической зоне, и пиенинскую с глубоководной фацией юры, которая соответствует более южной изопической зоне. Между этими двумя сериями существуют переходные, выделенные и названные Д. Андрусовым (1938) и К. Биркенмайером (1953). К двум вышеприведенным зонам с юга примыкает так называемая экзотическая зона с преимущественно мелководной фацией

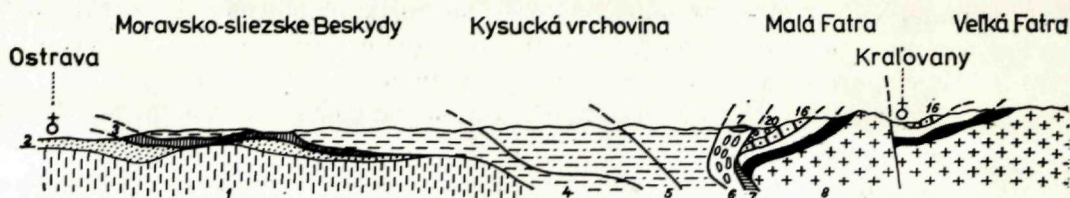


Рис. 3. Схематический профиль Западных Карпат

1 — Чешский массив, 2 — Карпатский передовой прогиб, 3 — Субсилезийский покров, 4 — Силезийский покров, 5 — Магурская группа покровов, 6 — Клипповая зона, 7 — Манинский покров.

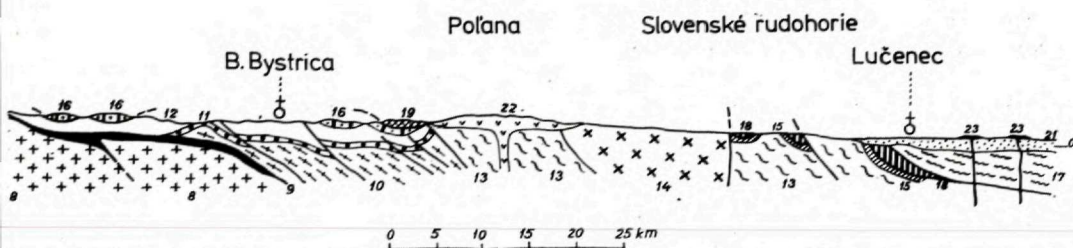
Т а т р и к у м : 8 — кристаллический комплекс, 9 — мезозой.

Ф а т р и к у м : 10 — кристаллический комплекс, 11 — пермь, 12 — мезозой (криж-нянский покров).

юры, остатки которой представлены клапскими клиппами (Е. Шейбнер in Г. Будаи и др. 1967).

Палинспатическое восстановление карпатской геосинклинали показывает, что клипповая зона возникла на внутренне расчлененной площади, которая на юге находилась в связи с площадью внутренних Карпат, а на севере была ограничена североевропейской платформой; в юре, и особенно в мелу и палеогене, край последней опускался, и таким образом эта область была позднее включена в карпатскую геосинклинали. Д. Андрусов (1962) считает, что клипповая зона образовалась на участке палеозойской системы разломов, самый северный из которых находился приблизительно в зоне нынешнего гравиметрического минимума (наместовский шов).

До сенона пиенинская геосинклинали развивалась так же, как внутрикрупатская. В клипповой зоне в альбе пелагическое осадконакопление было нарушено поднятием экзотической кордильеры, которая поставляла кластический материал сперва лишь в клапскую и манинскую зоны, от турона временами и в пиенинскую. В противоположность внутренним Карпатам, осадконакопление в пиенинской геосинклинали продолжалось без перерыва и в верхнем мелу. Только после сенона, т. е. при ларамийской фазе, эта геосинклинали была преобразована в систему севервергентных складок и покровов (Д. Андрусов 1972), а манинский покров был надвинут на пиенинскую зону. После ларамийской складчатости клипповая зона стала частью основания флишевой геосинклинали и, так же как последняя, подверглась тектоническим деформациям в конце олигоцена и в миоцене. Тетконический



В е п о р и к у м : 13 — кристаллические сланцы, 14 — гранитоидные породы, 15 — пермь и мезозой.

Г р о н и к у м : 16 — пермь и триас (хочский покров)

Г е м е р и к у м : 17 — древний палеозой, 18 — верхний карбон, 19 — триас (покров Дриенка).

20 — палеоген, 21 — олиго-миоцен, 22 — верхнемиоценовые вулканиды, 23 — плиоцен-четвертичные базальты.

характер, который клипсовая зона имеет в настоящее время, приписывают последним тектоническим процессам — савским и штирийским, — в результате которых возникла направленная на юг структура, по крайней мере в частях, доступных теперь наблюдению.

Не все разделяют мнение о существовании ларамийской складчато-покровной системы; например М. Ксёнякевич (1960—1963) считает, что альпинотипное строение клипсовой зоны является следствием одной послепалеогеновой складчатости (ср. Б. Лешко — О. Самуэл 1968).

Несмотря на многочисленные исследования и большое количество данных о стратиграфии и тектонике, взаимоотношение внешних Карпат к платформе и внутренним Карпатам еще не вполне выяснено. Мнение В. Улига (1907) о том, что корни покровов внешних Карпат находятся под внутренними, не было ни опровергнуто, ни подтверждено. Если принять во внимание, что флишевая зона Западных Карпат имеет продолжение в Восточных Альпах, точка зрения В. Улига нам кажется очень привлекательной.

Литература

- ABONYI, A. 1971: The stratigraphical-tectonical evolution of the Gemeride Carboniferous. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava, 347—348.
 ANDRUSOV, D. 1930: Notes sur la géologie des Carpathes du Nord-Ouest. Considérations sur la tectonique et la paléogéographie des Carpathes du Nord-Ouest. Sbor. St. geol. Úst. 9, Praha, 235—300.

- ANDRUSOV, D. 1938: Geologie Slovenska, Praha.
- ANDRUSOV, D. 1938: Étude géologique de la zone des Klipes internes des Carpathes occidentales. III. Tectonique, Praha, 1—135.
- ANDRUSOV, D. 1943: Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. Slovenská vlastiveda I, 1—79.
- ANDRUSOV, D. 1960: Gedanken über das Alpin-karpatische Falten-Decken-System. Geol. Sborn. 11, 2, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1967: Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales. Bull. Soc. géol. France (7 me Sér.) 7, 7, Paris, 1029—1062.
- ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—188.
- ANDRUSOV, D. 1972: Particularités de la tectonique des Carpates septentrionales. Congr. Géol. intern. Section 3, Canada, 273—281.
- ANDRUSOV, D. — BYSTRICKÝ, J. 1959: O význame subhercýnskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch. Geol. Zborn. 10, 2, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. — KÖHLER, E. 1963: Nummulites, Faciés et développement pré-tectonique des Carpathes occidentales centrales au Paléogène. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 14, 1, Bratislava. 175—192.
- ANDRUSOV, D. — BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. X. Congr. of Carpathian-Balkan Geol. Association, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BIELY, A. 1961: Bemerkungen zur Geologie des Mesozoikums der „Veporiden — Wurzelzonen“. Geol. Práce, Správy 21. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109—125.
- BIELY, A. 1964: Über die „Veporiden“. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 15, 2. Bratislava, 263 — 266.
- BIELY, A. — FUSÁN, O. 1965: Die Beziehung der Zentralkarpatischen Decken zu der Čertovica und Lubeník-Margecany Linie. Carpatho-Balkan Geol. Assoc. VIII. Congr. Sofia.
- BIELY, A. — FUSÁN, O. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtrischen Decken. Geol. Práce, Správy 42. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—64.
- BIELY, A. — BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1968: Zur Problematik der „subtrischen Decken“ in der Westkarpaten. Geol. Zborn. Geologica carpatica Slov. Akad. Vied, 19, 1, Bratislava, 195—296.
- BIELY, A. — BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1968a: De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes. Int. Geol. Congr. XXIII. Section 3, Prague, 87—92.
- BIRKENMAJER, K. 1953: Preliminary Revision of the Stratigraphy of the Pieniny Klippen-Belt Series in Poland. Bull. de l'Acad. Pol. des Sc., 1, Warszawa.
- BUDAY, T. et al. 1960: Tectonic development of Czechoslovakia. Praha. 1—224.
- BUDAY, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II. Západní Karpaty, 2. Praha, 1—652.
- BYSTRICKÝ, J. 1956: Beitrag zur Geologie der Grossen und Kleinen Fatra. Geol. Práce, Správy 6. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 80—85.
- BYSTRICKÝ, J. 1959: Beitrag zur Stratigraphie des Muráner Mesozoikums (Murán — Plateau). Geol. Práce, Správy 56. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—53.
- BYSTRICKÝ, J. 1964: Slovenský kras. Stratigraphie und Dasycladacäen der Gebirges Slovenský kras. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- CÚLOVÁ, V. — ANDRUSOV, D. 1964: Précision de l'âge de la formation des nappes de recouvrement des Carpathes occidentales centrales. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 15, 2, Bratislava. 253.
- DLABAČ, M. — MENČÍK, E. 1964: Geological Structure of the autochthonous basement of the western part of the Outer Carpathians on the territory of the Czechoslovak Socialist Republic. Rozpr. ČSAV, ř. mat. a přírod. věd, 74, Praha, 1—59.
- JAROŠ, J. 1971: Tektonické styky domovské oblasti krížňanského príkrovu. Geol. Práce. Správy 57. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 137—141.
- KAHAN, Š. 1969: Eine neue Ansicht über die geologischen Aufbau des Kristallinikums der West Tatra. Acta geologica et geographica Universitatis comenianae. Geologica, 18, Bratislava, 19—78.
- KANTOR, J. 1957: A40/K40 Methode zu absoluten Altersbestimmungen und das Alter des Gemeriden Granites von Betliar, Zips Gömörer Erzgebirge. Geol. Práce, Správy 11. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KETTNER, R. 1937: La géologie des environs de Vernár en Slovaquie. Rozpravy ČSAV, 47, Praha.
- KETTNER, R. 1951: O formaci patrně gosauského stáří poblíže stanice Dobšinská Iadová jaskyňa na Slovensku. Věst. čs. spol. nauk. tř. mat.-přír. 10, 1950, Praha.
- KLINEC, A. 1966: Zum Bau und Entstehung des Veporkristallin. Západné Karpaty 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—28.
- KOZUR, H. — MOCK, R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata Serie in der Slowakei. Geol. Zborn. Geologica carpatica Slov. Akad. Vied, 24, Bratislava, 365—374.
- KSIAŹKIEWICZ, M. 1960—1963: Évolution structurale des Carpathes Polonaises. Livre Mém. P. Fallot, Paris, 529—562.
- KSIAŹKIEWICZ, M. — LEŠKO, B. 1959: On the Relation between the Krosno and Magura Flysch. Bull. Acad. Pol. Sc. 7, 10 Warszawa, 773—780.
- KUTHAN, M. 1963: Deformation Tectonics of the Central Slovakian Neovolcanic Region and the Relations between the Volcanism and Tectonics. Geol. Práce, Správy 28. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEŠKO, B. et al. 1964: Vysvetlivky gen. mapy ČSSR 1:200 000 list Snina. Bratislava.
- LEŠKO, B. — SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—245.
- MAHEL, M. 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied. 4, 1, 2, Bratislava.
- MAHEL, M. 1974: The inner West Carpathians. Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91—133.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II. Západní Karpaty 1. Praha, 1—496.
- MARSCHALCO, R. — MIŠÍK, M. — KAMENICKÝ, L. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). Západné Karpaty, sér. Geológia 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MATĚJKA, A. 1962: in Vysvetlivky k prehľadnej mape ČSSR 1: 200 000 (T. BUDAY et al.) list Wien-Bratislava, Bratislava.
- MATĚJKA, A. 1963: in Vysvetlivky k prehľadnej mape ČSSR 1: 200 000 (T. BUDAY et al.) list Gottwaldov, Praha,

- MATĚJKA, A. — ANDRUSOV, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie Centrale et des régions avoisinantes. *Knihov. St. geol. Úst.* 13 A, Praha, 19—135.
- MATĚJKA, A. et al. 1964: Vysvetlivky gen. mapy ČSSR 1:200 000 list Košice — Zborov, Bratislava.
- MELLO, J.—SNOPKOVÁ, P. 1973: Upper Cretaceous filling in the cavities of Triassic limestones in the Gombasek quarry. *Geol. Práce, Správy* 61. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 239—253.
- MENČÍK, E. 1969: Tectonics of the Magura Flysch group of Czechoslovakia. *Geol. Práce, Správy* 47, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 91—128.
- NĚMEC, F. 1973: Information on the geological structure of the autochthonous basement of the East Slovakian flysch and its environments. *Geol. Práce, Správy* 60. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 25—54.
- NOWAK, J. 1927: Esquisse de la tectonique de la Pologne, II. *Zjazd Tow. Geogr. i Etn. Kraków*, 1—160.
- ROTH, Zd. 1957: L'état actuel de nos connaissances de l'édifice de la zone du flysch des Carpates tchécoslovaques. *Congreso geol. int. XX Sésion, Ciudad de México, México*, 253—265.
- ROTH, Zd. 1960: The relation of the sedimentation area of the Flysch zone of the Czechoslovak West-Carpathians to the Czech-Massif. *Věst. Ústř. Úst. geol.* 35, Praha, 383—386.
- ROTH, Zd. 1963: Strukturbeziehungen des Sedimentationsgebietes der Westkarpaten zum Karpatenvorland und den Zentralkarpaten. *Geol. Práce, Správy* 28. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 5—22.
- ROTH, Zd. 1964: K strukturálnímu rozdělení ČSSR. *Věst. Ústř. Úst. geol. Praha*.
- ROTH, Zd. 1965: Die Tektonik des Westabschnitts der Äusseren Karpaten in der ČSSR. *Verh. Geol. Bundesanst., Sonderheft G. Wien*, 56—85.
- ROTH, Zd. 1967: Die strukturellen Beziehungen in der Grenzzone zwischen den Alpen und Karpaten. *Geol. Práce, Správy* 42. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 29—49.
- ROTH, Zd. — LEŠKO, B. 1974: The outer Carpathian Flysch Belt in Czechoslovakia. *Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 158—163.
- TOLLMANN, A. 1960: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. *Geol. Rundsch.* 50, Stuttgart, 506—516.
- UHLIG, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. *Sitzungsber. Akad. Wiss., Mat. Nat. Kl.* 116, Abt. 1, Wien.
- ZOUBEK, V. 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně Podbrezové. *Věst. Stát. geol. Úst.* 6, Praha.
- ZOUBEK, V. 1931: Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. *Knih. St. geol. Úst.* 13 A. Praha, 237—251.
- ZOUBEK, V. 1957: Grenze zwischen den Gemeriden und Veporiden. *Geol. Práce, Správy* 46. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 46—50.

A. Биелы — О. Фусан

Basical features of tectonic structure and development of Caucasus and West Carpathians

Summary of the Russian and Slovak texts

In Caucasus, a significant component part of the Mediterranean fold belt, distinguished are folded mountain structures of the Great and the Little Caucasus, and adjacent foremontane and intermontane depressions. The belt consists of several variaged tectonic complexes formed during the Bajkalian (Bajkalian - Salairian), Caledonian-Hercynian and Kimerian-Alpine epochs.

The principal tectonic units of Caucasus are: I. Fore-Caucasian (Skifian) platform; II. Meganticlinorium of the Great Caucasus, III. Trans-Caucasian intermontane area; IV. Meganticlinorium of the Little Caucasus, and V. the Traksin intermontane depression.

I. The Fore-Caucasian (Skif) platform is an epihercynian formation — whose folded basement consists of Paleozoic rocks, and of the sedimentary cover of the Meso-Cenozoic. The platform may be subdivided into a northern, comparatively stable, and a southern (marginal) mobile parts.

In the northern part—according to the position of its crystalline basement—distinguished are the Stavropol elevation and depressions: the Azovo-Kubaň and the Tersko-Kumsk. The southern (marginal part of the Fore-Caucasian platform is divided into the West-Kubanian) Ter-Caspian and Kusar-Divičina foredeeps, filled by thick Cenozoic molasses, and the North Caucasian marginal massif representing its southern marginal part, included during the Cenozoic into the elevation of the Great Caucasus. The southern structural-formational zone of the massif — the zone of the Peredovoj chrebet ridge of the Great Caucasus is a deep graben-synclinorium filled by clayey — sandy and volcanogenic formations of the Upper Silurian — Lower Carboniferous; covered by melange of the Lower — Middle Paleozoic ophiolite complex.

II. Meganticlinorium of the Great Caucasus is an intricate heterogeneous structure whose present structure resulted from the Alpine tectogenesis. The largest tectonic units distinguished here, are as follows: 1. anticlinorium of the Glavnyj chrebet ridge of the Great Caucasus, 2. the external zone of the Upper Dagestan, and 3. fold system of the southern slope of the Great Caucasus.

The anticlinorium of the Glavnyj chrebet ridge of the Great Caucasus is a large horst-like elevation, inclined southward and partially thrust over a more southern fold system of the southern slope. In the central part, the most uplifted one of the zone the ancient core of the Great Caucasus is exposed. The core consists of markedly dislocated Precambrian and Lower — Middle Paleozoic metamorphic formations interrupted by Upper Paleozoic granitoids.

The external zone of the Upper Dagestan is the northeastern limb of the meganticlinorium of the Great Caucasus, composed of the Jurassic and Cretaceous deposits.

The fold system of the southern slope of the Great Caucasus consists of several

heterogeneous zones. Such is especially the Kazbek-Lagodecha zone consisting of a thick bed sequence of clayey schists of the Lower and Middle Jurassic, the Mestij-Tianetian zone built of the Upper Jurassic-Paleogene flysch formation, with tectonic nappes developed in its southern part; the Čhalt-Lajlin zone representing a markedly uplifted part of the geosyncline of the southern slope of the Great Caucasus (anticlinorium) with exposed Silurian (?), Devonian, Upper Paleozoic and Triassic, intensely dislocated formations; and finally, the Gagra-Džav zone composed of thick, clayey-sandy Liassic deposits, of volcanogenic formations of the Bajocian and of carbonatic deposits of the Upper Jurassic and Cretaceous.

III. Transcaucasian intermontane area (Late-Bajkalian-Hercynian intermediary massif) is divided by the Adžar-Trialetia fold zone into the Georgian, Artvino-Bolnisi and Azerbaidžan blocks.

The Georgian block includes essentially an intermontane depression.

In its uplifted part (in the Dzirulian massif) exposed is a pre-Jurassic crystalline substratum with Late-Precambrian-Lower-Cambrian fragments of oceanic crust. The eastern or the Kartaline, and the western or the Kolchida zones of subsidence are filled by thick Neogene-Quaternary molasses. The Adžaro-Trialetian fold zone as a whole is an anticlinorial structure characterized by folded-blocky structure. On the pre-Jurassic crystalline basement are thick bed sequences of the Upper Cretaceous-Paleogene with volcanogenic-sedimentary formations predominant. The Artvin-Bolnisi block at the west consists mostly of Mio-Pliocene and Quaternary lavas and pyroclastoliths accumulated in continental conditions; and at the last — of the pre-Jurassic crystalline rocks (the Chrama massif), and predominantly of Upper Cretaceous thick acid volcanogenic formations and limestones. The Azerbajdžan block (Kurin intermontane depression) is filled by thick Neogene-Quaternary molasse formations. In the block two more or less independent depressions are distinguished, viz. the Middle-Kurin and the Lower Kurin depressions separated from each other by the Talyš-Vandam buried elevation.

IV. Meganticlinorium of the Little Caucasus is a heterogeneous structure consisting of tectonic units of varied nature, mostly of the Alpine age. The following tectonic zones are distinguished: the Somchet-Karabach (Lok-Karabach) the Sevan-Akerin, Kafan, Mischan-Zangezur, Erivan-Ordubad and the Talyš zones.

The Somchet-Karabach zone consists mostly of Jurassic deposits, represented predominantly by differentiated volcanogenic beds.

The Sevan-Akerin zone consists of autochthonous (Jurassic-Lower Cretaceous), allochthonous complexes. The latter consists mostly of the rocks of the ophiolite association and of a neoautochthonous complex represented by Upper Cretaceous and Paleogene rocks. The charriages and the serpentinite melange formed during the Middle Cretaceous (Albian-Senonian).

The Kafan zone is a northeastward submerging extensive monocline complicated by vertical folding, and composed of volcanogenic and carbonate-terrigenous rocks of the Jurassic and Cretaceous.

The Mischan-Zangezur zone consists of metamorphosed, intensively dislocated rocks of Upper Proterozoic-Cambrian (?) age, forming the crystalline basement, and of overlying terrigenous-carbonate deposits of the Devonian, Permian-Carboniferous, Upper Cretaceous; of volcanogenic-sedimentary deposits of the Eocene and Miocene, and of terrestrial volcanic rocks of Upper Pliocene-Antropogene.

The Erivan-Ordubad zone consists mostly of terrigenous-carbonate deposits of the Upper Devonian-Triassic, of the Middle Jurassic and Upper Cretaceous, and of

thick volcanogene Eocene-Oligocene formations of andesite composition. Ophiolites in the form of ophiolite sheets and olistostrome horizons are inside an autochthonous sedimentary bed sequence of the Coniacian.

The Talyš zone is characterized by folded-blocky structure, with tuffogenic-sedimentary rocks of the Upper Cretaceous-Paleocene, and with volcanogenic rocks of the Eocene.

V. The Araksin depression confines the meganticlinorium of the Little Caucasus on the south-west, and consists of more depressions filled by Miocene and partially Pliocene molasses and relicts of anticlinal elevations with sporadic rocks of the substratum.

Tectonical development of Caucasus during the Phanerozoic was polycyclical with periodical destruction of continental crust and with foundation of new eugeosynclinal throughs-in the conditions of spreading — with a crust resembling the oceanic type. Later on the throughs were affected by intensive contraction and changed into fold-overthrust (cover) structures.

In the Late Precambrian-Early Paleozoic the axis of the Tethys geosyncline ran somewhere in the northern part of the present Transcaucasian intermediary massif. During the Paleozoic the axis shifted northward between the zones of the Peredovoj and the Glavnoj chrebet ridges of the Great Caucasus. At the south of the axis was the northern margin of Gondwana, at the north — the southern margin of the East-European platform. By the end of the Paleozoic and at the beginning of the Mesozoic the fresh-formed continental crust connected the platforms into one, but by the end of the Triassic and at the beginning of the Jurassic they disconnected again owing to the formation of the Little Caucasian eugeosyncline with its axis running along the Sevan-Akerin zone. Another trough with thinned and reworked continental crust extended along the southern slope of the Great Caucasus and separated epihercynian fringe of the East-European platform from the Transcarpathian intermediary massif (microcontinent).

The eugeosynclinal zones were confined by inclined Benioff zones connected with formations of volcanic arcs, with granitoid magmatism and ore-forming processes.

The West Carpathians are included in the northern branch of the European system of the Alpides. The nappe structure including Paleozoic (perhaps Precambrian) to Tertiary rock complexes, is the principal feature of the West Carpathians. By this time the following principal tectonic zones are distinguished in the West Carpathians: 1. the zone of the Inner Carpathians (frequently called the Central Carpathians); 2. the Pieniny Klippen Belt, 3. the Flysch zone, 4. the Foredeep. Of the Inner Carpathians characteristic are plentiful pre-Upper Carboniferous crystalline schists and granitoids, Late-Paleozoic sediments and volcanic rocks predominantly carbonaceous Mesozoic, pre-Senonian age (Mediterranean) of the nappe system, the Alpine metamorphism and magmatism, and frequent post-nappe sedimentary and volcanogenic formations. The pre-Senonian nappe system consists of nappes of two categories. The nappes of one category are composed of pre-Upper Carboniferous basement normally overlain by Late Paleozoic and Mesozoic. This group of nappes comprises the Tatricum, the Veporicum and the „Gemicum”. The second category is represented by rootless nappes composed of the Mesozoic, of the Late Paleozoic, completely disconnected with their basement. This category comprises the nappes of the Tatricum, Hronicum and the Mesozoic of the „Gemicum”.

Formation of the nappe system was followed by the inundation of a part of the Inner Carpathians by the Senonian sea. In the Paleogene of the northern part thick flysch sequences — the Inner-Carpathian Paleogene formed. In the southern part the Budín Paleogene beds deposited.

The Savian folding in the Inner Carpathians was followed by the development of late-tectonic and post-tectonic molasse basins associated with intensive volcanic activity. The Neogene tectonic regime resulted in desintegration of the Inner Carpathians into blocks. Tectonic activity of the blocks facilitated the rise of magmatic masses particularly on the boundaries of the blocks. The magmatic masses are characterized by the effusive phase of rhyolite — andesite — basalt and by intrusives of the granite-granodiorite group.

The Pieniny Klippen Belt is the most intricate tectonic zone of the Carpathians. The Klippen Belt is characterized by the absence of pre-Mesozoic rocks, poor Triassic, variable development of the Jurassic and of the Cretaceous, the klippen tectonic style, and the position of the belt on the contact of the Inner and Outer Carpathians. Up to the Senonian the development of the Pieniny geosyncline was similar to the development of the Inner Carpathian geosyncline. In the Albian the Pelagic sedimentation was interrupted by the uplift of the Ultra — Pieniny cordillera which was a source of flysch sediments in the Middle and Upper Cretaceous. Following the Senonian, in the Laramide phase the geosyncline transformed into a system of northvergent folds and nappes. The Pieniny nappe system underwent further deformations by the end of the Paleogene and in the Miocene.

The Flysch zone runs in the form of an arch along the outer side of an arch along the outer side of the West Carpathians. The basic features of the Flysch zone are: the absence of pre-Mesozoic formations (on surface); predominantly terrigenous Cretaceous and Paleogene sediments, Tertiary origin of the nappe structure and poor post-nappe formations. The geosyncline of the Flysch zone developed along the margin of the North-European platform. Since the Jurassic, formation of the sedimentation area, the distribution of facies and thickness of the sediments were markedly affected by NW-SE striking structures. The main tectonic processes resulting in the nappe system of the Flysch zone and in the flysch nappes thrusting over the Foredeep, proceeded during the Savian and later phases.

P. D. Gamkrelidze — I. P. Gamkrelidze
— A. Biely — O. Fusán

СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ ЮРЫ КАВКАЗА И ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

STRATIGRAFIA A FÁCIE JURY KAUKAZU A ZÁPADNÝCH KARPÁT

В. И. Зесашвили, Т. А. Пайчадзе, В. А. Тодрия, М. В. Топчишвили, М. Ракус

Введение

Юрские отложения представлены на Кавказе всеми тремя отделами этой системы. Нижняя и средняя юра тесно связаны друг с другом, соответствуя одному полному циклу осадконакопления с двумя подциклами (геттанг — аален и байос-бат). Верхняя юра отделена от подстилающих отложений крупной трансгрессией и образует самостоятельный седиментационный цикл.

На палеозойский кристаллический субстрат южного края Скифской платформы трансгрессивно налегает т. н. сланцевая серия, в своей нижней части (геттанг-синемюр) представленная базальной формацией (грубозернистые терригенные отложения с прослоями графитовых сланцев, кератофировыми и альбитофировыми лавами и их пирокластолитами). Выше согласно следуют глинистые и алевролитовые сланцы плинсбах — раннетоарского возраста. В среднетоарско-ааленских отложениях повсеместно отмечается резкое увеличение содержания песчаного материала. Более молодые члены средней юры большей частью размыты келловейской трансгрессией. Верхнеюрские отложения всюду залегают трансгрессивно на более древних образованиях и постепенно переходят в нижний мел. В нижней, в основном терригенной части верхней юры нередко наблюдаются сконденсированные нижне-среднекелловейские слои со смешанной фауной. Следующие выше отложения — от верхнего келловея до кимериджа — представлены карбонатными породами, среди них выделяются верхнеоксфордские рифовые известняки. Местами кимеридж — нижний титон выражен лагунно-пестроцветными образованиями. В верхнем титоне преобладают органогенные слоистые известняки.

В нижней и средней юре Большого Кавказа выделяются как миогеосинклинальные (на севере), так и эвгеосинклинальные (на юге) отложения, а верхняя юра представлена мощным карбонатным флишем. Общая характерная черта для отложений нижней и средней юры — миогеосинклинального типа это устойчивая непрерывная седиментация и большие мощности. К нижней части разреза, местами отделенной от подстилающих отложений небольшим перерывом, приурочены конгломераты, гравелиты и песчаники с прослоями альбитофиров и их туфов. Выше следуют однообразные глинистые и алевроитовые сланцы плинсбах-батского возраста, носящие на двух уровнях (тоар-аален и бат) следы явного размыва. В нижней лейасовой части разреза отмечаются многочисленные пластовые жилы (мощность в среднем 0,5 — 2,0 м) уралитовых диабазов и диабаз-порфиритов.

Эвгеосинклинальные условия развития имелись вдоль всего южного склона Большого Кавказа. Характерной чертой этой полосы является интенсивная вулканическая активность в средней юре, местами несогласное залегание вулканических образований байоса на аалене и хорошо выраженная регрессия в байосском веке. Нижняя юра- аален представлены глинисто-сланцевыми отложениями, байос — мощными вулканогенными образованиями среднего состава, а бат выражен двумя фациями терригенно-сланцевой (на глубоководных участках, там где отмечается постепенный переход в верхнюю юру) и прибрежно-лагуновой. Верхняя юра представлена терригенно-карбонатными флишевыми отложениями, в основном согласно залегающими на средней юре.

Закавказский срединный массив на большей площади покрыт мощными неогеновыми и четвертичными образованиями, а юрские отложения, представленные субплатформенными красными известняками (плинсбах-аален) и трансгрессивно залегающей на них порфиритовой свитой байоса, обнажаются, в основном, в районе Дзирульского выступа Грузинской глыбы. Красные известняки с базальными образованиями (синемюр) подстилаются вулканогенно-континентальными отложениями („нижние туффиты”), по всей вероятности, геттангского возраста. На северной периферии Грузинской глыбы в ряде пунктов Западной Грузии туфопесчаники верхнего байоса постепенно переходят в пресноводные угленосные отложения батского возраста. Верхняя юра выражена в эпиконтинентальных морских и лагунных фациях. Нижний, трансгрессивный терригенный комплекс (келловей-нижний оксфорд) с базальным конгломератом и угловым несогласием залегает на различных горизонтах средней и, реже, нижней юры. Верхний оксфорд сложен главным образом рифовыми коралловыми известняками. Кимеридж встречается в двух фациях — нормально-морской

и лагунно-континентальной (пестроцветная свита). В титоне преобладают органогенные известняки. Верхняя юра срединного массива охарактеризована богатой макро- и микрофауной.

В пределах Малого Кавказа нижняя юра представлена свитой слюдистых песчаников и глинистых сланцев, трансгрессивно (конгломераты и песчаники; гетанг?) залегающей на палеозойских кристаллических породах Локского выступа. В верхней части свиты (аален) появляются кварцевые песчаники, линзы конгломератов, пелитоморфных известняков и мергелей.

В средней юре преобладают вулканогенные образования. В трансгрессивной порфиритовой свите байоса выделяются: нижний байос — массивные авгито-плагиоклазовые порфириты и их пирокластолиты, верхний байос — чередование андезитовых, кварцевых и роговообманковых порфиритов и их пирокластолитов с туфогенными песчаниками, алевролитами, туфобрекчиями. Верхнебайосские отложения согласно переходят в подобные же образования бата. Верхнеюрские отложения представлены в вулканогенной терригенной и карбонатной фациях.

В пределах Приараксинского срединного массива на триасовых доломитах залегают мандельштейновые базальты и диабазовые порфириты (с прослоями туфобрекчий и туфоконгломератов) ааленского возраста. Средняя юра (байос- нижний бат) представлена терригенными отложениями (конгломераты, песчаники, глины, известняки и мергели — до 200 м). Из верхней юры известны лишь маломощные терригенно-карбонатные отложения келловей.

Западные Карпаты представляют собой горное сооружение сложного геологического строения, что относится также и к особенностям их развития в юрское время. В пределах Западных Карпат этот период характеризуется широким диапазоном и пестротей фациальных различий.

Вообще в Западных Карпатах удается проследить фациальные изменения преимущественно в меридиональном направлении, т. е. перпендикулярно к простиранию бассейна осадконакопления. Менее резко упомянутые изменения выражены в продольном направлении. Большое разнообразие фаций и малая в общем мощность отложений юрского возраста свидетельствуют о том, что на пример Западных Карпат можно говорить о бассейне осадконакопления типа „аристогeosинклинали” в понимании А. Голмана (1968).

Из большого числа литофациальных типов в юре Западных Карпат

можно выделить две группы фаций: группу мелководных фаций с отложениями типа порога и группу глубоководных троговых фаций. Между этими главными группами встречается целый ряд разностей переходного типа. Довольно часто, но не как правило, группы мелко- и глубоководных фаций тектонически разобщены, встречаясь в различных тектонических единицах.

Юрские отложения передового прогиба Карпат. Здесь эти отложения нигде не выступают на поверхности, но относительно часто они вскрывались бурением. По М. Элиашу (1974), можно выделить два комплекса с разным типом осадконакопления — нижний комплекс континентальных образований и верхний комплекс морских осадков.

Юрские отложения флишевой зоны. По сравнению с другими литостратиграфическими комплексами флишевой зоны юра сохранилась лишь в виде останцев — тектонических чешуй в основании крупных тектонических единиц или в виде клиппенов. Юрские отложения характеризуются фациальной пестротой морских отложений в стратиграфическом диапазоне лейас — титон.

Юрские отложения клипповой зоны. В отличие от юры флишевой зоны, юрские отложения встречаются в клипповой зоне в более полном развитии, играя важную роль для расчленения этой зоны. В то время, как лейас выявляет определенную однородность литофациального характера, в доггере и мальме наблюдается резкая дифференциация фаций. Здесь юра стратиграфически представлена полностью и характеризуется морским развитием. В целом можно сказать, что на севере и юге клипповой зоны преобладают мелководные фации, а в центральной ее части — глубоководные.

Юрские отложения внутренних Западных Карпат. В пределах этой области юра встречается во всех тектонических единицах, причем — как и в предыдущей клипповой зоне — можно выделить два основных типа ее развития: мелководный и глубоководный. Юрские отложения обычно представлены полностью, лишь в некоторых случаях наблюдаются проявления древнекиммерийской фазы, приведшей к перерыву в осадконакоплении разной продолжительности.

Юрские отложения татрикума. Здесь можно выделить ряд серий более низкого порядка, отличающихся, прежде всего, разным развитием юры. К главным литофациальным зонам относятся высокотатранская, любохнянская и дюмбиерская. В упомянутых зонах юра фациально очень пестра, будучи представлена большим числом фаций.

Юрские отложения фатрикума. Различаются два типа фаций: мелководные-кордильерные и глубоководные-тропоые. Первые характеризуются разнообразными, в частности криноидными разностями. В отличие

от них, для глубоководных типов характерна ритмичность осадконакопления.

Юрские отложения гроникума. Особенностью юры гроникума является ее мелководный характер.

Юрские отложения гемерикума. Здесь юра выявляет большую пестроту фаций, чем в гроникуме.

Načrt paleogeografie jurských uloženín Kaukazu

Jurské uloženiny majú na Kaukaze veľký rozsah (obr. 1b), nakoľko ich zastupujú všetky tri oddiely tejto sústavy. Spodná a stredná jura sú navzájom tesne spojené a tvoria cyklus sedimentácie s dvoma podcyklami (hettanž—aalén a bajok—bat). Vrchná jura je oddelená od podložných uloženín výraznou transgresiou a predstavuje samostatný sedimentačný cyklus (kelovej—titón).

Analýza facií a hrúbky jurských uloženín ukázala, že rozsiahle geotektonické jednotky, vyčleňované v súčasnom štruktúrnom pláne (južný okraj epihercýnskej skifskej platformy, vrásová sústava Veľkého Kaukazu, Zakaukazský stredný masív, vrásová sústava Malého Kaukazu a Priaraksinský masív — obr. 1b) prejavili v jure tendenciu samostatného vývinu s prevahou poklesov a charakterizuje ich komplikovaná stavba. Podstatná časť sedimentácie prebiehala v geosynklinálnych trógoch, kde sa v počiatočnom vývinovom štádiu tejto geoštruktúry (spodná a stredná jura) usadzovali terigénne sedimenty — aspidná formácia, zastúpená rôznymi bridlicami, alerolitmi a pieskovecami. Vyššie je flyšovo-karbonátová formácia vrchnej jury — spodnej kriedy.

Menej intenzívnu sedimentáciu sme zistili na okraji skifskej platformy a na rôznych miestach Zakaukazského stredného masívu, kde je súbor rôznorodých facií (morské, kontinentálne, lagunárne, vulkanogénne a terigénne, rifogénne karbonátové, uhľonosné a i.).

Tu treba pripomenúť, že nie vždy sa podarí zaradiť tie-ktoré úseky k určitým geoštruktúram; týka sa to hlavne prechodných zón, kde sú v dôsledku blízkeho prostredia sedimentácie nebadateľné rozdiely vo faciách.

Vzhľadom na to, že v článku menšieho rozsahu nemožno stručne charakterizovať všetky faciálne rôznorodosti jury Kaukazu, ani všetky stratigrafické problémy, autori považovali za účelné opísať stratigrafiu jurských uloženín centrálnej časti oblasti a súčasne uviesť jeho zaujímavé rajóny.

Južný okraj skifskej platformy

Na starom, prevažne paleozoickom substráte, ktorý pozostáva z kryštalinických bridlic, preniknutých granitoidmi, je transgresívne uložená tzv. jurská bridličnatá formácia, ktorej spodnú časť tvorí:

J₁ s. 1. Sadonská séria, zložená z troch horizontov: a) *bazálny horizont* hrubozrnných terigénnych uloženín, medzi ktorými prevládajú zlepenice; b) *grafitový horizont* z pieskocov, aleurolitov a grafitových ílovitých bridlic; c) *vulkanogénny horizont*, pozostávajúci z keratofýrových a albitofýrových láv s výrastlicami albitu a ich pyroklastík. Hrúbka série je až 600 m.

Pozdĺž Gruzínskej vojenskej cesty je báza bridlicovej formácie zastúpená kistinskou sériou: sú to čierne ílovité bridlice s medzivrstvičkami kremiých pieskocov. V spodnej časti prevládajú kvarcitty so šošovkami grafitových bridlic. Kitinská séria, ako sa zdá, leží transgresívne na Darjalskom kryštalicom masíve.

J₁ p 2. Fiagdonská séria (50—1500 m) pozostáva prevažne z ílovitých a zriedkavejšie z aleurolitových bridlic; v spodnej časti sme zistili vložky pieskocov. Smerom na SZ ju vystriedala synchronná piesčitejšia, tzv. mizurská séria a na východe pozdĺž Gruzínskej vojenskej cesty jej zodpovedá ciklaurská séria (do 1000 m), pozostávajúca z tmavých ílovitých bridlic s občasnými vložkami (jemnovrstevnatých) tenkovrstevnatých pieskocov a s početnými zvrstvenými žilami diabázov.

J₁ t-al 3. Cheresské vrstvy postupne nahrádzajú fiagdonskú sériu; sú to rovnorodé ílovité bridlice (600 m);

4. Dargovské vrstvy, zastúpené ílovitými bridlicami s medzivrstvičkami a vložkami pieskocov a aleuritov vo vrchnej časti (do 1500 m).

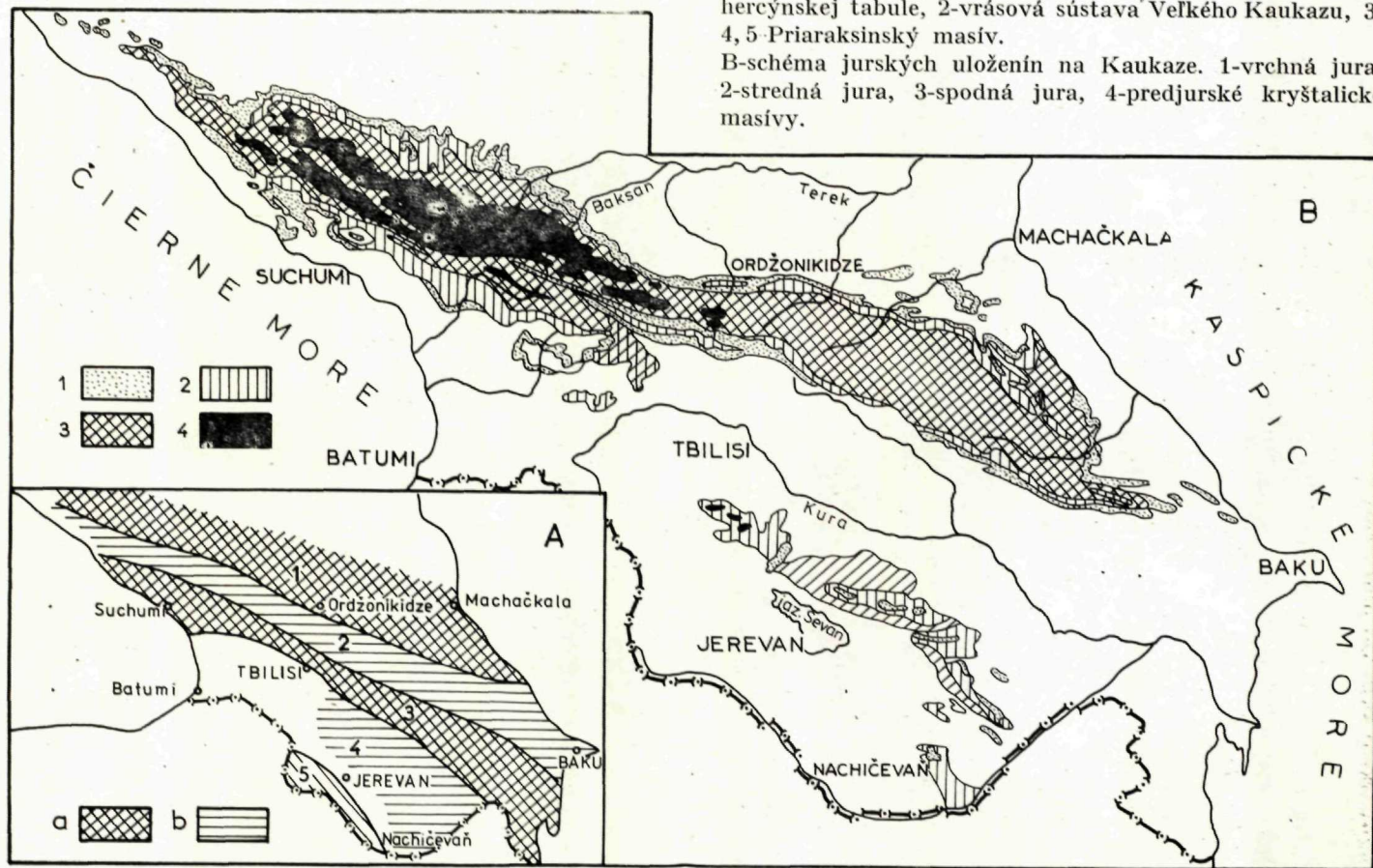
Na západe dvom posledným horizontom zodpovedá ardonská séria, v ktorej vrchnej časti sú výrazné stopy po erózii. Na východe, pozdĺž rieky Terek, je vrchný lias— aalen zastúpený džerašskou sériou (1500 m) — ílovitými bridlicami a tenko aj stredne zvrstvenými pieskocami.

Mladšie členy strednej jury (bažos, bat) so zjavnými stopami regresie sú erodované kelovejskou transgresiou a nezachovali sa všade. V poriečí Ardonu je to egidská séria, ležiaca transgresívne na ardonskej sérii a je zastúpená konkréciami argilitu a vo vrchnej časti (nad 500 m) arkózovými pieskocami.

Pozdĺž Gruzínskej vojenskej cesty patrí ešte k bajoku gerčečská séria, ktorá vystupuje spod vrchnojurských vápencov v oblasti priesmyku Gerčeč v Skalistom hrebeni, na hornom toku pravých prítokov rieky Armchi. Sú to argility, vo vrchnej časti obohatené o aleurolity a pieskovce.

Spoľahlivo doložených batských uloženín na severnom Kaukaze niet,

Obr. 1 A-Základné tektonické jednotky Kaukazu. a) tabuľa a masívy; b) vrásová sústava, 1-južný okraj skifskej epihercýnskej tabule, 2-vrásová sústava Veľkého Kaukazu, 3, 4, 5 Priaraksinský masív. B-schéma jurských uloženín na Kaukaze. 1-vrchná jura, 2-stredná jura, 3-spodná jura, 4-predjurské kryštalické masívy.



no predbežne k nim treba radiť sarydjuzske pieskovce (40 m) v povodí rieky Baksan a rieky Čegem a targimskú sériu (do 30 m) argilitov v oblasti Bočného hrebeňa (40 — 90 m). Na iných miestach boli, ako sa zdá, uloženiny erodované vrchnojurskou transgresiou, hoci nemožno vylúčiť ani alternatívu, že vzhľadom na batskú regresiu primárne chýbajú.

Vyššie opísané bridličnaté uloženiny tvoria pozdĺžnu depresiu medzi Skalistým hrebeňom na severe a Bočným hrebeňom na juhu. Skalistý hrebeň pozostáva z vrchnojurských karbonátových uloženín. Tiahnu sa v úzkom, takmer neprerušenom pásme pozdĺž severného svahu Hlavného kaukazského hrebeňa a na jeho západnom a východnom ponorení prechádzajú aj na južný svah. Severnejšie sú na značnej ploche skryté pod mladšími uloženinami a, ako sme už uviedli, v zóne Skalistého hrebeňa vychádzajú na povrch tvoriac kostru tohto dôležitého morfológického prvku Kaukazu. Vrchnojurské uloženiny na severnom Kaukaze tvoria vrchný štruktúrny stupeň; uložené sú transgresívne a monoklinálne pod malými uhlami sklonu (10 — 15°) a postupne prechádzajú do spodnej kriedy.

V spodnej, prevažne terigénnej časti vrchnej jury, v sedlách vyzdvihnutých blokov, sa často vyskytujú kondenzované spodno- až strednokelovejské uloženiny so zmiešanou faunou (hlavne amonitov). Na priečných eleváciách charakterizuje vrchnú juru menšia hrúbka, vypadnutie jednotlivých vložiek, ostro diskordantná poloha na jurských a predjurských (paleozoikum, prekambrium) útvaroch. Profil sa tu začína vrchným kelovejom.

Hrúbka terigénnych uloženín (zriedka vápencov a slieňov) spodného a stredného keloveja, často obohatených železitými oolitmi v depresiách koliše v rozmedzí 1—300 m, v priemere 30—60 m.

Vo východných regiónoch Skalistého hrebeňa sa profily vrchnej jury mierne líšia od profilov vyššie opísanej oblasti. Báza vrchnej jury, zastúpená transgresívnymi terigénnymi uloženinami spodného a stredného keloveja, je často kondenzovaná. Hrúbka spodného a stredného keloveja sa pohybuje od 1 do 100 m. Vrchný kelovej — vápence, pieskovce (0,2 — 10 — často s eróziou) ležia na kelovejských uloženinách a obsahujú faunu všetkých troch podstupňov (resedimentované spodnokelovejské a strednokelovejské amonity z kondenzovanej vrstvy) alebo len stredného a vrchného keloveja (erodovaný stredný kelovej — v profiloch bez kondenzácie).

Ďalšie uloženiny (od vrchného keloveja po kimeridž) sú zastúpené hlavne karbonátovými horninami. Na úrovni vrchného oxfordu sa často objavujú rifové vápence (50 — 400 m).

Kimeridž a spodný titón pozostáva prevažne z lagunárnopestrofarebných facií s horizontmi sadrovcov, anhydritov a kamennej soli. Ďalej

Časť	Stupeň	Séria	Profil	Hrúbka v m	Paleontologická charakteristika
H N Á	t	9		700-800	<i>Glochiceras nimbatum</i> OPP., <i>Taramelliceras disceptantum</i> FONT., <i>Neochetoceras praecursor</i> ZEISS, <i>Lithacoceras ulmense</i> OPP., <i>Pectinatites wheatleyensis</i> NEAV., <i>Franconites cf. astricus</i> ZEISS, <i>Lemencia prava</i> SCHN., <i>Hybanoticeras sp.</i> , <i>Camptonectes tithonius</i> GEMM. et di BLASI
	Km	8		200-300	<i>Glochiceras crenosus</i> Q., <i>G. fialar</i> OPP., <i>Taramelliceras trachinotum</i> OPP., <i>T. campsum</i> OPP., <i>Progeronia triplex</i> Q., <i>Lithacoceras pseudolictor</i> CHOFF., <i>L. jelskii</i> SIEM., <i>L. pseudovirguloides</i> SPATH, <i>Ataxioceras sp.</i> , <i>Idoceras sautieri</i> FONT., <i>I. balderum</i> OPP., <i>Aulacostephanites ebrayoides</i> ARK. et CATT., <i>Sutneria galar</i> OPP., <i>Pseudowaagenia episoides</i> FONT., <i>Physdoceras acanthicum</i> OPP.
	ox	7		300-600	<i>Cardioceras ilovaiskii</i> ARK., <i>Perisphinctes orbignii</i> LOR., <i>P. falculae</i> RONCH., <i>Arisphinctes lucingensis</i> FAVRE, <i>A. plicatilis</i> SOW., <i>A. orientalis</i> SIEM., <i>Divisosphinctes bifurcatus</i> Q., <i>Dichotomosphinctes wartae</i> BUK., <i>Campylites aff. henrici</i> R. DOUV., <i>Cardioceras vertebrale</i> SOW., <i>C. tenuicostatum</i> NIK., <i>Peltoceratoides constantii</i> ORB.
	V	kl	6		40-50
S T R E D N Á	bj	5		500	<i>Bajocisphinctes gurami</i> K. et Z., <i>Strenoceras subfurcatum</i> ZIET., <i>Parkinsonia rarecostata</i> BUCKM., <i>Stephanoceras humphriesianum</i> SOW.
	al	4		1000	<i>Leioceras cf. opalinum</i> REIN., <i>L. acutum</i> Q.
S P O D N Á	t	3		1000-1500	<i>Harpoceras cf. serpentinum</i> REIN., <i>Polyplectus discoides</i> ZIET., <i>Pleydellia mactra</i> DUM., <i>Dactylioceras semicelatum</i> SIMPS., <i>Hildoceras cf. levisoni</i> SIMPS.
	p	2		1000-1500	<i>Amaltheus margaritatus</i> MONTF., <i>A. laevis</i> Q., <i>A. depressus</i> SIMPS.
	h-s	1		600	<i>Aequipecten priscus</i> SCHL., <i>Lima densicostata</i> Q., <i>L. cf. hausmanni</i> DUNK., <i>Avicula yaltaensis</i> MOISS.
Pz					

Obr. 2 Komplexný stratigrafický profil jurských uloženín južného okraja skifskej tabule v medziriečí Ardon-Terek. 1. kistinská (sadonská séria), 2-ciklaurská (fragdon-ská) séria, 3,4-džerašská séria, 7-ironská séria, 8-baltinská séria, 9-matlamská séria.

na severe sa ponárajú pod mladé útvary a ležia bezprostredne na paleozoických granitoch. Ich hrúbka vo vrtoch dosahuje miestami 2 km. V strednom a vrchnom titóne sú vyvinuté prevažne vápence (30 — 400 m).

Na východe, v Dagestane, je oxford zastúpený vápencami, slieňmi a ilmi (od 3—5 m do 40—50 m). Vyššie položené organogénne vápence (často koralové) a dolomity vrchného oxfordu dosahujú miestami hrúbku až 600 — 700 m). Kimeridžské a spodnotitónske vápence a dolomity (300 — 700 m) sú miestami čiastočne alebo úplne nahradené lagunárnou evaporitovou faciou, ktorých hrúbka v severnej ponorenej časti presahuje 1000 m. Strednotitónske a vrchnotitónske uloženiny (vápence, dolomity, 200 — 400 m) ležia niekedy na erodovanom podklade a sú súhlasne prekryté beriasskými ilmi a amonitmi.

Severnejšie, vo východnom Predkaukazsku, v oblasti vnútroplatformných depresí boli vrchnojurské uloženiny postihnuté hlbokou predkriedovou eróziou, v dôsledku čoho nie sú súvisle zachované. Spodnokelovejské a strednokelovejské terigénne uloženiny ležia transgresívne na rozličných útvaroch jury. Vyššie sú ilovito-karbonátové uloženiny a dolomity stredného keloveja — kimeridžu (50 — 80 m), ktoré sú miestami diskordantne uložené ma starších kelovejských uloženinách. Ešte vyššie je vyčlenená formácia, zložená z dolomitov (do 150 m), predbežne zaradená k vrchnej jure až spodnej kriede.

Vrásová sústava Veľkého Kaukazu

Táto štruktúra, ktorá je megaantiklinóriom Veľkého Kaukazu, je základným prvkom v stavbe danej oblasti. Zaberá dosť široké pásmo medzi južným okrajom skifskej platformy a Zakaukazským stredným masívom. V priečnom reze má výrazne asymetrickú stavbu, pričom vrásnenie na oboch krídlach štruktúry má rôznu hrúbku a charakter. Na rozdiel od severného krídla majú na južnom krídle jurské, kriedové a paleogénne uloženiny veľkú hrúbku. Sú intenzívne dislokované a prevrátené na juh.

V geosynklinále Veľkého Kaukazu v spodnej a strednej jure sme zistili miogeosynklinálne (na severe) aj eugeosynklinálne (na juhu) uloženiny. Vrchnú juru zastupuje hrubý karbonátový flyš.

Profily uloženín miogeosynklinálneho typu (spodnej a strednej jury, zastúpenej bridličnatou formáciou) prebiehajú na západe pozdĺž Mamisonského priesmyku a na východe po Gruzínskej vojenskej ceste. Ich spoločnou charakteristickou črtou je neprerušená sedimentácia a veľké hrúbky.

Odkryvy bridličnatej formácie na Hlavnom predelovom hrebni v oblasti Mamisonského priesmyku sú na juh od kryštalinického jadra Veľkého

Časť	Stupeň	Formácia	Profil	Hrúbka v m	Paleontologická charakteristika	
V R C H N Á	9	t		250 - 300	Berriassella delphinensis KIL., B. richteri OPP., Dalmasiceras sublaevis MAZ., D. kiliani DJAN. Calpionella alpina LOR., C. elliptica CAD., C. undelloides COL., Cras-sicollaria massutiniana /COL./, Cr. parvula REM.	
	8	km			Etallonia minima ET., Montlivaltia valfinensis ET., Latiphyllia suevica Q. Stephanocoenia furcata ET., Thamnosaris amedei ET., Calamophyllia etal-loni KOBY, Microphyllia cf. soemmeringi MUENST. Mesoendothyra cf. izjumiana DAIN, Pseudocyclammina sp., Trochammina cf. parva SEIB., Dorothis cf. jurassica /MIT./	
	7	ox		300 - 400	Stylosmia corallina KOBY, S. michelini ED. et H., Cryptozoenia cf. thien-singi KOBY, Styliina tubulifera PH., Heliocoenia corallina KOBY, Dimorpha-rea koechlini /ED. et H./, Microsolena exigua KOBY, Dermosmia cf. simplex KOBY	
	6	kl		400	Rhynchonella thurmani VOLTZ. Dorothis cf. doneziana /DAIN/, Globigerina cf. oxfordiana GRIG., Tro-cholina cf. conica /SCHLUMB./	
	S T R E D N Á	5	bt		400	
		4	bj		500	Partschiceras cf. abichi UHL., Sonnina crassispinata BUCKM.
		3	al		500	Ludwigia murchisonae SOW., Graphoceras concava SOW. Leioceras cf. opalinum REIN., Hammatoceras cf. subinsigne OPP., Tmeto-ceras scissum BEN. Dumortieria levesquei ORB., D. bleicheri BEN., Pseudogrammoceras muel-leri DEN., Grammoceras thourcense ORB. Hildoceras bifrons BR. Harporoceras serpentinum REIN., H. falcifer SOW.
	O D N Á	2	p		800	Pleuroceras spinatum BR. Arietoceras cf. algovianum OPP., Amaltheus margaritatus MONTF., A. subnodosus J. et B.
		1	s		600	Vermiceras cf. scylla REIN., V. cf. spiratissimus Q., Euasteroceras cf. plot-ti REIN., Microderoceras cf. birchii SOW., Arietites aff. depressum HAUER, Arnioceras sp., Echioceras sp., Coronice-ras sp.
Pz						

Obr. 3 Stratigrafický profil jurských uloženín vrásovej sústavy Veľkého Kaukazu, (horný tok riek Induri a Rioni). 1-svanetská séria, 2-muašská séria, 3-formácia fľovitých bridlic a aleuritov, 4-mamisonská séria, 5-talachianská séria, 6-narvaská séria, 7-kasarská séria, 8-dumacchojská séria, 9-luchunská séria.

Kaukazu; na južnom svahu je to povodie rieky Rioni a na severnom svahu povodie rieky Ardon. Tu možno pozorovať nasledovnú postupnosť:

P_2 — Na juh obrátené kryštálické bridlice a kvarcitty paleozoického veku i šedé porfyroidné granitoidy, ktoré ich pretínajú.

J_1^1 1. Svanetská (morgulská) séria. V spodnej bazálnej časti ju zastupujú zlepence, gravelity a pieskovce s ojedinelými vložkami ílovitých bridlíc. Miestami sú tenké vložky okremeného albitofýru a jeho tufov. Hrúbka dosahuje 60—80 m.

Za bazálnymi vrstvami sú pieskovce a aleurity s vložkami ílovitých bridlíc: keďže sa vložky pravidelne striedajú (1,5 — 2,0 cm), má táto séria prevažne pásikovú textúru. Časté sú ložné žily (s priemernou hrúbkou 0,5 — 2,0 m) uralitových diabázov a diabáz-porfyritov. V niektorých profiloch je až 55 — 60 týchto žíl. Celková hrúbka série je 550 — 600 m. Pozdĺž Gruzínskej vojenskej cesty, na darjalskom a gveletskom odkryve paleozoického kryštalinického substrátu, leží transgresívne uvedená kistin-ská séria; je pravdepodobne synchronná so svanetskou sériou (do 500 m).

J_1^2 — 2. Bridličnatá (muašská) séria. Skladá sa z ílovitých bridlíc s ojedinelými vložkami aleurolitových pieskovcov, hrubých asi 5 — 10 cm. Celková hrúbka: 750 — 800 m. Túto časť profilu na východe pozdĺž rieky Terek zastupujú tmavé ílovité bridlice, ktoré sa striedajú s tenkovrstevnými pieskovecami ciklaurskej série (1000 m).

J_1^3 — 3. Formácia ílovitých bridlíc a aleuritov. Pozostáva z čiernych ílovitých bridlíc aleuritov a ojedinelých vložiek pieskovcov. Relatívny obsah týchto pieskovcov sa zväčšuje zdola nahor.

Pozdĺž Gruzínskej vojenskej cesty je vrchný lias (toark) a aalen zastúpený kazbeckou sériou zloženou zo striedajúcich sa vrstevnatých bridlíc a kremitých pieskovcov (1000 m).

J_1^{bj} — 4. Mamisonská séria. Skladá sa z tenkovrstevných ílovitých bridlíc, obsahuje hojne pyritovo-sideritových, zriedkavejšie karbonátových konkrécií. V jej vrchnej časti sú miestami vložky čiernych a aspidných bridlíc s ojedinelými vložkami pieskovcov. Celková hrúbka: do 600 m.

Synchronné útvary pozdĺž rieky Terek — gudušauská séria — šedé ílovité bridlice a bridličnaté íly s ojedinelými vložkami slabo karbonátových pieskovcov v celkovej hrúbke do 1500 m. Na rozdiel od mamisonskej série gadušauská séria pravdepodobne zaberá určitú časť aalenu.

J_2^{bt} — 4. Talachianska séria. Je najmladším členom bridličnatej formácie. Striedajú sa v nej čierne ílovité bridlice so psamiticko-aleuritovými pieskovecami. Zdola nahor sa množstvo a hrúbka pieskovcov zväčšujú. Vo vrchnej časti série pieskovce prechádzajú do karbonátových pieskovcov s vložkami slieňov. Pozoruhodné je, že v pieskovcoch — okrem arkózového materiálu, ktorý je základnou terigénnou zložkou bridličnatej formácie —

sa prvýkrát objavuje opracovaný porfyrítový materiál. Celková hrúbka: 400 — 500 m.

Na talachnianskej sérii leží súhlasne orientovaná karbonátová formácia vrchnej jury — spodnej kriedy. Prechod medzi nimi je natoľko postupný, že hranicu medzi nimi vedieme niekedy predbežne podľa prevládajúcich karbonátových facií.

Na východe po profile Gruzínskej vojenskej cesty sa nachádza najmladší člen jurskej bridličnatej formácie zastúpený čiernymi krehkými ilovitými bridlicami s vložkami karbonátových pieskocov bursačirskej série; karbonátosť zdola nahor vzrastá a vo vrchnej časti sa objavujú vložky aj šošovky pelitomorfnych vápencov (do 1500 m). Tak ako v Maminskom priesmyku, aj tu je prechod od bridličnatej formácie ku karbonátovému flyšu celkom postupný, čo nás oprávňuje hovoriť o neprerušenej sedimentácii v geosynklinále Veľkého Kaukazu v priebehu strednej a vrchnej jury.

Eugeosynklinálne podmienky vývinu boli pozdĺž celého južného svahu Veľkého Kaukazu. V strednej jure bola intenzívna vulkanická činnosť, miestami sú vulkanogénne útvary bajoku uložené diskordantne na aalene, v bajoku bola výrazná regresia. Najúplnejší profil spodnojurských a strednojurských eugeosynklinálnych uloženín je v strednom toku riek Inguri a Cheniskali, na juh od svanetského antiklinória, zloženého z hrubých terigénnych sedimentov, počínajúc pravdepodobne silúrom po trias (dizská séria). Na dizskú sériu takmer bez prerušenia nadväzuje:

J₁¹ 1. Svanetská séria. Tvoria ju zlepenice, rôznorznné pieskovce a aleurolity; sú tu šošovky a vložky albitofýrových pyroklastík (hrúbka 400 — 500 m).

J₁² 2. Muašská séria. Tvoria ju ilovité bridlice s vložkami aleurolitov a kremitých pieskocov s prevahou bridlíc (hrúbka do 1000 m).

J₁³ — J al. 3. Sorská séria. Rozdeľuje sa na niekoľko podsérií:

a) spodná flyšoidná podséria (spodná časť) je zložená z pieskocov, ktoré sa striedajú s tmavošedými bridličnatými aleuro-pelitovými horninami (hrúbka 40 m).

b) vrchná časť uvedenej podsérie: skladá sa z rytmického striedania kremitých pieskocov a tmavošedých uhľonosných bridlíc a argilitov; pieskovce tvoria 75 % horniny (hrúbka 260 m).

c) vrchná flyšoidná podséria: monotónne striedanie strednozrnných pieskocov a tmavošedých ilovitých bridlíc;

d) pieskovcovo-argilitová podséria, pieskovce a argility s inklúziami uhľonosnej hmoty a pyrit-sideritových konkrécií. Stopy po erózii.

e) najsevernejšiu časť série zastupuje monotónne argilitové súvrstvie (70 — 80 m) s medzivrstvičkami zoogénnych vápencov. Celková hrúbka do 1000 m.

J₂^{bj} 4. Porfyrítová formácia:

a) spodná subformácia; hrubovrstevnaté zelenošedé tufopieskovce, tufobrekcie s prikrovmi porfyrítových a spilitových láv, hore kremité bridlice a pieskovce (hrúbka 40 — 700 m).

b) stredná subformácia; masívne porfyrítové a spilitové tufobrekcie a tufolávy, prikrovy porfyrítov.

c) vrchná subformácia; hrubovrstevnaté tufopieskovce a uhľonosné bridlice. Ojedinele porfyrítové tufopieskovce (hrúbka nad 1500 m). Celková hrúbka formácie je do 1000 m.

Túto formáciu na hornom toku rieky Rioni po jej priebehu postupne nahradzujú ílovité bridlice bodourskej série (600 m), nad ktorými sú ílovité bridlice s vložkami a šošovkami pieskovcov a vápencov (400 — 500 m).

Vyššie je postupný prechod do vrchnojurského karbonátového flyšu.

Vo vrchnej jure, počínajúc kelovejom, vystúpila geosynklinála Veľkého Kaukazu do kvalitatívne novej etapy svojho vývinu — hneď po silných orogenických pohyboch na konci strednej jury, na začiatku vrchnej jury sa začali zostupné pohyby, na pozadí ktorých sa v geosynklinálnych trógoch, zdedených zo strednej jury a rozdelených priečnymi eleváciami na dve časti, usadzovali hrubé, monotónne plytkovodné sedimenty — karbonátový flyš. Tento proces sedimentácie flyšu pokračoval neprerušene aj v spodnej kriede.

V geosynklinále Veľkého Kaukazu Gruzínska vrchnojurské zloženie sa radia k dvom flyšovým bazénom. Terigénno-karbonátové uloženiny, zastúpené v severozápadnom Abcházsku (horný tok rieky Psou), patria k západnému flyšovému bazénu (Tuapse-novorossijská zóna) a hrubé karbonátové útvary, vyvinuté na hornom toku rieky Inguri, Ccheniskali, Rioni, Liachvi, Ksani, Aragvi, Iori a Alazami sa radia k východnému flyšovému bazénu (šovsko-pasanaurská podzóna mestijsko-tianetskej zóny).

Vo východnom flyšovom bazéne, na strednojurských útvaroch, ležia prevažne súhlasne kelovejsko-spodnooxfordské, často karbonátové ílovité bridlice, argility a pieskovce, s ktorými sa striedajú piesčité vápence a slieňové a zriedkavejšie intraformačné zlepené a gravelity. Smerom nahor po profile vzrastá podiel karbonátov (zväčšuje sa podiel vápencov a slieňov), ktoré miestami tvoria samostatné formácie, sú to: stredno-vrchnokelovejská formácia fuksoidných tmavých vápencov a spodnooxfordská formácia argilitov a slieňov v severnej časti flyšového trógu na hornom toku rieky Rioni; spodnooxfordská formácia pieskovcových vápencov na juhu a spodnooxfordská kasarská séria tmavých slieňov a slienitých bridlic, ktorá je súhlasným pokračovaním kelovejskej narvarskej série — v medzirieči Liachvi — Alazani. Hrúbka kelovejsko-spodnooxfordských uloženín vo

východnom flyšovom bazéne je premenlivá. Na severozápadnom a juho- východnom zakončení bazéna nepresahuje 200 — 350 m (horný tok rieky Inguri a Cchenischali) a 200 — 250 m (kvareľská séria v Zaalasanskej Kachetii), ale v centrálnej časti sa zväčšuje od 450 — 550 (horný tok rieky Rioni) do 700 — 800 m (medziriečie Liachvi — Alazani).

V západnom flyšovom bazéne je kelovej — spodný oxford zastúpený aigbinskou sériou, ktorá sa skladá prevažne z aleurolitov, drobových pieskovcov a gravelitov s medzivrstvičkami a šošovkami piesčitých vápencov a ílovito-karbonátových konkrécií. Táto séria leží diskordantne na strednojurských útvaroch a je podložená hrubou (30 — 60 m) vrstvou bazálnych zlepcov. Podošne ako vo východnom bazéne, aj v nej karbonátnosť vzrastá smerom nahor. Vo vrchnej časti aigbinskej série, ktorá zodpovedá spodnému oxfordu, sú zastúpené početné šošovky slienitých a koralových vápencov. Celková hrúbka je 150 — 200 m.

Kelovejsko-spodnooxfordské uloženie oboch flyšových bazénov sú faunisticky slabo doložené a ich vek je určený hlavne na základe stratigrafickej polohy.

Vo východnom flyšovom bazéne prechádzajú kelovejsko-oxfordské uloženie súhlasne smerom nahor do vrchnooxfordsko-titónskych hrubovrstvenatých organogénnych brekciovitých, piesčitých a pelitomorfných vápencov a tenkovrstvenatých slienov s medzivrstvičkami intraformačných zlepcov a gravelitov; miestami (horný tok rieky Rioni) sú v rozpadových brekciovitých vápencoch hrubé šošovky koralových bioherm (luchúnska séria). Hrúbka týchto uloženín kolíše medzi 100 m (spodná časť enielskej série v Zaalazanskej Kachetii) a 250 m (séria dumacho v medzirieči Liachvi — Alazani). Na tejto úrovni sú v západnom flyšovom bazéne vyvinuté prevažne organogénne a piesčité, často pestrofarebné vápence a sliene, drobové pieskovce, karbonátové aleurolity a šošovky koralových vápencov, v celkovej hrúbke 100 — 150 m. Vo východnom a západnom flyšovom bazéne prechádzajú vrchnooxfordsko-titónske uloženie súhlasne do spodnokriedových útvarov.

Vrchnooxfordsko-titónske flyšové uloženie sú faunisticky lepšie doložené než kelovejsko-spodnooxfordské.

Zakaukazský stredný masív

Hlavnými zložkami Zakaukazského stredného masívu, ktorý sa rozprestiera medzi vrásovými sústavami Veľkého a Malého Kaukazu sú bloky: gruzínsky, artvinsko-bolnisský a azerbejdžanský. Gruzínsky blok sa skladá z paleozoických kryštalinických hornín (granity, ruly, fylity a i.) a z trans-

Časť	Stupeň	Séria	Profil	Hrúbka v m	Paleontologická charakteristika	
S P O D N Á	h	1		20-180	Amioceras ceratitoides mexicanum ERB., Vermiceras sp., Microderoceras sp.	
					Osmundopsis cf. prynadae DALLE, Cladophlebis whitbiensis BRONGN., Czekanowskia setacea HEER.	
	s	2		do 75	Polymorphites sp., Acanthopleuroceras sp.	
	p	3		do 150	Costileioceras cf. costosum Q. Polyplectes cf. discoides ZIET., Grammoceras thouarsense ORB., Gr. quadratum HAUG, Dumortieria levesquei ORB., D. bleicheri BEN., Pleydellia aalensis ZIET. Dactylioceras sp., Harpoceras falcifer SOW., Peronoceras subarmatum Y. et B., Catacaeloceras raquinianum ORB., Hildoceras bifrons BRUG. Amaltheus margaritatus MONTF., A. subnodosus Y. et B., Pleuroceras coronatus Q.	
	S T R E D N Á	al		do 3000	Macrocephalites macrocephalus /SCHL./, Cadoceras elatmae NIK., Kosmoceras jason REIN., Quenstedtoceras lamberti SOW., Campylites delmontanum OPP.	
					Okribella elliptica KAKH., O. elegans KAKH., O. bathonica KAKH.	
		bj	5		Parkinsonia depressa crassa NICOL., Okribites djanelidzei KAKH. Stephanoceras humphriesianum SOW., St. pyritosum Q. Otoites cf. sauzei ORB., O. polymerum WAAG.	
	V R C H N Á	ox	9		do 300	Strebliites frotho OPP., Idoceras durangense BURCKH. Calamophyllia etalloni KOBY
						Alveosepta jaccardi /SCHR./, Mesoendothyra cf. izjumiana DAIN, Pseudocyclammina lituus /YOK./, Torinosuella peneropliformis /YABE et HANZ./
km		10		120-700	Paraberriasella cf. brondeti DONZE Stylinia parvipora OG., S. tuberosa OG., Thecosmilia moraviensis OG., T. kiliani KOBY, Thamnosaris strambergensis OG. Rhactorhynchia corallina neocomiensis /JAC. et FALL./	
					Strebliites frotho OPP., Idoceras durangense BURCKH. Calamophyllia etalloni KOBY Alveosepta jaccardi /SCHR./, Mesoendothyra cf. izjumiana DAIN, Pseudocyclammina lituus /YOK./, Torinosuella peneropliformis /YABE et HANZ./	
t	11		20	"Perisphinctes" colubrinus REIN., "P." gevreyi TOUCA, Lithacoceras geron ZITT. Feurtillia cf. frequens MAYNC, Pseudocyclammina cf. parvula HOTT., P. cf. sulajana REDM. Calpionella alpina LOR., C. elliptica CAD., C. undelloides COL., Crassi-collaria massutiniana /COL./, Cr. parvula REM.		

Obr. 4 Stratigrafický profil jurských uloženín Zakaukazského stredného masívu (Dziruľský masív, Rača).

1- spodné tufity, 2-arkózové a kremito-sľudnaté pieskovce, 3-piesčité vápence a sliene, 4-formácia červených vápencov, 5-porfyrítová formácia, 6-formácia jemne laminovaných bridlic, 7-uhľonosná formácia, 8-pieskovce a íly s vložkami vápencov, 9-rifogénne vápence, 10-pestrofarebná a karbonátová formácia, 11-vápence a sliene.

gresívne na nich uložených nehrubých uloženín spodnej, strednej a čiastočne vrchnej jury, celej kriedy, paleogénu a z relatívne hrubých uloženín neogénu. Starý substrát bloku je odkrytý v Dziruľskom masíve. Mezozoický komplex je odkrytý jednak na samom masíve, jednak na území, ktoré s ním susedí od severu (Okriba, Rača).

Profil spodnojurských a strednojurských uloženín Dziruľského masívu je nasledovný:

J₁^h 1. Na juhozápadnom okraji Dziruľského masívu (osada Šroša — rieka Norula) sú vulkanogénno-kontinentálne útvary, známe ako spodné tufity. Formácia spodných tufitov leží na erodovanom povrchu kryštalinického masívu a je transgresívne prekrytá kremitosľudnatými pieskovecami spodného sinemuru. Zastupujú ju nejasne zvrstvené úlomkovité tufogénne horniny, lávové príkrovy kyslého a v podradnom množstve bázičného zloženia, zlepenca a kremité pieskovce, medzi ktorými sú šošovky ohňovzdorných ílov s rastlinnými zvyškami. Hrúbka formácie sa pohybuje medzi 30 — 800 m. V rôznych horizontoch formácie spodných tufitov sú hojné spodnojurské rastlinné zvyšky. V súčasnosti sa vek spodných tufitov podľa ich stratigrafickej polohy (podľa faunisticky doložených spodnosinemurských uloženín) považuje za hetanžský, a nie triasovo-spodnojurský alebo neskoropaleozoický, ako sme usudzovali skôr.

J₁^s 2. Svetlé hrubozrnné arkózové pieskovce a hnedé drobnozrnné kremito-sľudnaté pieskovce. Sú bohato rozšírené a vo väčšine prípadov ležia so zlepenkami v podloží na spodných tufitoch a kryštalinických horninách masívu. Zlepenca pozostávajú z opracovaného alebo slabo opracovaného materiálu kremitých porfýrov, tufitov a kryštalinických hornín (20—180 m).

J_{1p1} 3. Na juhozápadnom okraji masívu prechádzajú kremito-sľudnaté pieskovce súhlasne do piesčitých vápencov, vápnitých pieskocov a slienitých hornín zelenošedej a fialovej farby (20 — 75 m). V týchto horninách sú spodnopliensbašské amonity.

J_{1p2-a11} 4. Ďalej sa takmer všade, s výnimkou sv. okraja masívu, objavujú strednovrstevnaté a hrubovrstevnaté mramorovité vápence červenej farby, miestami krinoidné (8 — 150 m). Z červených vápencov bol určený bohatý komplex fosilnej fauny domersko-spodnoaalenského veku.

Vrchný aalen nie je paleontologicky dokázaný, pravdepodobne úplne chýba.

Na severovýchodnom okraji Dziruľského masívu sú červené vápence faciálne nahradené slienito-ilovitým súvrstvom (maximálna hrúbka 350 m), ktoré leží transgresívne na kryštalinickom masíve a smerom nahor po profile postupne prechádza do porfyrítovej série bajoku.

J_{2bj} 5. Uloženiny bajockej porfyrítovej formácie ležia takmer na celom území masívu (s výnimkou severovýchodného okraja transgresívne na

erodovanom povrchu kryštálických hornín a červených vápencov. Porfýrovú formáciu zastupujú zlepenca a valúny červených vápencov, pestré tufobrekcie, tufopieskovce, tuфы a príkrovy porfýrov. Všetky horniny sa v smere vrstiev aj smerom nahor vzájomne nepravidelne nahrádzajú. V tejto formácii sme našli bajožocké amonity s výnimkou foriem prvej zóny tohto stupňa. Na juhozápadnom okraji pravdepodobne chýba spodná časť bajoku. No nachádza sa tak ako aj vrchný aalen, na sv. okraji masívu, kde bola neprerušená sedimentácia od toarku po bajok.

Na severnom okraji gruzínskeho bloku a na mnohých miestach západného Gruzínska prechádzajú strednovrstevnaté tufopieskovce vrchného bajoku postupne do sladkovodných uloženín. V Okribe boli vymedzené dve formácie:

J_{2bt1} 6. Formácia jemne laminovaných bridlíc: striedanie šedých argilitov, aleuritov a arkózových pieskovcov so zvyškami endemických sladkovodných bivalií (200 — 300 m).

7. Uhlňosná formácia, zložená z polymiktných pieskovcov, ktoré sú v uhoľných ložiskách (Tkibuli, Gelati, Šaori) rozdelené uhlňosnými produktívnymi pieskovecami na spodné a vrchné pieskovce (70 — 350 m).

Na západ od Okriby chýba v profile formácia jemne laminovaných bridlíc a bezprostredne na porfyrítovej formácii leží uhlňosná formácia (Magala, Tkvarčeli, Bzybi). V oboch prípadoch na uhoľnej formácii s veľkou stratigrafickou diskordanciou ležia pestrofarebné kontinentálne útvary (najpravdepodobnejšie kimeridž) spodnotitónskeho veku.

Na severnom okraji gruzínskeho bloku, v pásme jeho styku s vrásovou sústavou Veľkého Kaukazu, sa vrchnojurské útvary začleňujú k Račinsko-juhoosetinskému a Západno-abcházskemu morskému zálivu; zastupujú ich epikontinentálne morské a lagunárne fácie, prevažne stlačené do širokých vrás s relatívne šikmými krídlami, miestami skomplikované nevelkými disjunktívnymi poruchami. Medzi horeuvedenými zálivmi sa rozprestierala oblasť, kde prebiehala erózia spojená s meridionálnou eleváciou v dôsledku ktorej sa koncom vrchnej jury ukladala lagunárno-kontinentálna pestrofarebná formácia.

Tak v Rači a Juhoosetii (povodie vrchného toku riek Rioni a Kvirila), ako aj v Západnom Abcházsku (povodie riek Psou a Bzyb) vznikli vrchnojurské uloženiny v dôsledku jednotného sedimentačného cyklu a rozdeľujú sa na dva litostratigrafické komplexy. Spodný, transgresívny terigénny komplex zodpovedá keloveju — spodnému oxfordu, s bazálnymi zlepenkami v podloží. Leží často s uhlovou diskordanciou na rôznych horizontoch strednej, zriedkavejšie spodnej jury. Vrchný, regresívny karbonátno-lagunárny komplex, radený k vrchnému oxfordu — spodnému titónu, leží tiež transgresívne, ale miestami bez zreteľnej diskordancie je prekrytý spodnou kriedou.

Kelovej sa všade začína bazálnymi útvarmi, lebo ranokelovejské transgresívne more erodovalo súš vytvorenú batskou orogénetickou fázou. V Rači a Juhoosetii leží transgresívne na erodovanom povrchu vrchnolia-sovej sorskej série a porfyritovej formácie bajoku. V západnom Abcházsku transgresívne prekrýva horniny porfyritovej formácie bažosu, vulkanogén-noterigénnej betahskej série vrchného bajoku a uhľonosnej formácie batu.

Bazálnu formáciu zastupujú zlepenca a hrubozrnné pieskovce, ktorých hrúbka v Rači a Juhoosetii kolíše od 6—7 do 10—12 m a v západnom Abcházsku od 4—5 do 25—30 m.

Po bazálnej formácii nasledujú piesčito-ílovité terigénne útvary, zastúpené hlavne zelenošedými pieskovecami, ílmi a ílovitými pieskovecami a s nimi sa striedajúcimi početnými vložkami, šošovkami a konkréciami piesčitých vápencov a slieňov.

V súvislosti s určitým skrátením plochy a splytčením bazénu v neskorokelovejsko-ranooxfordskom období sa vo vrchnej časti terigénneho komplexu zväčšila úloha vápnnitých pieskovecov a piesčitých vápencov, bohatých na rastlinné zvyšky. Celková hrúbka kelovejsko-spodnooxfordských uloženín kolíše od 50—80 m v Juhoosetii, 60—300 m v západnom Abcházsku a 300—380 m v Rači.

Kelovejsko-spodnooxfordské uloženiny severného okraja gruzínskeho bloku charakterizuje bohatá fauna mäkkýšov. V týchto uloženinách boli určené nasledovné zóny: *Macrocephalites macrocephalus*, ktorú v Gruzínsku vyčleňujú v rozsahu všetkých troch zón spodného keloveja, *Reineckeia anceps* — v rozsahu oboch zón stredného keloveja, vrchnokelovejské zóny *Peltoceras athleta* a *Quenstedtoceras lamberti*.

Kelovejsko-spodnooxfordské uloženiny obsahujú aj charakteristickú asociáciu foraminifér.

Spodná časť vrchného oxfordu, zastúpená svetloružovými vápencami, pieskovecami a piesčitými vápencami, leží v podstate súhlasne na spodnooxfordských vrstvách. V súvisi s určitým prehlbením a rozšírením plochy bazénu na začiatku neskorého oxfordu, ležia však spolu s vyššie uloženými masívnymi brekciovitými vápencami s bazálnou formáciou v podloží miestami (západné Abcházsko, východné Gruzínsko) na vodorovnom povrchu porfyritovej formácie bajoku. V Rači a Juhoosetii báza vrchno-oxfordských uložením v hrúbke 10—70 m obsahuje neskorooxfordské koralové a tiež bohatú asociáciu foraminifér. Tieto uloženiny pravdepodobne zodpovedajú zóne *Gregoryceras transversarium* (Argov). Totiž vyššie súhlasne ležiace masívne rifogénne vápence a ich podložné zvrstvené vápence (celková hrúbka 50—170 m), sa na základe štúdia bohatej fauny koralov datujú ako neskorý oxford a začiatok raného kimeridžu; priradujú sa hlavne k roraksekvanu, zodpovedajú miestnej zóne *Rhipidogyra elegans*

(rovná sa približne zóne *Epipeltoceras bimammatum*) a báze zóny *Streblites tenuilobatus*.

Do tohto obdobia sa zaraďuje aj začiatok tvorby bariérového rífu pozdĺž prechodného pásma medzi gruzínskym blokom a geosynklinálou južného svahu Veľkého Kaukazu, kde hrúbka vrchnooxfordsko-kimeridžských masivných brekciových vápencov dosahuje miestami (západné Abcházsko, východné Gruzínsko) 300 — 350 m.

Na západe Rače masívne rifogénne vápence vzniknuli v relatívne uzatvorenej lagúne, vystriedali slabo ružovo sfarbené vápencovo-piesčité ily s vložkami, šošovkami a konkréciami piesčitých vápencov v celkovej hrúbke 80 — 100 m. Makrofaunisticky nie sú charakterizované, ale obsahujú bohatú asociáciu foraminifér.

V Rači, vo východnej časti západného Abcházska kimeridž a spodný titón zastupuje regresívna pestrofarebná formácia, ktorá vznikla v niekdajších zálivoch, oddelených bariérnymi rífmami, kde sme v súvislosti so začínajúcimi pohybmi, ktoré predchádzali andijskú orogenetickú fázu, zistili lagunárno-kontinentálne podmienky sedimentácie. Pestrofarebná formácia je vyvinutá aj v gruzínskom bloku, kde leží na rôznych horizontoch strednej jury a pravdepodobne tiež zodpovedá kimeridžu a spodnému titónu. Série pozostáva hlavne z pestrofarebných piesčito-ílovitých a vápencových útvarov, pod ktorými sú vo väčšine prípadov mikrozapence (gravelity) a často obsahujú polohy sadrovca. V Rači ich hrúbka kolíše od 70 do 120 m a v západnom Abcházsku miestami dosahuje 250 m. Hrúbka pestrofarebnej série v Okribe rapídne vzrastá na 500 — 700 m a podľa niektorých údajov z vrstiev v Kolchide tiež dosahuje 800 — 900 m.

Na severnom okraji gruzínskeho bloku sa bariérny ríf ďalej nachádza v kimeridži a spodnom titóne. V oblasti okraja geosynklinály je kimeridž aj spodný titón zastúpený karbonátovou formáciou, ktorej hrúbka v západnom Abcházsku a Juhoosetii dosahuje 50 — 500 m, pričom vo východnom Gruzínsku nepresahuje 50 m. Bázu karbonátovej formácie v Juhooseti charakterizujú amonity zóny *Streblites tenuilobatus*; vo vrchnej časti sú odkryté charakteristické spodnotitónske amonity a brachiopódy. V pásme vyvinutých bariérnych rífov spodný titón charakterizujú koraly.

V pestrofarebnej formácii makrofauna prakticky nie je zistená, ale tak ako synchronná karbonátová formácia obsahuje charakteristické kimeridžsko-spodnotitónske spoločenstvo foraminifér.

V západnom Abcházsku vrchný titón zastupujú zvrstvené vápence, ktoré prechádzajú od spodného titónu do spodnej kriedy. O jeho prítomnosti v týchto vrstvách svedčia zistené amonity a kalpionelidy.

Vrchný titón je prítomný pravdepodobne na báze spodnokriedových vápenných útvarov, ležiacich transgresívne na pestrofarebnej formácii.

Vo východnom Gruzínsku, v pásme vývinu bariérneho rífu je prítomnosť vrchného titónu vo vrchných častiach vrstev natých vápencov doložená výskytom *Calpionella* sp., a amonitov.

Vrchnotitónske bazálne aj iné vápnité fácie, ktoré ležia transgresívne na pestrofarebnej formácii, a bez diskordancie tam zasahujúce spodnotitónske zvrstvené vápence, naznačujú začiatok spodnokriedovej transgresie.

Vrás ová sústava Malého Kaukazu

V súčasnom štruktúrnom pláne je Malý Kaukaz veľkým antiklinóriom vrásovo-blokovej stavby medzi Zakaukazským stredným a Priaraksínskym masívom.

V tejto megaštruktúre, kde sú dosť rozšírené jurské uloženiny, vyčleňujeme jednotky nižšieho rádu, pričom väčšina z nich sa v jure navzájom málo líši, a preto pri uvádzaní celkového obrazu stratigrafie jurských uloženín Malého Kaukazu stačí opis komplexného profilu, zloženého z charakteristických čiastkových profilov.

Na paleozoických kryštalinických horninách lokskej elevácie ležia transgresívne s veľkým stratigrafickým hiátom tieto útvary:

J_1^h ? 1. Moševanská séria; zlepcovo-kremité pieskovce s rastlinnými zvyškami do 150 m;

$J_{1s}-al_1$ 2. Poladauska séria: striedanie tmavých sľudnatých pieskovcov a ílovitých bridlíc. Vo vrchnej časti — kremité pieskovce, šošovky zlepcov, pelitomorfných vápencov a vápnitých sľieňov do 600 m.

Analogické a synchronne uloženiny z oblasti lokskej elevácie pokračujú na východ a rozprestierajú sa aj na iných úsekoch Malého Kaukazu. Týka sa to aj ostatných členov strednej jury. Fácie bajoku ležia transgresívne s uhlovou a miestami so stratigrafickou diskordanciou na podložných uloženinách a zastupuje ich vulkanogénna fácia stredného zloženia.

J_2^b l 3. Porfyrítová formácia: masívne augitovo-plagioklasové porfyrity a ich pyroklastolity. Masívne horniny sú v smere vrstiev postupne nahradené zvrstvenými pyroklastikami (1700 — 2000 m).

J_2b_3 4. Zvrstvené tufogénne pieskovce a tufobrekcie: v spodnej časti prevládajú aleurolity a pieskovce s rastlinnými zvyškami (350 m).

J_2b_3 — bt_1 5. Vrstevnaté tufogénne pieskovce: Striedanie andezitových, kremitých, rohovcových porfyrítov a ich pyroklastov (1000 m).

V Alaverdi-Šomšadinskom rajóne trom-štyrom vložkám zodpovedajú tieto formácie: debedská, košaberdská, alaverdišamlužská a šachtašská, zastúpené sú aj vulkanogénne komplexy, ktoré sa chemizmom neodlišujú

Časť	Stupeň	Séria	Profil	Hrúbka v m	Paleontologická charakteristika	
N A	t	10		140	<i>Phaneropyxis rugifera</i> ZITT., <i>Ph. submoreana</i> POEL., <i>Cryptoplocus succedens</i> ZITT. <i>Subplanites contiguus</i> CATT., <i>Perisphinctes zitteli</i> SIEMIR.	
	km				<i>Hibonaticeras beckeri</i> NEUM., <i>Punctaptychus punctatus</i> TR. <i>Streblites frotho</i> OPP., <i>S. plicodiscus</i> WAAG.	
R C		9		1000	<i>Gregoriceras cf. transitorium</i> Q., <i>Ochetoceras marantianum</i> ORB., <i>Arispinctes plicatilis</i> SOW. <i>Euaspidoceras faustum</i> BAILE, <i>E. peramatum</i> SOW., <i>Sowerbyceras protorti-fulcatum</i> POMP.	
	ox				<i>Peltoceras athleta</i> PHILL., <i>P. athletoides</i> LAH., <i>Distichoceras bipartitum</i> ZIET. <i>Reneckeia anceps</i> REIN., <i>Erymnoceras coronatum</i> BR., <i>Hecticoceras metamphalum</i> BON., <i>H. punctatum</i> STAHL.	
V	kl	8		400	<i>Oecotraustes maubeugei</i> STEPH., <i>O. fuscus</i> Q., <i>Oxycerites subfusca</i> WAAG. <i>Morphoceras multiformis</i> ARK., <i>M. densicostatum</i> THALM., <i>Ebrayiceras filli-costa</i> WETZ.	
		7		500		
N A	bt	6		700		
		5		1000		
R E	bj	4		350		<i>Garantiána bifurcata</i> ZIET., <i>Sphaeroceras brogniarti</i> SOW., <i>Parkinsonia orbygniana</i> WETZ., <i>Oppelia subradiata</i> SOW. <i>Stephanoceras freicineti</i> BAYLE, <i>Otoites contractus</i> SOW., <i>Stematoceras coronatum</i> Q.
		3		1700-2000		
S T	al				<i>Ludvigia munchisonae</i> SOW. <i>Hammatoceras subinsigne</i> OPP., <i>H. fallax</i> BEN., <i>H. tenuinsigne</i> VAC.	
					<i>Grammoceras thouarciense</i> ORB., <i>Dumortieria levesquei</i> ORB. <i>Harpoceras falcifer</i> SOW., <i>Hildoceras bifrons</i> BR., <i>Dactylioceras cf. angu-inum</i> REIN.	
D N	t	2	do 600		<i>Amaltheus margaritatus</i> MONTF., <i>Liparoceras henleyi</i> SOW., <i>Pleuroceras spinatum</i> BR. <i>Tronidoceras masseanum</i> ORB.	
	p					
P O	s				<i>Echioceras rarecostatus</i> ZIET., <i>E. declivius</i> TR. <i>Amioceras objectum</i> FUC., <i>A. ceratoides maxianum</i> ERB.	
	h	1	150		<i>Conicoceras cordieri bifurcata</i> NOUTZ., <i>Vermiceras spiratissimus</i> Q., <i>V. scylla</i> REYN.	
Pz						

Obr. 5 Stratigrafický profil jurských uloženín vrásovej sústavy Malého Kaukazu. 1-moševanská séria, 2-poladaurská séria, 3,7-porfyritová formácia, 8-terigenno-vulkanogénna formácia, 9-vulkanogénno-vápencová formácia, 10-vápencová formácia.

od porfyritovej formácie, ale celková hrúbka všetkých uvedených komplexov je 1700 m.

Vyššie horizonty strednej jury sa zachovali v šamchorskom, mardakertskom a lačianskom rajóne, kde ležia na vrchnobajockých kremitých porfýrov:

J₂bt 1—2 6. Porfyrity, ich tufy, tufobrekcie, tufozlepence. Hrúbka 700 m.

J₂bt₃ — 7. Striedanie tufopieskovcov, pieskovcov, argilitov, tufozlepencov (ojedinelé prúdy pyroxénových porfyritov. Hrúbka 500 m.

Vrchnojurské uloženiny na Malom Kaukaze sú bohato rozšírené a vyjadrené vo vulkanogénnej, terigénnej a karbonátovej fácii. V týchto uloženinách sú faunisticky doložené všetky stupne tohto útvaru. Vulkanogénne útvary, spolu s karbonátovými, majú podstatný význam v stavbe vrchnej jury Malého Kaukazu a Zakaukazského stredného masívu a to na rozdiel od geosynklinály Veľkého Kaukazu a Zakaukazského stredného masívu. Podľa vzťahu základných faciálnych skupín možno v týchto uloženinách vyčleniť tri formácie: terigénno-vulkanogénnu, vulkanogénno-vápencovú a vápencovú.

J₃ kl 8. Terigénno-vulkanogénna formácia. V spodnej časti profilov zodpovedá keloveju, leží transgresívne na podložných útvaroch, prevládajú v nej terigénne fácie: zlepence, pieskovce a ílovité bridlice, alebo spolu s nimi sa vyskytujú aj vulkanogény (Kedabek, Šaumian, Stefanokert). Sú to série: bugaraská, revazlinská a vulkanogénno-sedimentárna alaverdského, šamšadinského a stefanokertského regiónu. Celková hrúbka tejto časti — do 400 m.



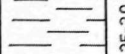
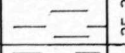
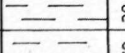
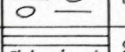

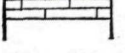
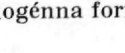
J₃ ox-km 9. Vulkanogénno-vápencová formácia. Smerom nahor sa v terigénno-vulkanogénnych uloženinách objavujú šošovky a medzi-vrstvičky vápencov, ktoré začínajú postupne prevládať nad vulkanogénnym materiálom; na druhej strane sa znižuje množstvo terigénneho materiálu.

Do tejto formácie patria série: lalvarská, sarumská, budurská, buschan-ská alaverdsko-šamšadinskej oblasti, vrchná časť spodného vulkanogénneho súvrstvia, karbonátové súvrstvie a vrchné vulkanogénne súvrstvie kazaško-šamchorského pásma. Vnútri formácie možno miestami pozorovať erózie a hiáty. Hrúbka formácie — do 100 m.

J₃^t — 10. Vápencová formácia (s eróziou v podklade) leží na podložných uloženinách a je zastúpená rôznymi organogénnymi vápencami (brekciovité, pelitomorfné, pieskovcové, kremité, gravelitové s ojedinělými medzi-vrstvičkami slieňov. (Hrúbka do 140 m).

Priaraksinský masív

Severná časť Priaraksinského stredného masívu, ku ktorej patrí aj Nachičevanská oblasť, zahŕňa povodie stredného toku rieky Araks. Tu na dolomitoch stredného a vrchného triasu s veľkým stratigrafickým hiátom ležia:

Časť	Stupeň	Séria	Profil	Hrúbka v m	Paleontologická charakteristika	
						ox - t
VRCHNÁ	kl	8		50	Ochetoceras canaliculatum BUCH, Spondylopecten moreanus BUV., Septaliphoria arolica Q. et W.	
						bt
	Á	7		40-50	Lissoceras haugi ST., Opeelia nirennensis GR., Oecotraustes formosus ARK., Cadomites rectelobatus HAUER.	
		6		25-30	Parkinsonia parkinsoni SOW., P. depresso Q., P. rarecostata BUCKM.	
		5		25-30	Garantiana garantiana ORB., Pseudogarantiana dichotoma BTZ.	
		bj	4		30-40	Strenoceras subfurcatum ZITT., Spirocera bifurcatum Q.
			3		50-70	Stephanoceras humphriesianum SOW., St. zieteni Q., St. scalaris M. et W.
	S	al	1		250	Chlamys ambigua MUNST., Ctenostreon pectiniforme SCHL.
2						
SPODNÁ	h - t					
						

Obr. 6 Stratigrafický profil jurských uloženín Priaraksinského masívu. 1-vulkanogénna formácia, 2—7 ílovitá formácia, 8-bazálne útvary.

J₂a1 1. Mandľovcové bazalty a diabazové porfyrity s vložkami tufobrekcií a tufozlepencov; vyššie sú nahradené kremito-sľudnatými pieskovecami a aleurolitmi (30 m). Celková hrúbka 220 m.

J₂bj₁ 2. Zlepence, gravelity, vápnité pieskovce, ležiace na eróznom podklade s uhlovou diskordanciou na súvrství 1. Hrúbka 10 m.

J₂bj₁³ 3. Šedé íly s konkréciami (50 — 70 m).

J₂bj₂¹ 4. zelenkasté íly (30 — 40 m).

J₂bj₂² 5. Šedé íly (25 — 30 m).

J₂bj₂³ 6. Orgovánovofialové íly s vložkami vápencov a slieňov (25—30 m).

J₂bt₁ 7. Šedé slienité íly s vložkami vápencov (40—50 m).

J₃kl 8. Žltosedé piesčité vápence s vložkami ílov a aleurolitov. Miestami sú bazálne zlepence (120 — 200 m).

Literatúra

- АГАЕВ, В. Б., ГАСАНОВ, Т. А. 1970: Зональное расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Азербайджана. Уч. зап. Аз. ГУ, 4, Баку.
- АЗАРЯН, Н. Р. 1963: Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Арманской ССР, Ереван.
- БЕНДУКИДЗЕ, Н. С. 1962: Стратиграфия рифогенных фаций верхней юры Грузии и смежных с нею областей Кавказа. Докл. сов. геол. к I Межд. колл. по юрской системе. Изд-во АН ГССР, Тбилиси.
- БЕНДУКИДЗЕ, Н. С. 1964: Верхняя юра. Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, Геологическое описание, Москва.
- ВАХАНИЯ, Е. К. 1973: Геологическое строение Колхидской низменности (в связи с нефтегазоносностью). Тр. ВНИГРИ, вып. 151, Тбилиси.
- ВАШАКИДЗЕ, И. Г. 1965: К стратиграфии карбонатного флиша Военно-Грузинской дороги и Юго-Осетии. Тр. КИМС, вып. VI (8), сер. геол., Тбилиси. Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Изд-во „Мецниереба“, Тбилиси. 1972.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, П. Д., ЧИХЕЛИДЗЕ С. С. 1932: К геологии части долины р. Дзирулы. Изв. ГИН АН ГССР, 1, 2, Тбилиси.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, П. Д. 1966: Основные черты тектонического строения Кавказа. „Геотектоника“, 3, Москва.
- ГЕОЛОГИЯ СССР, т. 47, Азербайджанская ССР. Геол. описание. „Недра“, Москва, 1972.
- ГЕОЛОГИЯ СССР, т. 48, Армянская ССР, Геол. описание, „Недра“, Москва 1970.
- ГЕОЛОГИЯ СССР, т. 9, Северный Кавказ, ч. 1. Геол. описание. „Недра“, Москва, 1968.
- ГЕОЛОГИЯ СССР, т. X, Грузинская ССР, геол. описание. Изд-во „Недра“, Москва.
- ГАСАНОВ, Т. А. 1967: Нижняя юра Азербайджана (Малый Кавказ). Изд-во АН Аз. ССР, Баку.

- ГАСАНОВ, Т. А. 1973: Средняя юра Азербайджана (Малый Кавказ). Изд-во АН Аз. ССР, Баку.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ, Г. С. 1948: Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геол. и минер. АН ГССР. Монографии, 1, Тбилиси.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ, Г. С. 1949: Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геол. и минерал. АН ГССР, Тбилиси.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ, Г. С., СХИРТЛАДЗЕ, Н. И., ЧЕЧЕЛАШВИЛИ, И. Д. 1956: Литология и палеогеография среднеюрских угленосных отложений Западной Грузии. Тр. Лаборат. геол. угля АН СССР, вып. 5. Изд-во АН СССР, Москва — Ленинград.
- ДЖАНЕЛИДЗЕ, А. И. 1940: Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхуми. Груз. филиал АН СССР, Тбилиси.
- ДЖАНЕЛИДЗЕ, А. И. 1942: Проблема Грузинской глыбы. На груз. яз. Сообщ. АН ГССР, 3,1 — 2, Тбилиси.
- ДЖАНЕЛИДЗЕ, А. И. 1933: Территория Грузии в системе альпийского орогена. Тр. ГИН АН ГССР, геол. сер., 7 (12), Тбилиси.
- ЗЕСАШВИЛИ, В. И. 1964: Средняя юра. В кн. „Геология СССР”, 10, Изд-во „Недра”, Москва.
- ЗЕСАШВИЛИ, В. И. 1964: К стратиграфии сланцевой серии верховьев р. Риони. В сб. „Вопросы геологии Грузии” к XXII сессии МГК. Изд-во „Мецниереба”, Тбилиси.
- КАХАДЗЕ, И. Р. 1942: Среднеюрская фауна Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, сер. геол., 1 (У1). Изд-во АН ГССР, Тбилиси.
- КАХАДЗЕ, И. Р. 1947: Грузия в юрское время, Тр. ГИН АН ГССР, сер. геол., 3 (8), Тбилиси.
- КОКРАШВИЛИ, З. А. 1976: К стратиграфии верхнеюрско-нижнемелового карбонатного флиша района Военно-Грузинской дороги Юго-Осетии и Рачи. Сообщ. АН ГССР, 81, 2, Тбилиси.
- МУРАТОВ, М. В. 1956: Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной области. Тр. Совещ. по тектонике альпийской геосинкл. обл. Юга СССР, Изд-во АН Аз ССР, Баку.
- НУЦУБИДЗЕ, К. Ш. 1966: Нижнеюрская фауна Кавказа. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 8. Изд-во „Мецниереба”, Тбилиси.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа (под редакцией Н. В. Безносова и др.) ВНИГНИ, Изд-во „Недра”, Москва.
- ПАЙЧАДЗЕ, Т. А. 1973: Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложений Юго-Осетии. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. 48, Тбилиси.
- РЕНГАРТЕН, В. П. 1937: Военно-Грузинская дорога. Тр. ХУШ сессии МГК, Экскурсии по Кавказу, Ростов-Тбилиси.
- СВАНИДЗЕ, Ц. И. 1971: О возрасте флороносных отложений нижней юры Дзирульского и Локского кристаллических массивов. Тр. ТГУ А 2 (141), Тбилиси.
- Стратиграфическая схема юрских отложений Закавказья. „Мецниереба”, Тбилиси.
- ТОДРИА, В. А. 1974: К микробиостратиграфии верхнеюрских эпиконтинентальных отложений Рачи и Юго-Осетии. Сообщ. АН ГССР, 2, Тбилиси.

- ТОПЧИШВИЛИ, М. В. 1969: Стратиграфия и фауна нижнеюрских отложений Дзирульского массива. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., 21, Тбилиси.
- ХИМШИАШВИЛИ, Н. Г. 1957: Верхнеюрская фауна Грузии (Cephalopoda и Lamellibranchiata). Тр. АН ГССР, сектор палеобиологии, Тбилиси.
- ХИМШИАШВИЛИ, Н. Г. 1962: Зональное расчленение верхнеюрских отложений Грузии. Докл. сов. геол. к I Междунар. коллоквию по юрской системе. Изд-во АН ГССР, Тбилиси.
- ЧИХРАДЗЕ, Г. А. 1967: Новые данные к стратиграфии лейаса Сванетии. Сообщ. АН ГССР, 10 (8), 3, Тбилиси.

V. J. Zesašvili — T. A. Pajčadze —
V. A. Todria — M. V. Topčišvili

Западные Карпаты представляют собой горную систему альпинотипного строения, прошедшую сложный путь геологического развития. Это обстоятельство отчетливо проявилось и в юрский период, приведя к возникновению множества литофаций. В некоторых тектонических единицах смена фаций особенно четко выражена в меридиональном направлении, т. е. поперек геосинклинали. В продольном направлении фациальные изменения наблюдаются менее отчетливо. Большое разнообразие фаций и незначительные мощности юрских отложений говорят в пользу того, что мы имеем здесь дело с аристогеосинклиналию в понимании А. Тольмана (1968).

Среди разнообразных литофациальных типов можно выделить две группы фаций: группу фаций мелководья с осадками, отложившимися на участках типа порогов (подводных поднятий), и группу фаций глубоководных (троговых) седиментов. Между этими двумя группами фаций существует целый ряд переходных. Фации мелководья обычно представлены в одних тектонических единицах, фации глубоководных отложений — в других.

На современном уровне знаний в Западных Карпатах различают следующие основные единицы (Д. Андрусов — Я. Быстрицкий — О. Фусан, 1973):

- Карпатское предгорье,
- Предкарпатский передовой прогиб,
- Карпатская флишевая зона,
- Клипповая зона,
- Зона Центральных Карпат,
- Венгерское среднегорье,

Юрские отложения представлены во всех перечисленных зонах, обладая в каждой из них специфическими чертами,

Юра Предкарпатского передового прогиба

Юрские отложения нигде не выходят на земную поверхность, но довольно хорошо изучены по материалам буровых скважин. М. Элиаш (1974) выделяет два комплекса, различающихся типом осадконакопления.

Нижний комплекс, мощностью более 600 м представлен континентальными, и прибрежно-морскими отложениями, приуроченными к депрессиям древнего рельефа. Возраст: лейас — средний доггер.

Верхний комплекс сложен морскими отложениями мощностью около 2000 м. Это преимущественно известняки и мергели в двух основных фациях: —карбонатной и пелитово-карбонатной. Возраст морского комплекса келловей — титон. В фациальном отношении он напоминает слои жданицко-подсилезской единицы, о которых речь будет ниже.

Юра карпатской флишевой зоны

В этой зоне юрские отложения занимают подчиненное положение по отношению к другим литостратиграфическим комплексам — они представлены тектоническими останцами на базе крупных тектонических единиц и имеют характер клиппов или тектонических чешуш с неполным стратиграфическим разрезом. Несмотря на свои ограниченные размеры, обнажения юры отличаются довольно большим фациальным разнообразием.

Юра жданицко-подсилезской единицы

В этой единице юрские отложения развиты главным образом на павловско-вашбергском участке. Стратиграфический объем: оксфорд — титон. На расположенных в основании разреза клентницких слоях (верхний оксфорд — нижний титон), залегают эрнстбруннские известняки (средний и верхний титон).

Клентницкие слои: нижние — черно-серые известковистые аргиллиты с прослойками песчанистого и глауконитового известняка; верхние — преимущественно известняковые. Фауна представлена чаще всего *Provirgatites scruposus* (Opp.), *Ptychophylloceras ptychoicum* (Quenst.) и другими формами известными в штрамбергском известняке (Бахмайер 1958). Эрнстбруннский известняк постепенно развивается из нижележащих клентницких слоев. Сложен светло-серыми до корич-

неватых, органогенными и брекчиевидными известняками, местами рифовыми, большей частью массивными. М. Элиаш считает, что эти отложения представляют собой осыпь у подножия биогерма. Содержат богатую фауну кораллов, строматолитов известковых водорослей, пеллеципод, брахиопод, гастропод, морских ежей и аммонитов. Наибольшее значение имеют виды *Virgatosphinctes transitorius* (Zitt.) и *Beriasella calisto* (d'Orb.).

В области Чейч-Зайечи встречаются небольшие тектонические чешуи юры, сложенные серыми, до зеленоватых, слегка известковистыми аргиллитами с прослойками детритовых известняков и радиоларитов. Судя по микрофауне, возраст этих слоев, вероятно, оксфорд-кимеридж.

Кроме этих довольно значительных обнажений юры, известно несколько местонахождений титонских известняков в глыбах конгломератов.

Юра силезской единицы

Юрские слои развиты главным образом в северо-восточной части единицы (силезский район). В северо-западной части (тешновский район) породы юрского возраста находятся только в виде переотложенных обломков в меловых и палеогеновых слоях.

Юра силезского района

Юрские отложения представлены в этом районе только в тешинской единице второго порядка; различают две фации с неодинаковым развитием юры—годульская фация характеризуется присутствием тешинских слоев, нижняя часть которых соответствует оксфорду-верхнему титону (И. Вашичек 1971); башская фация представлена хорошо известным штрамберкским известняком. Юрские слои тешинской тектонической единицы второго порядка сорваны со своего первоначального основания.

Юра годульской фации. Как уже было сказано выше, это нижние тешинские слои, представленные черными и темно-серыми тонкослюдыстыми известковистыми аргиллитами с пропластками и неправильными лавками кремнисто-известковистых песчаников и песчанистых известняков. Изредка наблюдаются радиолариты. В верхних частях появляются серые тонкозернистые до зернистых органогенные известняки, образующие неправильные пласты и менуы. Нижние тешинские известняки довольно бедны фауной. И. Вашичек (1971) приводит: *Cardioceras* sp. juv., множество аптихов, *Exogyra virula* (Dir.), *E. nana* (Sow.).

Юра башской фации представлена штрамберкским известняком,

в котором различают два основных типа: штрамберкский (s. str.) и копршивницкий. Штрамберкский известняк светло-серый, зернистый, разных литологических типов: органогенного, к которому относятся коралловый, дицерасовый, брахиоподовый, строматолитовый и др. Это фация рифового комплекса, отчасти переотложенного. Известняки содержат известнейшую фауну среднего и верхнего титона.

Копршивницкий известняк — серый, зеленоватый и коричнево-красный, мергелистый, плотный, местами брекчиевидный. Также богат фауной, главным компонентом которой являются брахиоподы, и прежде всего *Lacunosella hoheneggeri* (Suess). Взаимоотношение штрамберкского и копршивницкого известняков вполне достоверно не выяснено. Тогда как известняки штрамберкского типа подверглись эрозии между юрой и нижним мелом (hard ground, нептунические дайки), слои копршивницкого известняка, по-видимому, отлагались последовательно, без перерыва, вплоть до валанжина.

Юра магурской единицы

В этой тектонической единице юрские отложения представлены останцами-чешуями близ внешнего края рачанской единицы второго порядка. Несколько небольших обнажений находится как близ ее внутреннего края, так, частично, и в ее середине. Можно предположить, что это останцы первоначального основания краевой седиментационной зоны рачанской единицы. Юрские породы образуют утесы (клиппы) больших или меньших размеров со стратиграфическим разрезом от домера до титона. Самыми известными утесами являются: Луковечек (домер), Корычаны (бат), Цетеховице (желловей-оксфорд). Титон представлен в цетеховицком, куровицком, рожновском и вигантицком утесах.

Утес Луковечек состоит из нескольких блоков темно-серых органогенно-детритовых и криноидных известняков, часто битуминозных. В них найдена богатая фауна (А. Ржегак 1904): фораминиферы, морские ежи, криноидеи, брахиоподы, пелециподы, единичные *Amaltheus margaritatus* Montf. что указывает на домерский возраст известняков. Кроме этих известняков здесь наблюдаются темно-серые известковистые сланцы и слегка известковистые песчаники, которые отчасти относятся уже к догеру.

В куровицком утесе малым представлен плотными, до тонкозернистыми, известняками с единичными желваками кремня и известковистых аргиллитов. В известняках найдена фауна, представленная аптихами, указывающими на малым, и *Calpionella alpina* Lorenz, свидетельствующая о наличии титона.

Цетеховицкий утес сложен толстослоистыми плотными, тонкозернистыми известняками, известняками с кремнями и узловатыми известняками красного и зеленого цвета. Среди богатой фауны аммонитов (В. Улиг 1903, Й. Нейманн 1907), имеющей средиземноморский характер преобладают *Perisphinctidae*, *Phylloceratidae* и *Cardiocerataidae*. Стратиграфический объем: келловей — нижний оксфорд. Титон представлен здесь бело-серыми плотными известняками с кальционеллами.

Подобный характер имеет титон вигантицкого утеса, расположенного северо-западнее сел. Турзовка, и утес близ сел. Корычаны. Близ Рожнова под Радгоштем развитие верхней юры подобное, но породы более мергелистые.

Юра клипповой зоны

В отличие от описанной выше флишевой зоны, клипповая зона характеризуется значительно большим разнообразием юрских пород. Это целая гамма разных типов последних, на основании которых, выделен ряд литофациальных тимов. Если литофациальный характер доггера довольно однообразный, в мальме наблюдается ясная дифференциация фаций. Это фациальное разнообразие послужило основанием для выделения серий. В направлении с севера на юг в клипповой зоне различают следующие серии:

чорштынская серия,
переходные фации чертезицкая и прусская (по сел. Пруске),
кисуцкая серия,
пиенинская серия (местами замещается кисуцкой),
серии переходных фаций пиенинской серии — стреженицкая фация,
клапская серия с костелецкой фацией,
экзотическая серия*,

Юра чорштынской серии

Низы юрской толщи представлены желтоватыми пятнистыми известняками (Fleckenmergel), в которых найдены *Echioceras raricostatum* (Ziet.) и *Uptonia* sp., что указывало бы на верхний синемюр — нижний

* Некоторые авторы (Д. Андрусов) относят к клипповой зоне также манинскую серию. Однако, у этой серии гораздо больше общих черт с татрикумом, а ее современное положение вблизи или прямо в клипповой зоне является результатом молодых (ларамийских) движений.

плинсбах. Пятнистые мергелистые известняки переслаиваются с мергелями, содержащими богатую микрофауну. Мощность около 50 м.

Над пятнистыми мергелями лежат опалиновые слои; их встречают главным образом в Поважье и Пиенинах. Это серые мергели, переходящие в мергелистые известняки, местами слюдястые; содержат довольно богатую фауну аммонитов верхнего тоара — среднего аалена. Аммониты: представители рода *Dumortieria* и *Pleydelia aalensis* (Ziet.). Мощность 10 — 15 м.

Выше залегают мурчисониевые слои. Это черные с синеватыми оттенками глины и мергели, содержащие множество конкреций пелосидеритов, в которых обнаружена богатая фауна цефалопод (Э. Шейбнер 1962, 1964). На основании фауны аммонитов установлено, что здесь представлена зона с *Ludwigia murchisonae*, зона с *Graphoceras concavum* и самая нижняя часть зоны с *Hyperlioceras discites*; следовательно, слои доходят до среднего байоса. Местами слои, о которых только что говорилось, имеют флишевый характер. Мощность достигает 10 м.

Наиболее распространенным членом чорштынской серии являются криноидные известняки. Окраска их очень изменчивая, но преобладает белая, розовая и красная. В известняках много примеси кластического кварца и выветрившихся обломков карбонатов. Фауна довольно бедная, преобладают брахиоподы (Э. Шейбнер 1967). Стратиграфический объем: байос — нижний и средний бат. Мощность около 50 м.

Другим характернейшим элементом стратиграфического разреза являются залегающие выше чорштынские известняки. Это красные и розовые, иногда зеленоватые, узловатые, местами брекчиевидные известняки, содержащие богатую фауну аммонитов; мощность около 15 м. В чорштынском известняке можно выделить три фаунистических горизонта: нижний — слои от верхнего бата до келловея (*Nannolytoceras tripartitum* (Rasp.), *Procerites* s. p., *Cadomites* sp. — зона с *Zigzagiceras*, средний (оксфорд) и верхний (кимеридж) (Э. Шейбнер 1967).

Отложения титона довольно разнообразны: кальпионелловые известняки, криноидные известняки и рогожницкая брекчия. Во всех перечисленных типах осадков найдена богатая и хорошо изученная фауна брахиопод, кальпионелл и аммонитов (*Haploceras elimatum* (Opp.), *H. carachteis* (Zeusch), *Protetragonites quadrisulcatus* (d'Orb. и другие).

Юра переходных фаций близких к чорштынским

К этой группе мы относим фации более или менее сходные с фацией чорштынской серии, но имеющие некоторые специфические особенности.

Чертезицкая фация имеет значительное распространение в Пиенинах. В общих чертах похожа на чорштынскую, но отличается от последней тем, что между мурчисониевыми слоями и криноидными известняками развит *hard ground*. Другое ее отличие от типичной чорштынской серии состоит в том, что в верхнеюрских слоях имеются горизонты радиоляритов и радиоляриевых известняков с оксфордскими аптихами.

Пруская фация является переходной между чорштынской на севере и кисуцкой (пиенинской) на юге. Подобна ниедзицкой фации пиенинской части клипповой зоны.

Наиболее древняя известная в настоящее время толща Поважья представлена темными мергелистыми сланцами с прослоями серых криноидных известняков. В мергелистых сланцах найдена фауна аммонитов: *Lioceras opalinum* (Rein.), *Otoites sauzei* (d'Orb.), *Inoceramus goehli* (Branco) (Д. Андрусов, 1945). Криноидные известняки содержат фауну пелелипод аалена-байоса (А. Беган 1968). Мощность толщи достигает 20 м.

Выше залегают типичные слои этой фации: два горизонта узловатых известняков, разделенных горизонтом пестрых радиоляритов. Возраст нижних узловатых известняков бат - келловей. Верхние узловатые известняки содержат кимериджскую фауну и постепенно переходят в пелитовые известняки, в которых уже наблюдаются кальпиевеллы титона.

Юра кисуцкой серии

В нижнем лейасе представлены две фации: одна песчанисто-сланцеватая с редкими горизонтами песчанистых известняков с бедной макрофауной, указывающей на синемюр: другая известковисто-сланцево-песчанистая („грестенские слои”). Типичным горизонтом являются ариетитовые песчаники. Мы относим обе эти фации к нижнему лейасу (геттанг-синемюр) без более точного определения их стратиграфической позиции.

Верхняя часть нижнего лейаса (лотаринг - аален) представлена фацией пятнистых мергелей и мергелистых сланцев с богатой фауной аммонитов: *Echioceras raricostatum* (Ziet.), *Paltechioceras nodolianum* (d'Orb.), *Uptonia jamesoni* Sow.), *Amaltheus margaritatus* Mont., *Pleuroceras spinatum* Brug. и *Erycites fallax* (Ben.). Мощность около 100 м.

Посидониевые слои являются дальнейшим членом стратиграфического разреза. Это черные и коричневатые тонкочешуйчатые мергелистые сланцы с редкими прослоями пятнистых и спонгиевых известняков. В них встречаются в большом количестве тонкостенные пеллециподы *Bositra buchi* (Roem.) (= *Posidonia alpina*) Gras (AUCT.), *Ludwigia murchisonae* (Sow.), *Lioceras opalinum* (Rein.) *Stephanoceratidae* ex gr., которые указывают на аален - нижний байос. Мощность 50 м.

Надпосидониевые слои — это толстослоистые темно-серые, местами пятнистые известняки и мергели, в верхних частях окремненные. К. Биркенмайер (1954) и А. Беган (1969) описывают из этих слоев фауну аммонитов, указывающую на байос-? нижний келловей.

Пестрые радиоляриты и радиоляриевые известняки красного и зеленоватого цвета, тонкоплитчатые, с прослойками кремнистых сланцев. В нижних слоях, постепенно сменяющих надпосидониевые, наблюдаются марганцевые радиоляриты (К. Биркенмайер, 1954) с богатыми сообществами радиолярий. По своему стратиграфическому положению эта толща соответствует верхнему келловею — верхнему оксфорду. Мощность 10 — 15 м.

Узловатые известняки. Это красные и розовые псевдоузловатые и узловатые породы, содержащие представителей родов *Saccosoma* и *Cadosina*. Мы относим эти слои к кимериджу.

Самые верхние слои кисуцкой серии представлены светлыми и телесно-розовыми толстослоистыми известняками типа *biancone*; содержат многочисленные ассоциации кальпионелл, кадосин и радиолярий. Изредка встречаются аммониты *Ptychophylloceras ptychoicum* (Quen.). Возраст известняков титон-берриас. Мощность 20—30 м.

Юра пиенинской серии

Фация этой серии в общем похожа на кисуцкую, которую местами замещает. Незначительные различия наблюдаются только в некоторых горизонтах.

Наиболее древними слоями являются пятнистые известняки с фауной домера. Посидониевые слои латерально замещаются „шлишевым ааленом”. Начинаются, по всей вероятности, уже в верхнем лейасе. Мощность около 100 м.

Радиоляриты в общем похожи на те, которые представлены в кисуцкой серии, но мощность их больше (60 м). В Пиенинах встречается „подкальпионелловый известняк” с кремнями 5 м мощности.

Подбиельско-гавранская фацция

Это развитие, констатированное пока только на Ораве, имеет некоторые особенности. В основном оно подобно кисуцкой фацции, от которой отличается только особым характером среднего и верхнего лейаса и доггера.

Нижний лейас — верхний синемюр — сложен мощными слоями пятнистых мергелей с обильной фауной аммонитов (Д. Андрусов 1931). Над ними залегают для этой фацции слои зеленых и красноватых толстослоистых мергелистых, так называемых „уптониевых известняков“, содержащих богатую ассоциацию; *Uptonia jamesoni* (Sow.), *Acanthopleuroceras* sp., *Calliphyloceras* cf. *nilssoni* (Héb.). Выше известняки становятся более мергелистыми. Мощность достигает 35 м. Стратиграфический объем: нижний плинсбах — карикс.

Следующие кверху слои (на горе Гавран) — серые, толстослоистые, пятнистые, более или менее мергелистые известняки и мергели. Известняки местами кремнистые. В верхней части найдена фауна: *Amaltheus* sp., *Pleuroceras* sp., и примитивные представители семейства *Dactylioceratidae*. Верхи доггера сложены красноватыми мергелями с прослоями малокриноидных известняков с крустификационными рудами Fe/Mn (hard ground). В этих известняках обнаружен *Cenoceras* sp. В районе Подбиела развитие домера иное — красные и серые мергели и мергелистые известняки с *Androgynoceras* sp., *Fuciniceras* sp. и *Arietliceras* sp. Самые верхние слои содержат красные кремни.

Следующим кверху типичным комплексом являются красные узловатые известняки, содержащие богатую фауну аммонитов (Д. Андрусов, 1931). В самой верхней части известняков развит нетипичный hard ground (? конденсация).

Доггер представлен фацией нетипичных криноидных и зернистых известняков и известняков с кремнями (Подбиел). Верхние части сложены красными и зеленоватыми узловатыми известняками, перемежающимися с радиоляритами и известняками с кремнями. Стратиграфически этот комплекс соответствует аалену-кимериджу. Мощность около 45—50 м.

Титон представлен фацией светлых кальционелловых известняков типа biancone.

Стреженицкая фацция

Эта фацция имеет общие черты с пиенинской и клапской; наблюдается в Среднем Поважье, распространение ее незначительное. Описана

Беганом и Борзом (1963). По своему стратиграфическому объему соответствует интервалу от лейаса до титона.

Как на севере, так и на юге клипсовая зона ограничена геоантиклинальной зоной, представленной клапской, костелецкой и экзотической* сериями. Во всех этих сериях юра представлена осадками мелководья с частыми перерывами и конденсациями. Их общее литологическое развитие аналогично тому, которое наблюдается в северной геоантиклинальной области, представленной чорштынской серией и ее эквивалентами.

Юра клапской серии

Как уже было сказано выше, юра этой серии отлагалась в мелком море. Типичной литофацией являются различные типы криноидных известняков. Эта серия известна в районе между городами Поважска Быстрица и Пухов, где она образует несколько клиппов.

Самым нижним горизонтом являются серые криноидные известковистые песчаники, переходящие кверху в серые, а затем розовые криноидные известняки с кремнями. Фауна представлена преимущественно брахиоподами (Д. Андрусов 1931). В самых верхних слоях, где количество кремней уменьшается, найдены *Calliphyllloceras cf. nilsoni* (Héb.) и *Cataloceras* sp., что указывает на тоар.

Следующий кверху горизонт (3 м) — охристо-красные, неясно узловатые и брекчиевидные известняки с железистыми корками и богатой фауной пелелипод (А. Беган 1962) аалена-байоса. Залегающие еще выше криноидные известняки с кремнями переходят в узловатые. Верхи толщи сложены розовыми, тонкозернистыми, неясно узловатыми известняками с небольшим количеством криноидей; их относят к верхней юре (оксфорд-кимеридж). Присутствие здесь титона не доказано. Общая мощность клапской серии колеблется около 150 м.

Юра костелецкой фации

В целом костелецкая серия близка фации клапской серии, с которой иногда объединяется, но стратиграфический разрез ее более полный. Различия имеются, главным образом в нижнем, и верхнем лейасе и нижнем доггере. Затем в костелецкой серии наблюдается значительный перерыв от тоара до байоса, и нижний бат налегает прямо на домер.

* Возможно, что к этой зоне нужно отнести и галиговецкую серию. Однако А. Матейка (1963) высказал мнение, что последняя может принадлежать уже высокотатранской зоне.

Стратиграфию костелецкой серии разработали Д. Андрусов (1931) и М. Ракус (1965).

Самыми древними отложениями являются серые и темно-серые известняки со спонголитами, которые чередуются с более мергелистыми слоями. Д. Андрусов (1931) приводит фауну, представленную *Asteroceras stellare* (Sow.), *Anioceras* sp., *Oxynoticeras* sp., *Eoderoceras bispinatum* (Geu.); эти организмы указывают на синемюр. Выше, по направлению к кровле, появляются криноидные известняки с горизонтами коричневых кремней в нижней части. Фауна бедная, состоит из брахиопод и пелеципод.

Выше по разрезу залегает мощный комплекс (70—80 м) криноидных известняков с обильной фауной, представленной преимущественно спириферинами (М. Сиблик, 1966). Этот комплекс криноидных известняков рассечен системой нептунических (кластогенных) даек, слагающихся красными или розовыми пелитовыми известняками. На клипсе Костелец в самых верхах криноидных известняков отчетливо выражен *hard ground*, который непосредственно перекрыт розовыми криноидными известняками с аммонитами нижнего бата *Morphoceras kostelense* Rakús, *Nannolytoceras paucisulcatum* Rak. (М. Ракус 1965); мощность 5 м.

В кровле наблюдаются розовые, более или менее узловатые известняки с *Calliphylloceras disputabile* (Zitt.) и *Corylites* sp. В верхних частях этих известняков найдены аммониты *Sowerbyceras* sp., *Holcophylloceras* cf. *mediterraneum* (Neum.), *Grossowria* cf. *subtilis* (Neum.). Эта фауна указывает на келловей-оксфордский возраст известняков; мощность достигает 25 м.

Титон сложен телесно-розовыми пелитовыми известняками с кальпионеллами.

Юра экзотической серии

Нигде не обнажается на земной поверхности. Известна только в гальках и валунах экзотических конгломератов возраста альб-верхний мел. Юрские породы представлены в этих конгломератах отложениями мелкого моря — известняками типа штрамберкских.

Юра невыясненного положения

В средней части долины реки Вага (между городами Тренчин и Нове Место) обнажаются слои юры, которых относили по-разному: к пиенидной серии (Д. Андрусов 1931), к манинской (А. Беган 1969), к бе-

ковской (М. Магель 1967). Это толща черных и серых мергелистых сланцев с прослоями песчанисто-криноидных известняков, пятнистых известняков и спонголитовых известняков, местами с ясной ритмичностью (? флишоидные отложения). На основании фауны пелеципод (М. Коханова in Магель 1967; in Беган 1969) этот комплекс черных слоев включает отложения от рэта до лейаса — ?нижнего доггера. Верхний доггер представлен радиоляритами и радиоляриевыми известняками.

Следующим горизонтом являются серые и красные узловатые известняки мальма. Титон представлен серыми пелитовыми известняками с кальционеллами.

До сих пор достоверно не выяснено к какой тектонической единице приурочить этот комплекс юрских отложений. По данным, которыми мы располагаем, это могла бы быть серия, имеющая с одной стороны, сходство с кисуцкой (в обеих одинаково развит нижний лейас — черные и серые мергелистые известняки со спонголитами), с другой — с манинской (развитие верхнего лейаса и доггер-мальма). Из этих наблюдений можно вывести заключение, что рассматриваемая серия располагалась между южным краем клипповой зоны (костелецкой фацией) и манинской зоной, простиравшейся южнее.

Юра манинской серии

В манинской серии представлен полный разрез от лейаса до титона. По своему литофациальному характеру она довольно близка к высокотатранской серии.

В самой нижней части разреза представлены темно-серые сильно песчаные криноидные известняки с *Gryphaea arcuata* (Lam.). Они возможно принадлежат геттангу. Выше появляются серые, более или менее песчаные, криноидные известняки с *Gryphaea obliqua* Gold., *Gr. cymbium* Gold., *Aequipecten acutiradiatus* (Münst.), *Spiriferina tumida* v. Buch, *Sp. oxyptera* (Buv.). Эта фауна указывает на синемюр-средний лейас.

Следующие кверху слои представлены бурыми и красноватыми криноидными известняками с прослоями зеленых сланцев. Фауна аммонитов: *Hildoceras sublevisoni* Fuc., *Calliphylloceras* cf. *nilssoni* (Héb.) и *Dactylioceras* sp. отвечает тоару. Мощность 3 м.

Слои нижнего доггера и аалена развиты в фации серых толстослоистых известняков с кремнями, чередующимися со сланцами. В верхней части обнаружен *Tmetoceras* sp. Мощность достигает 30 м.

Верхний доггер развит либо в фации красных и зеленых радиоляри-

тов (местонахождения Бутков и Тренчианска Тепла), либо в фации красных и зеленоватых известняков иногда зернистых, с небольшим количеством криноидей; в них найдена *Parkinsonia cf. schloenbachi* Schlippe, что указывает на байос - нижний бат.

Выше по разрезу наблюдаются красные узловатые известняки с аммонитами бата-келловея и оксфорда (Д. Андрусов, 1945, М. Ракус 1962). По направлению к кровле эти узловатые известняки переходят в розовые пелитовые известняки, которые относятся уже к кимериджу.

Титон — светло-серые толстослоистые известняки с кальпионеллами и редкими *Haploceras* sp.

Юра внутренних Западных Карпат

Отложения юры представлены во всех главных тектонических единицах внутренних Западных Карпат, т. е. в татрикуме, фатрикуме, вепорикуме, гроникуме и гемерикуме. Различают две основные фации: осадки мелкого моря и осадки глубокого моря; так же как в клипповой зоне, их соединяет целый ряд переходных фаций. Стратиграфический разрез юры обыкновенно полный, только в некоторых областях можно констатировать влияние древнекиммерийской фазы складчатости, вызвавшей более или менее продолжительные перерывы в осадконакоплении.

Юра татрикума

В татрикуме можно выделить целый ряд серий низшего порядка, отличающихся друг от друга главным образом характером юры. В различных частях Внутренних Карпат они обладают специфическими особенностями и получили поэтому местные названия. В татрикуме можно выделить следующие главные литофациальные зоны: высокотатранскую, любохнянскую (=шипруньскую) — к ней мы относим малокарпатскую, иновецкую, маломагурскую и шипруньскую серии, — дюмбиерскую (серии трибечская, Червеной Магуры и доновальская).

Юра высокотатранской зоны

Отличается прежде всего тем, что между триасом и юрой имеется перерыв, который может доходить до нижнего доггера. Мы выделяем следующие главные фации: горы Особита, томановскую, Червоных Верхов и горы Яворинска Широка.

Фация горы Особита

Лейас трансгрессивен, начинается средним отделом, представленным сильно песчанистыми, в той или иной степени криноидными известняками с черными кремнями в верхних слоях.

Доггер — это розовые криноидные известняки со значительной примесью кластического кварца.

Мальм сложен розовыми и серыми крипнокристаллическими известняками с *Saccosota* и сечениями аптихов.

Титон — розовые, затем серые пелитовые и криноидные известняки с кальпионеллами и *Pugore diphya* (Col.).

Томановская фация

Характеризуется прежде всего развитием томановских слоев рэтского и нижнелейасового возраста, отчасти континентальных. Все же довольно часто наблюдаются горизонты с морской фауной.

Лейас начинается отложениями мелкого моря: песчаниками и песчанистыми известняками, перемежающимися с песчанистыми сланцами.

Потом следует перерыв, и доггер, перекрывает свое основание красными брекчиевидными известняками с богатым гематитовым цементом. Аммониты, найденные на польской стороне, указывают на бат. В некоторых случаях келловой лежит прямо на нижнем лейасе.

Слои верхнего доггера-келлового представлены зелено-серыми красными узловатыми известняками. Выше появляются розовые и серые известняки, содержащие представителей рода *Saccosota* и ответствующие мальму. Самые верхние слои-это темно-серые оолитовые известняки, в которых встречаются кальпионеллы, указывающие на наличие титона.

Фация Червоных Верхов

Отложения средней юры залегают здесь трансгрессивно на среднем триасе. Начинаются криноидными известняками, содержащими глыбы среднетриасовых карбонатных пород. На основании аммонитов, найденных в польских Карпатах (Е. Пассендорфер 1938), мы относим эти слои к байосу — бату.

Келловой представлен серо-зелеными глауконитовыми известняками, чередующимися с глауконитовыми сланцами.

К оксфорду мы относим розовые известняки мощностью в несколько десятков метров, которые иногда лежат трансгрессивно на байосе или даже на среднем триасе.

Кимеридж - титон — это серые плотные известняки с *Saccosoma*, в верхней части с кальпионеллами.

Фация Яворинской Широкой

Характерной чертой юры этой фации является трансгрессивное залегание верхнего доггера на среднем и верхнем триасе.

В основании залегают серые и розовые криноидные известняки с обильной кластической примесью; относятся к среднему доггеру. Выше развиты светло-серые массивные пелитоморфные и оолитовые известняки, представляющие отложения от верхнего доггера до нижнего мела. В самых верхних горизонтах во множестве встречаются кальпионеллы титона.

Юра любохнянской зоны

Характеризуется тем, что верхние слои нижнего лейаса (синемюр) трансгрессивно залегают на среднем или верхнем триасе, а в верхнем лейасе и нижнем доггере появляются фации эвксинского типа. Так же, как и в предыдущей зоне, здесь можно выделить целый ряд локальных фаций, обычно именуемых по возвышенностям, в которых они обнажаются.

Малокарпатская серия

В отложениях юры этой серии можно выделить локальные фации. В основном различаются два типа: боринский и орешанский.

Боринская фация

Юра лежит трансгрессивно на среднем триасе. Лейас начинается брекчиями и брекчиевидными известняками, соответствующими верхнему синемюру — домеру. Выше залегает мощный комплекс, так называемых боринских массивных известняков, представленных несколькими различными литологическими типами. Фауна пелеципод, брахиопод и редких аммонитов свидетельствует о возрасте карикс - домер. В верхних частях известнякового комплекса появляются битуминозные породы и горизонты серых мергелей.

Марианские сланцы являются типичным членом малокарпатской серии. Это черные, мергелистые, хорошо раскалывающиеся на плитки сланцы с тонкими прослойками песчанисто-криноидных известняков.

Местами в них находятся осадочные руды марганца. Содержат фауну аммонитов, свидетельствующую о тоарском возрасте: *Harposeras boreale* Seebach. *Dactyloceras* cf. *commune* (Sow.).

К доггеру относят комплекс серых мергелистых известняков, чередующихся с темными сланцами. Местами встречаются криноидные известняки, сопровождаемые силицитами.

Мальм представлен серыми и желто-бурыми до красноватых радиоляритами. В верхних частях появляются радиоляриевые и пелитовые известняки — это микрофация, охарактеризованная наличием *Saccosoma*. Самые верхние горизонты сложены светло-серыми пелитовыми известняками с кальпионеллами, относящимися титону.

Орешанская фация

В отличие от предыдущей фации в ней отсутствуют боринские известняки и мариатальские сланцы. Лейас представлен темно-серыми плитчатыми известняками с темными кремнями; выше они переходят в криноидные известняки, которые поднимаются до нижнего доггера (М. Магель, 1967). Следующими кверху слоями являются известняки с кремнями и радиоляриты, которые еще выше становятся красными; над ними залегают узловатые известняки верхнего доггера и мальма. Фация титона — серые кальпионелловые известняки.

Иновецкая серия

Нижний лейас сложен темно-серыми песчанистыми и криноидными известняками с черными кремнями. В бедной фауне можно отметить наличие *Gryphaea arcuata* (Lam.). Верхний лейас — это буро-серые и розоватые известняки с *Uptonia* sp. и *Amaltheus* sp., указывающими на плинсбах.

Выше по разрезу обнажаются толстослоистые плотные известняки со слоями силицитов. По направлению к кровле в этих известняках появляются кремни, порода становится кремнистой с множеством радиолярий. Верхи этого комплекса относят уже к мальму и даже к неокому.

Маломагурская серия

Юра этой серии характеризуется развитием в лейасе и доггере темных сланцев и известняков.

Нижний лейас представлен темно-серыми известняками, местами

криноидными, и темными мергелями, в которых часто присутствует кластическая примесь. Фауна бедная — *Gryphaea arcuata* Lam. и *Gr. cymbium* Gold. Верхний лейас развит в фации темных пятнистых известняков с *Echioceras* sp.

Доггер сложен темно-серыми и черными известняками различных типов, которые переслаиваются с мергелями или силицитами темного цвета. Найдена *Placunopsis tatrica* Zitt. (М. Магель 1967).

Мальму принадлежат серо-зеленые плитчатые известняки с кремнями, переходящие кверху в плитчатые пелитовые известняки с кремнями, в которых наблюдаются кальционеллы. Мы относим эти слои к титону.

Шипруньская серия

Нижний лейас этой серии представлен темно-серыми песчанисто-криноидными известняками с обильной кластической примесью. Кверху известняки становятся массивными, органогенными и криноидными с богатой фауной брахиопод (М. Сиблик 1964), указывающей на наличие плинсбаха. Верхний лейас развит в фации темных пятнистых мергелистых известняков и мергелей с *Harposeras* sp. Местами (в Любохнянской долине) фация пятнистых известняков начинается уже в лотаринге.

Доггер представлен темными и черными толстослоистыми известняками и зелено-серыми известняками с кремнями. Для верхнего доггера и нижнего мальма характерны зеленые и красные радиоляриты и известняки с кремнями. Выше залегают узловатые известняки с *Ataxioceras* sp., соответствующие верхнему мальму.

Нижние слои титона сложены узловатыми известняками, переходящими кверху в плитчатые известняки с черными кремнями.

Юра дюмбиерской зоны

Характерной чертой юры этой зоны является отсутствие темной мергелистой фации верхнего лейаса — нижнего доггера.

Трибечская серия — нижний лейас в фации темно-серых тонкозернистых и песчанистых известняков, местами криноидных. Кверху известняки становятся серыми, плитчатыми зернистыми или криноидными; содержат кремни. Верхний лейас представлен пестрыми, преимущественно розовыми и красными известняками с единичными кремнями.

К доггеру относят белые и розовые кристаллические известняки и криноидные известняки.

Мальм трибечской серии выражен фацией пестрых, красных до фиолетовых тонкозернистых известняков с тонкими прослойками красных радиоляритов. Выше залегают рассланцованные узловатые известняки.

Титон представлен серыми пелитовыми известняками с кальционеллами.

Серия Червеной Магуры. Нижний лейас сложен белыми и розоватыми известковистыми песчаниками с обломками серых известняков. Провести границу между этими слоями и верхним триасом трудно. В верхних горизонтах уже находятся ростры белемнитов. Над песчаниками залегают серые песчанисто-криноидные известняки с брахиоподами плохой сохранности. Кверху эти известняки переходят в красные и розовые криноидные, которые мы относим к среднему и верхнему лейасу.

Доггер представлен массивными зернистыми известняками буро-серого и серого цвета, в которых найдена фауна байоса - бата (М. Магель, 1959, М. Ракус, 1965). Выше массивные известняки становятся розовыми и светло-серыми, содержат аммонитов мальма.

Титон — светлые до желтоватых пелитовые известняки с кальционеллами.

В доновальской серии юра обладает тем же фациальным характером как и в серии Червеной Магуры.

Юра фатрикума

Различаются две основные группы фаций: мелководная кордильерная и глубоководная. Первая представлена в тектонической единице, называемой высококим покровом, вторая — в крижнянском покрове. Глубоководная фация значительно более однородна, чем мелководная, и в ней различают меньше субфаций. Фации кордильер первоначально были расположены севернее глубоководных. По направлению к югу последние становятся более мелководными.

Юра высококого покрова

Как уже было сказано выше, для юры этого покрова характерны прежде всего мелководные отложения лейаса и отчасти доггера - мальма. Можно выделить следующие серии, имеющие особые специфические черты: высококую, беланскую, жиарскую, дюрчинскую, Быстрички, горы Гаврана и гуменнскую. Эти серии отличаются друг от друга главным образом развитием лейаса, который представлен разнообразнейшими фациями. В некоторых горизонтах стратиграфического раз-

реза высокоцкого покрова наблюдается такое же фаціальное развитие, как в татрикуме. Это можно объяснить тем, что в палеогеографическом отношении зона осадконакопления высокоцкого покрова была расположена непосредственно к югу от татрикума.

Юра высокоцкой серии

Нижний лейас сложен толстослоистыми тонкозернистыми и криноидными известняками с темными кремнями. Известняки переслаиваются с песчанистыми аргиллитами. В известняках обнаружена фауна пелеципод и *Arnioceras* cf. *geometricum* (Orp.). Средний лейас представлен мощными криноидными известняками с красными кремнями и богатой фауной, состоящей преимущественно из брахиопод (И. Певный, 1964). Встречаются также аммониты *Partschiceras tenuistriatum* (Mngl.), *Polymorphites polymorphus* (Quenst.), свидетельствующие о наличии плинсбаха. Тоар представлен красными мало-криноидными и узловатыми известняками с крустификационными рудами железа. Известняки богаты аммонитами (М. Магель, 1967).

Нижний доггер развит в фации красных и розовых криноидных известняков с богатой фауной брахиопод, пелеципод и аммонитов (М. Магель, 1967). Верхний доггер представлен фацией серых и красноватых известняков с кремнями.

Мальм сложен массивными узловатыми розовыми известняками. Местами в них наблюдаются красные кремнистые стяжения. Найдены *Tarameliceras* cf. *compositum* (Orp.) и аптихи.

Титон представлен фацией белых известняков (biancone) с единичными кремнями. Содержит множество ассоциаций кальпионелл.

Юра беланской серии

Нижний лейас развит в фации серых толстослоистых криноидных известняков с множеством кремней. Наблюдаются также серые, при выветривании коричневатые, криноидные известняки с черными фосфоритами. В известняках обнаружена богатая фауна аммонитов, характеризующих самые верхние слои геттанга и синемюра (М. Ракус in Магель, 1962). Верхи комплекса известняков содержат следующие виды аммонитов, указывающие на домер: *Amaltheus margaritatus* Montf., *Protogamoceras* cf. *celebratum* Fuc. и *Arietoceras algovianum* Orp. Тоар представлен красными криноидными известняками с крустификационными железными рудами. Содержащаяся в них фауна

указывает на тоар и нижний доггер. В некоторых разрезах верхний лейас и нижний доггер сложены толстослоистыми темно-серыми криноидными известняками, перемежающимися с черными мергелистыми сланцами. Кверху эти сланцы переходят в пятнистые мергели.

Доггер представлен криноидными известняками, которые выше уступают место серым и зеленоватым пелитово-органогенным известнякам с силицитами. Верхи доггера и низы мальма сложены красными, неясно узловатыми малокриноидными известняками с красными кремнями. Выше они становятся серыми, зернистыми. Оба типа известняков содержат богатую фауну аммонитов верхнего келловея и кимериджа.

Титон представлен фацией светло-серых пелитовых известняков с *Harpoceras elimatum* (Opp.), *Glochiceras veruciferum* (Mngl.) и другими.

Юра жуарской серии

Самые нижние горизонты — это комплекс черных сланцев и известняков, относящихся, по-видимому, к геттангу. Выше залегают красные и светло-серые, иногда розовые криноидные известняки с единичными кремнями. В известняках найдена богатая фауна пелеципод, брахиопод (М. Коханова, 1960) и *Coroniceras* sp., подтверждающая синемюрский возраст. Кверху известняки становятся серыми, зернистыми, еще выше наблюдаются пелитовые и пятнистые известняки и мергели с *Acanthopleuroceras* sp. В верхних частях комплекса М. Магель (1967) отмечает присутствие *Harpoceras* sp.

Доггер представлен слоями темно-серых мергелистых известняков и аргиллитов, чередующимися с горизонтами черных кремней. В самых верхних частях наблюдаются пелитовые известняки, которые мы относим к мальму.

Титон: серые плитчатые известняки с кремнями; содержат фауну кальпионелл.

Юра дюрчинской серии

Низы лейаса (геттанг) развиты в фации так называемых „грестенских слоев“ с фауной пелеципод (М. Коханова, 1961). Выше наблюдается комплекс темно-серых и черных мергелистых известняков и мергелей со спонголитами; еще выше эти слои переходят в серые толстослоистые криноидные известняки. В самых верхних слоях найдена фауна белемитов карикса (М. Чинчурова, 1971). Верхи лейаса и нижний доггер

представлены розовыми и красными криноидными известняками с единичными кремнями. Кончаются они четко выраженным hard ground, отвечающим, вероятно, верхнему доггеру.

Верхний доггер и нижний мальм сложены красными плитчатыми известняками с кремнями, над которыми залегают красные узловатые известняки оксфорда - кимериджа.

Титон развит в фации так называемых дюрчинских известняков. Это розоватые и белые массивные известняки с кальционеллами. Изредка содержат кремнистые желваки.

Фация Быстрички

Юрские отложения этой фации подобны тем, которые известны в беланской серии. Внизу залегают „грестенские слои”, над ними — органогенные известняки с фосфоритами. Верхний лейас представлен бежевыми плитчатыми известняками и пятнистыми мергелистыми сланцами (М. Полак — М. Ракус, 1973).

Доггер и мальм развиты так же, как в других сериях.

Юра серии горы Гавран

Особенностью этой серии является наличие массивных кварцитов возраста нижнего лейаса — синемюра; их мощность достигает 100 м. Остальные литологические комплексы в общем те же, что в глубоководной злиеховской фации.

Юра гуменнской серии

Фация этой серии в основном сходна с беланской, только в геттанге развиты так называемые „грестенские слои”, а титон, представленный кремевыми плитчатыми известняками, отличается небольшой мощностью (2 м).

Юра крижиянского покрова

Значительно большее постоянство фаций отличает юрские отложения этого покрова от тех, которые развиты в высококом покрове. Фации исключительно глубоководные. По направлению к югу глубоководный режим уступает место более мелководному — начинают преобладать органогенные, главным образом криноидные известняки (илиановская серия). Дальше к югу типичная фация пятнистых мергелей со-

вершенно исчезает, ее заменяют различные типы известняков (оолитовые, цианофитовые и другие). С тектонической точки зрения мы относим самые южные части крижнյанского покрова к вепорикуму.

В общем можно выделить четыре фации, которые отличаются друг от друга только одним или двумя комплексами. Фации следующие: крижнյанская, элиховская, кравиарская и горы Буячий. Стратиграфический разрез нижнего и среднего лейаса у всех этих фаций одинаковый. Так же аналогичны фации доггера и мальма.

Нижний лейас (геттанг) характеризуется развитием так называемых „грестенских” слоев”. Это комплекс серых и черных более или менее мергелистых сланцев с песчанистой примесью; содержит прослойки органогенных, в частности криноидных известняков с множеством пелелипод (М. Коханова, 1961) и редкими аммонитами среднего и верхнего геттанга.

Выше залегает комплекс альгёусских слоев (Allgäu) — серые мергелистые пятнистые известняки и пятнистые сланцы (так называемые, Fleckenmergel). Найденная в них богатая фауна аммонитов указывает на наличие отложений от синемюра до тоара.

Тогда как в элиховской и кравиарской фациях, а также в самых северных частях крижнյанского покрова пятнистые мергели поднимаются до тоара, в фациях горы Буячий и центральной части крижнյанского покрова наблюдается аднетская фация. По направлению к югу последняя приобретает все большее значение и занимает больший стратиграфический объем. В южных районах Большой Фатры аднетская фация представлена уже в верхнем лотаринге и тоаре. В центральной части Большой Фатры в кариксе еще встречаются серые известняки с кремнями, которые содержат *Uptonia*. В фации пятнистых мергелей, приблизительно на том же уровне, в домере появляются черные спонголиты, образуя, местами, довольно мощные горизонты.

Нижний доггер развит в фации так называемых „кремнистых пятнистых известняков”. Это кремнистые пятнистые известняки, переходящие кверху в серо-бурые и серые радиолариты. В южных районах Большой Фатры под кремнистыми пятнистыми известняками находится тонкий горизонт белых „посидониевых” известняков. В крижнյанском покрове верхний доггер и мальм развиты в фации серых, зеленых и красных радиоларитов и радиолариевых известняков, чередующихся с тонкими прослойками глинистых сланцев. В верхних частях появляются красные, более или менее узловатые, известняки с аптихами; выше — это сланцеватые известняки и мергели.

Титон представлен в типичной фации biancone с множеством кальционелл; литологически связан с нижним мелом.

Как уже было сказано выше, по направлению к югу фации лейаса приобретают более мелководный характер. Пятнистые мергели уступают место различным типам известняков, среди которых преобладают криноидные с богатой фауной брахиопод. Эти мелководные фации называют иляновской серией. Доггер и мальм сохраняют свой глубоководный характер.

Юра вепорикума

В вепорикуме юрские отложения занимают весьма органичную площадь, так как на основной части этой тектонической единицы распространены кристаллические породы. Слои юры выходят главным образом у северного края кристаллического комплекса. Это серия Велького Бока и лучатинская серия. В фациальном отношении последняя тесно связана с крижнским покровом, с его южным развитием. Заслуживает внимания перерыв в осадконакоплении в нижнем лейасе, который все отчетливее проявляется по направлению к востоку. В целом, серия имеет мелководный характер и слабо метаморфозована.

Фация юры подобная той, которая наблюдается в серии Велького Бока, встречается также в районах Браниско и Чиерна гора. Некоторые авторы (О. Фусан, 1960) считают, что это одна и та же серия. Однако характер лейаса (грабовская серия) являет некоторое сходство с фациями, известными в высокогорном покрове. Недостаточно выясненная стратиграфия — следствие метаморфизма пород — мешает дать более определенный вывод.

Юра серии Велького Бока

Верхние слои нижнего и ? среднего лейаса трансгрессивно залегают на карпатском кейпере. Это брекчии и брекчиевидные известняки, которые сверху переходят в пестрые плотные и криноидные известняки ? верхнего лейаса. Доггер представлен темными плитчатыми зернистыми известняками с прослойками сланцев, в которых бывает горизонт марганцевых сланцев. Верхняя часть сложена серыми мергелистыми известняками и мергелями, которые переходят сверху в плитчатые зернистые известняки с кремнями.

К верхнему доггеру и мальму относят желтоватые и розовые криптокристаллические известняки с кремнями. В их кровле наблюдаются горизонты красных узловатых известняков с *Saccosoma*.

Титон представлен серыми толстослоистыми кальционелловыми известняками.

Юра лучатинской серии

В главных чертах юрские отложения развиты так же, как в серии Велького Бока, но в отличие от последней здесь представлены самые нижние слои лейаса — геттанг. В фациальном отношении доггер и мальм очень близки таковым в крижнянском покрове.

Юра гроникума

Типичной чертой юрских отложений гроникума является их мелководный характер. Отложения лейаса явно мелководные, трансгрессивные; в восточной части Низких Татр перекрывают прямо карбонатные породы среднего триаса. В западном направлении объем стратиграфического перерыва уменьшается, и в Недзовских горах лейас лежит нормально на рэте. В этой области выделяют следующие три фациальных развития: Выходной, Рогатой скалы и Грушового. В гроникуме юрские отложения были обнаружены только в шуруппском покрове.

Юра фации Выходной

В основании лейаса (синемюр) располагаются брекчии и брекчиевидные известняки, переходящие кверху в криноидные известняки с черными кремнями. Залегают они непосредственно на доломитах и доломитовых известняках среднего триаса. Отложения среднего и верхнего лейаса представлены розовыми и красными криноидными известняками.

Доггер развит в фации серых зернистых известняков с кремнями и радиоляритами. Верхняя часть доггера — это известняки с большим или меньшим количеством криноидей; особенно выделяются светло-серые тонкозернистые известняки с богатой фауной аммонитов верхнего келловея и оксфорда. В их кровле располагаются плитчатые известняки мальма; титом представлен серыми кальционелловыми известняками.

Юра серии Рогатой скалы

В пределах шуруппского покрова юрские отложения этой серии занимают центральное положение; их стратиграфический разрез полный, отсутствует только нижний геттанг.

Между нижним лейасом и подстилающим его рэтом ясно наблюдается поверхность незначительного размыва и hard ground. Нижнелейасовые слои развиты в фации серых криноидных известняков, переходящих кверху в криноидные известняки с кремнями. Верхний лейас — это красные и розовые криноидные известняки, содержащие богатую фауну брахиопод, которая свидетельствует о возрасте карикс - домер. В самых верхних частях криноидных известняков наблюдается конденсационный горизонт красных железистых известняков и руд *Fe* крустификационного характера; в нем обнаружена богатая фауна тоара-аалена и ? байоса.

Доггер представлен серо-красными тонкозернистыми известняками с кремнями, которые выше сменяются красными узловатыми известняками с кремнями; на основании аммонитов мы относим их к мальму (оксфорд - кимеридж).

Титон — это светло-серые толстослоистые кальционелловые известняки.

Юра грушовской фации

Это самое западное местонахождение юрских отложений шурупецкого покрова. Мощность толщ здесь меньше, чем в других фациях.

Нижний лейас, развитый в фации светло-серых оолитовых известняков, залегает прямо на рэте. Выше появляются зелено-серые криноидные известняки с кремнями. Отложения среднего и верхнего лейаса представлены красными криноидными известняками, в которых — так же, как и в серии Рогатой скалы — развит горизонт крустификационных железных руд с довольно богатой фауной аммонитов тоара и ? нижнего доггера.

Доггер сложен известняками сперва криноидными, потом узловатыми. Выше в них появляются кремни и происходит постепенный переход в розовые, неясно узловатые известняки мальма.

Титон, как обычно, представлен серыми кальционелловыми известняками.

Юра гемерикума

Разнообразие фаций, особенно лейаса, большее, чем у юры гроникума. Вследствие мощного развития триаса, юра гемерикума образует лишь изолированные участки на Мураньском плато, в северогемеридном синклинории и в Южнословачком касрте.

Юра Мураньского плато

Базальные слои представлены светло-серыми тонкозернистыми и криноидными известняками, над которыми лежат темно-серые и черные, более или менее мергелистые известняки с единичными кремнями. Местами наблюдаются прослой криноидных и оолитовых известняков. В известняках с небольшим количеством криноидей найдена фауна: *Oxynoticeras* cf. *oxynotum* (Quenst.), *Protogrammoceras normanianum* (d'Orb.). Наличие верхних членов стратиграфического разреза юры пока не установлено.

Юра северогемеридного синклинория

Наиболее полные разрезы юры находятся в обнажениях Геравы, где на верхнетриасовых известняках лежит мощный комплекс темно-серых и черных глинистых сланцев с горизонтами черных и темно-серых криноидных известняков с единичными кремнями. Выше располагаются светло-розовые и лиловые органогенно-детритовые известняки с *Uptonia* sp.

Известняки верхних слоев плотные, пелитово-органогенной структуры; среди различных органических остатков в них обнаружена *Saccosoma* sp., наличие которой указывает на мальм. В северогемеридной синклинали до сих пор не обнаружены отложения, более высокого стратиграфического положения чем мальм.

Юра Южнословацкого карста

В юре южногемеридной области выделяют две фации: Блесковского праменя (источника) и богунёвскую. Первая характеризуется перерывом в осадконакоплении между норием и синемюром вторая — отсутствием перерыва между триасом и нижней юрой.

Юра Блескового праменя

Нижний лейас (синемюр) налегает прямо на нор. Самые нижние отложения представлены брекчиями и брекчиевидными известняками, сцементированными малокриноидным известняком. Выше наблюдаются красные брекчиевидные, криноидные и узловатые известняки с фауной ? лотаринга и карикса (В. Колларова, 1966). Верхний лейас представлен темно-серыми пятнистыми известняками с спонголитами.

Доггер сложен красными и зелеными радиоляритами с прослойками сланцев. Верхние члены стратиграфического разреза не выходят на поверхность вследствие тектонических нарушений.

Юра богунёвской фации

В отличие от фации Блескового прамена, в стратиграфическом разрезе не наблюдается перерыва между триасом и нижним лейасом. Отложения нория и рэта развиты в фации так называемых „Zlambachschichten”. Нижний лейас, постепенно развивающийся из последних, представлен темно-серыми и коричневыми мергелистыми сланцами с прослоями известковистых песчаников и органогенных известняков, содержащих микрофауну лейаса. В верхних частях комплекса наблюдаются изолированные глыбы темно-серых (? олистолиты) криноидных известняков, принадлежащих, вероятно, среднему лейасу.

Юра Венгерского средогорья

В Южной Словакии близ г. Штурово в буровых скважинах встречены такие же отложения юры, как в Венгерском средогорье. Это красные узловатые известняки лейасового возраста, которые выходят на поверхность близ с. Тата в горах Герече.

Литература

- ANDRUSOV, D. — BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1973: Outline of the West Carpathians. X. Congress of Carpathian-Balkan. Geol. Ass.
- ANDRUSOV, D. 1931a: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech, I. — III. Rozpr. Stát. geol. Úst., ČSR, 6, Praha.
- ANDRUSOV, D. 1954: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma, IV. — V. Práce Stát. geol. Úst. 13. Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, II, Bratislava.
- BEGAN, A. 1962: Niektoré poznatky z jury spodnej kriedy bradlového pásma na strednom Považí. Geol. Práce, Zošit 62. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BEGAN, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Západné Karpaty, 11. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55 — 103.
- BEGAN, A. — BORZA, K. 1963: Nová séria-Streženická vo vnútornom bradlovom pásme Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 38, Bratislava.
- BIRKENMAYER, K. 1954: Sprawozdanie z badań geologicznych w pieninskim pasmie skafkowym w latach 1950 — 1951. Biul. Inst. geol. 86, Warszawa.

- ČINČUROVÁ, E. 1971: Stratigrafia liasu na základe belemnitov v Západných Karpatoch. *Acta Rer. Nat. Mus. Nat. Slovaci*, 17. 1, Bratislava.
- ELIÁŠ, M. 1974: Mikrofaciálny výskum karbonátů naftonádejných oblastí na příkladě autochtonní jury jv. svahů Českého masívu. *Zemní plyn a nafta*, 19, 3. Hodonín, 359—374.
- FUSÁN, O. 1960: Príspevok k stratigrafii mezozoika Braniska a Čiernej Hory. *Geol. Práce, Správy* 18, Bratislava.
- KOCHANOVÁ, M. 1960: Správa o biostratigrafickom vyhodnotení lamellibranchiátov z niektorých pohorí centrálnych Karpát za rok 1959. *Geofond, Bratislava*.
- KOCHANOVÁ, M. 1961: Správa o biostratigrafickom vyhodnotení fauny lamellibranchiátov a gastropodov zo Strážovskej hornatiny, Nedzovského pohoria, Malých Karpát a Zvolenskej vrchoviny. *Geofond, Bratislava*.
- KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, V. 1966: Céphalopodes du Lias du Slovenský kras. *Náuka o zemi, Geologica* 3. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- MAHEL, M. 1959a: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývoj mezozoika centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Zošit* 55. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- MAHEL, M. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Žilina. *Geofond, Bratislava*.
- MAHEL, M. 1967: Regionální geologie ČSSR, II. Západní Karpaty, 1, Ústř. Úst. geol., Praha.
- NEUMANN, J. 1907: Die Oxfordfauna von Cetehevitz. *Beitr. Pal. Geol. Osterr.-Ung. Or.* 20. Wien-Leipzig.
- PASSENDORFER, E. 1938: Studia nad stratygrafia i paleontologia jury wirchowej w Tatrach 2. *Prace Tow. przyjac. nauk w Wilnie*, 12, Vilnius.
- PEVNÝ, J. 1964a: Brachiopoda severnej časti Malých Karpát. *Geol. Práce, Správy* 33. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- POLÁK, M. — RAKÚS, M. 1973: Le Lias de la nappe de Križná dans la Malá Fatra Karpates Occidentaux, *Geol. Zborn. Geologica carpatica Slov. Akad. Vied*, 24, 2, Bratislava, 449—452.
- RAKÚS, M. 1962a: Amonity v liase centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Zošit* 62. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- RAKÚS, M. 1962b: Amonity v červených hľuznatých vápencoch manínskej série. *Geol. Práce, Správy* 24. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- RAKÚS, M. 1964: Paläontologische Studien im Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils der Niederen Tatra. *Západné Karpaty* 1, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- RAKÚS, M. 1965: Fauna amonitov z Červenej Magury. *Geol. Práce, Správy* 34. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- RAKÚS, M. 1965: Biostratigrafia jury Kosteleckého bradla. *Geol. Práce, Správy* 37. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- SIBLÍK, M. 1964: K nálezu liasových brachiopodů v horní části Belanské doliny (Veľká Fatra). *Geol. Práce, Správy* 32. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- SIBLÍK, M. 1966: Ramenonožci Kosteleckého bradla. *Geol. Práce, Správy* 38. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- SCHEIBNER, 1962: Niektoré nové poznatky z bradlového pásma na Slovensku. *Geol. Práce, Zošit* 62. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.

- SCHEIBNER, E. 1964: Príspevok k poznaniu munchisoniových vrstiev bradlového pásma Západných Karpát na Slovensku. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 15, 1, Bratislava.
- SCHEIBNER, E. 1967: Regionální geologie, II. Západné Karpaty, Geol. Úst. D. Štúra, 2, Bratislava, 7—105.
- UHLIG, V. 1903: Pieninische Klippenzone und Tatragebirge. III c. Exkurs. Führer in Oesterreich, 9. Int. Geol. Congr. Wien.
- VAŠÍČEK, J. 1971: Contribution to the fauna of the lower Tešín formation (Upper Jurassic) in Třinec district. Sbor. věd. pr. Vys. šk. báňské v Ostravě, 12, 2, Ostrava.

M. Paryc

Outline of stratigraphy and facies of Jurassic deposits in Caucasus and West Carpathians

Summary of the Slovak and Russian texts

Jurassic deposits are represented by three parts of the Jurassic system in Caucasus. The Lower and the Middle Jurassic are closely connected with each other and they correspond to one complete sedimentation cycle with two subcycles (Hettangian-Aalenian and Bajocian — Bathonian). The Upper Jurassic is separated from subjacent deposits by extensive transgression and forms an independent sedimentation cycle.

On the Paleozoic crystalline substratum of the southern margin of the Skif platform rests transgressively the so-called schistose series. In its lower part (Hettangian-Sinemurian) the series is represented by a basal formation (coarse-grained terrigenous deposits with intercalations of graphite schists, with keratophyre and albitophyre lavas and their pyroclastics). Higher up clayey and aleurolite shales of Pliensbach-Early Toarcian age rest conformably. In the Middle Toarcian — Aalenian deposits sandy material markedly increases. Younger members of the Middle Jurassic are for the most part eroded by Kellowey transgression. Upper Jurassic deposits rest everywhere transgressively on older formations and pass gradually into the Lower Jurassic. In the Lower, mostly terrigenous part of the Upper Jurassic are frequent condensed Lower-Middle Kelloway beds containing mixed fauna.

Above these are deposits ranging from the Upper Kelloway to the Kimmeridgian, represented by carbonate rocks. Among these are Upper Oxfordian reef limestones. In some places the Kimmeridgian—Lower Tithonian are represented by lagoonal variegated formations. In the Upper Tithonian, organogenic bedded limestones are predominant.

In the Lower and Middle Jurassic of the Great Caucasus are both the miogeosynclinal (at the north) and the eugeosynclinal (at the south) deposits, and the Upper Cretaceous is represented by thick carbonate flysch. Continuous sedimentation and great thicknesses are characteristic of the deposits of the Lower and Middle Jurassic of miogeosynclinal type. To the lower part of the profile, in places separated by small breaks from subjacent deposits, belong conglomerates and sandstones with intercalations of albitophyres and their tuffs. Above them are homogeneous clayey and aleurite schists of Pliensbach-Bathonian age, displaying traces of intensive erosion in two levels (Toarcian-Aalenian-Bathonian). In the Lower Liassic part of the profile are many cogs (average thickness 0,5—2,0 m), uralite diabases and diabase porphyrites.

Eugeosynclinal conditions of development were along the entire southern slope of the Great Caucasus. The belt is characterized by intensive volcanic activity during the Middle Jurassic, in places by unconformable position of Bajocian volcanic formations on the Aalenian, and pronounced regression in the Bajocian. The Lower Jurassic-Aalenian are represented by clayey-schistose deposits, Bajocian — by thick

volcanogenic in intermediary formations, and the Bathonian — by two facies: a terrigene-schistose (on deep-sea segments where gradual transition into the Upper Jurassic is evident) and a littoral-lagoonal. The Upper Jurassic is represented by terrigene-carbonate flysch deposits, mostly resting conformably on the Middle Jurassic.

The Transcaucasian intermediary massif is for the most part covered by thick Neogene and Quaternary formations, and the Jurassic deposits represented by sub-platform red limestones (Pliensbachian-Aalen) and by a Bajocian porphyrite series resting transgressively on the limestones, are mostly exposed in the region of the Dzirul step (terrace) of the Georgian block. The red limestones with basal formations (Sinemurian) are underlain by volcanogenic-continental deposits ("lower tuffites") most likely of Hettangian age. On the northern periphery of the Georgian block, at more points in Western Georgia, the tuffo-sands of the Upper Bajocian pass gradually into freshwater coal-bearing Bathonian deposits. The Upper Jurassic is in epicontinental marine and lagoonal facies. The Lower, transgressive terrigene complex (Kalloway — Lower Oxfordian) with basal conglomerate rests with angular discordance on various levels of the Middle, and less frequently of the Lower Jurassic. The Upper Oxfordian consists mostly of reef coral limestones. The Kimmeridgian is in two facies — a normal-marine and a lagoonal-continental (variegated series).

In the Tithonian, organogenic limestones predominate. The Upper Jurassic of the Median Mass is characterized by rich macro- and microfauna.

In the Little Caucasus, the Lower Jurassic is represented by a series of micaceous sandstones and clayey shales, resting transgressively (conglomerates and sandstones; Hettangian?) on Paleozoic crystalline rocks of Lok step (terrace?). In the upper part of the series (Aalenian) are quartzose sandstones, lenses of conglomerates, pelitomorph limestones and marls.

In the Middle Jurassic, volcanogenic formations are predominant. In the transgressive porphyrite Bajocian series were distinguished: Lower Bajocian-massive augite-plagioclase porphyrites and their pyroclastics, oolites; Upper Bajocian — alternation of andesite, quartzose and amphibolite porphyrites and their pyroclastics with tuffogenic sandstones, aleurolites, tuffobreccias. The Upper Bajocian deposits pass conformably into similar formations of the Bathonian. The Upper Jurassic deposits are in a volcanogenic terrigene facies and a carbonate facies.

In the Peri-Araksin mass the Triassic dolomites are overlain by amygdaloid basalts and diabase porphyrites (with intercalations of tuffobreccias and tuffoconglomerates) of Aalenian age. The Middle Jurassic (Bajocian — Lower Bathonian) is represented by terrigene deposits (conglomerates, sandstones, clays, limestones and marls — up to 200 m). From the Upper Jurassic thin terrigene-carbonate Kalloway deposits are known.

The West Carpathians are a mountain system with an intricate geological structure as markedly reflected in the Jurassic evolutionary stage. During the Jurassic time the facial development was extremely variable in the West Carpathians.

The most conspicuous facial changes in the West Carpathians are in north-western direction, i. e. approximately perpendicular to the course of the sedimentation basin. In the horizontal sense the facies alterations are less distinct. Diversity of facies, and generally small thicknesses of the Jurassic sediments indicate that in the case of

the West Carpathians the sedimentation basin belongs to the „aristogeosyncline” type in the sense of A. Tollmann (1968).

Among many lithofacies types in the West Carpathians two facies groups may be distinguished in the Jurassic: 1. a group of shallow-water facies with sediments of the ridge type, and 2. a group of deep-sea — trough facies. There are intermediary facies between the main groups. Quite frequently (it is not a general rule) the shallow-water and deep-sea facies are divided into two tectonic units from tectonical aspect.

The Jurassic of the Carpathian Foredeep. Here the Jurassic does not crop out, still it was encountered by drilling operations. According to M. Eliáš (1974) two complexes with different types of sedimentation may be distinguished there. It is the lower complex of continental beds and the upper complex of marine sediments.

The Jurassic of the Carpathian flysch zone. In contrast to other lithostratigraphical complexes of the flysch zone the Jurassic preserved there only in the form of tectonic slices at the base of large tectonic units, or in the form of klippes. The Jurassic is characterized by facies diversity, of marine nature, with the Lias — Tithonian stratigraphical range.

The Jurassic of the Klippen Belt. In contrast to the Jurassic of the Flysch zone, the Jurassic of the Klippen Belt is much more complete. It had a significant role in the dissection of the Klippen Belt. While there is a certain uniformity of lithofacies development in the Liassic, the Dogger and the Malm display distinct facies differentiation. The Jurassic with marine facies is present here in its entire stratigraphical range. It was found out that in the north and south of the Klippen Belt the shallow-water facies are predominant in contrast to the deep-sea facies prevailing in the Middle of the Klippen Belt.

The Jurassic of the Inner West Carpathians. Here the Jurassic is in all tectonic units. Like in the Klippen Belt, here, too, two basical facies of the Jurassic may be distinguished: shallow-water and deep-sea. Most frequently the Jurassic developed in a complete profile, only in places are indications of the Early Kimmerian phase resulting in greater or lesser breaks in sedimentation.

The Jurassic of the Tatricum. In the Tatricum many series of a lower order may be distinguished. They differ in various Jurassic facies. The following main lithofacial zones have been distinguished here: the zone of the Vysoké Tatry mountains; the Lubochňa zone, and the Ďumbier zone. As for facies, the Jurassic is extremely variable and comprises many facies in the zones mentioned.

The Jurassic of the Fatricum. Two types of facies are distinguished here: the shallow-water — cordillera, and the deep-sea — trough facies. The shallow-water types are characterized by variegated, mostly crinoidal facies. The deep-sea types are characterized by rhythmical sediments.

The Jurassic of the Hronicum. It has a shallow-water character. The Jurassic of the Gemericum: it is characterized by a greater facies diversity than the Jurassic of the Hronicum.

V. I. Zesašvili — T. A. Pajčadze — V. A. Todrija —
M. V. Topčičvili — M. Rakús

ПОЗДНЕЮРСКАЯ РИФОВАЯ ФОРМАЦИЯ КАВКАЗА

VRSCHNOJURSKÁ RÍFOVÁ FORMÁCIA KAUKAZU

Н. С. Бендукидзе

Введение

Позднеюрское время ознаменовалось на Кавказе интенсивным рифообразованием. По бортам геосинклинального трога Большого Кавказа в основном развивались рифы барьерного типа. Их северная полоса выросла на южный край Скифской платформы, а за барьером, еще севернее, находилась лагуна с хемогенным осадконакоплением. Южная полоса рифового барьера располагалась на северном краю Закавказского срединного массива. Этот барьер отделял флишевый бассейн от лагунно-эпиконтинентального моря, южнее которого был ареал накопления пестроцветных лагунно-континентальных отложений. Северокавказский и Закавказский барьеры на западе соединялись в районе горных массивов Оштен и Фишт, так что рифовый барьер, по-видимому, окаймлял геосинклинальный трог Большого Кавказа.

Остов рифовых сооружений слагали герматипные склерактинии известьвыделяющие водоросли и губки. Этот комплекс генетически взаимосвязанных фаций развит регионально и образует четко выраженную рифовую формацию мальма, которая сложена разного типа биотектами, от мелких биостромов, биогермов, атоллообразного сооружения до типичного барьерного рифа; а для геосинклинального флишевого бассейна характерны своеобразные сооружения, являющиеся комплексом отдельных, малого размера биогермов, в общем подчиняющимся флишеидной ритмичности. Этот тип сооружений можно выделить под названием „ритмо-биотекта”. Имеется также полоса отдельных биогермов на Малом Кавказе среди вулканогенных пород в пределах Армении и Азербайджана.

На основании изучения кораллов и аммонитов установлено, что коралловые биотекты на Кавказе в основном начали строиться в по-

зднем оксфорде. Здесь временем максимального распространения и интенсивного роста биотектов является кимериджский век. Для титона характерно развитие больших лагун по соседству с рифами и захоронение последних под лагунными накоплениями.

Рифовая формация подразделяется на три субформации отличающиеся условиями седиментации: I) флишоидно-рифовую, приуроченную к кордильерам геосинклинали; II) эпиконтинентально-рифовую, представленную в виде барьерного рифа на южном краю Скифской платформы и северном краю Закавказского срединного массива; III) лагунно-рифовую, биотекты которой находятся в условиях лагунно-эпиконтинентальной седиментации, располагающуюся на участках морских заливов, частично изолированных барьером от открытого моря. На территории Грузии имеются два таких залива: Абхазский и Рача-Осетинский. Здесь и формировались отдельные массивы — биотекты в виде биостромов, биогермов и атоллообразного сооружения. На примере биотектов Рачинского залива намечается возможность различения морфогенетического ряда: биостром —> биогерм —> атолл. Этот ряд в пространстве располагался от суши к открытому морю, а во времени — начиная с позднего оксфорда (арговий) до конца кимериджа. Подобная последовательность в развитии коралловых биотектов формировалась на фоне миграции лагунной области (седиментации) в сторону открытого моря, т. е. на фоне общей регрессии.

Сопоставляя верхнеюрские рифовые образования Кавказа с западно-карпатскими, можно отметить сходство фаций массивных рифовых известняков, а также сходство коралловой фауны.

Однако, на Северном и Южном склонах Большого Кавказа, в отличие от Западных Карпат, хорошо прослеживается от Черного моря почти до Каспийского цепь выходов массивных известняков в виде остатков рифового барьера не испытавшая особых тектонических нарушений.

Vrchnojurská rífová formácia Kaukazu

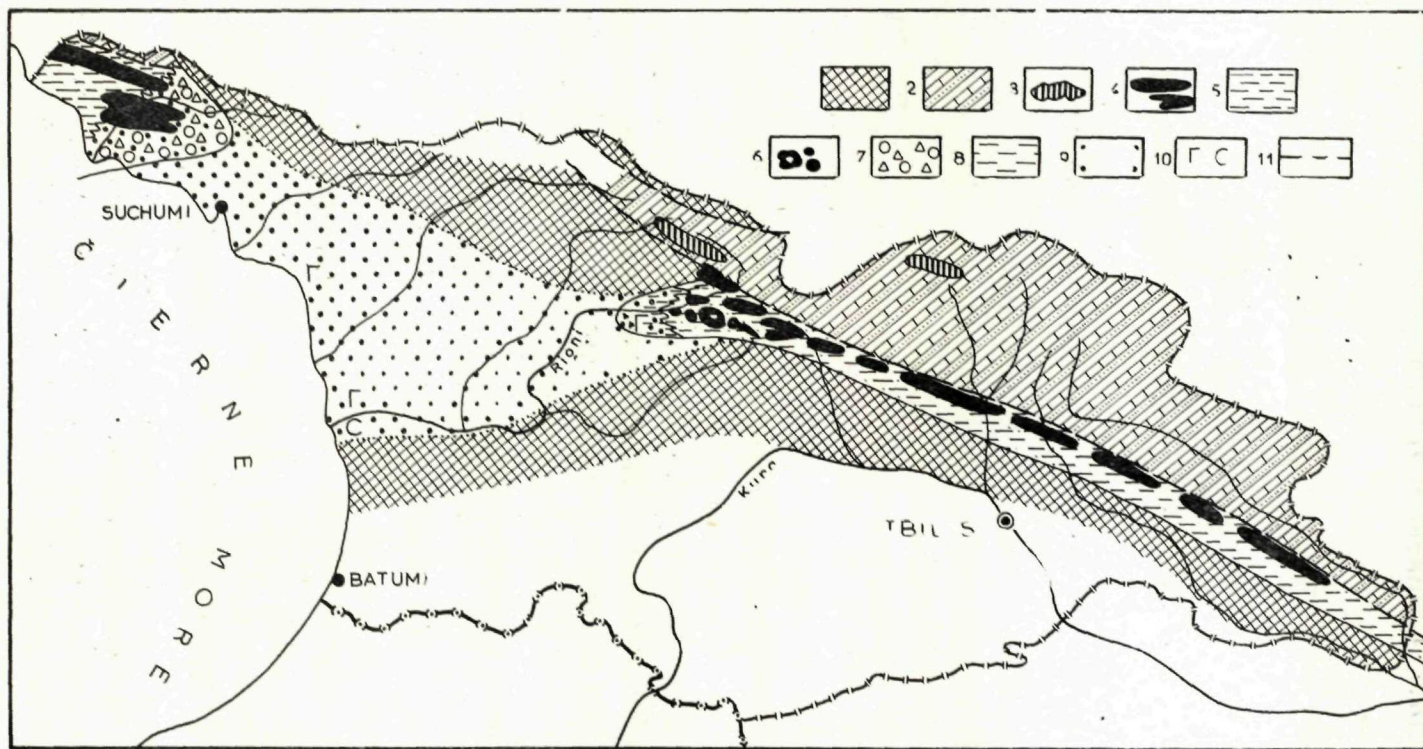
Vrchnojurské obdobie na Kaukaze poznačila intenzívna tvorba rífov. Kostru rífových štruktúr tvorili hematypné skleraktívne, vápnik vylučujúce riasy a huby. Spolu so zvyškami rifomilných organizmov tvoria rozsiahly komplex geneticky navzájom spojených biofácií. Tento komplex facií sa vyvinul regionálne a tvorí výraznú rífovú formáciu malmu, ktorá sa skladá z biotektov (6) rôzneho typu od drobných biostrómov, biohermov atolovitej stavby až po typický valový ríf a nakoniec zo zvláštnej štruktúry charakteristickej pre flyšový bazén. Táto štruktúra tvorí komplex samostatných menších biohermov a biostrómov, ktoré sa všeobecne podrobujú flyšoidnej rytmičnosti.

Tento typ štruktúr možno predbežne vyčleniť pod názvom „rytmo-biotekty”.

Pozdĺž okrajov geosynklinálneho trógu Veľkého Kaukazu sa v tom čase vyvíjali prevažne rify valového typu. Ich severná časť sa rozšírila až na južný okraj skifskej tabule za val, ďalej na sever sa rozprestiera lagúna s chemogénnymi uloženinami (11). Taký istý obraz je na juhu: tu sa na severnom okraji zakaukazského bloku rozprestieral rífový val, ktorý oddeľoval flyšový bazén od pásma epikontinentálneho mora. Na juh od neho (obr.1) bola oblasť ukladania pestrofarebných lagunárno-kontinentálnych uloženín (obr. 6). Existuje aj pásmo samostatných biohermov na Malom Kaukaze medzi vulkanogénnymi horninami v Arménsku a Azerbejdžane (obr. 2).

Severokaukazský bariérny ríf je v súčasnosti „suestu” v celokaukazskom rozsahu. Tu sa v niektorých prípadoch (Skalistý hrebeň) zachovali rífové štruktúry. Inde ostali celé len s nimi súvisiace lagunárne útvary (sadrovce Psebaja a Krassnogorskej).

Na základe výskumu koralov a amonitov sme zistili, že koralové biotekty na Kaukaze sa začali budovať vo vrchnom oxforde (3, 14, 2, 10). Zriedkavejšie sa vyskytujú v keloveji a spodnom oxforde, kde ich tvoria najmä hubky a hydrozy. Obdobím maximálneho rozšírenia a intenzívneho rastu biotektov je kimeridžské obdobie (3—6, 2). Pre titónsky vek je charakteristický rozvoj veľkých lagún v susedstve rífov, ktoré sa zachovali pod

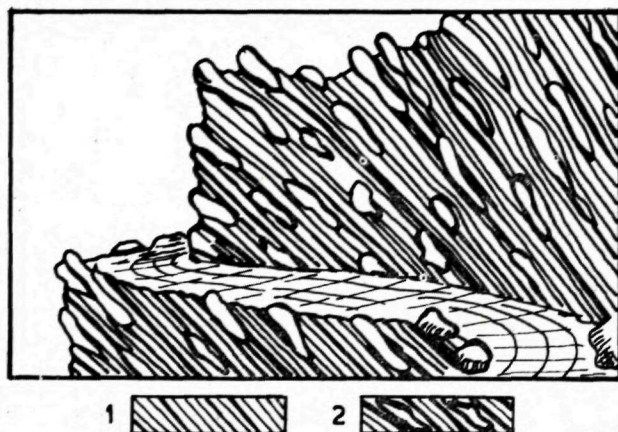


Obr. 1 Paleogeografická schéma Gruzínska pre vrchnooxfordsko-spodnotitónske obdobie.

1-súš (pôda); 2-karbonátny flyš, 3-flyšovo-rifová subformácia — flyšový rytmobiotekt; epikontinentálna rifová subformácia (4—5): 4-bariérne rify-vlnolamy; 5-vápencové fly, pieskovce, sliene; lagúnno-rifová subformácia (6—10): 6-jednotlivé biotekty; 7-konglomeráty a brekcie, 8-pieskovce a fly; 9-pestrofarebné lagúnno-kontinentálne uloženiny; 10-sadrovce a kamenná soľ; 11-regionálny obnovujúci sa (hlbinný) zlom.

lagunárnymi uloženinami. Vývin lagún sa na niektorých miestach začal už vo vrchnom oxforde, pokračoval v kimeridži a skončil sa v titóne. Treba zaznamenať, že severokaukazský a zakaukazský val sa spojili na západe v oblasti horských masívov Ošten a Tišt (13). Takže rífová fácia pravdepodobne lemovala geosynklinálny tróg Veľkého Kaukazu.

Rífová formácia sa podľa rozdielov v podmienkach sedimentácie zreteľne delí na tri subformácie: 1. flyšoidno-rífovú subformáciu, ktorá je v geosynklinále na kordilierách, 2. epikontinentálno-rífovú subformáciu, zastúpenú v podobe „valového“ rifu na severnom okraji kaukazského epigenetického bloku a na južnom okraji skifskej platformy, 3. lagunárno-rífovú subformáciu, ktorej biotekty sú v podmienkach lagunárno-epikontinentálnej sedimentácie v časti zálivov, čiastočne izolovaných valom od otvoreného mora.



Obr. 2 Schéma stavby flyšového rytmu-biotektu v údolí rieky Luchunis-ckali.
1 — flyšové súvrstvie, 2 — biotekty (biohermy, biostrómy)

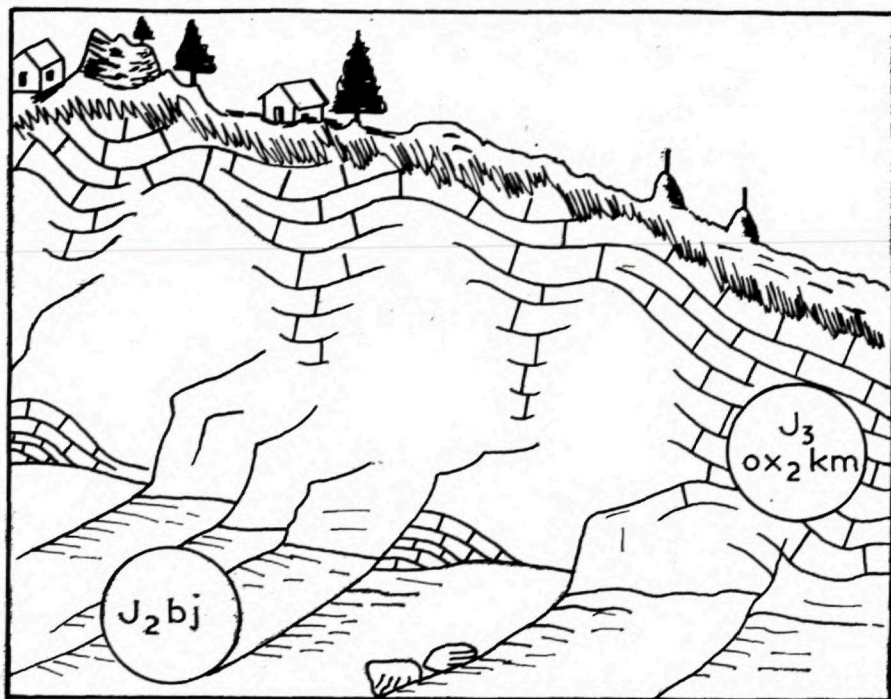
1. Flyšová — rífová subformácia sa utvorila pod vplyvom flyšoidného sedimentačného režimu a je dobre vyjadrená v Gruzínsku v Svanetii, Hornej Rači a Chevi (luchunská séria). Charakteristické je pre ňu rytmické primiešavanie terigénneho materiálu a jasne vyjadrená vrstevnatosť. Biotekty (biohermy a biostrómy) boli z času na čas pokryté úlomkovým materiálom. Žiadne z týchto telies nedosiahlo veľkú hrúbku (obr. 2). No organogénna časť tejto subformácie dosahuje hrúbku do 200 m; hrúbka jednotlivých rífových telies nepresahuje 2 m a dĺžka sa vo väčšine prípadov pohybuje od 2 do 10 m. Korálové kolónie v biohermách si často zachovávajú svoj vzhľad z obdobia života. Našli sa: *Stylina rubulifera* Phillips, *Heliocoenis variabilis* Etall., *Adelocoenia minima* Koby, *Latiphyllia*

Obr. 3 Náčrt profilu bariérneho rifu medzi osadami Časavali a Fasrago.



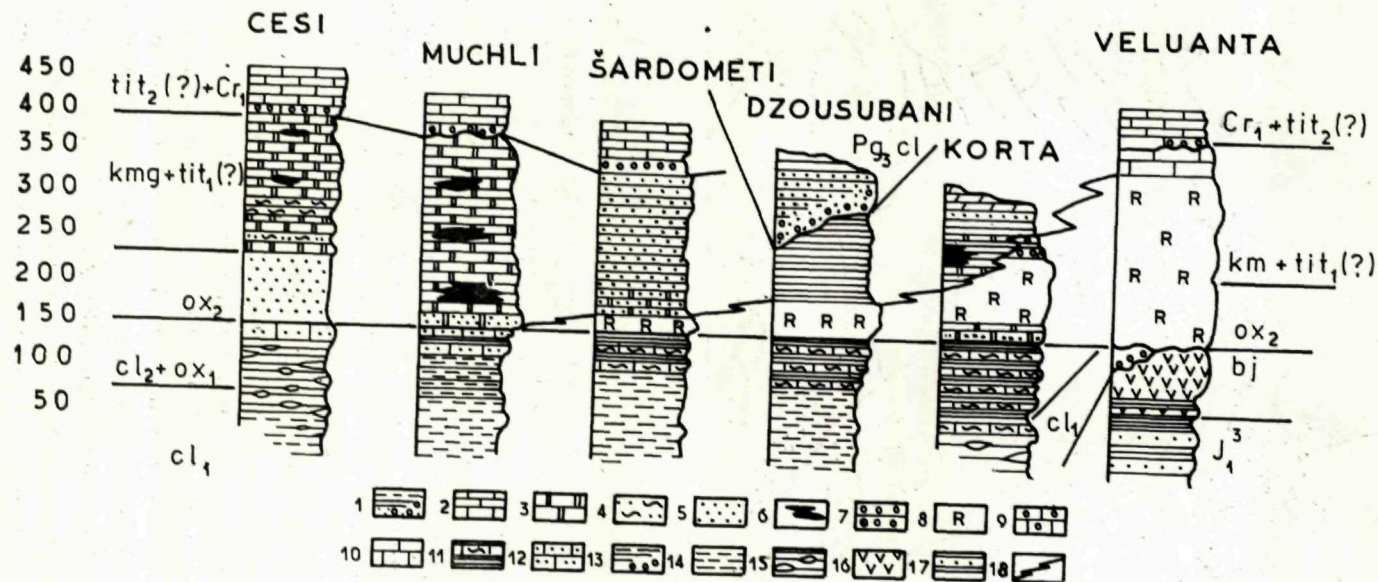
suevica Quenst., *Thamnoseris amedei* Etall., *Microsolena exigua* Koby a i., vek tejto série sa podľa koralov určuje ako vrchný oxford—spodný titón. Celková dĺžka rytmobiotektu je 30 — 40 km. Takže v priebehu malmu sa na kordilierach flyšového bazénu opakovane tvorili nevelké koralové štruktúry. Hojnosť terigénneho materiálu prekážala neprerušnému rastu biotektov a tento proces neskončil vytvorením typického rifu — vlnolamu.

2. Epikontinentálno-rifová subformácia je typický komplex, pozostávajúci z valových rifov — vlnolamov. Na južnom svahu, v Gruzínsku a Azerbajdžane, sa uvedená subformácia vytvorila v zóne epikontinentálnej sedimentácie. V tomto pásme nasledujú biotekty miestami ako na severnom svahu Veľkého Kaukazu bez prerušenia za kellovejsko-spodnooxfordskými uloženinami (osada Cona, mesto Ribisa, Balchoch a i.); miestami kelovej a spodný oxford chýba a vrchnojurské rify sa bezprostredne pripájajú k skalnému substrátu (osady Časavali, Fasrago, Kvedi) vulkanitov bajosu (obr. 3). Kostra rifu je pripojená ku dnu. V podmienkach pozvoľného poklesu sa vyvíjal spočiatku ako pobrežný a potom ako typický bariérny ríf — vlnolam. Tu prebiehal prudký rozvoj hermatypných koralov. Materiál príbojom narušeného telesa rifu sa opäť scementoval, vytvoril brekciové úseky, charakteristické pre koralové útvary. Medzery medzi kolóniami v zložení biotektu vyplňajú vápnité riasy (vylučujúce vápnik), biohermy sú výrazné v podobe kužeľov so zaokrúhleným vrchom (obr. 4). Na sever od tohto pásma, na strane otočenej k flyšovému trógu sa zachovali relikty rifového ohybu. Ich textúra je psefitová (vápencové brekcie, mikrobrekcie, gravelity „mikrozlepence“). Tieto produkty rozrušenia sú vo výbrusoch zastúpené výlučne organogénnym materiálom. V biotektoch sú hlavnými rífovými organizmami koralý, riasy a hubky.



Obr. 4 Biohermy v bariérnom rife pod dedinou Fasrago (detail, obr. 3).

Našli sa koraly *Actinastraea brenensis* Koby, *Cyathophora bourgueti* DeFrance, *C. claudiensis* Et., *Cryptocoenia limbata* Goldf., *C. fromenteli* Beauv., *Cladophyllia ramea* Koby, *Stylosmilia michelini* M.-Edw. et Haime, *Stylina excelsa* Et., *St. temax* Et., *St. decipiens* ET., *St. semiradiata* ET., *Heliocoenia variabilis* ET., *Etallonia minima* (Etall.), *Thecosmilia longimana* Quenst., *Th. trychotoma* Goldf., *Th. irregularis* ET., *Jsastrea helianthoides* Goldf., *Calamophylliopsis flabellum* (Blainv.), *C. etalloni* (Koby), *C. stockesi* (M.-Edw. et H.), *Dermoseris schardtii* Koby, *Amphiasrea gracilis* Koby, *A. basaltiformis* Etall., *Thammoseris ammedei* Etall. Zistilo sa, že koralová štruktúra sa rozvíjala v podmienkach pozvoľného poklesu dna, čo sa kompenzovalo rýchlym rastom koralových kolónii. V uvedenej oblasti rozšírenia danej subformácie je charakter jej styku s nadložnými uloženinami rôznorodý. V najúplnejších profiloch sú rífové vápence postupne nahradené masívne zvrstvenými vrchnotitónskymi vápencami s *Calpionella* Lor. (8). Za nimi nasleduje bez prerušenia morská spodná krieda. Ale vo väčšine prípadov leží spodná krieda na rífoch buď s výraznou diskordanciou, alebo vyplnía krasové nerovnosti,

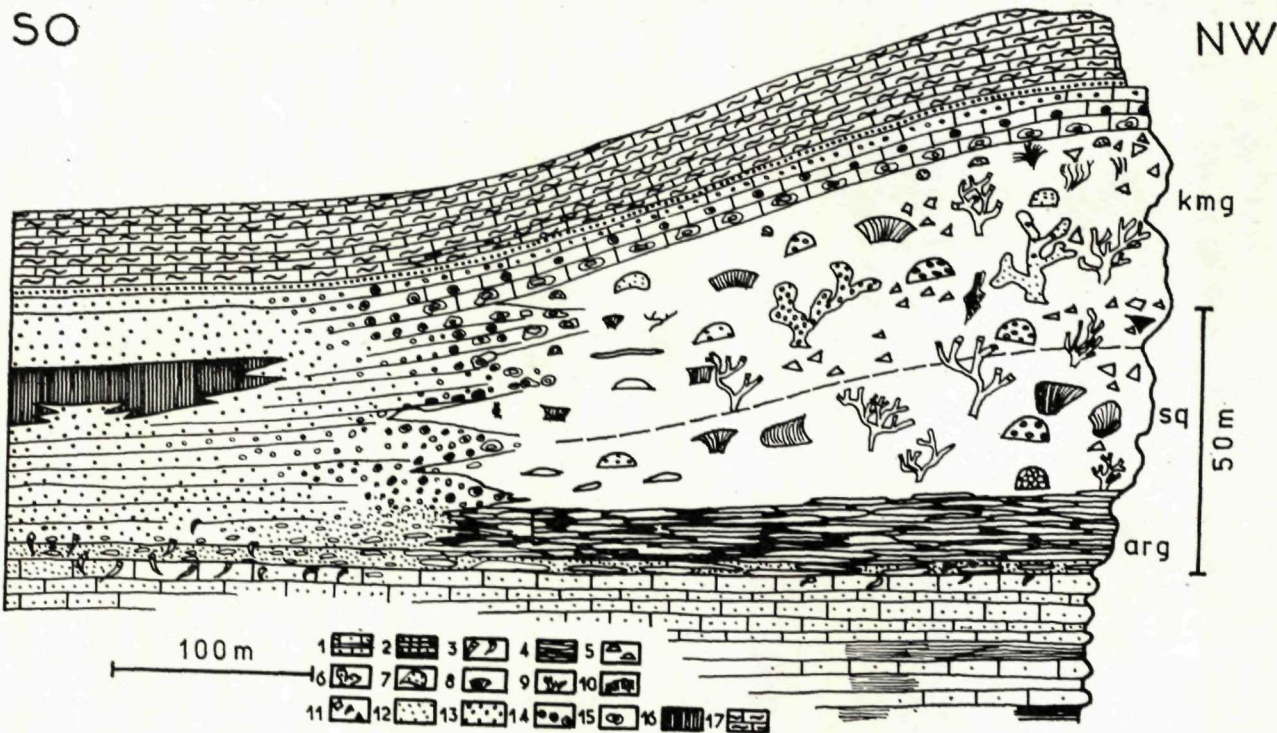


Obr. 5. Porovnanie vrchnojurských profilov Račinského zálivu (lagúnne pestrofarebné uloženiny s približením k otvorenému moru sú postupne nahradzované rifovými formáciami). 1-gravelity, pieskovce, íly — oligocén; 2 — vrstevnaté vápence — spodná krieda, 3—6-pestrofarebné uloženiny — vrchný oxford, kimeridž a spodný titón (?), 3-dolomity, 4-piesčité sliene; 5-piesky; 6-šošovky sadrovca; 7—15-epikontinentálno-morské uloženiny vrchnej jury; 7-vápence s „múmiami“, 8-celistvé rifové vápence; 9-piesčité dolomity; 10-celistvo-vrstevnaté vápence, 11-striedanie slienitých vápencov a piesčitých slienov „vrstvy Korta“; 12-piesčité vápence; 13-zlepence (bazálne útvary keloveja); 14-íly; 15-flovito-piesčité uloženiny s vápencovými konkréciami; 16-porfyrítová formácia bajok; 17-striedanie pieskovcov a flovitých bridlic — „sorská formácia“ — vrchný lias; 18-faciálna hranica medzi lagúnymi a rifovými formáciami.

vytvorené v subareálnych podmienkach (obr. 7). Výrazným príkladom takého preniknutia spodnokriedového mora do reliktného reliéfu mŕtvych vrchnojurských rifov je oblasť dediny Časavali (obr. 3). Uvedený val je významnou prekážkou; na SSV od neho boli podmienky otvoreného mora a flyšovej sedimentácie a na JJZ — podmienky lagúnno-epikontinentálnej sedimentácie. V počiatočných štádiách rifogenézy bol vplyv otvoreného mora na valové pásmo taký silný, že aj tu sa tvorili jednotlivé biotekty (obr. 6). No neskôr, keď sa už val vytvoril, za ním smerom k súši vznikli lagunárne podmienky, biotekty sme zistili v zóne sedimentácie sadrovco-nosných pestrých súvrství — koralové prestali existovať, vymreli, a biotekty sa ponorili do lagunárnych nánosov.

Ak berieme do úvahy rozhodujúci paleogeografický význam tohto valu v oblasti uvedenej rifovej formácie, potom možno v Gruzínsku vyčleniť tri faciálne pásma: 1 — extrabariérne, 2 — bariérne a 3 — intrabariérne. Zdá sa, že ich možno prirovnáť k predchádzajúcim vyčleneným subformáciám. Pásmo intrabariérnych facií vo Vrchnej Rači sa tiahne na juhozápad od bariérneho rifu. Tu sa vo vrchnojurskom zálive (obr. 5) vytvorili jednotlivé masívy — biotekty (pomerné malých rozmerov a nevelkého rozsahu) vo forme biostrómov, bioherm a atolovitých štruktúr. V tomto zálive sa začal vývoj biotektov, tak ako na vlnolamnom vale vo vrchnom oxforde, no ich existencia bola o to kratšia, o čo bola štruktúra ďalej od otvoreného mora. Pomerné dlho sa rozvíjal biotekt pri osade Korta, trvalo to počas celého vrchného oxfordu a prevažnej časti kimeridžu, preto sa utvoril v podobe atolovitej štruktúry (obr. 6). V tomto biotekte rozlišujeme: rané biostrómové štádium a neskoro biohermo-vlnolamné štádium, pričom je dobre rozlíšiteľná dovnútra obrátená strana atolu aj centrálna časť lagúny s chemogénnymi uloženinami (sdrovce).

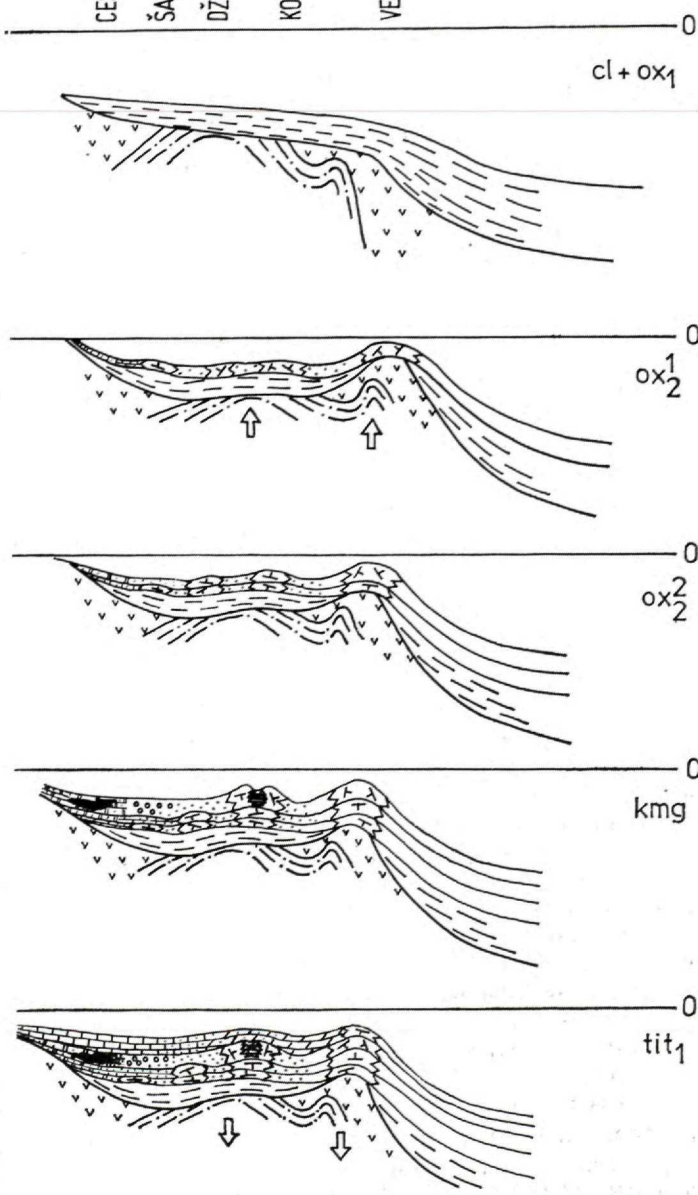
Tak sa na príklade biotektov vrchnojurského Račinského zálivu, tvoriacich subformáciu jednotnej rifovej bioformácie, naskytá možnosť rozlíšiť morfológický rad: biostróm — biohermaatol (obr. 6). Tento rad sa v priestore rozkladal od súše k otvorenému moru a v čase — odspodu nahor (obr. 7). Tieto štádiá možno rozlíšiť aj v atolitovom biotekte Korta (obr. 6), ktorý sa vytvoril v susedstve valu a tiahol sa popri iných k otvorenému moru. Tento biotekt sa rozvíjal od vrchného oxfordu (argov) do konca kimeridžu. Podobná štádiálna a veková následnosť vo vývine koralových biotektov sa vyvíjala na pozadí migrácie lagunárnej oblasti smerom k otvorenému moru (obr. 5, 7), inými slovami — na pozadí celkovej regresie. Teda podľa terminológie, uvedenej Hensonom, je v Račinskom zálive vyvinutá regresívna rifová formácia. Zistili sme takúto vzostupnú následnosť facií: za amonitovou faciou keloveja — spodného oxfordu nasleduje rifová plytkovodná fácia, ktorú najprv len na západe a neskôr aj na východe



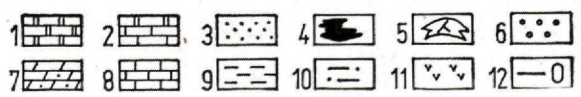
Obr. 6. Rekonštrukcia profilu atolovitého biotektu pri osade Korta. — 1-piesčité vápence „vrstiev Korta“; 2-piesčité dolomity; 3-ojedinelé koraly; 4-veľké tamnasteroidné kolónie; 5-zatlačené tamnasteroidné kolónie; 7-plakoidné kolónie; 8-masívne kolónie; 9-rozvetvené kolónie; 10-snopovité kolónie; 11-brekie vlnobitnej zóny rifu; 12-pieskovce; 13-ily a pieskovce pestrofarebnej série; 14-oolitové vápence a vápnité zlepence; 15-vápence s pizolitmi a „múmiami“; 16-šošovka sadrovca; 17-slienité vápence (kimeridž-spodný titón) (?).

RAČINSKÝ ZÁLIV GEOSYNKLINÁLNY BAZÉN

CESI ŠARGOMETI DŽOISUBANI KORTA VELUANTA



Obr. 7. Schéma vývinu biotektov malmu Račinského zálivu v závislosti od faciálnych podmienok a tektonického režimu. Pestrofarebná séria — vrchný oxford — spodný titón (1—4, 6—8): 1-dolomity; 2-piesčité dolomity a vápence; 3-pestre piesky, pieskovce a íly; 4-šošovky sadrovca; 5-biotekty- rifové telesá (vrchný oxford — spodný titón (?)); 6-zlepence; 7—8-slieňe a vápence, miestami piesčité; 9-teri-génne súvrstvie keloveja — spodného oxfordu; 10-flovité bridlice a pieskovce (vrchný lias); 11-porfyrítová séria(bajok); 12-hladina mora.



nahrádza lagunárne súvrstvie. Rozšírila sa oblasť lagunárnej sedimentácie na úkor rifovej, t. j. morskej. Jasne vystupuje typický obraz regionálnej regresie.

Pri porovnaní vrchnojurských rifových útvarov Kaukazu s podobnými západokarpatskými útvarmi možno pozorovať podobnosť facií (1) aj koralovej fauny. Koraly sa tam študovali z bradiel Štrambergu.

Treba spomenúť, že na rozdiel od Kaukazu sa rifová fácia podľa štramberských koralov datuje len ako titónska a na Kaukaze jej stratigrafické rozpätie zahŕňa vrchný oxford—spodný titón.

V neskorej jure bol Kaukaz rifovou oblasťou, v ktorej možno vyčleniť rifovú formáciu aj subformáciu.

Ako už bolo uvedené, na severnom a južnom svahu Veľkého Kaukazu možno, na rozdiel od Západných Karpát, sledovať takmer nepretržitú refaz východov masívnych vápencov vo forme rifovej bariéry od Čierneho mora, až takmer ku Kaspickému moru, bez zvláštnych tektonických porúch.

Literatúra

1. АРКЕЛЛ, В. 1961: Юрские отложения земного шара. Изд-во иностранной литературы, Москва.
2. БАБАЕВ, Р. Г. 1970: Биостратиграфия верхнеюрских отложений Малого Кавказа (Азербайджана) по склерактиниям. Мезозойские кораллы СССР. Тр. 2 Всесоюзного симпозиума по изучению ископаемых кораллов СССР, 4. Изд-во „Наука“, Москва.
3. БЕНДУКИДЗЕ, Н. С. 1949: Верхнеюрские кораллы Рачи и Юго-Осетии (на грузинск. яз., резюме русское). Тр. ГИН АН ГССР, 5, 10, Тбилиси.
4. БЕНДУКИДЗЕ, Н. С. 1961: Литологические и палеогеографические карты. Листы: келловей, оксфорд, в. оксфорд — кимеридж и титонского ярусов Грузии. Атлас Русск. платформы и ее геосинклинального обрамления, Москва.
5. БЕНДУКИДЗЕ, Н. С. 1964: Верхняя юра. В кн.: „Геология СССР, X, Грузинская ССР“. Изд-во „Недра“, Москва.
6. БЕНДУКИДЗЕ, Н. С. — ЧИКОВАНИ, А. А. 1975: Биотекты мальма Грузии. Вопросы стратиграфии и палеонтологии мезозоя Грузии, 2, АН ГССР, ГИН., Тр., нов. серия, 47, Тбилиси.
7. ГАМКРЕЛИДЗЕ, П. Д. — БЕНДУКИДЗЕ, Н. С. — ЭРИСТАВИ, М. С. 1952: К стратиграфии меловых отложений окрестностей Цханари. Сообщ. АН ГССР, 13, 6, Тбилиси.
8. КАХАДЗЕ, И. Р. 1947: Грузия в юрское время. Тр. ГИН. АН ГССР, сер. геол., 3 (8), Тбилиси.
9. КОКРАШВИЛИ, З. А. 1966: Новые данные о стратиграфии и истории геологического развития флишевых отложений Верхней Рачи (на груз. яз., резюме русские). Сообщ. АН ГССР, 10, 1, 3, Тбилиси.

10. МИНИН, А. И. — САХАРОВ, А. С. 1969: Верхнеюрские (оксфордские) биогермы Северной Осетии и Кабардино-Балкарии. Сев. Кав. НИИ, Тр., 4, Геология и нефтегазоносность Северо-Восторного Кавказа, Орджоникидзе „VIP”, Тбилиси.
11. МИХАЙЛОВА, М. В. 1968: Биогермные массивы в верхнеюрских отложениях Горного Крыма и Северного Кавказа. Ископаемые рифы..., Тр. III-й палеонт.-литолог. сессии АН ССР, Уральский филиал, Свердловск.
12. ПАЙЧАДЗЕ, Т. А. 1973: Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложений Юго-Осетии. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, Нов. серия, 41, Изд-во „Мецниереба”, Тбилиси.
13. ХАИН, В. Е. 1962: Рифы и тектоника. Тр. У и УІ сессии Всесоюзн. палеонтологич. об-ва, Москва.
14. BENDUKIDZE, N. S. 1964: Stratigraphie der oberjurasischen Riff-Fazies in Georgien und angrenzenden Gebieten des Kaukasus. Coll. Jurass. Luxemburg.
15. ELIÁŠOVÁ, H. 1975: Sous-ordre Amphiastraeina Alloiteau, 1952 (Hexacorallia) des calcaires de Stramberk (Tithonien, Tchécoslovaquie — Čas. miner, géol., 19.
16. GEYER, O. 1955: Beiträge zur Korallenfauna des Stramberger Tithon. Z. Paläont., 29, 3—4, Stuttgart.
17. HENSON, F. R. S. 1950: Cretaceous and Tertiary Reef formation and associated Sediments in Middle East, Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists, 34, 2, Oklahoma.
18. OGILVIE, M. 1897: Die Korallen der Stramberger Schichten Palaeontograph., Abt. A, 7, Suppl., 2, Stuttgart.

N. S. Bendukidze

Late Jurassic reef formation of Caucasus

Summary of Slovakian text

The Late Jurassic period was characterized by intensive generation of reefs in Caucasus. Along the margins of the geosynclinal trough of the Great Caucasus mostly reefs of the barrier type developed. The northern belt of the reefs extended to the southern periphery of the Skif platform, and farther northward, behind the barrier was a lagoon with chemogenic sedimentation. The southern belt of the reef barrier extended along the northern periphery of the Transcaucasian intermediary Massif. The barrier separated the flysch basin from the lagoonal-epicontinental sea. At the south of the sea was an area of accumulation of varicoloured lagoonal-continental deposits. At the west the North-Caucasian and Transcaucasian barriers joined in a region of mountain massifs Ošten and Fišt so that the reef barrier confined the geosynclinal trough of the Great Caucasus.

Skeleton of the reef structures was composed of hermatypical Scleractinia, Algae and sponges excreting lime. The complex of genetically related facies has regional development and forms a conspicuous Malmian reef formation composed of biotects of various types including minor biostromes, bioherms, atoll-like structures and typical barrier reefs. Geosynclinal flysch basin is characterized by particular structures. They are a complex of isolated, small-sized bioherms, generally subject to flyschoid rhythmicity. Structures of this type may be denoted as „rhythmo-biotects”. There is also a belt of isolated bioherms in the Little Caucasus amidst volcanogenic rocks in Armenia and Azerbaidjan.

On the ground of the study of corals and ammonites it is assumed that the coral biotects in Caucasus began to form mostly during the Late Oxfordian. The Kimmeridgian time is a period of the maximum extension and intensive increase of biotects. The Tithonian is characterized by development of large lagoons adjacent to reefs and their preservation under lagoonal accumulations.

The reef formation is subdivided into three subformations differing in depositional conditions: I. the flyschoid-reef subformation referred to cordilleras of the geosyncline; II. the epicontinental-reef subformation represented by a barrier reef on the southern margin of the Skif platform and on the northern margin of the Transcaucasian intermediary massif; III. the lagoonal-reef subformation whose biotects are in the conditions of lagoonal-epicontinental sedimentation. This subformation is on the segments of marine bays, partially isolated by a barrier from the open sea. In the Georgian territory are two such bays: the Abchaz and the Rača-Osetin. There formed the separate massifs-biotects in the form of biostromes, bioherms and atoll-like structures. The example of biotects of the Rača type indicate possible differentiation of morphogenetic series: biostrome → bioherm → atoll. This series extends spatially from dry land to the open sea, and as for time — from the Late Oxfordian to the end of Kimmeridgian. An analogous sequence in the development of coral biotects

formed on the margin of migrating lagoonal area (sedimentation) toward the open sea, i. e. on the margin of general regression.

A comparison between Upper Jurassic reef formations of Caucasus and the West Carpathian formations shows resemblance in facies of massive reef limestones and of coral fauna.

On the northern and southern slopes of the Great Caucasus — in contrast to the West Carpathians — is a conspicuous chain of exposures of massive limestones, extending between the Black Sea and the Caspian region, in the form of a reef barrier. The exposures were not particularly affected by tectonics.

N. S. Bendukidze



СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ НИЖНЕГО МЕЛА КАВКАЗА И ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

STRATIGRAFIA A FÁCIE SPODNEJ KRIEDY KAUKAZU A ZÁPADNÝCH KARPÁT

Э. В. Котетишвили, А. Беган, К. Борза, О. Самуэл

Введение

Различия в особенностях геологического строения территории Грузии обуславливают различные условия нижнемелового осадконакопления в разных ее частях и, соответственно, различные типы разрезов: 1. флишевый, 2. субплатформенный и 3. вулканогенный.

Северную полосу выходов нижнего мела на территории Грузии составляют флишевые карбонатно-терригенные отложения; южнее развиты субплатформенные, в основном карбонатные отложения Гагрско-Джавской зоны и Грузинской глыбы. Еще южнее расположены выходы вулканогенной фации Аджаро-Триалетии. Крайним южным пунктом развития нижнего мела являются выходы субплатформенных отложений Артвинско-Болнисской глыбы.

В складчатой системе Южного склона Большого Кавказа и на большей части Грузинской глыбы нижний мел представлен полностью от берриаса до альба, и только по периферии Дзирульского и Келасурского массивов разрез нижнего мела начинается с баррема. В Аджаро-Триалетской складчатой системе представлены апт и альб. На Артвинско-Болнисской глыбе установлены готеривские и апт-альбские отложения.

Мощности нижнемеловых отложений в геосинклинальных областях достигают 2500 м, а в Гагрско-Джавской зоне и на Грузинской глыбе обычно не превышают 450—500 м. В Колхидской низменности, по данным бурения, мощность нижнего мела 1700—1900 м. Особенно маломощны нижнемеловые отложения юго-восточного окончания Гагрско-Джавской зоны, где их общая мощность не превышает 50 м. В Аджаро-Триалетской складчатой системе мощность апта и альба составляет

2450 м. На Храмском массиве мощность отдельных выходов нижнего мела составляет 1—3 десятка метров.

Отложения берриаса, валанжина и готерива слабо охарактеризованы фаунистически, и проведение границ между ними подчас затруднительно.

Берриас распространен в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа и на Грузинской глыбе. В геосинклинали он представлен слоистыми известняками, реже мергелями; на глыбе базальной формацией нижнего мела — кварцево-аркозовыми песчаниками. В нижней его части выделяются слои с *Berriasella subrichteri*, а в верхней — слои с *Negreliceras negreli* и *Euthymiceras transfigurabilis*.

Валанжин согласно налегает на берриас; в геосинклинали он представлен в основном карбонатными породами — известняками и мергелями, а также сланцами, а на глыбе — доломитизированными известняками. Он подразделяется на две части: нижнюю — слои с *Thurmanniceras thurmanni* и *Neocomites trezanensis* и верхнюю — слои с *Neocomites neocomiensis* и *Thurmanniceras campitoxus*.

Готерив почти повсюду согласно налегает на валанжин. В геосинклиальной области с этим ярусом связан переход карбонатного флиша в терригенный: нижняя часть представлена известняками, мергелями, сланцами, а верхняя — песчаниками и сланцами. В Гагрско-Джавской зоне развиты слоистые известняки с кремнистыми стяжениями; на глыбе — доломиты и доломитизированные известняки в нижней части и нижняя часть ургонских известняков готерив-барремского возраста — в верхней.

Готерив подразделяется на 4 части: в нижнем готериве выделены слои с *Lyticoceras ambignonium* и *Leopoldia bargamensis dubisiensis* внизу и слои с *Crioceratites duvali* и *C. nolani* вверх. Верхний готерив удается подразделить на две части: слои с *Speetoniceras subinversum* внизу и зона *Pseudothurmannia angulicostata* вверх.

Баррем всюду согласно сменяет готерив, кроме периферий Дзирульского и Келасурского массивов, где он представляет собой самый древний элемент меловой системы и трансгрессивно залегает на кристаллических породах массивов, порфиритовой свите байоса или верхнеюрских отложениях. В геосинклинали он представлен терригенными флишевыми отложениями, а в Гагрско-Джавской зоне и на Грузинской глыбе карбонатными, в которых различаются 3 основные фации: 1. ургонская — массивные и толстослоистые зоогенные известняки с рудистами и экзогирами (готерив барремского возраста), 2. толстослоистые, иногда глауконитовые известняки и 3. слоистые пелитоморфные известняки, часто с кремнистыми стяжениями. Подразделяется на

нижний баррем: 1. зона *Holcodiscus caillaudianus* и *Emericiceras emerici* и 2. слои с *Pulchelliidae* и верхний баррем; 1. слои с *Matheronites*, 2. зона *Imerites giraudi*, 3. зона *Colchidites securiformis*.

Апт почти без перерыва продолжает разрез нижнего мела; он представлен в двух фациях: терригенной и карбонатной. Первая развита в геосинклинали — глинистые сланцы и аргиллиты, вторая на остальной части Грузии — слоистые мергелистые известняки и мергели. По аммонитам подразделяется на нижний — бедульский подъярус (1. зона *Procheloniceras albrechtiaustriae* и *Deshayesites weissii*, 2. зона *Deshayesites deshayesi*, 3. слои с *Dufrenoya furcata*); средний — гаргазский подъярус (1. зона *Epicheloniceras subnodosocostatum*, 2. зона *Colombiceras tobleri*); верхний — клансейский подъярус (1. зона *Acanthohoplites nolani*, 2. зона *Hypacanthoplites jacobi*).

Альб на большей части территории Грузии согласно налегает на апт; он представлен многообразными фациями: в геосинклинали это часть терригенного флиша — сланцы и аргиллиты; в Гагрско-Джавской зоне и на Грузинской глыбе — 1. голубовато-серые мергели, 2. глауконитовые песчаники и 3. вулканогенные отложения. Последние широко развиты и в Аджаро-Триалетской складчатой системе.

Альб подразделяется на нижний альб (1. зона *Leymeriella tardefurcata*, 2. зона *Douvilleiceras mammillatum*); средний альб (1. зона *Hoplites dentatus*, 2. зона *Oxytropidoceras roissyanum*); и верхний альб (1. слои с *Actinoceramus sulcatus* и *A. subsulcatus* 2. зона *Hysterocheras orbigny* и *Mortoniceras inflatum*; 3. слои с *Aucellina gryphaeoides*, 4. зона *Stoliczkaia dispar* и *Mortoniceras rostratum*).

Нижний и средний мел присутствует во всех главных тектонических единицах Западных Карпат.

Вообще в пределах Западных Карпат можно выделить два основных типа фаций флишевой формации: первый из них связан с внешними Карпатами, а второй тип, карбонатно-флишеидного характера, типично выражен во внутренних Карпатах.

Нижний мел внешних Карпат в большинстве случаев сменяет без перерыва юрские отложения. В пределах силезской и субсилезской единиц нижний мел представлен в основном грубодетритовыми осадками с переменным количеством пелитового и псаммитового компонентов, в результате чего оказалось возможным различить отдельные типы фаций. В магурской зоне нижний неоком имеет сланцевато-флишевый

характер. Более высокий отдел нижнего мела в этой зоне характеризуется преобладанием глин с прослоями несчаных известняков.

Клипповая зона в северном ее типе сложена нижним мелом ракушничково-криноидного характера, а южная серия характеризуется пелагическим типом отложений, т. е. мергелями, мергелистыми известняками и роговиками. В пределах вепорид нижний отдел нижнего мела приобретает пелагический характер при отсутствии роговиков, имеющих только в более высоких его частях, за исключением хочского покрова.

Средний мел во флишевой зоне в области силезского покрова начался чрезвычайно интенсивным детритовым и отчетливо выраженным флишевым осадконакоплением, которое продолжалось до сеномана или даже турона. В магурской зоне средний мел, вероятно, первично отсутствует. В пределах клипповой зоны, а именно в пьенидоидных сериях, осадконакопление в течение альба и сеномана сохраняет пелагический характер, а образование флиша и отступление моря проявляются лишь в начале турона. К концу неокома, однако, над уровнем моря выступала зона Высоких Татр, т. наз. Манин(а), и осадконакопление здесь прекратилось, но в начале альба эта зона вновь была покрыта морем и грубокластическое, а отчасти и пелагическое осадконакопление продолжалось до верхнего мела с локальным трансгрессивным залеганием этих горизонтов на ургонском ярусе. В сериях оболочек средний мел представлен флишевыми отложениями альба или нижнего сеномана. В пределах вепорид наблюдается принос грубообломочного материала в альбе и сеномане, осадконакопление имеет, таким образом, детритовый характер с проявлением элементов флишевого развития и выявляет тенденцию к отступлению моря.

Можно констатировать, что в нижнем мелу внешней зоны, особенно в силезском покрове, преобладающее флишевое осадконакопление сопровождалось интенсивным погружением и аккумуляцией отложений значительной грубости. Наоборот, в южных единицах Западных Карпат (т. е. в клипповой зоне и в зоне осадконакопления внутренних Карпат) отлагались пелагические осадки. Несмотря на то, что осадконакопление имело глубоководный характер, грубость отложений и погружение незначительны.

В среднем мелу, особенно во внешних поясах значительные опускания, достигающие величин порядка нескольких тысяч метров, проявились в ассоциации с осадконакоплением. В отличие от этого, в среднем мелу пьенидоидных серий образовалась серия малой мощности и пелагического характера, причем детритовые флишевые серии достигли довольно большой мощности только в туроне.

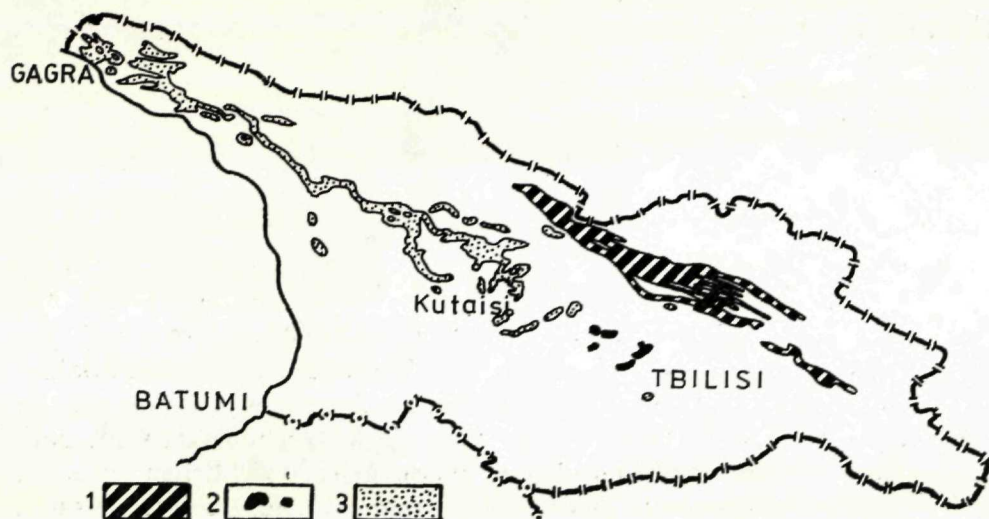
Spodná krieda Kaukazu

Spodnokriedové uloženiny sú na území Gruzínska dosť rozšírené. Odkryté sú na južnom svahu Veľkého Kaukazu, od západného Abcházsku sa tiahnu v úzkom pásme na juhovýchod do údolia rieky Cchemschali, od západu lemujú okribský zdvih, tvoria obe krídla račinsko-lečchumskej synklinály a sporadicky sa odkrývajú po obvode Dziruľského kryštálického masívu. Z jednotlivých odkryvov je spodná krieda známa na adžarsko-trialetskom hrebeni, v jadrách antiklinál. Neveľké odkryvy spodnokriedových uloženín boli nedávno zistené na Chramskom masíve, v severnej časti artvinsko-bolnisského bloku (obr. 1).

Vo vrásovej sústave južného svahu Veľkého Kaukazu a v prevažnej časti gruzínskeho bloku je spodná krieda zastúpená od beriasu až po alb a len po obvode Dziruľského a Kelasurského masívu sa profil spodnej kriedy začína barrémom. V adžarsko-trialetskej vrásovej sústave je zastúpený apt i alb. V artvinsko-bolnisskom bloku boli zistené hoterivské aj aptsko-albské uloženiny.

Staršie poznatky o spodnej kriede Gruzínska sú zhrnuté v prácach G. Abicha 1858, Duboisa de Montpéreux 1839, S. Simonoviča 1897, S. Simonoviča, A. Sorokina a L. Baceviča 1875, E. Favrea 1875, E. Fourniera 1896 a i. V týchto prácach sú prvé porovnania sérií vyčlenených v Gruzínsku, so stupňami spodnej kriedy. Začiatkom 20. storočia sa objavili práce M. S. Švecova (1911), ktorý vyčlenil v západnom Abcházsku, valanž, hauteriv a barrém, v prácach V. N. Rengartena (1932), I. G. Kuznecova (1931, 1932), N. B. Vassoeviča (1932) sú rozpracované otázky stratigrafie flyšových uloženín. Niektoré z ich stratigrafických schém, ktoré prešli len nevelkými zmenami, sa používajú dodnes. B. F. Meffert (1928, 1930, 1931) a T. A. Mordvilko (1937) rozpracovali podrobnejšiu stratografiu spodnej kriedy západného Gruzínska.

Od tridsiatych rokov tohto storočia sa objavujú prvé práce gruzínskych geológov, týkajúce sa spodnej kriedy Gruzínska. A. I. Džamelidze (1940) dokázal existenciu ranoneokómskej transgresie, vyčlenil bazálne útvary spodnej kriedy — súvrstvie kremitých pieskovcov, ktoré pôvodne



Obr. 1 Schéma odkrytov spodnokriedových uloženín Gruzínska so základnými typmi uloženín: 1. geosynklinálne karbonátne — terigénne uloženiny; 2. geosynklinálne vulkanogénne uloženiny; 3. subplatformné uloženiny.

zaradovali do vrchnej jury, určil amonitovú faunu barrému a vrankonský podstupeň v Rači. I. V. Kačarova (1932) zistil prítomnosť beriasu v Abcházsku, P. D. Gamkrelidze (1936) a M. I. Varencov (1936) vyčlenili albskú tufogénnu sériu v trialetskom chrbte (hrebni). V tom čase sa začal výskum spodnokriedovej fauny (A. J. Džanelidze 1926, J. Ruchadze 1933, 1938).

Systematickým štúdiom stratigrafie a fauny spodnej kriedy sa od štyridsiatych rokov zapodieval M. S. Eristavi. V priebehu dvoch desaťročí preštudoval skoro všetky hlavné profily spodnej kriedy Gruzínska, rozpracoval schému zonálneho členenia spodnokriedových uloženín Gruzínska (1951, 1952) a zaujal stanovisko k otázkam paleogeografie spodnej kriedy a faunistických vzťahov k príslušným oblastiam (1959, 1960), určil vzťah spodnokriedových zón k vývinovým etapám amonitovej fauny (1964) a preskúmal všetky dovtedy známe bezstavcové fosilie (1955) zo spodnej kriedy Gruzínska. V tom čase spodnokriedovú faunu študovali K. Š. Nucubidze (1945), M. V. Popchadze (1949), N. D. Čečinašvili (1953) a T. K. Dvali (1963, 1966).

Od šesťdesiatych rokov sa celý rad mladých bádateľov zapodieva ďalším podrobnejším rozpracovaním Eristaviho schém a štúdiom nového paleontologického materiálu (E. V. Kotetišvili 1958, 1964, 1970, I. P. Gamkrelidze 1966; Dobjanidze 1962, 1972, M. V. Kakabadze 1965,

1967a, 1967b, J. V. Kvantaliani 1968, N. N. Kvachadze 1972, T. Ju. Nazarišvili 1968a, 1968b, 1969, I. G. Vašakidze 1965, G. Ju. Sicharulidze 1970, 1972, A. V. Kvernadze 1971, L. R. Cirekidze 1970, 1971, N. V. Čubinidze 1965a, 1965b a i.).

Rozdelenie spodnej kriedy Gruzínska na základe amonitovej fauny

Uloženíny beriasu, valanžu a hauterivu sú chudobné na faunu, takže určenie hraníc medzi nimi a zdôvodnenie ich veku zatiaľ nie je možné. Je tu však zvláštnosť: v tuapsko-novorossijskej a mestijsko-tianetskej geosynklinálnej zóne sú beriassko-valanžské uloženiny vyčlenené ako zvláštne horizonty, ale hauterivsko-barrémske uloženiny sú navzájom neoddeliteľné. V gruzínskom bloku nemožno oddeliť berias, valanž a hauteriv, ale barrém sa zreteľne líši charakteristickou faunou. Preto bolo rozhodnuté skúmať v gruzínskom bloku berias, valanž a hauteriv spolu. Tu síce uvádzame ich opisy jednotlivo, ale iba so zreteľom na uvedené osobitosti.

Berias

V severozápadnom Abcházsku ležia beriasské uloženiny konkordantne na titónskych vápencoch a sú konkordantne prekryté valanžom. Zaradujeme ich k tuapsko-novorossijskej zóne, ktorá sa rozprestierala zhruba v sočskej oblasti a len jej jv. okraj zasahuje územie Gruzínska. Kepšská a medovejevská séria, ktoré sú typické pre túto zónu na území Gruzínska, už nie sú vyvinuté a berias je zastúpený drobno a stredno zvrstvenými kryštalicými vápencami s medzivrstvičkami ílovitých vápencov, hrubých 30 — 50 m. V údolí riek Psou, Arkva a Pšica našli v beriasských uloženiach *Berriassella subrichteri* Ret., *B. pontica* Ret., *Spiticerias* sp., *Thysanolytoceras* sp., *Aucella volgensis* Lah.

V mestijsko-tianetskej zóne sú beriasské uloženiny sukcesívnym pokračovaním profilu vrchnojurských sedimentov. Berias tvorí spodnú časť vrchnej časti karbonátového flyšu, ktorého spodnú časť zaradujeme k vrchnej jure.

V hornej Rači je berias zastúpený súvrstvom vápencov a slieňov. V tejto sérii sa striedajú jemno a stredno zvrstvené šedé vápence, slieňové a ílovité vápence v hrúbke 350 m. Našli tam *Spiticerias* ex gr. *orientale* Kil., *Pseudobelus* sp. V oblasti Mamisonského priesmyku, v podloží beriasu boli zistené kalpionelly beriasského veku (určila L. V. Linecká): *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cad., *C. undelloides* Colom., *Calpionellites darderi* (Colom.), *C. neocomiensis* Colom., *Calpionellopsis thalmani* (Colom.), *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Fil.), *T. oblonga* (Cad.), *T. cadischia-*

na Colom., *T. maxima* Colom., *Amphorellina subacuta* Colom., *Salpingellina levantina* Colom.

V južnej Osetii a v oblasti Gruzínskej vojenskej cesty sa k beriasu radi spodné vápencové súvrstvie zastúpené tmavošedými pelitomorfnými a piesčitými vápencami a slieňmi v hrúbke 350 — 400 m. Tieto horniny spočívajú konkordantne na vrchnojurskej dumancojskej sérii a sú konkordantne pokryté čiernym slienitým súvrstvom valanžu.

Vo vrchnej časti tohto súvrstvia I. G. Vašakidze našiel *Himalayites* ex gr. *slideli* Opp.; z toho istého súvrstvia pochádza *Berriasella subrichteri* Ret. (našiel ju I. G. Kuznecov). I. G. Vašakidze zaradil toto súvrstvie ku kimeridžu — titónu, kým R. A. Gambašidze (1965) a Z. A. Kokrašvili (1973) ju radia k beriasu. Podľa súčasných názorov sa toto súvrstvie paralelizuje so sériou Cipory, ktorá sa tiež považuje za beriasskú (Z. A. Kokrašvili 1973).

V Zaalazanskej Kachete do beriasu zaraďujeme episeľskú sériu (N. B. Vassojevič 1932), zastúpenú tmavými pseudoolitovými a oolitovými vápencami, vápencami a piesčitými vápencami s ojedinelými medzivrstvičkami mikrozlepencov. Vzťahy k podložným a nadložným uloženinám nie sú pre komplikovanú tektoniku jasné; hrúbka série je 400 m. Možno, že vrchná časť série zahŕňa aj spodnú časť valanžu.

Na juh od flyšového pásma sú dva oddelené odkryvy spodnej kriedy, jeden v okolí dedín Cchanary a Fasrago, druhý v údolí rieky Ksani. Zastupujú ich nehrubé karbonátové sedimenty. Spočívajú transgresívne na starších uloženinách. V prvom z nich transgresívne na vrchnojurských vápencoch leží berias a nie je oddelený od valanžu. Toto súvrstvie zastupujú v podstate žlto-šedé vápence litografického typu s medzivrstvičkou bridličnatých slieňov a brekcií; vyskytujú sa aj kremité častice, šošovky kremeňa a vložky ílovitých slieňov. Vek fauny je v podstate valanžský: *Buchia inflata* Sow., *B. crassicolis psiloraschensis* Bor., *Pseudobelus* cf. *bipartitus* Blainv., *Duvalia binervia* Rasp., *Kilianella* cf. *pexypticka* Uhl., *Thurmanniceras* cf. *camplitoxux* Uhl., *Neocomites* aff. *trezanensis* Lory a i.

Celková hrúbka aj s valanžom je 8 — 10 m. V údolí rieky Ksani ležia beriasské uloženiny na porfyritovej sérii bajoku. Zastupujú ich vápnité pieskovce s medzivrstvičkami karbonátových mikrozlepencov a ílov, vrchnú časť súvrstvia na základe charakteristickej fauny už radíme k valanžu: *Sulcirhynchia valangiensis* Lor., *Fibula plana* Pčel., *Neocomites* cf. *trezanensis* Lory. Hrúbka (spolu s valanžom) je 12 — 15 m.

V gagrsko-džavskej zóne a v gruzínskom bloku berias leží konkordantne na titóne len v západnom Abcházsku a v údolí rieky Chidikari. Na ostatnom území berias leží transgresívne na porfyritovej formácii bajoku, pestrej formácii kimeridžu — titónu, zriedkavejšie na šupinovitých bridliciach

batu. Jeho podložie pozostáva z bazálnej formácie — kremito-arkózových pieskovcov, ktoré miestami prechádzajú do zlepencov. Tieto uloženiny sa smerom do nadložia striedajú s vrstevnatými dolomitizovanými vápencami, ktorých vrchná časť zasahuje valanž aj hauteriv.

V gagsko-džavskej zóne berias zastupujú ílovité a pelitomorfné vrstevnaté vápence s hrúbkou asi 40 — 50 m. V Abcházsku sa v nich našli formy charakteristické pre berias: *Negriliceras negreteli* Math., *Euthymiceras* cf. *transfigurabilis* Bog., *Protetragonites quadrisulcatus* Orb. Treba poznamenať, že k beriasu sa radi tzv. „brachiopódový horizont”, dobre zastúpený na celom území Abcházska. Okrem uvedených foriem, nájdených vždy po jednom exemplári, našli v uloženinách takmer v masovom množstve bohatú brachiopódovú faunu: „*Zeilleria*” *abchasicsa* Nutz., *Sulcirhynchia valangiensis* Lor., *Lacunosella* cf. *kvesanensis* Nutz., *Septaliphoria* ex. gr. *corallina* Leim., *Kingena* sp. ind.

V beriasských uloženinách severozápadného Abcházska, na hrebeni Lakorozi — Otau, sme našli tieto formy foraminifér a kalpionelíd (určil V. A. Tordia): *Bigerina* sp., *Textularia* sp., *Gaudryina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Spirillina* sp., *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cad., *C. undelloides* Col., *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Fil.).

V gruzínskom bloku sa k beriasu zaraďujú bazálne kremito-arkózové pieskovce, ktoré sú celkove chudobné na faunu. V okolí dediny Muchurisme v týchto uloženinách našli *Cyрана muchuriensis* Kotet., *C. caucasica* Kotet., *C. aff. subplana* Reis., *Natica laevigata* Orb. (E. V. Kotetišvili 1964). Hrúbka týchto vrstiev je od niekoľkých m do 30 — 50 m.

Beriasská fauna je zastúpená jednotlivými exemplármi amonitov, charakteristických pre tento stupeň: *Negriliceras negreli* Math., *Euthymiceras* cf. *transfigurabilis* Bog., *Protetragonites quadrisulcatus* Orb., *Beriassella subrichteri* Ret., *B. pontica* Ret., nepočetnými gastropódami a lastúrami *Natica laevigata* Orb., *Cyрана muchuriensis* Kotet., *C. caucasica* Kotet., *C. aff. subplana* Reis, početnejšími brachiopódami „*Zeilleria*” *abchasicsa* Nutz., *Sulcirhynchia valangiensis* Lor., *Lacunosella kvesanensis* Nutz., *Septaliphoria* ex gr. *corallina* Leym., *Kingena* sp. ind.

Z mikrofauny sú známe: *Calpionella alpina* Lorenz *C. elliptica* Cad., *C. undelloides* Col., *Calpionellites darderi* (Col.), *C. neocomiensis* Col., *Calpionellopsis thalmanni* (Col.), *Tintinopsella carpathica* (Murg., et Fil.), *T. oblonga* (Cad.), *T. cadischiana* Col., *T. maxima* Col., *Amphorellina subacuta* Col., *Salpingelina levantina* Col. a i.

Berias sa nedá pre nedostatok fauny rozdeliť. Fauna, ktorá je známa z týchto uloženin, poukazuje len na prítomnosť vrchného beriasu. Nie je však vylúčené, že v transgresívnom podloží spodnej kriedy spodný berias chýba.

Valanž

Leží všade konkordantne na beriasie, pričom prechádza bez diskontinuity do nadložných hauterivských sedimentov.

V severozápadnom Abcházsku (jv. ukončenie tuapsko-novorossijskej zóny) je valanž zastúpený slienitými vápencami v hrúbke 20 — 50 m. Fauna je veľmi chudobná.

V mestijsko-tianetskej zóne sa k valanžu radí len vrchná časť karbonátového flyšu. V hornej Rači, južnej Osetii a v severnej časti hornej Kachetie je spodný valanž zastúpený faciou čiernych slieňovcov. Tvoria ju tmavošedé bituminózne sliene, zriedkavejšie ílovité a piesčité vápence. V spodnej časti tejto fácie sú ílovité a slienité bridlice a v jej podloží sa zriedkavo vyskytujú organogénno-klastické vápence a zlepencové brekie so zvyškami belemnítov v hrúbke 200 — 350 m. Podľa I. G. Vašakidzeho z tejto fácie pochádza *Pseudobelus cf. biparitus* Blainv., zistený I. G. Kuznetsovom (1932).

V oblasti Gruzínskej vojenskej cesty sa uvedená fácia spája s tzv. mletskou sériou, zastúpenou čiernymi ílovitými a vápnitými bridlicami s medzivrstvičkami pieskovcov a slieňov. Jej hrúbka je 300 — 350 m. V. P. Rengarten (1932) zaradil mletskú sériu do keloveja, no podľa novších názorov (I. G. Vašakidze, 1965, Z. A. Kokrašvili 1973) zodpovedá určitými črtami slieňovej fáci. Predbežne sa radí k spodnému valanžu, avšak faunisticky nie je charakterizovaná.

Čiernu slienitú faciú v hornej Rači pokrýva fácia ílovcov a rozvrstvených vápencov o hrúbke 150 m.

Túto faciú zastupujú tmavé ílovce, s ktorými sa striedajú rozvrstvené ílovité a piesčité vápence. Postupne prechádza do vrchnej, vápencovej alebo edisskej série. Tvoria ju tmavošedé piesčité vápence s medzivrstvičkami bridličnatých slieňov. Jej hrúbka je 200 — 250 m. V údolí rieky Liachvy je svetlá slienitá fácia — svetlošedé sliene a ílovité vápence. Všetky uvedené litologicko-faciálne jednotky sú zaradené do valanžu. Možno, že najvyššia časť enisilskej série v zaalazanskej Kachete tiež patrí k valanžu.

Flyšové uloženiny valanžu sú chudobné na faunu. V okolí dediny Gebi v hornej Rači sa v nich našiel *Lamellaptychus didayi* Coq.

Valanžské uloženiny z okolia dediny Cchanari a z údolia rieky Ksani boli študované spolu s beriaskými.

V gagrsko-džavskej zóne, v rozmedzí Abcházska, je valanž zastúpený spodnou časťou tzv. „exogyrového horizontu“, vrstevnaté pelitomorfne vápence, v ktorých sa v okolí Gagry našli *Amphidonta subsinuata* Leym., *Lima etalonii* Pict. et Camp., *Lima dubisiensis* Pict., *Thurmanniceras thurmanni* Pict. et Camp. Hrúbka: 35 — 40 m.

Na hrebeni Lakorozi — Otau (severozápadné Abcházsko) sme našli vo vápencoch, pokrývajúcich beriasské uloženiny, valanžské foraminifery a kalpionelidy (určil V. A. Todria): *Lituola*, sp., *Ammobaculoides* sp., *Spiroplectammina* sp., *Textularia* sp., *Gaudryina* sp., *Coskinoloides* sp., *Quinqueloculina* sp., *Lenticulina* sp., *Hedbergella* sp., *Spirillina* sp., *Calpionellosis thalmanni* (Col.), *Tintinopsella carapathica* (Murg. et Fil.), *T. longa* (Col.). Na gruzínskom bloku zastupujú valanžský stupeň dolomitizované a kryptokryštalické vápence o hrúbke 30 — 50 m. V nich našli početných zástupcov rodov *Nerinea* a *Turritella*, menej často brachiopódy *Sulcirhynchia valangiensis* Lor., lastúrniky *Astarte* cf. *subformosa* Sow., *Pholadomya gigantea* Sow., *P. elongata* Münst., gastropódy *Natica koklusensis* Pčel., *Phaneroptychi* aff. *valangiensis* Pčel.

Vo valanžských uloženinách sme našli ojedinelé exempláre schránok amonitov a belemnitov: *Neocomites* cf. *neocomiensis* Bor., *N. trezanensis* Lory, *Kilianella* cf. *pexyptych* Uhl., *Thurmanniceras thurmanni* Pict. et Camp., *T. cf. camplitoxus* Uhl., *Duvalia binervia* Rasp., lastúrnikov — *Aucella Crassicolis psiloraschensis* Bor., *Lima etalloni* Pict. et Camp., *L. dubisiensis* Pict., *Amphidonta subsinnuata* Leym., *Astarte* cf. *subformosa* Sow., *Pholadomya gigantea* Sow., *P. elongata* Münst., gastropód — *Fibula plana* Pčel., *Natica koklusensis* Pčel., *Phaneroptyxis* aff. *valangiensis* Pčel., brachiopód — *Sulcirhynchia valangiensis* Lor., a i. Známy je aj horeuvedený komplex mikrofauny.

Valanž sa člení na dva horizonty: spodný a vrchný.

Spodný zodpovedá zóne *Thurmanniceras thurmanni* a *Neocomites trezanensis*, vrchný zodpovedá zóne *Thurmanniceras camplitoxus* a *Neocomites neocomiensis*.

Hauteriv

Hauterivské uloženiny ležia všade konkordantne na valanžských. Tento stupeň je menej výrazne vyčlenený a slabo charakterizovaný faunou.

Hauterivské uloženiny v severozápadnom Abcházsku (tuapsko-novorossijská zóna) sú zastúpené jemne a stredne zvrstvenými vápencami s medzivrstvičkami slienitých vápencov a slieňov a s vložkami kremitých konkrécií v spodnej časti a s prevahou slienitých vápencov a slieňov vo vrchnej časti. Našli v nich *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb., *P. picteti* Sark., *Balearites* sp., *Phyllopachyceras* cf. *rouyanum* d'Orb., *Hibolites longior* Schw. a i. Hrúbka: 38 — 65 m.

V mestijsko-tianetskej zóne hauterivký stupeň zahŕňa najvrchnejšiu časť karbonátového flyšu a spodnú časť terigénneho flyšu.

V spodnom hauterive je v južnej Osetii zastúpená svetlá slienitá fácia,

ktorá pozostáva z tmavých slieňov, slienitých a ílovitých bridlic s vložkami pieskocov a ílovitých vápencov v hrúbke 300 — 350 m.

V oblasti Gruzínskej vojenskej cesty tejto fácií zodpovedá séria, zastúpená tmavošedými slieňmi, ílovitými vápencami a piesčitými slieňmi v hrúbke 300—350 m. V hornej Rači sa k spodnému hauterivu radí spodná časť série geske, v ktorej bolo vyčlenené ílovcové a pieskocové súvrstvie v hrúbke 250 m (Z. A. Kokrašvili). V údolí rieky Tlidon sa v nej našiel *Lytoceras* cf. *denisubfimbriatum* Uhl. Vrchná časť geskeskej série, pozostávajúca z arkózových pieskocov a ílovcov v hrúbke 200 — 250 m, zaraďuje sa do vrchného hauterivu a barrému. V oblasti Gruzínskej vojenskej cesty a vo východnejších oblastiach jej zodpovedá pasanaurská séria. Tvoria ju v podstate ílovcové bridlice, s tenkými vložkami vápencových a kremitých pieskocov. V okolí dediny Pasanauri našiel B. V. Godziašvili v tejto sérii vrchnohauterivský druh *Speetonicerias* cf. *subinversum* Pavlov (určil E. V. Kotetišvili).

V severnom Kachetsku sa pasanaurská séria skladá z hrubovrstevných pieskocov s vložkami slieňov a bridlic. V jej vrchnej časti série sú dosť časté *Lima dubisiensis* Pict., *L. undata* Des., *Chlamys robinaldinus* Orb., *C. goldfussi* Des., *Thetironia* cf. *picteti* Kar., *Amphidonta subsinuata* Leym., *Exogyra tuberculifera* Koch et Dunk., *Linotrigonia* cf. *ornata* Orb. Hrúbka série je: 400 — 500 m.

V okolí dediny Chanari hauteriv zastupujú zvrstvené pelitomorfne vápence s *Olcostephanus* cf. *jeannoti* Orb., *Rogersites* cf. *atherstoni* Sharpe, *Pseudothurmannia* cf. *angulicostata* Orb. Hrúbka dosahuje 10 m (P. D. Gamkrelidze, N. S. Bendukidze, M. S. Eristavi 1952). V údolí rieky Ksani, v spodnej časti brekciovitých vápencov hauterivsko-barremského veku, bola nájdená hauterivská *Amphidonta subsinuata carinatoplicata* Renng. Celková hrúbka tohto súvrstvia je 20—25 m (S. A. Adamija 1958).

V gagsko-džavskej zóne, v západnom Abcházsku hauteriv zahŕňa vrchnú časť exogyrového horizontu s *Amphidonta subsinuata calciformis* Leym, v hrúbke 30 — 40 m. V údolí rieky Bzyb, i vo vápencoch s kremitými konkréciami našli spodnohauterivskú *Leopoldia bargamensis dubisiensis* Kil.

V gruzínskom bloku je hauteriv v súvrství vápencov valanžsko-hauterivského veku, ale nedá sa vyčleniť samostatne. Najnovšie výskumy umožňujú predpoklad, že urgónska fácia, ktorá je v podstate barremského veku, miestami zahŕňa hauteriv. Presnejšie údaje o tejto otázke zatiaľ nie sú známe (E. V. Kotetišvili 1970).

V artvinsko-bolnisskom bloku bol hauteriv odkrytý len nedávno (D. J. Papava 1970). Na sever od priesmyku Benderi, na vrchnojurských vápen-

coch ležia transgresívne zlepenca a hrubozrnné pieskovce v hrúbke 4 m a na nich spočívajú hrubozrnné vápence v hrúbke 6 m s hauterivskými brachiopódmi *Musculina acuta* (Quenst.), *Belbekella irregularis* (Pict.). Ich vzťah k nadložným uloženinám nie je jasný.

V hauterive sa občas nájdu: *Lyticeras* cf. *denisubfimbriatum* Uhl., *Speetomiceras* cf. *subinoersum* Pavlov, *Leopoldia bargamensis dubisiensis* Kil, *Olcostephanus* cf. *jeannoti* Orb., *Rogersites* cf. *atherstoni* Sharpe, *Pseudothurmannia* cf. *angulicostata* Orb. Z belemnitov — *Hibolites longior* Schw., *H. jaculum* Phill., z lastúrníkov sú najčastejšie ustrice: *Amphidonta subsinuata* Leym, *A. subsinuata calciformis* Leym., *A. subsinuata carinatoplicata* Renng., *Exogyra tuberculifera* Koch et Dunk., ojedinelé *Lima dubisiensis* Pict., *L. undata* Des., *Chlamys robinaldinus* Orb., *C. goldfussi* Des., *Thetirionia* cf. *picteti* Kar., *Linotrigonia* cf. *ornata* Orb., *Toxaster amplus* Desor. Z brachiopód sa našli: *Monticlarella chidikiariensis* Kvakh., *Rionirhynchia tsessiensis* Kvakh., *Lacunosella tschernyshawii* (Kar.) *L. tenuicostata* (Nutz.), *Tropeothyris grandis* Kvakh., *T. karakaschi* Smirn., *Iberithiris rionensis* Kvakh., *Nucleata strombecki* (Schloenb.), *Dzirulina regularis* Smirn., *Musculina acuta* (Quenst.), *Sellithyris sella nakeralensis* Kvakh. a v záčne foraminifery: *Textularia* sp., *Lenticulina* sp. a i.

Hauteriv sa podarilo rozdeliť v západnom Abcházsku a v Rači. Podľa M. S. Eristaviho (1964b) bol vyčlenený spodný hauteriv, pozostávajúci z dvoch zón: zo spodnej zóny — *Lyticeras ambligonium*, *Leopoldia bargamensis dubisiensis*, a z vrchnej zóny — *Crioceratites duvali*, *Crioceratites nolani*; vrchný hauteriv sa dá tiež rozdeliť na dve časti: spodné vrstvy so *Speetonicerias subinversum* a vrchnú zónu s *Pseudothurmannia angulicostata*.

Barrém

Barrémske uloženiny ležia konkordantne na hauterive všade, okrem okraja Dzirufského a Kelasurského masívu, kde je barrém najstarším prvkom kriedovej sústavy a leží transgresívne na kryštaliniku masívov, na porfyritovej sérii bajoku a na vrchnojurských uloženinách. V tuapsko-novorossijskej zóne sa k barrému radia stredne zvrstvené slienité vápence a ilovito-piesčité sliene v hrúbke 15 — 40 m. Obsahujú barrémsku faunu *Matheronites ferraudi* Orb., *Barremites difficilis* Orb., *Heteroceras* sp., *Mesohibolites minaret* Rasp., *Hibolites longus* Schw., *Lacunosella moutoniana* Orb.

V mestijsko-tianetskej zóne je barrém zastúpený vrchnou časťou série geske na západe (Rača a južná Osetia) a vrchnou časťou pasanaurskej série v oblasti Gruzínskej vojenskej cesty a v severnom Kachetsku. Tieto série boli opísané pri hauterivskom stupni.

V okolí dediny Cchanari zastupujú barrém zvrstvené pelitomorfne vápence so *Salfeldiella milas chewitschi* Kar., *Colchidites ellipticus* Rouch., *C. lakhephaensis* Rouch., *Imerites favrei* Rpuch. a i. v hrúbke 10 m (P. D. Gamkrelidze, N. S. Bendukidze, N. S. Eristavi 1952); v údolí rieky Ksani je vrchná časť brekciovitých vápencov v hrúbke do niekoľko desiatok metrov, ktorá zodpovedá barrému a obsahuje *Astieridiscus ex gr. morleti* Kill. (Š. A. Adamia 1958).

V gagsrsko-džavskej zóne a v gruzínskom bloku zastupujú barrém karbonátové uloženiny, v ktorých sa rozlišujú 3 základné fácie: 1. urgónska — masívne a hrubo zvrstvené zoogénne vápence s rudistami a exogyrami; 2. hrubo zvrstvené, niekedy glaukonitové vápence; 3. vrstevnaté pelitomorfne vápence, často s kremitými konkréciami.

Urgónska fácia vápencov je v Gruzínsku veľmi rozšírená. Je dobre zastúpená na okrajoch Dziruľského masívu, v okolí mesta Kutaisi, odkiaľ sa v súvislom pásme tiahne najprv na sever po vrch Aschi, kde tvorí hlavnú kosť tzv. „geologického komplexu vrchu Aschi“ (A. J. Džanelidze 1941), potom na severozápad cez Mergeliu a východné Abcházsko. Urgónska fácia je mohutne rozvinutá na južnom krídle račiansko-lečchumskej synklinály. Všade tvorí vysoké útesy a terasy a ostro vyčnieva z reliéfu krajiny.

Donedávna usudzovali (A. J. Džanelidze 1940; M. S. Eristavi 1952, 1964b), že urgónska fácia zahŕňa spodný barrém a časť vrchného barrému (okrem jeho vrchnejšej časti), zastúpeného exogyrovým horizontom (fáciou hrubo zvrstvených vápencov). No výskumy v posledných rokoch (E. V. Kotetišvili 1970) ukázali, že vrchná hranica urgónskej fácie vápencov je na rôznych miestach a na rozličnej stratigrafickej úrovni — od hauterivu po vrchnú časť vrchného barrému. V údolí rieky Cheniskali na urgónskych vápencoch ležia hrubo zvrstvené glaukonitové vápence, v ktorých sme vo výške 27 m našli nad podloží *Emericiceras emerici* Lé v. určujúcu spodnobarrémsku formu a ešte o niečo vyššie je zastúpený horizont s *Pulchelliidae*. Je to vrstva, preplnená zástupcami uvedenej čeľade, ktorou sa spodný barrém zakončí. Na spodnom krídle račiansko-lečchumskej synklinály, pri dedine Betlevi, vrstevnaté vápence, ktoré sú vyvinuté nad urgónskymi, dosahujú hrúbku 30 m. Vyššie sa objavuje vrchnobarrémska fauna. Vo fácií vrstevnatých vápencov predpokladáme aj prítomnosť spodného barrému. Zdá sa, že v prevažnej časti územia Gruzínska urgónska fácia nepresahuje spodnú časť spodného barrému, pretože horizont s *Pulchelliidae*, ktorý zaberá najvrchnejšiu časť spodného barrému, je dosť rozšírený.

Na východnom okraji Dziruľského masívu, v okolí dediny Chcetidžvari, hrúbka vrstevnatých vápencov, ktoré sú v nadloží urgónskych vápencov,

nepresahuje 15 m. Nad nimi je faunisticky dobre charakterizovaný spodný apt s *Procheloniceras alberechti* — *austrias* Hoh. a *Deshayesites weissii* N. et Uhl. Hrúbka urgónskej fácie je 250 — 300 m. Najtenšia je na južnom okraji Dzirufského masivu a v údolí rieky Ccheniskali. Tieto uloženiny sú vždy na urgónskych vápencoch a obsahujú bohatú faunu s prevahou amonitov. Fácia vrstevnatých pelitomorfných vápencov zastupuje celý barrém v tých miestach, kde chýba urgónska fácia, t. j. v západnej Abcházii, na severnom krídle račinsko-lečchumskej synklinály, v okolí dediny Cchanari a v údolí rieky Ksani. Na ostatných miestach — na južnom krídle uvedenej synklinály, v okolí mesta Kutaisi a na západ od vrchu Aschi po stredné Abcházsko — tieto vápence ležia na urgóne a zastupujú rôzne intervaly barrémskeho stupňa. Maximálna hrúbka týchto uloženín je 80 — 100 m v severnom krídle račinsko-lečchumskej synklinály a do 200 m v západnom Abcházsku.

Urgónska fácia sa vyznačuje bohatou koralovou faunou. Podľa posledných údajov G. J. Sicharulidzeho sú v urgónskych vápencoch *Pentacoenia elegantula* Orb., *Heliocoenia corallina* Koby., *Eugyra digitata* Koby., *E. interrupta* From., *Dimorphocoenia solomkoeae* Bend., *Clausastraea elloiteau* Morycowa, *Latusastraea decipiens* (Prever), *Thamnasteria meandra* Koby, *Polyphylloceris convexa* (Orb.), *Ellipsocoenia lorioli* (Koby), *E. hemispherica* (From.), *E. taurica* (Kar.).

Medzi amonitovou faunou sú najčastejšie *Barremites difficilis* Orb., *B. subdifficilis* Kar., v spodnom barréme sú rozšírené *Emericiceras emericii* Lévy., *Holcodiscus caillaudianus* Orb., *Astieridiscus morleti* Kil., *Spitidiscus fallacior* Coq., *Pulchellia galeata* Buch, *Heinzia matura* Hyatt, *H. ouachensis* Coq., *H. provincialis* Orb.

Vo vrchnom barréme dosahujú veľkú pestrosť zástupcovia čeľade *Heleroceatidae*: rod *Imerites* je zastúpený 15 druhmi, rod *Colchidites* skoro 50 druhmi. Okrem heteroceratíd sa zistili: *Jaubertites collignoni* Sark., *Phyllopachiceras infundibulum* Orb., *Matheronites khwamliensis* Rouch. a i.

Z belemnitov sú charakteristické *Hibolites subfusiformis* Rasp., *H. jaculiformis* Schw., *H. hoerschensis* Rouch., *Mesohibolites uhligi* Schw., *M. beskidensis* Uhl.

Našli sa aj nepočtetné gastropódy a lastúrniky: *Pleurotomaria sablensis* Kar., *Metacerithium mosense* Buv., *Barbatia aptiensis* Piet. et Camp., *Grammatodon securis* Leym., *Neithea atava* Roem., *Lima* ex gr. *intermedia* Orb., *L. hoperi* Mant., *Amphidonta subsinuata* Leym., *Clementia* (*Flaventia*) *subbrongniarti* Orb., *Panope gurgitis* Brongn., *Turnus* cf. *dallasi* (Walkes).

Celkove sú početné brachiopódy: *Lamellaerhynchia barremica* Kvakh.,

L. ardescica (J. et F.) L, *sayni* (I. et F.), *Lacunosella colchidaensis* (Moiss.), *L. moutoniana* (Orb.), *L. cherenensis* (I. et F.), *Monticlarella lineolata* Phil., *M. sexplicata* (Kar.), *Orbinhynchia mordvilkoii* (Moiss.), *O. znakvensis* Kvakh., *O. askiensis* Kvakh., *Rionirhynchia popchadzei* Kvakh., *Sellithyris laschensis* Kvakh., *Nucleata jacobi* Kil., *Cruralina karakaschi* (Moiss.), *Tropeothyris georgicus* Kvakh., *Iberithyris askiensis* Kvakh., *I. tolaensis* Kvakh., *I. parva* Kvakh., *I. linguiformis* Kvakh., *Dzirulina eliptica* Kvakh. a i. Spomedzi foraminifér sú známi zástupcovia rodov *Textularia*, *Tritaxia*, *Quinqueloculina*, *Gaudryina*, *Orbitolina*, *Lenticulina*, *Astaculus*, *Anomalina*, *Spirillina*.

Rozdelenie barrémskeho stupňa sa darí predovšetkým v oblastiach vývinu zvrstvených vápencov s pomerne bohatou amonitovou faunou; spodnému barrému zodpovedá jedna zóna, vrchný barrém sa delí na dve zóny:

Spodný barrém — zóna s *Holcodiscus caillaudianus* a *Emericiceras emerci* (s pullcheliovým horizontom vo vrchných častiach).

Vrchný barrém — 1. zóna *Imerites giraudi*, 2. zóna *Colchidites securiformis*.

Apt

Aptské uloženiny na celom území Gruzínska pokračujú plynule ako profil spodnej kriedy. Apt zastupujú dve základné fácie — vápencovo-slienitá a terigénna fácia. Celkom podradnú úlohu majú vulkanogénne útvary. Vápencovo-slienitá fácia je rozšírená v gagrsko-džavskej zóne a v gruzínskom bloku. V terigénnej fácií je vyvinutý flyš.

V tuapsko-novorossijskej zóne je apt zastúpený slienitým súvrstvom, v ktorom sa vyčleňujú tri horizonty:

1. Striedanie slienitých bridlic, vápnitých, ílovitých a piesčitých slieňov s *Euphylloceras morelianum* Orb., *Costidiscus microcostatus* Sim., Bac., Sor., *Deshayesites dechy* Papp., hrúbka 10 — 40 m.

2. Ílovité sliene s *Neohibolites inflexus* Stoll., hrúbka 10 — 30 m.

3. Ílovité sliene s *Neohibolites wollemanni* Stoll, hrúbka 20 m.

V mestijsko-tianetskej zóne je apt zastúpený sériou dgnali (V. P. Rengarten 1932). V údoliach riek Liachvi a Ksani tvoria túto sériu ílovité bridlice a ílovce s medzivrstvičkami slieňov a pieskocov v hrúbke do 600 m. V oblasti Gruzínskej vojenskej cesty ju tvoria bridlice s vložkami slieňov, ílov a vápnitých bridlic, hrúbka série je 900 — 1000 m. V. P. Rengarten ju zaradil do aptsko-spodnoalbského veku. Aptský vek je doložený mikrofaunou: *Globigerina infracretacea* Glaess., *Gl. aff. aptica* Agal (určil T. Kutateladze) a fukoidmi *Chondrites inaequalis* Heer.,

Ch. serpentius Heer., *Nulliporitos granulosus* Heer., ale pre spodný alb niet priamych dôkazov. Jestvuje názor (Širiašvili a i.), že vzhľadom na nálezy aptských foraminifér v jej vrchnej časti reprezentuje táto séria len apt, ale nie spodný alb. K spodnému albu sa priradujú spodné časti nadložnej série navtischevi. Existuje však aj taký názor (A. J. Džanelidze — M. M. Rubinštejn 1957), že séria navtischevi faciálne nahradzuje vrchnú časť série dgnali a že hranica medzi nimi je v rôznych miestach na rôznej stratigrafickej úrovni. M. S. Eristavi (1964b) uvádza, že „v údolí rieky Liachvy, séria dgnali pravdepodobne nepresahuje hranice aptu, no v iných oblastiach zahŕňa aj spodný alb”.

Ďalej na východ, v tianetskej oblasti a na Kachetinskom hrebeni je apt zastúpený sériou tetrachevi: sú to bridličnaté ily a ilovce s medzivrstvičkami vápnitých pieskovcov, slienitých vápencov a slieňov v hrúbke 500 — 600 m. Našli sa v nich *Acauthohoplites* sp. ind. a fukoidy.

V okolí dediny Cchanari apt tvorí nehrubá lavica (3 — 4 m) šedých slieňov, v údolí rieky Ksani slienité vápence a sliene striedajúce sa s oolitovými vápencami v celkovej hrúbke 17 m (Š. A. Adamija 1958).

V garsko-džavskej zóne a v gruzínskom bloku sa apt skladá zo svetlošedých vápnitých slieňov a slienitých vápencov.

V klanskom podstupni sú časté červenkasté alebo šedočervené sliene. Na južnom a východnom okraji Dzirufského masívu sú aptské uloženiny obohatené terigénnym tufogénnym materiálom. Hrúbka aptských uloženín je 35 — 50 m.

V Dzirufskom masíve (východný okraj) sa apt začína brekciovo-zlepencovou vrstvou vápenca v hrúbke 1,5 — 2,0 km. Našli sa: *Deshayesites deshaysi* Leym., *D. dechyi* Papp, *Procheloniceras albrechti* — *austriae* Hoh., *Cheloniceras cornueli pygmaea* Niksch., *Costidiscus* cf. *recticostatus* Orb., t. j. fauna oboch spodnoaptských zón. Nevylučuje sa možnosť, že je fauna kondenzovaná (G. P. Lobdžanidze 1972). Nad touto vrstvou sú piesčité vápence s *Deshayesites deshaysi deshaysi* Leym., *D. dechyi* Papp, *Cheloniceras cornuelianum* Orb., *Ch. seminodosum* Sinz., *Ch. cornueli pygmaea* Niksch., *Dufrenoya furcata* Sow., a i. — fauna zóny *D. deshaysi*. Stredný apt zastupujú slienité glaukonitové pieskovce, piesčité vápence a sliene. V spodnej časti sú početné *Epicheloniceras martini orientalis* Jac., *E. tschernyschew* Sinz., *E. subnodosocostatum* Sinz., *Colombiceras subpeltoceroideis* Sinz., vo vrchnej časti sa nachádzajú *Colombiceras* aff. *tobleri* Jac. et Tobl. a i. Klansej je zastúpený slieňmi a ilovitými vápencami s *Acanthohoplites nolani* Seu., *Nodosohoplites multispinatus* Anth., *Epicheloniceras clansayense* Jac. v dolnej časti, a s *Hypacanthoplites anthulai* Kas., *H. tscharloakensis* Glas., *H. aff. sarasini* Collet vo vrchnej časti.

V Okribe a na južnom krídle račinsko-lečchumskej synklinály je apt zastúpený litologicky jednotvárnejšie — ílovitými vápencami so slieňmi obsahujúcimi hojnú faunu, ktorá je podľa zloženia úplne zhodná s faunou Dziruľského masívu, no miestami je čo do druhového zloženia mnohovárnnejšia. Zonálne možno tieto uloženiny členiť v profiloch mesta Kutaisi, osád Godogani, Kumistavi, Dzedzileti, Rondiši, Tviši, Nikorcinda, Znakva, Schvava, Betlevi a i. Na severnom krídle račinsko-lečchumskej synklinály a v Abcházsku je aptská fauna o niečo chudobnejšia (s výnimkou spodného klanseja v Abcházsku s celkove bohatou amonitovou faunou).

V strednom Abcházsku a vo východnej časti severného krídla račinsko-lečchumskej synklinály je apt čiastočne alebo úplne erodovaný.

Na výskyt aptských vápencov v rozmedzí adžarsko-trialetskej vrásovej sústavy poukázali starší bádatelia (M. I. Varenčov, T. D. Gamkrelidze 1949). V súčasnosti sú známe aptské uloženiny odkryté vrtní a zastúpené tufopieskvcami s charakteristickou aptskou mikrofaunou.

V artvinsko-bolnisskom bloku sa vyčleňuje vrstva ružových ílov a šedých slieňov v celkovej hrúbke 24 m, ktorá sa radí predbežne k aptu — albu (D. J. Papava 1970).

Apt je bohatý na faunu. Medzi amonitmi sú pre spodný apt charakteristické *Procheloniceras albrechti* — *austriacae* Hoh., *Cheloniceras cornelianum* Orb., *C. cormeli pygmaea* Niksc., *C. seminodosum* Sinz., *Deshayesites deshayesi* Leym., *D. dechyi* Papp., a viac ako 30 zástupcov rodu *Ancylloceras*: *A. dichotomum* Rouch., *A. abichi* Sim. — Bac. — Sor., *A. waageni* Hnth. a i. (z nich je asi 20 miestnych foriem). V gargazskom podstupni sú časté *Euphyllloceras velledae* Mich., *Salfeldiella guettardi* Rasp., *Tetragonites duvalianus* Orb., *Epicheloniceras subnodosocostatum* Sinz., *E. martini orientalis* Jac., *E. tschernyschewi* Sinz., *Colombiceras tobleri* Jac. et Tobl., *C. subtobleri* Kas., *Cicatriles abichi* Anth. a i.

V klanseji prevládajú zástupcovia rodov *Acanthohoplites*: *A. aschillaensis* Anth., *A. nolani* Seun., *A. bigoti* Seun., *A. bigoureti* Seun., *Diadochoceras*: *D. nodosocostatum* Orb., *D. rotundum* Eg., *Nodosohoplites*: *N. caasicum* Lupf., *N. multispinatus* Anth., *N. subplanatus* Eg.

V apte sú veľmi časté belemnity: *Mesohibolites renngarteni* Krimh., *M. renngarteni caasicus* Nasar., *M. longus* Schw., *M. fallauxi* Uhl., *M. moderatus* Schw., *M. brevis* Schw., *Mucrohibolites schaoriensis* (Hetsch), *M. krimhoki* Nasar, *M. issiae* Nasar, *Neohibolites inflexus inflexus* Stoll., *N. clava clava* Stoll., *N. aptiensis* Kil., *N. wollemanni* Stoll. a i.

Z gastropód a lastúrníkov sú charakteristické *Perissoptera marginata* Sow., *Qrammatodon seduris* Leym., *Neithea morrissi* Pict. et Ren., *Cuspodaria* aff. *sabaudiana* (Pict. et Camp.), *Aucellina aptiensis* Orb.,

A. caucasica Buch., *Chlamys robinaldinus* Orb., *Camptonectes cottaldinus* Orb., *Plicatula placunea* Lam., *P. inflaba* Sow., *Tellina carteroni* Orb.

Časté sú brachiopódy: *Cylothyris jibsiana beduliensis* (I. et F.), *Lamellarhynchia larwoodi* Owen, *Praelon githyris praelongiforma* Midl., *P. dutempleana* (Orb.), *Dzirulina dzirulensis* (Anth.), *Monti clarella lineolata* (Philips), *Orbirhynchia lorioli* Kvakh., *Tropeothyris ernesti* (Lor.), *T. plicata* Kvakh., *T. koutaisensis* (Lor.).

Pre spodný apt je typický nasledujúci komplex foraminifér (L. P. Cirekidze 1970): *Gaudryina neocomica* Chal., *G. bulloides* Tair., *Lenticulina praegaultina* Bart., Bett. et Bolli, *Anomalina flexuosa* Ant., *Hedbergella infracretacea* (Glaessn.), *H. aptica* (Agal.).

Pre stredný a vrchný apt je typický tento komplex foraminifér: *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Gaudryina robusta* Tair., *Spiroplectamina magna* Ant. et Kalug., *Lenticulina ouachensis* (Sigal), *Discorbis putillus* Buk., *Anomalina suturalis* Mjatl., *A. infracomplanata* Mjatl., *A. orcheviensis* Tsir., *Hedbergella quadricamerata* (Ant.).

Apt podľa M. S. Eristaviho (1962) sa ďalej rozdeľuje na 3 podstupne: spodný — bedulský, stredný — gargazský a vrchný — klansejský, každý z nich s dvoma zónami. V poslednom čase sa zonálne členenie aptu trocha pozmenilo. Zóna *Colchidites securiformis*, ktorú sme predtým považovali za spodnú zónu spodného aptu, radí sa teraz k vrchnému barrému a apt sa začína vrstvou slienitých alebo brekciovitých vápencov s *Deshayesites weissi* a *Procheloniceras albrechti* — *austriae* Hoh. (E. V. Kotetišvili 1970). Vyššie nasleduje zóna *Deshayesites deshayesi*.

Schéma rozčlenenia aptu má teda túto podobu:

Spodný apt — bedul: 1. zóna: *Procheloniceras albrechti* — *austriae* a *Deshayesites weissi*

2. zóna: *Deshayesites deshayesi*

Stredný apt — gargas: 1. zóna: *Epicheloniceras subnodocostatum*

2. zóna: *Colombiceras tobleri*

Vrchný apt — klansej: 1. zóna: *Acanthohoplites nolani*

2. zóna: *Hypacanthoplites jacobi*

Alb

Na prevažnej časti územia Gruzínska spočíva alb konkordantne na apte. Diskordanciu sme zistili na severnom okraji Dzirufského masívu a miestami v Abcházsku (J. V. Kvantaliani, E. J. Devdariani 1967). Alb zastupujú mnohotvárne fácie.

Geosynklinálne uloženie tuapsko-novorossijskej zóny sú zastúpené ílovitými bridlicami a slieňmi s prevahou ílov vo vrchnej časti. Hrúbka

je 60 — 70 m. Našli sa belemnity: *Neohibolites minimus* List., *N. stylioides* Renng. a i.

Albské uloženíny mestijsko-tianetskej zóny zastupuje terigénna fácia — séria pavleuri alebo navtischevi. Vyššie sme uviedli, že niektorí bádatelia považujú sériu navtischevi za fáciu vrchnej časti série dynali. Avšak podľa údajov M. S. Eristaviho (1964b), séria pavleuri „sa dá dobre sledovať v rozmedzí sústavy južného svahu a keďže má určitú stratigrafickú polohu, treba ju považovať za určitý stratigrafický horizont“. V údoliach riek Liachvy a Ksani sa séria pavleuri skladá z pestrých (šedých, červenkastých, zelenkastých) ílovitých bridlíc a z ílovcov s medzivrstvičkami pieskovcov, ílov a sliňov. Jej hrúbka v južnej Osetii je 60 — 110 m, v oblastiach Gruzinskej vojenskej cesty 150 m. Ďalej na východ, v tianetskom a achmetskom rajóne a na Kachetinskom hrebeni sa rozprestiera séria navtischevi, analogická so sériou pavleuri. Je to striedanie pestrých ílov, alebo pestrých bridlíc s vložkami sliňov, zriedkavejšie i pieskovcov. Ich hrúbka je 150 m. Podľa zistenej faciálnej premenlivosti série M. S. Eristavi (1964b) pripúšťa, že „stratigrafický rozsah série pavleuri alebo navtischevi nie je všade rovnaký“. Prítomnosť vrchného albu sa určuje na základe fauny vo vrchnej časti série, preto spodná časť môže predstavovať stredný a spodný alb.

V okolí dediny Cchanari je alb zastúpený vrstevnatými ružovkastými a zelenošedými sliňmi v hrúbke do 10 m (J. P. Gamkrelidze, N. S. Bendukidze, M. S. Eristavi 1952).

V údolí rieky Ksani bol nedávno objavený výskyt tmavých ílovcov s vložkami sliňov a vápencov v hrúbke do 25 m, patriacich do albu (I. P. Gamkrelidze 1971).

V gagrsko-džarskej zóne a v gruzínskom bloku alb zastupujú tri fácie: 1. modrošedé, jemne zvrstvené sliene, 2. glaukonitové pieskovce, 3. vulkanogénne uloženíny. Modrošedé sliene sú najrozšírenejšie od západného Abcházska na východ po Cchaltuho a ďalej na východ v oboch krídlach račinsko-lečchumskej synklinály. V Orkibe, v okolí mesta Kutaisi, sa alb skladá z ílovito-vápnitých pieskovcov, ktoré sú ďalej na východe nahradené glaukonitovými tufopieskovcami. V takej istej fácií je zastúpený spodný alb v suramskom rajóne — na východnom okraji Dziruľského masívu. Hrúbka albských uložení je 80 — 120 m. Na južnom okraji Dziruľského masívu sa v albe objavujú vulkanogénne uloženíny. V dedine Goreša zahŕňajú spodný alb a v oblasti dediny Moliti celý alb. Hrúbka tufogénnej série kolíše od 10 do 60 až 80 m.

Na východnom okraji Dziruľského masívu je v podloží albu súvrstvie tufogénneho pieskovca so zmiešanou faunou oboch zón spodného albu. V profiloch osád Pona, Čumateleti, Bidžnisi, Odžisi a i. sme v pieskovcoch

našli: *Beudanticeras nextoni* Casey, *B. revouli* Perv., *Desmoceras latidosatum* (Mich.), *Leymeriella (L.) tardefurcata* (Leym.), Orb., *L. (N.) regularis* (Brug.), Orb., *L. (N.) consueta magna* Casey, *Douvilleiceras mammillatum* Schloth., *D. monile* Sow., *D. orbigny* Hyatt, *D. ex gr. benone* Bes., *D. cf. leightonense* Casey, *D. aff. solitae* Orb., *A. caucasica* Buch, *Astarte carinato-plicata* Cotet., *Cuspidaria aff. undulata* Sow., *C. pulchra* S.

Na južnom okraji masívu, v oblasti rozšírenia tufogénnej formácie (dedina Moloti), v spodnom albe našli *Leymeriella bogdanovitschi unguimbilicata* Glas., v dolnej časti a *Douvilleiceras mammillatum* Schloth. v hornej časti. V Okribe, v okolí mesta Kutaisi sme našli tu istú asociáciu spodnoalbských amonitov: *Leymeriella (L.) tardefurcata* (Leym.), *L. (N.) regularis* (Brugh.), *Douvilleiceras* sp. V račinsko-lečchumskej synklinále a v západnej Okribe v okolí osád Nikoreminda, Znakva, Betlevi, Kinčcha, Dzedzileti a i. je spodný alb charakterizovaný aucelinovým spoločenstvom: *Aucellina aptiensis* Orb., *A. caucasica* Buch., *A. nassibiantzi* Sok.

V gruzínskom bloku a v gagrsko-džavskej zóne je stredný alb všade charakterizovaný zástupcami rodu *Kossmatella* (*K. rencurelensis* Jac.) a *Neohibolites minimus* List. Členiť sa ho však darí len v niekoľkých profiloch. V okolí dediny Čumateleti v spodnej časti strednoalbských slieňov sme našli niekoľko exemplárov *Hoplites densatus* Sow., vyššie *Oxytropidoceras roissyanum* Orb. V okolí dediny Kumistasi sa našiel *Hoplites danubiensis* Pauca et Patr., v strednom Abcházsku (dedina Otčara) — *Oxytropidoceras roissyanum* Orb.

Vrchný alb sa vyznačuje prítomnosťou *Achinoceras sulcatus* Park., *A. subsulcatus* (Wiltsh.), *A. sulcator* Sav. Tento interval profilu zodpovedá zóne *Dipoloceras cristatum*, hoci ho necharakterizuje amonitová fauna. Vyššie leží zóna *Hysterocheras orbigny* a *Mortoniceras inflatum*. Zástupcovia rodu *Hysterocheras* sa dosť často nachádzajú skoro vo všetkých profiloch (dediny Mikoreminda, Znakva, Kvemo Tlugi, Schvava, Goreša, Bidžnisi a i.). Na sedimentoch tejto zóny ležia vrstvy s *Aucellina gryphaeoides*. Rozšírené sú po celom gruzínskom bloku a v gagrsko-džavskej zóne. Tieto vrstvy charakterizuje masové nahromadenie *Aucellina gryphaeoides* Sow., menej časté sú *Variamussium ninae* Kar; zaberajú spodnú časť zóny v celom rade profilov (dediny Mikoreminda, Znakva, Velevi), dobre ju charakterizuje amonitová fauna — *Anisoceras perarmatum perarmatum* Pist. et Camp., *A. armatum* (Sow.), *A. picteti* Spaeth, *Hamites (Stomohamites) lineatus* Spaeth, *Mariella bergeri bergeri* (Brongn.), *M. bergeri conduciensis* Br., *Stoliczkaia (Stoliczkaia) dispar* Orb., *S. (S.) cf. clavigera* Neum., *Mortoniceras (Pervinquieria) aff. rostratum* Sow. *Scaphites meriani* Pict. et Camp. Menej hojná fauna tejto zóny sa nachá-

dza v Dzirulskom masive a v Okribe: *Anisoceras* sp., *Mortoniceras* (*Perinqeria*) aff. *rostratum* Sow., *Hamizes virgulatus* Brongn., *H.* cf. *rotundus* Sow., *Aucellina gryphaeoides* Sow. Na severnom okraji Dzirulského masivu (čiatarská oblasť — rajón) a vo východnej časti severného kridla račinsko-lečchumskej synklinály (na východ od údolia rieky Čordžoskali) sú albské uloženiny zmyté cenomanskou transgresiou, následkom čoho ležia cenomanské glaukonitové pieskovce s náznakmi erózie a miestami aj s bazálnymi zlepenkami v podloží na rôznych horizontoch, albu, aptu až vrchného barrému.

Tufogénna formácia dosahuje veľkú hrúbku a veľké rozšírenie v rozmedzí adžarsko-trialetskej vrásovej sústavy. Tu je alb prítomný v spodnej časti tufogénnej formácie albsko-cenomanského veku. Túto formáciu zastupujú tufy, tufobrekcie a tufopieskovce, lavice augitových a augit-labradoritových porfyrítov v hrúbke 250 — 300 m. Nálezy fauny sú zriedkavé: *Inoceramus concentricus* Park., *Variamussium ninae* Kar., *Aucellina gryphaeoides* Sow. a i.

V artvinsko-bolmisskom bloku nie je alb hodnoverne preukázaný. Uvádza sa pri opise aptu.

Alb je dobre charakterizovaný faunou. V spodnom albe sú časté *Euphyloceras subalpinum* (Orb.), *Phyllopachyceras baborense* (Coq), *Tetragonites timotheanus* Pict., *T.* cf. *heterosulcatus* Anth., *Puzosia mayoriana* Orb., *Beudanticeras beudanti* (Brongh.), *B. newtoni* Casey, *B. revoili* Perv., *Desmoceras latidorsatum* (Mich.), *Leymeriella* (*L.*) *tardefurcata* (Leym.) Orb., *L.* (*L.*) *tardefurcata densicostata* Spath, *L.* (*M.*) *tardefurcata intermedia* Spath, *L.* (*N.*) *regularis* (Brugh.) Orb., *L.* (*N.*) *regularis crassa* Spath., *L.* (*N.*) *consueta magna* Casey, *Douvilleiceras mamillatum* Schloth., *D. mamillatum sequinodum* (Quenst.), *D. monile* Sow., *D. orbignyi* Hyath, *D. ex gr. benonae* Bes., *D. cf. leightonense* Casey, *D. aff. solitae* Orb., *Neohibolites minor* Stoll., *Aucellina aptiensis* Orb., *A. caucasica* Büch, *Gervillia forbesiana* Orb., *Astarte* aff. *germani* Pict. et Camp., *A. allobrogensis* Pict. et Camp., *A. sinuato-plicata* Kotet., *Cuspidaria* aff. *undulata* Sow., *C. pulchra* Sow. Brachiopódy v albe chýbajú. Známe sú koraly (urč. G. J. Sicharulidze): *Paratrochocyathus conulus* (Phillips), *P. elissose* Sikh., *Platycyathus stellatus* Sikh., *Platytrachus nucaceus* Sikh. a nasledovný charakteristický komplex foraminifér (L. P. Cirekidze 1971a): *Gaudryina magma* Tsir., *Darbiella albensis* Buk., *Anomalina tenuis* Buk., *Cibicides ibericus* Tsir.

V strednom albe sú bohaté *Kosmatella rencurelensis* Jac., *K. agassiciana* Pict., *Hoplites dentatus* Sow., *H. danubiensis* Pauča et Patr., *Oxytropidoceras roissyanum* Orb., *Neohibolites nimimus* List., *N. pinguis* Stoll., *N. attenuatus* Sow., *Inoceramus concentricus* Parc., *I. salomoni*

Orb., *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux., *Liostrea delectrei* Coq. a strednoalbský komplex foraminifér: *Spiroplectinata annectens* (Park et Jones), *Lenticulina macrodisca* (Reuss), *Planularia bradyana* (Cham.), *Tristix plenus* Buk., *Parrella infracretacea* Buk., *Anomalina amirabilis* Buk., *A. stellata* Buk., *Cibicides escarporus* Buk., *Ticinella roberti* (Gandl.), *Hedbergella globigerinellonoides* (Subb.), *H. postdownensis* (Will. — Mitch.), *Pleurostomella copiosa* Buk., *P. obtusa* Berth., *P. reussi* Berth.

Alb je rozdelený podľa schémy M. S. Eristaviho. Treba len dodať, že v strednom albe, ktorému zodpovedala jedna zóna — *Kossmatella ren-curelensis* a *Neohibolites minimus*, sa podľa nových údajov (G. P. Lobdžanidze 1972, E. V. Kotetišvili 1972) ukazuje možnosť vyčleniť dve zóny: spodnú — *Hoplites dentatus* a vrchnú — *Oxytropidoceras roissyanum*. V sponej časti vrchného albu sa vyčleňuje zóna *Dipoloceras cristatum*.

Albský stupeň sa rozdeľuje na tieto zóny:

spodný alb:

1. zóna *Leymeriella tardefurcata*
2. zóna *Douvilleiceras mammillatum*

stredný alb:

1. zóna *Hoplites dentatus*
2. zóna *Oxytropidoceras roissyanum*

vrchný alb:

1. vrstvy s *Actinoceras sulcatus* i *A. subsulcatus*
2. zóna *Hysterocheras orbignyi* a *Mortoniceras inflatum*
3. vrstvy s *Aucellina gryphaeoides*
4. zóna *Stoliczkaia dispar* a *Mortoniceras rostratum*

Beriasske obdobie sa začalo veľkou transgresiou mora, ktorá postupovala od západoabcházskej a mestijsko-tianetskej panvy na juhovýchod a juh. More pokrylo skoro celé územie Gruzínska, okrem strednej a východnej časti gruzínskeho bloku. Bazálne formácie spodnej kriedy (kremito-arkózoové pieskovce) sa nachádzajú v týchto zónach takmer všade. Neskôr sa usadzovali karbonátové sedimenty — vápence a dolomity, čo naznačuje existenciu plytkovodnej teplej panvy. Tento režim sa zachoval vo valanži, hauterive a barréme, kedy sa veľmi rozšírila urgónska fácia. V barréme preniklo more na južný a východný okraj Dzirulského masívu a ďalej na sever sa prehĺbilo. V apte sa miestami prejavuje diferenciálne kolísanie morského dna, vyjadrené v zmene facií, v prerušeniach a diskordanciách

Schéma zónálneho členenia spodnokriedových sedimentov Gruzínska

(podľa M. Eristavi 1962, 1964 a E. Kotetišvili 1970, 1972)

stupeň	podstupeň	zóny a vrstvy
alb	vrchný	<i>Mortoniceras rostratum</i> , <i>Stoliczkaia dispar</i>
		vrstvy s <i>Aucellina graphaeoides</i>
		<i>Hysterocheras orbignyi</i> , <i>Mortoniceras inflatum</i>
	stredný	vrstvy s <i>Actinoceramus sulcatus</i>
		<i>Oxytropidoceras roissyanum</i>
	spodný	<i>Hoplites dentatus</i>
<i>Douvilleiceras mammilatum</i>		
apt	vrchný	<i>Leymeriella tardefurcata</i>
		<i>Hypacanthoplites jacobi</i>
	stredný	<i>Acanthoplites nolani</i>
		<i>Colombiceras tobleri</i>
	spodný	<i>Epicheloniceras subnodosocostatum</i>
		vrstvy s <i>Dufrenoya furcata</i>
barrém	vrchný	<i>Deshayesites deshayesi</i>
		<i>Deshayesites weissi</i> , <i>Procheloniceras albrechtiaustriacae</i>
		<i>Colchidites securiformis</i>
	spodný	<i>Imerites giraudi</i>
		vrstvy s <i>Matheronites</i>
		vrstvy s <i>Pulchelliidae</i>
hauteriv	vrchný	<i>Holcodiscus caillaudianus</i> , <i>Emericiceras emerici</i>
		<i>Pseudothurmannia angulicostata</i>
	spodný	vrstvy s <i>Speetoniceras subinersum</i>
		vrstvy s <i>Crioceratites duvali</i> , <i>Cr. nolani</i>
valanž	vrchný	vrstvy s <i>Lyticoceras amblygonium</i> , <i>Leopoldia bargamensis dubisiensis</i>
	spodný	vrstvy s <i>Neocomites neocomiensis</i> , <i>Thurmanniceras camplitoxus</i>
berias	vrchný	vrstvy s <i>Thurmanniceras thurmanni</i> , <i>Neocomites trezanensis</i>
	spodný	vrstvy s <i>Negrelliceras negreli</i> , <i>Euthymiceras transfigurabilis</i>
		vrstvy s <i>Berriasella subrichteri</i>

na mnohých miestach. V adžarsko-tialetskej vrásovej sústave sa začala vulkanická činnosť. V albe sa obrisy mora nemenili, no karbonátovú sedimentáciu vystriedala terigénno-karbonátová; vulkanogénne formácie v adžarsko-tialetskej vrásovej sústave a na prífahľom južnom okraji Dziruľského masívu sa veľmi rozšírili. Na konci albu v gruzínskom bloku nastala regresia, sprevádzaná predcenomanskou eróziou albu a čiastočne aptu na severnom krídle račinsko-lečchumskej synklinály, v dziruľskom masíve a v Okribe. Na prevažnej časti územia gruzínskeho bloku je erózia albu nepatrná.

Literatúra

- АДАМИЯ, Ш. А. 1958: Материалы о геологическом строении предгорий Большого Кавказа между бассейном р. Малой Лиахви и меридианом г. Душеги. Изд-во АН ГССР, Москва.
- ВАРЕНЦОВ, М. И. 1936: Геология и нефтеносность Куринской долины в Тифлисском и Мцхетском районах Грузии. Тр. НГРИ, вып. 85, Тбилиси.
- ВАРЕНЦОВ, М. И. 1950: Геологическое строение западной части Куринской депрессии. Изд-во АН СССР, Москва.
- ВАССОЕВИЧ, Н. Б. 1931: Геологические исследования в пределах планшета А-У1 Кахетинской нефтеносной области. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 2.
- ВАССОЕВИЧ, Н. Б. 1932: Геологические исследования в районе Сабуинского месторождения кровельных сланцев (левобережье р. Алазани, Кахетия). Тр. НГРИ, сер. А, вып., 20, Тбилиси.
- ВАШАКИДЗЕ, И. Г. 1965: К стратиграфии карбонатного флиша Военно-Грузинской дороги и Юго-Осетии. Тр. КИМС, вып. 6 (8), сер. геол.
- ГАМБАШИДЗЕ, Р. А. 1965: К стратиграфии карбонатного флиша Горной Рачи. Сообщ. АН ГССР, 40, 2, Тбилиси.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, И. П. 1966: Строение северного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали (на груз. яз.). Тр. ГИН АН ГССР, нов. серия, вып. 7, Тбилиси.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, И. П. 1970: Тектоническое окно в ущелье р. Ксани. Сообщ. АН ГССР, 59, 3, Тбилиси.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, П. Д. 1936: Геологическое строение северо-западной части Триалетского хребта. Сообщ. ГИН АН ГССР, 2, 3, Тбилиси.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, П. Д. 1949: Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Ин-т геол. и минерал. АН ГССР. Монографии, 2, Тбилиси.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, П. Д., БЕНДУКИДЗЕ, Н. С., ЭРИСТАВИ, М. С. 1952: К стратиграфии меловых отложений окрестностей Цханари. Сообщ. АН ГССР, 13, 6, Тбилиси.
- ДВАЛИ, Т. К. 1963: О некоторых нижнемеловых брюхоногих Западной Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, сер. геол., 13 (18), Тбилиси.
- ДВАЛИ, Т. К. 1966: Брюхоногие меловых отложений Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., 10, Изд-во „Мецниереба“, Тбилиси.

- ДЖАНЕЛИДЗЕ, А. И. 1926: Материалы для геологии Рачи. Сообщ. Тбил. гос. ун-та, 6, Тбилиси.
- ДЖАНЕЛИДЗЕ, А. И. 1940: Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума, Тбилиси.
- ДЖАНЕЛИДЗЕ, А. И. 1941: Геологический комплекс горы Асхи. Сообщ. АН ГССР, 2, 3, Тбилиси.
- КАКАБАДЗЕ, М. В. 1971: Колхидиты и их стратиграфическое значение. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., 26, Тбилиси.
- КАКАБАДЗЕ, М. В. 1975: Нижнемеловые гетероцератины Грузии и смежных регионов. Вопросы палеонтологии и стратиграфии мезозоя Грузии. Сб. 2, Тр. Геол. ин-та, новая серия, 47, Тбилиси.
- КАЧАРАВА, И. В. 1932: Геология Ткварчельского района (на груз. яз., рез. немецкое). Бюлл. Геол. ин-та Грузии, 1, 2, Тбилиси.
- КВАНТАЛИАНИ, И. В. 1971: Аптские аммониты Абхазии (филлоцератины, тетрагонитиды, парагоплитиды, десмоцератины и хелоницератины), Тбилиси.
- КВАНТАЛИАНИ, И. В., ДЕВДАРИАНИ, Е. И., 1967: О взаимоотношении аптских и альбских отложений Западной Абхазии (в междуречье Бзыби и Псоу). Сообщ. АН ГССР, 48, 2, Тбилиси.
- КВАНТАЛИАНИ, И. В., КВАХАДЗЕ, Н. Н. 1971: О взаимоотношении нижне- и верхнемеловых отложений северного крыла Рачинской синклинали. Сообщ. АН ГССР, 61, 3, Тбилиси.
- КВАХАДЗЕ, Н. Н. 1973: Значение брахиопод для стратиграфии нижнемеловых отложений Грузии. Сообщ. АН ГССР, 69, Тбилиси.
- КВЕРНАДЗЕ, А. В. 1971: К стратиграфии и палеогеографии аптских отложений Восточной Абхазии. Тр. ГПИ им. В. И. Ленина, 1 (141), Тбилиси.
- КВЕРНАДЗЕ, А. В., ШАРИКАДЗЕ, М. З. 1974: О двух новых аммонитах из нижнемеловых отложений Грузии. Тр. ГПИ им. В. И. Ленина, 4 (168), Тбилиси.
- КОКРАШВИЛИ, З. А. 1976: К стратиграфии верхнеюрско-нижнемелового карбонатного флиша района Военно-Грузинской дороги, Юго-Осетии и Рачи. Сообщ. АН ГССР, 81, 2, Тбилиси.
- КОТЕТИШВИЛИ, Э. В. 1958: Стратиграфия меловых отложений Шкмерской синклинали. Изд-во АН ГССР (на груз. яз., сокр. текст на русск. яз.), Тбилиси.
- КОТЕТИШВИЛИ, Э. В. 1964: Некоторые нижнемеловые двусторчатые Западной Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, сер. геол., т. 14 (19), Тбилиси.
- КОТЕТИШВИЛИ, Э. В. 1970: Стратиграфия и фауна колхидитового и смежных горизонтов Западной Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., 25, Тбилиси.
- КУЗНЕЦОВ, И. Г. 1931: Геологическое строение района курорта Шамшови (бассейн Чанчахи) в Центральном Кавказе. Тр. ВГРО В. С. Н. Х СССР, 151, Москва.
- КУЗНЕЦОВ, И. Г. 1932: Рокский перевал. Тр. ВГРО НКТП СССР, 161, Москва.
- ЛОБЖАНИДЗЕ, Г. П. 1964: К стратиграфии аптских и альбских отложений восточной периферии Дзирульского массива. Вопр. геол. Грузии, к 22. сессии МГК, Тбилиси.
- ЛОБЖАНИДЗЕ, Г. П. 1972: Стратиграфия мезозойских отложений восточной периферии Дзирульского массива. Изд-во „Мецниереба“, Тбилиси.

- МЕФФЕРТ, Б. Ф. 1928: Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии в 1928 г. (Предварительный отчет), Матер. по общей и прикладн. геол., 140. Геолком, Ленинград.
- МЕФФЕРТ, Б. Ф. 1931: Геологические исследования в Мингрелии (Предварительный отчет о работах 1929 г.). Труды Главного геол.-развед. упр. В. С. Н. Х. СССР, 64, Москва — Ленинград.
- МОРДВИЛКО, Т. А. 1937: Геология окрестностей Гагра. ХУП МГК, экскурсия по Кавказу, Черноморское побережье, Москва.
- НАЗАРИШВИЛИ, Т. Ю. 1973: Нижнемеловые белемнитиды Грузии. Тр. ГИН АН СССР, нов. сер., 40, Тбилиси.
- НУПУБИДЗЕ, К. Ш. 1945: Брахиоподы нижнего мела Западной Грузии (на груз. яз., рез., франц.). Тр. ГИН АН СССР, геол. сер., т. 2 (7) 2, Тбилиси.
- ПАПАВА, Д. Ю. 1970: Об открытии верхнеюрских и нижнемеловых отложений в пределах Храмского массива. Сообщ. АН СССР, 58, 1, Тбилиси.
- ПОПХАДЗЕ, М. 1949: Меловые и палеогеновые брахиоподы Грузии (на груз. яз., рез. русск.). Сообщ. Груз. Гос. музея им. акад. С. Джанашия, 14, Тбилиси.
- РЕНГАРТЕН, В. П. 1932: Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. ВГРО, 148, Тбилиси.
- РУХАДЗЕ, И. 1938: Некоторые новые или малоизвестные аптские цефалоподы Грузии (на груз. яз., сокр. текст. на русск. и франц. яз.). Сообщ. ГИН АН СССР, 3, 2, Тбилиси.
- СИМОНОВИЧ, С., БАЦЕВИЧ, Л., СОРОКИН, А. 1875: Геологическое описание части Кутаисского, Лечхумского, Сенакского и Зугдидского уездов Кутаисской губернии. Мат. для геологии Кавказа, с. 1, кн. 5. Тбилиси.
- СИХАРУЛИДЗЕ, Г. Я. 1970: О нижнемеловых органогенных постройках Грузии. Мезозойские кораллы СССР. Тр. 2. Всесоюзн. симпозиума по изучен. ископ. кораллов СССР, 4, Москва.
- СИХАРУЛИДЗЕ, Г. Я. 1972: Новый род Пареталлония (Нехасоралла) из нижнемеловых отложений Западной Грузии. Сообщ. АН СССР, 68, 3, Тбилиси.
- ХЕЧИНАШВИЛИ, И. 1953: Меловые белемнитиды Грузии (на груз. яз., рез. русск.). Сообщ. Груз. Гос. музея им. акад. С. Джанашия, 15-А, Тбилиси.
- ЦАГАРЕЛИ, А. Л. 1942: Меловые иноцерамы Грузии. Тр. ГИН АН СССР, сер. геол., 1 (6) 2, Тбилиси.
- ЦИРЕКИДЗЕ, Л. Р. 1970: Фораминиферы аптских отложений южной и восточной периферий Дзирульского массива и их стратиграфическое значение. Сообщ. АН СССР, 60, 3, Тбилиси.
- ЦИРЕКИДЗЕ, Л. Р. 1971: К стратиграфии альбских отложений южной и восточной периферий Дзирульского массива по фауне фораминифер. Сообщ. АН СССР, 61, 1, Тбилиси.
- ЧУБИНИДЗЕ, И. В. 1965а: Стратификации нижнемеловых и сеноманских отложений Абхазской части Грузинской глыбы по микроостаткам. Сообщ. АН СССР, 39, 2 (рез. груз.), Тбилиси.
- ЧУБИНИДЗЕ, И. В. 1965б: Значение органических микроостатков для стратиграфии нижнемеловых и сеноманских отложений на примере Абхазской части Грузинской глыбы. Сообщ. АН СССР, 39, 3, Тбилиси.
- ШАРИКАДЗЕ, М. З. 1974: О взаимоотношении барремских и аптских отложений в Молитской синклинали. Тр. ГПИ им. В. И. Ленина, 4 (168), Тбилиси.

- ШВЕНОВ, М. С. 1911: Предварительное сообщение о геологических исследованиях Кавказского побережья Черного моря. Ежегодн. по Геол. и Минер. России, 11, 8, Москва.
- ЭРИСТАВИ, М. С. 1951: Нижнемеловые зоны Грузии. Сб. тр. Ин-та геол. и минер. АН ГССР, Тбилиси.
- ЭРИСТАВИ, М. С. 1952: Грузинская глыба в нижнемеловое время. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. геол., 5 (11), Тбилиси.
- ЭРИСТАВИ, М. С. 1955: Нижнемеловая фауна Грузии. Ин-т геол. и минер. АН ГССР, Монографии, 6, Тбилиси.
- ЭРИСТАВИ, М. С. 1959: Изменения нижнемеловой фауны Грузии в связи с геологической историей. Изв. Геол. об-ва Грузии, 1, Тбилиси.
- ЭРИСТАВИ, М. С. 1962: Подразделение нижнего мела Альпийской зоны. ГИН, АН ГССР, Монографии, 2, Тбилиси.
- ЭРИСТАВИ, М. С. 1964а: Некоторые вопросы биостратиграфии нижнемеловых отложений Альпийской провинции. МГК, 22. сессия. Докл. сов. геол., пробл. 16а. Стратиграфия верхнего палеозоя и мезозоя южных биогеографических провинций.
- ЭРИСТАВИ, М. С. 1964б: Нижний мел. В кн.: „Геология СССР”, т. 10, Грузинская ССР, ч. 1. Геологическое описание, Изд-во „Недра”, Москва.
- AVICH, H. 1858: Prodrômus einer Geologie der Kaukasischen Länder. St. Peterburg.
- DUBOIS-de-MONTPEREUX, F. 1839—43: Voyage autour du Caucase, chez les Tcherkesses et les Abkhasés, en Colchide, en Géorgie, en Arménie et en Crimée, 1—5, Paris.
- FAVRE, E. 1875: Recherches géologiques dans la partie centrale de la chaîne du Caucase, Genève.
- FOURNIER, E. 1896: Description géologique du Caucase Central, Marseille.
- ROUCHADZE, J. 1933: Les Ammonites aptiennes de la Géorgie Occidentale. Vestnik Geologičeskogo instituta Gruzii, 1, 3, Tbilisi.
- SIMONOVIČ, S. 1897: Les environs de Kutais et la vallée de la rivière Rion entre Koutais et l'arête Mamisson. Guide des excursions du VII. Congrès géologique international, 18, St. Peterbourg.

E. V. Kotetišvili

Нижний мел Западных Карпат

Нижний и средний мел* отлагались в общем в тех же зонах осадконакопления, что и юра. Одной из характерных черт юры Западных Карпат является необычайное фашиальное разнообразие (особенно в поперечном по отношению к карпатской геосинклинали направлении) и незначительная мощность осадков (ср. статью М. Ракуса в этом сборнике). В отличие, от юры, отложения нижнего и среднего мела бывают очень мощными и представлены преимущественно флишевой формацией.

В нижнем и среднем мелу Западных Карпат можно выделить две главные группы фаций:

а) Первая группа представлена разными типами фаций флишевой формации, отлагавшимися в глубоких трогах. Одна из главных черт флишевой формации — большая, достигающая нескольких тысяч метров мощность. По своему палеогеографическому положению эти отложения находятся в связи с флишевой зоной, расположенной к северу от клипповой зоны.

б) Вторая группа фаций связана с клипповой зоной и внутренними единицами Западных Карпат. Для этой группы фаций характерно то, что в неокоме (валанжине — барреме) известняки отлагались преимущественно в глубоком море, и в деталях их литофашиальный тип испытывал изменения. В результате первых тектонических движений, после неокома произошла сильная фашиальная дифференциация отложений: известны и глубоководные мергелистые типы, и мощные флишевые комплексы, и, наконец, мелководные типы ургонских известняков.

Отложения нижнего и среднего мела представлены во всех главных тектонических единицах (1 — Прикарпатский передовой прогиб;

* Мы придерживаемся деления мела на нижний (валанжин — апт), средний (альб — турон) и верхний (сенон) согласно с классификацией Э. Ога — Е. Науг (1920).

2 — карпатская флишевая зона; 3 — клипсовая зона; 4 — зона внутренних Карпат). При литофациальном и стратиграфическом описании нижнего и среднего мела главных тектонических единиц мы придерживаемся упомянутого выше подразделения.

Литолого-стратиграфическая характеристика нижнего и среднего мела силезской единицы, кросненской и магурской зон дана на основании работ З. Рота и др. (1962), Т. Будая и др. (1967) и З. Рот (1967), З. Рота и Е. Ганзликовой (1967); мел внутренних единиц Западных Карпат характеризуется главным образом на основании работ Д. Андрусова (1938, 1945, 1959), О. Фусана и др. (1963), М. Магеля и др. (1962, 1964, 1967), а также наших собственных исследований (см. библиографию).

Нижний и средний мел флишевой зоны

В Западных Карпатах, расположенных на территории Чехословакии, в флишевой зоне различают три группы тектонических единиц (покровов). Согласно З. Роту (1967) это:

1. Краевая группа покровов, к которой относится поуздрижанская единица. Пространственно очень ограниченная (ср. табл. in А. Биелый и О. Фусан в этом сборнике), она включает в себе слои от эоцена до карпата. В области Бескид наблюдаются чешуи этой единицы со стратиграфическим объемом палеоцен - карпат.

2. Средняя группа покровов представлена жданицко-подсилезской, силезской и домагурской единицами (покровами). В восточной части флишевой зоны (Восточная Словакия) домагурская единица (покров) соответствует по своему тектоническому положению дукельской единице (покрову).

3. Внутренняя группа покровов (единиц)-магурская - сложена главным образом отложениями палеогена (меловые и юрские известны в единичных случаях). В этой группе представлены следующие тектонические единицы второго порядка;

- а - внешняя (северная) — рачианская;
- б - средняя — быстрицкая;
- в - внутренняя (южная) — биелокарпатская.

В тектоническом отношении латеральным эквивалентом последней единицы в продольном направлении геосинклинали (к востоку) являются оравско-магурская (в северо-западной части Словакии) и кохановская (=черговская) в восточнословацкой части флишевой зоны.

Нижний и средний мел области передового прогиба и кросненской зоны

Нижний и средний мел силезского покрова

В силезском покрове различают две основные фации отложений нижнего и среднего мела, а именно: 1. башскую развитую в северной полосе, и 2. годульскую, представленную в южной полосе.

В башской фации нижний мел иногда более грубообломочный, в барреме-апте пелитовые осадки совершенно отсутствуют а в годульской фации последние, напротив, широко развиты.

Годульская фация

Тешинские известняки. Нижние тешинские слои (верхний титон) переходят кверху в тешинские известняки. Нижняя часть толщи сложена из серых плотных мергелистых толстослоистых известняками с прослоями мергелей. Мощность этих прослоев варьирует от 0,5 до 120 см.

Изучение известняков под микроскопом показало, что на 20—50 % породы состоят из органических остатков (фораминиферы, радиолярии, остракоды, пеллециподы, гастроподы, кадосины, спикулы губок, обломки водорослей и кораллов, пластинки морских ежей и др.); остальная часть породы приходится на зерна кварца, акцессорные минералы (мусковит, биотит), углистый детрит и тонкозернистый до микритового карбонат (кальцит, местами анкерит). Химический состав тешинских известняков следующий: 85,4 — 94,9 CaCO₃, 0 — 3,0 MgCO₃, 2,1 — 12,0 SiO₂.

В тешинских известняках наблюдаются ассоциации представителей родов *Trocholina* и *Lenticulina* вместе с *Bolivina* sp., *Spirillina* sp., *Involutina* sp.; изредка встречаются *Calpionella alpina* Lorenz и *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu).

Макрофауна: обломки кораллов, криноидей, игл *Cidaris*, мшанок, пеллеципод (*Exogyra* sp. *Lima* sp.); изредка встречаются белемниты, единичные аммониты (*Hoplites goleszowiensis*, *H. aff. perisphinctoides* — найдены в Польше). На основании микро- и макрофауны нижние слои тешинских известняков отнесены к нижнему валанжину (берриасу), верхние — к верхнему валанжину.

Тешинско-градиштская толща развита в двух фациях, из которых одна представлена в годульской, другая в башской фации силезской серии.

В тешинско-градиштских флишоидных слоях песчаники перемежа-

ются с аргиллитами, причем первые преобладают. Аргиллиты по большей части темно-серые до черно-серых или темно-буро-серые, известковистые, сланцеватые, с пластинчатой отдельностью; мощность слоев 2 — 7 см.

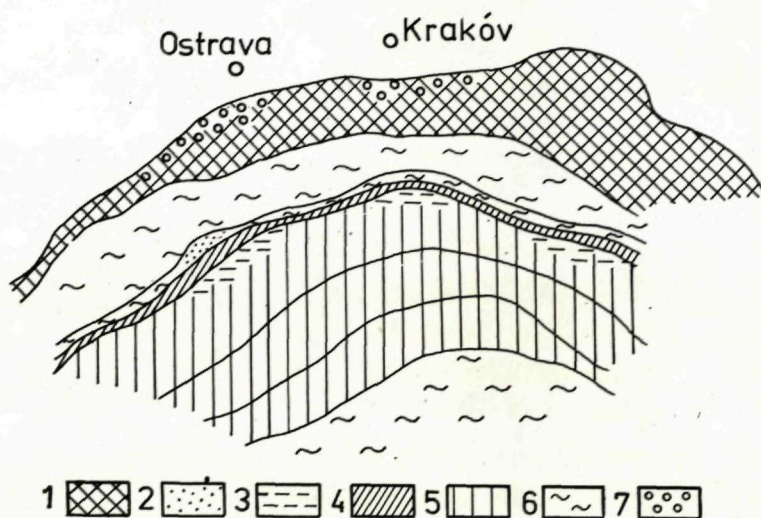


Рис. 1

Палеогеографическая схема нижнемеловых зон осадконакопления Западных Карпат

1 — флишевая формация внешней (кросненской) зоны; 2 — детритовые фации в клипповой зоне; 3 — детритовые фации отложений в манинской серии; 4 — карбонатные развитее отложений в клипповой зоне; 5 — карбонатны фации в единицах Центральных Западных Карпат; 6 — нижний мел не отсутствует (южная — внутренняя часть Западных Карпат) или не был достоверно доказан во всей зоне (внутренняя — магурская флишевая зона); 7 — грубообломочные фации внешней (кросненской) флишевой зоны.

Песчаники мелкозернистые, известковистые (и кремнисто-известковистые), в слоях, мощность которых варьирует от 0,5 — 25 см до, максимум, нескольких десятков дециметров. Без какой-либо закономерности в толще встречаются горизонты массивных средне- и грубозернистых песчаников мощностью от нескольких см до 10 м.

В песчаниках градиштского типа около 70 — 80 % приходится на кварц. Аксессуарными компонентами являются ортоклаз, мельчайшие зерна известковистых песчаников и известняков. Глинистой примеси обычно мало. В некоторых горизонтах песчаника наблюдается сортированная слоистость.

В области развития башской фации нижняя граница тешинско-градишской толщи четкая, в области развития годульской — подстилающие тешинские известняки постепенно переходят в описываемую толщу.

Верхнюю границу тешинско-градишской толщи, развитой в башской фации, проводят там, где появляется первый горизонт песчаника башского типа; развитой в годульской фации — там, где совершенно исчезают известковистые аргиллиты и обычно полное преобладание над другими породами получают черные, неизвестковистые аргиллиты.

На основании фауны тешинско-градишскую толщу годульской фации относят к верхнему валанжину-нижнему апту. Нормально развитые слои башской фации кончаются в барреме или апте.

Рассматриваемая толща чрезвычайно богата аммонитами (*Hamites*, *Crioceras*, *Lytoceras*, *Haploceras*, *Acanthoceras*, *Phylloceras*, *Pulchellia*, *Holcodiscus*, *Silesites*, *Hoplites*, *Aspidoceras*). Представители родов *Amaltheus*, *Olcostephanus* и других встречаются редко. Белемнитов довольно мало; аптихи — большая редкость. Аммониты по своему характеру средиземноморские. В песчаниках находятся пеллециподы, гастроподы, брахиоподы, изредка одиночно кораллы. Обнаружены остатки рыб (*Aspidorhynchus* sp.). Брахиопода *Peregrinella peregrina* является доказательством готеривского возраста.

Наличие апта в тешинско-градишской толще доказано макропалеонтологически находкой представителей рода *Chelocineras* sp.

Микрофауна тешинско-градишских слоев развивается из ассоциации организмов, представленных в тешинских известняках: увеличивается количество агглютированных фораминифер и радиоляриевых планктона, уменьшается количество трохилин и лентикулин. Определены следующие виды: *Lenticulina muensteri* (Roemer), *L. grata* (Reuss), *L. subulata* (Reuss), *L. wiesselmanni* Bettenstaedt, *L. crepidularis* (Roemer) и другие. Встречаются *Heßbergella hauterivica* (Subbotina), грубоскульптурованные эпистомины *E. carpentri* (Reuss), *E. ornata* (Roemer) и *Gavelinella berthelini* Keller. Местами полное преобладание имеют радиолярии. Агглютированные бентозные формы: *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *Repohax neominutissimus* (Mjatliuk), *Gaudryinella sherlocki* (Bettenstaedt), *G. hannoverana* V. et V., бигенерины, нодофтальмидии и др. Расцвет агглютированных форм настает во время отложения верхней части тешинско-градишской толщи.

Микрофауна также говорит в пользу отнесения низов толщи к валанжину. К готериву относят слои, содержащие микрофауну более монотонную, чем валанжинская, с менее крупными фораминиферами.

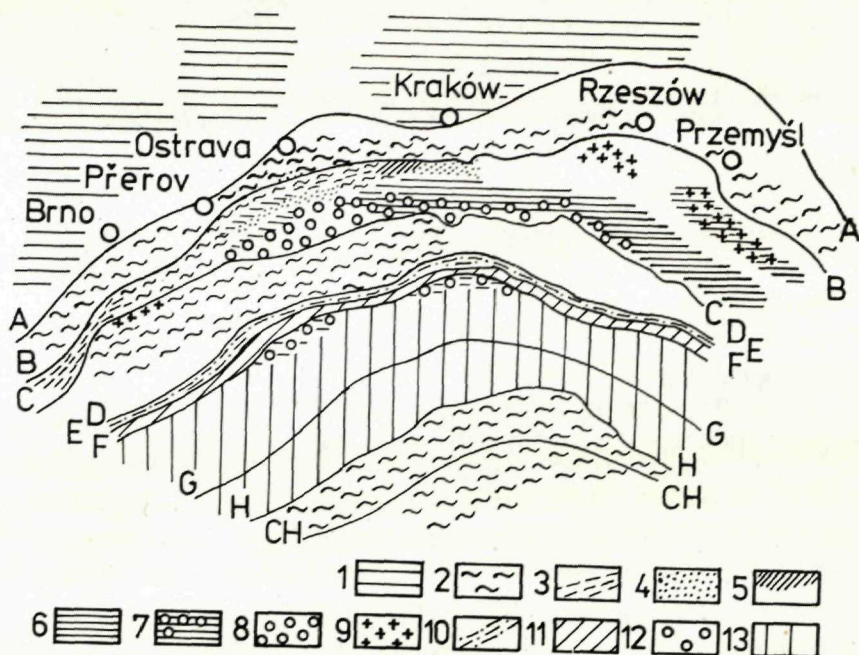


Рис. 2

Палеогеографическая схема среднемиловых зон осадконакопления Западных Карпат

1 — средний мел центрально-европейского типа, трансгрессивно залегающий на более древнем основании; 2 — области, где отсутствие среднего мела, по-видимому, первичное; 3 — турон павловско-вашбергской зоны, трансгрессивно залегающий на более древнем основании; 4 — башская фации; 5 — средний мел в баховицкой (глоботрункановой) фации; 6 — средний мел, сложенный по большей части пестрыми глинистыми слоями; 7 — средний мел, сложенный годульским песчаником значительной мощности и пестроцветными слоями; 8 — зона среднего мела, сложенного чрезвычайно мощной серией годульских слоев; 9 — области, в которых в альбе развиты кремнистые мергели; 10 — альб-турон в пиенинской и кисуцкой фациях; 12 — альб-турон в манинской и высоко-татранской фациях, трансгрессивно залегающий на ургоне; 13 — альб-сеноман во флишевой фации, представляющий собой последний член пелагической серии верхней юры и нижнего мела (по Д. Андрусову).

Трохолин меньше, инволютины встречаются чаще. С этими сообществами чередуются бедные, однообразные сообщества лентикюлин, представленные видами *L. subalata* (Reuss), *L. muensteri* (Roemer), *L. praemeudonensis* Noth, *L. wiesselmanni* Bettenstaedt, *L. korneuburgensis* Noth, *L. scitula* (Berthelin), *Pseudoglandulina humulis* (Roemer).

Верхняя часть толщи, которую относят к баррему и нижнему апту, не содержит фораминифер с известковыми раковинами. К агглютинированным прибавляются *Bigennerina minima* Vasiček, *B. nana* Vašiček, *Gaudryinella sherlocki* Bettenstaedt, *Reophax minuta* Loeblich et Tappan, *Verneuulinoides subfiliformis* Bettenstaedt, *Ammodiscus parvus* Zaspělova, *Haplophragmoides barremicus* Mjatliuk, *Hyperamminoides depressa* (Vašiček) и некоторые бигенерины и нодофтальмиды. В тех частях тешинско-градиштской толщи, которую рассматривают как нижний апт, появляются *Bigennerina clacellata* Loeblich et Tappan чрезвычайно обильными становятся *Trochammina neocomiana* Mjatliuk, *Haplophragmoides* cf. *glomeratiformis* Zaspělova, *H. cushmani* Loeblich et Tappan, *H. chapmani* Cushman.

Верхние тешинские слои являются частью тешинско-градиштской толщи; глинистый компонент в них преобладает. Первоначальная мощность слоев была приблизительно 500 м.

Градиштские слои отличаются от верхних тешинских главным образом содержанием значительного количества прослоев песчаников градиштского типа. Эти песчаники бывают либо темно-серые, мергелистые, распадающиеся, либо кремнисто-известковистые. Во многих местах они содержат, наряду с кварцем, обломки и даже глыбы известняков штрамберкского типа, катуны различных аргиллитов и зерна полевых шпатов. Мощность градиштских слоев около 600 м.

Общая мощность тешинско-градиштских слоев доходит местами до 1100 м.

Изверженные породы тел, заключенных в толще, относятся в большинстве к группе тешенитов. Крупные тела встречаются главным образом в градиштских слоях.

Верховицкие слои. Градиштские слои постепенно переходят кверху в верховицкие, сложенные сажисто-черными, плотными, кремнисто-глинистыми сланцами и аргиллитами.

Основная масса этих аргиллитов глинистая. В качестве акцессорной примеси наблюдаются обломочные зерна кварца, мусковит и пирит. Некоторые аргиллиты силицифицированы.

Единичные находки микрофауны выявили наличие довольно многочисленных ассоциаций агглютинированных фораминифер; на баррем указывают следующие виды: *Verneuulinoides neocomiensis* (Mjatliuk), *V. subfiliformis* Bettenstaedt, *Gavelinella* ex gr. *barremiana* Bettenstaedt, *Ammobaculites* ex gr. *subcretaceus* Cushman et Alexander, *Haplophragmoides cushmani* Loeblich et Tappan. Сравнительно редко встречается *Textularia chapmani* Loeblich.

Верховицкие слои, развитые исключительно в годульской фации

силезской серии, представляют средний и верхний ант. Их мощность составляет на 250 м.

Льготецкие слои. Вержовицкие слои постепенно переходят кверху в льготецкие. Для льготецких слоев, особенно их нижней части, характерно присутствие пятнистых аргиллитов, в меньшей мере песчаников с полосками роговиков. Нижние льготецкие слои, а во многих местах и верхние, преимущественно глинистые.

Типичные аргиллиты льготецких слоев серые, темно-серые, черно-серые и черно-зеленые, пятнистые. Бывают известковистые и неизвестковистые, местами кремнистые. Мощность аргиллитовых слоев колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров; их разделяют прослой песчаников и пелосидеритов.

Песчаники толстослоистые, тонкозернистые, кремнистые, зеленоватого или серо-белого цвета. Переходят в песчаный известняк. Часто в них наблюдаются линзообразные слои роговиков.

В состав песчаников входят кварц (40—50 %), ортоклаз (1—2 %), аксессуарные компоненты, представленные обломками кремня, и известняков, чешуйками мусковита, биотита и хлорита. Роговики состоят из чрезвычайно тонкозернистого кремня с рассеянным глинистым веществом. Местами в них заключено огромное количество четырехосных и одноосных спикул губок.

Аммонит *Acanthoplites bigoreti* Seun., найденный в льготецких слоях, указывает на нижний альб. О наличии верхних слоев среднего альба позволяет заключить *Inoceramus laubei* Liebus и *I. concentricus* Sow. Микрофауна представлена следующими видами: *Plectorecurvoidea alternans* Noth, *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *H. spissum* Stelck et Wall., *H. crickmayi* Stelck et Wall., *Trochammina rosacea* Subbotina, *T. wetteri* Stelck et Wall., *Bathysiphon* ex gr. *brosgei* Tappan, *Glomospira gaultina* (Berthelin), *Dorothia filiformis* (Berthelin), *Pelosina* cf. *coplanata* Franke, *Bifarina calcarata* (Berthelin), *Lenticulina scitula* (Reuss), *Reophax minutus* Loeblich et Tappan и другие.

Мощность льготецких слоев колеблется от 160 до 350 м.

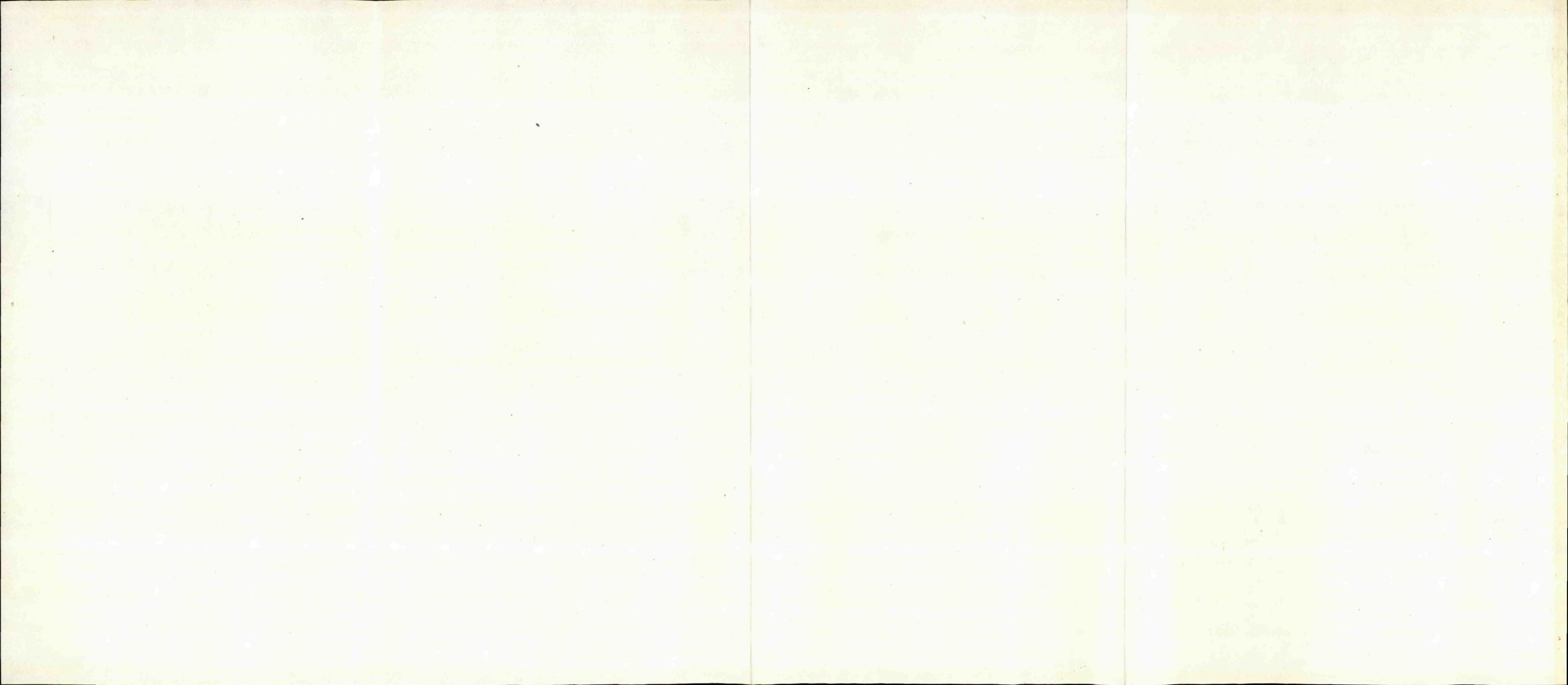
По своему стратиграфическому положению льготецкие слои соответствуют нижнему и отчасти среднему альбу.

Годульская толща характеризуется преобладанием в нижней части пестрых аргиллитов.

Эти аргиллиты почти везде неизвестковистые, большей частью коричнево-красного и серо-зеленого цвета; перемежаются со слоями кремнисто-известковистых до кремнистых глауконитовых песчаников мощностью от 3 до 30 см.

Рис. 3 Стратиграфическая таблица нижнего и среднего мела Западных Карпат

Век		Единицы		Подсилезская единица	Магурская зона	К Л И П П О В А Я З О Н А					Манинская серия s.l.		Оболочная серия		Крижнянский покров	Хочский покров	Стражовский покров			
		Силезская единица	Башский фациальный тип			Годульский фациальный тип	Чорштинская серия	Кисуцкая серия	Прусская серия	Стреженицкая серия	Подбиельская серия	Клапская серия	Манинская серия s.s.	Высоких Татр				Высоких Татр (кроме)		
Л	СРЕДНИЙ	ТУРОН	БАШСКИЕ СЛОИ	ГОДУЛЬСКИЕ СЛОИ S.S.	КЛЕМЕНТСКИЕ СЛОИ	КРАСНЫЕ ГЛОБОТРОМЕРГЕЛИ	ТУРОНСКИЙ ФЛИШ	КРАСНЫЕ МЕРГЕЛИ	СЕРЫЕ И ЗЕЛЕННЫЕ ПЯТНИСТЫЕ МЕРГЕЛИ И МЕРГЕЛИСТЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ	Орловские слои	ПЕСТРЫЕ МЕРГЕЛИ	ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ С ПРОСЛОЯМИ ПЕСЧАНИКОВ	ТЕМНО-СЕРЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ СЛАНЦЫ И МЕРГЕЛИ С ПРОСЛ. ПЕСЧАНИКОВ	Крижнянский покров	Хочский покров	Стражовский покров				
		ПЕСТРЫЕ МЕРГЕЛИ				ПЕСТРЫЕ МЕРГЕЛИ И ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ (Кисуцкие слои)	Орловские слои										ПЕСТРЫЕ МЕРГЕЛИ	ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ С ПРОСЛОЯМИ ПЕСЧАНИКОВ	ТЕМНО-СЕРЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ СЛАНЦЫ И МЕРГЕЛИ С ПРОСЛ. ПЕСЧАНИКОВ	
		ПЕСТРЫЕ МЕРГЕЛИ				СЕРО-ЗЕЛЕННЫЕ И ТЕМНО-СЕРЫЕ ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ, МЕРГЕЛИСТЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ (Рудинские слои)	Орловские слои										ПЕСТРЫЕ МЕРГЕЛИ	ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ С ПРОСЛОЯМИ ПЕСЧАНИКОВ	ТЕМНО-СЕРЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ СЛАНЦЫ И МЕРГЕЛИ С ПРОСЛ. ПЕСЧАНИКОВ	
М	НИЖНИЙ	АПТ	ХЛЕБОВИЦКАЯ ФАЦИЯ	ЛГОТСКИЕ СЛОИ	ГЛУЦКИЕ СЛОИ (в окрестностях ГЛУКА)	ПЕРЕРЫВ В ОСАДКО НАКОПЛЕНИИ	СЕРО-ЗЕЛЕННЫЕ И ТЕМНО-СЕРЫЕ СЛАНЦЫ, ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ И ПЯТНИСТЫЕ ИЗВ. (Броднянские слои)	ПЕРЕРЫВ	ТЕМНО-СЕРЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ ПЯТНИСТЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ С РОГОВИКАМИ	Орловские слои	ПЕСТРЫЕ МЕРГЕЛИ	ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ С ПРОСЛОЯМИ ПЕСЧАНИКОВ	ТЕМНО-СЕРЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ СЛАНЦЫ И МЕРГЕЛИ С ПРОСЛ. ПЕСЧАНИКОВ	Крижнянский покров	Хочский покров	Стражовский покров				
		БАРРЕМ		ЛГОТСКИЕ СЛОИ		ПЕРЕРЫВ В ОСАДКО НАКОПЛЕНИИ	СЕРО-ЗЕЛЕННЫЕ И ТЕМНО-СЕРЫЕ СЛАНЦЫ, ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ И ПЯТНИСТЫЕ ИЗВ. (Броднянские слои)										Орловские слои	ПЕСТРЫЕ МЕРГЕЛИ	ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ С ПРОСЛОЯМИ ПЕСЧАНИКОВ	ТЕМНО-СЕРЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ СЛАНЦЫ И МЕРГЕЛИ С ПРОСЛ. ПЕСЧАНИКОВ
		ГОТЕРИВ		ЛГОТСКИЕ СЛОИ		ПЕРЕРЫВ В ОСАДКО НАКОПЛЕНИИ	СЕРО-ЗЕЛЕННЫЕ И ТЕМНО-СЕРЫЕ СЛАНЦЫ, ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ И ПЯТНИСТЫЕ ИЗВ. (Броднянские слои)										Орловские слои	ПЕСТРЫЕ МЕРГЕЛИ	ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ С ПРОСЛОЯМИ ПЕСЧАНИКОВ	ТЕМНО-СЕРЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ СЛАНЦЫ И МЕРГЕЛИ С ПРОСЛ. ПЕСЧАНИКОВ
		ВАЛАНЖИН		ЛГОТСКИЕ СЛОИ		ПЕРЕРЫВ В ОСАДКО НАКОПЛЕНИИ	СЕРО-ЗЕЛЕННЫЕ И ТЕМНО-СЕРЫЕ СЛАНЦЫ, ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ И ПЯТНИСТЫЕ ИЗВ. (Броднянские слои)										Орловские слои	ПЕСТРЫЕ МЕРГЕЛИ	ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ С ПРОСЛОЯМИ ПЕСЧАНИКОВ	ТЕМНО-СЕРЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ СЛАНЦЫ И МЕРГЕЛИ С ПРОСЛ. ПЕСЧАНИКОВ
		БЕРРИАС		ЛГОТСКИЕ СЛОИ		ПЕРЕРЫВ В ОСАДКО НАКОПЛЕНИИ	СЕРО-ЗЕЛЕННЫЕ И ТЕМНО-СЕРЫЕ СЛАНЦЫ, ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ И ПЯТНИСТЫЕ ИЗВ. (Броднянские слои)										Орловские слои	ПЕСТРЫЕ МЕРГЕЛИ	ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ С ПРОСЛОЯМИ ПЕСЧАНИКОВ	ТЕМНО-СЕРЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ СЛАНЦЫ И МЕРГЕЛИ С ПРОСЛ. ПЕСЧАНИКОВ
		ТИТОН		ЛГОТСКИЕ СЛОИ		ПЕРЕРЫВ В ОСАДКО НАКОПЛЕНИИ	СЕРО-ЗЕЛЕННЫЕ И ТЕМНО-СЕРЫЕ СЛАНЦЫ, ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ И ПЯТНИСТЫЕ ИЗВ. (Броднянские слои)										Орловские слои	ПЕСТРЫЕ МЕРГЕЛИ	ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ С ПРОСЛОЯМИ ПЕСЧАНИКОВ	ТЕМНО-СЕРЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ СЛАНЦЫ И МЕРГЕЛИ С ПРОСЛ. ПЕСЧАНИКОВ
ЮРА	МАЛЫЙ	ШТРАМБЕРКСКИЙ ИЗВЕСТНЯК	ТЕШИНСКИЕ СЛОИ	ЭРНСТБРУНСКИЕ СЛОИ	СЕРЫЕ И ЗЕЛЕННЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ СЛАНЦЫ И ПЕСЧАНИКИ	КРАСНЫЕ ОРГАНОГЕННЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ	РОГОВИКОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ С ПРОСЛОЯМИ МЕРГЕЛИСТЫХ СЛАНЦЕВ	ПЕРЕРЫВ	ТЕМНО-СЕРЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ ПЯТНИСТЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ С РОГОВИКАМИ	Орловские слои	ПЕСТРЫЕ МЕРГЕЛИ	ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ С ПРОСЛОЯМИ ПЕСЧАНИКОВ	ТЕМНО-СЕРЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ СЛАНЦЫ И МЕРГЕЛИ С ПРОСЛ. ПЕСЧАНИКОВ	Крижнянский покров	Хочский покров	Стражовский покров				
		НИЖНИЕ ТЕШИНСКИЕ СЛОИ		ЭРНСТБРУНСКИЕ СЛОИ		СЕРЫЕ И ЗЕЛЕННЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ СЛАНЦЫ И ПЕСЧАНИКИ	РОГОВИКОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ С ПРОСЛОЯМИ МЕРГЕЛИСТЫХ СЛАНЦЕВ										Орловские слои	ПЕСТРЫЕ МЕРГЕЛИ	ПЛОТНЫЕ МЕРГЕЛИ С ПРОСЛОЯМИ ПЕСЧАНИКОВ	ТЕМНО-СЕРЫЕ МЕРГЕЛИСТЫЕ СЛАНЦЫ И МЕРГЕЛИ С ПРОСЛ. ПЕСЧАНИКОВ



В пестрых годульских слоях макрофауна не обнаружена. Богатая микрофауна представлена следующими видами: *Bathysiphon brosgiei* Tarpan, *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Haplophragmoides glomeratiformis* Zaspělova, *H. cf. spiritense* Stelck et Wall., *Dorothia cf. filiformis* (Berthelin), *Verneuilinoides cf. perplexus* (Loeblich).

Местами среди рассматриваемых слоев выделяющая толща массивных или толстослоистых глауконитовых песчаников называемых остравицкими. В них наблюдаются горизонты конгломератов и брекчий. Остравицкий песчаник образует лишь локальный горизонт в пестроцветных годульских слоях. Мощность последних изменяется в пределах от 100 до 350 м.

Верхняя часть годульской толщи представлена мощным флишевым комплексом светло-серых и зелено-серых глинистых сланцев, перемежающихся с серо-зелеными и зеленоватыми кварцевыми песчаниками. Слои последних бывают разной мощности, иногда всего в несколько сантиметров, обычно же от 50 до 450 см.

Локально годульские слои можно расчленить на нижнюю, среднюю и верхнюю части.

Годульские слои бедны микрофауной, в большинстве случаев совсем без нее. Констатированы: *Dendrophrya excelsa* Grzyb., *Bathysiphon brosgiei* Tarpan, *Trochammina nodosa* Zaspělova, *Glomospirella gaultina confusa* Zaspělova, *Bigennerina cf. variabilis* Vašíček, *Pelosina cf. complanata* Franke, *Haplophragmoides spiritense* Stelck et Wall. и *Penerina depressa* (Perner).

Башская фауна

Нижний и средний мел этой фауны представлен тешинско-градиштской толщей (верхний валанжин — нижний и средний альб) и башскими слоями (апт — нижний сеноман. Мощность всего нижнего и среднего мела башской фауны составляет, предположительно, максимум 1000 м; местами непостоянна и значительно изменяется.

Тешинско-градиштская толща представлена главным образом в пределах силезской серии в башском развитии. Для части этой толщи характерны конгломераты хлебовицкого типа, образующие слои или линзы. Конгломерат сложен на 90 % и более обломками штрамберкского известняка. Основная масса породы — средне- и грубозернистый глауконитовый песчаник.

Макрофауна хлебовицкой фауны представлена белемнитом *Neohibolites cf. minimus*. Типичные формы микрофауны: *Bifarina calcarata* (Berthelin), *Ramulina aculeata* (d'Orb.), *Marssonella oxycona*

(Reuss), *Neobulimina minima* Tappan, *Gyroidina globosa* (Hagenow), *Pleurostonella subnodosa* (Reuss), *Dorothia* cf. *filiformis* (Berthelin), *Pseudoclavulina szakalli* Hanzlíková, *Anomalina ammonoides* (Reuss), эпистомины и лентикюлины.

Башские слои — флишевые, сложенным главным образом песчаниками.

Песчаники тонко и среднезернистые, известковистые и кремнисто-известковистые; мощность слоев обычно 10 — 20 см. В верхней части переходят в песчаные известняки. В песчаниках часто наблюдаются полосы буро-серого роговика.

Слои песчаника отделены от слоев известняка прослоями глинистых сланцев 30 — 300 см мощности. Аргиллиты серо-зеленоватого или буро-зеленоватого цвета, неизвестковистые, пятнистые.

В башских слоях найден *Ammonites majoranus* d'Orb. Микрофауна довольно бедная. В верхних слоях часто находятся радиолярии семейства *Discoidea*. Вместе с ними встречаются представители рода *Hedbergella*, а именно: *H. infracretacea* (Glaessner), *H. globigerinellinoides* (Subbotina), *H. washitensis* (Loeblich et Tappan). Кроме того констатированы: *Bathysiphon* ex gr. *brosgei* Tappan, *Dorothia filiformis* (Berthelin), *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Gyroidina globosa* (Hagenow), *Reophax minutus* Loeblich et Tappan, *Trochamminoides coronatus* Loeblich et Tappan, *Trochammina subbotina* Zaspělova, *T. rosacea* Subbotina, *Pseudoclavulina szakalli* Hanzlíková, *Valvulineria kasahstanica* (Mjatliuk), *Ramulina* cf. *globulifera* Brady, *Anomalina* (G.) *ccmplanata* (Reuss), *Bigenerina complanata* (Reuss), *Lenticulina gaultina* (Berthelin), *Ataxophragmium trochoideum* (Reuss) и другие.

Приведенная ассоциация альба уступает место ассоциациям сеномана: *Lenticulina gaultina* (Berthelin), *L. diadema* Berthelin, *L. scitula* (Berthelin), *Trocholina intermedia* Henson, *Ticinella* aff. *roberti* (Gandolfi), *T.* ex gr. *gaultina* (Morozova), *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. montsalvensis minor* (Mornod), *Hedbergella* ex gr. *infracretacea* (Glaessner), *H. subdigitata* (Carman), *Ataxophragmium trochoidum* (Reuss) и другие виды, большей частью представленные и в сериях внутренней клипповой зоны Карпат.

Устанавливая стратиграфию башских слоев на основании фауны, верхнюю часть обычно относят к среднему альбу-нижнему сеноману, в редких случаях и к апту. Предположительная мощность башских слоев — около 500 м.

Нижний и средний мел подсилезской единицы (павловско-вашбергская зона)

Нижний и средний мел известен также в кросненской зоне в области расположенной к западу от Моравских Бескид в Моравии и в Австрии, но серии здесь значительно менее полные и обнажаются лишь местами.

Нижний неоком сложен здесь слоями пятнистых (светло- и темно-серыми) плотных мергелистых радиоляриевых известняков и известковистых мергелей мощностью от 2 до 10 см; в них заключены прослой мягких мергелей такого же пятнистого облика.

В тонкозернистых известковистых песчаниках найден *Lamellaptychus didayi* (берриас-нижний готерив). Кровля нижнего мела представлена слоями сенона — средний мел здесь отсутствует.

В павловско-вашбергской зоне развит верхний горизонт среднего мела — турон. Слои этого горизонта — их называют клементскими, — известные в Моравии и Австрии, представлены глауконитовыми песчаниками, которые иногда налегают на корродированную поверхность юрских известняков. Около клиппов клементские слои сохранились лишь в виде небольших останцов.

В клементских слоях найдена следующая макрофауна: *Echinoconus subrotundus*, *Inoceramus cuvieri*, *I. latus*, *I. inocostatus*, *I. inocostatus rotundatus*, *Scaphites* cf. *geinzi*.

Они содержат также микрофауну в основном на территории Австрии: *Globotruncana globigerinoides* Brotzen, *Gl. linneiana* (d'Orbigny), *Globorotalites michellianus* (d'Orbigny), *Arenobulimina presslii* (Reuss). Макрофауна клементских слоев указывает на их верхнетуронский возраст, микрофауна — на турон-нижний сенон.

Нижний и средний мел северной и средней частей магурской зоны

Магурская зона значительно отличается от кросненской тем, что — за небольшими исключениями — средний мел в ней отсутствует.

1. Близ фронтального ограничения магурской зоны представлен нижний мел (установлен по палеонтологическим данным в окрестностях сел. Куровице). Над кальционелловыми и аптиховыми известняками титона залегают мергелистые сланцы (20 м мощности), сперва зеленоватые и желтоватые, выше серые и зеленоватые с прослоями известковистых песчаников 2 — 10 см мощности. На поверхности слоев песчаника видно множество фораминифер (милиолиды, текстулярии) и аптихов (*Lamellaptychus mortiletti* и *L. hertae hertae*). Мощность слоев 10—20 м. На основании аптихов эта толща отнесена к нижнему неокому.

Небольшие останцы пород, по всей вероятности неокомского возраста, наблюдаются и в других местах (Горна Бечва). Близ реки Горна Бечва находится чешуя большого размера, сложенная серыми мергелями с прослоями органогенных песчаных известняков до 80 м мощности и горизонтами песчаников со скорлуповатой отдельностью. Возраст пород этой чешуи, по-видимому, нижнемеловой, но палеонтологических доказательств не имеется.

2. В Восточной Словакии, в Польше и в Западной Словакии в средней части магурской зоны нижний и средний мел неизвестен. В Моравии близ с. Глук недалеко от г. Угерске Градиште в средней части магурского флиша наблюдается выход нижнемеловых слоев (вместе с сенонскими).

Глуцкие слои представлены светлыми желто-серыми сланцеватыми глинами. Выше преобразование получают буро-черные сланцеватые глины, иногда темно-серые известковистые, граувакковые песчаники. Встречаются горизонты светлых песчаных известняков, в которых обнаружены фораминиферы, кальцифицированные радиолярии и спиккулы губок. Содержат микрофауну хорошей сохранности: *Hyperamminoides depressa* Vašiček, *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Gl. gordialis* (Jones et Parker), *Haplophragmoides nonnioninoides* (Reuss), *Plectorecurvoides alternans* (Noth), *Bigenerina minima* Vašiček, *Verneulinoides subfiliformis* Bettenstaedt. Эта микрофауна подобна той, которая находится в тешинско-градиштских слоях (валанжин — апт) и напоминает фауну баррема — апта Северной Германии.

Клипсовая зона Западных Карпат

В клипсовой зоне различается несколько серий и переходных фаций. В направлении с севера на юг это:

чорштынская серия

пиенинская серия

переходные фации: а) кисуцкая

б) прусская

в) стреженицкая

г) подбиельская

Чорштынская серия

Нижний мел представлен в этой серии лишь в изолированных обнажениях. Предполагается, что был перерыв в осадконакоплении, но область по-видимому, не выступила из-под воды, а только испытала омеление.

Верхи титона-нижнего берриаса представлены красными криноидными известняками светлых и темных оттенков, органогенными, пелитовыми; сохранилась сетчатая структура. Наблюдаются криноидеи, мелкие фораминиферы, радиолярии, разрезы раковин пелеципод, *Globochaete alpina* Lombard, *Calpionella alpina* Lorenz (изредка), *Saccocoma* sp., *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Crassicollaria parvula* Remane. В известняках заключены также обломки пелитоморфных известняков и мелкие гальки кальционелловых известняков. В верхней части нижнего берриаса наблюдаются слои с обломками кальционелловых известняков верхнего титона. В основной массе можно различить радиолярии, разрезы члеников криноидей, большое количество *Calpionella alpina* Lorenz, *Globochaete alpina* Lombard и *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu).

Верхний берриас представлен красными стилолитовыми органогенными известняками, содержащими членики криноидей, большое количество радиолярий, фораминифер, разрезы аптихов, *Globochaete alpina* Lombard, *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Cadosina alpina* Leischner, *C. fusca* Wanner, *C. lapidosa* Vogler, *Calpionellites dadayi* Knauer, *Remaniella cadischiana* (Colom), *Tintinnopsella longa* (Colom), *Calpionellopsis simplex* (Colom) и *C. oblonga* (Cadisch).

Отложения валанжина-готерива представлены в нижней части темно-красными радиоляриево-нанноконовыми известняками; выше залегают красноватые органогенные известняки, верхи сложены раковинно-криноидными известняками. Кроме члеников криноидей, радиолярий, игл морских ежей, в них наблюдаются нанноконы, *Cadosina fusca* Wanner и обломки известняков с *Calpionella alpina* Lorenz.

Отложения баррема и апта не были констатированы в клипповой зоне Поважья. Их отсутствие можно объяснить временным перерывом осадконакопления, вызванным позднекиммерийскими и первыми австрийскими движениями в области седиментации чорштынской серии. Слои верхней юры и нижнего мела перекрыты здесь мергелями верхних горизонтов альба (или еще более поздними отложениями).

Альб состоит главным образом из красных и серых мергелей с *Thalmaninella ticinensis* (Gand.), *Ticinella roberti* (Gand.). Мощность 3—5 м.

Часто встречаются пестрые, по большей части кирпично-красные мергели сеномана с микрофауной, представленной *Rotalipora reicheli* Mornod, *R. montsalvensis* Mornod, *R. brotzeni* Sigal, *Ticinella roberti* (Gand.).

Турон сложен красными и серыми мергелями с микрофауной: *Praeglobotruncana oraviensis oraviensis* (Scheibnerová), *P. imbricata* (Mornod), *P. helvetica* (Bolli).

Мощность мергелей сеномана и турона обычно не более 10 м.

В окрестностях селений Догнаны и Медне пестрые мергели верхнего турона чорштынской серии содержат следующую микрофауну: *Globotruncana linneiana* (d'Orb.), *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), *Globotruncana linneiana marginata* (Reuss), *Verneuillina muensteri* Reuss, *Clavulinoides gaultinus* (Morozova).

Пиенинская серия

Нижний мел пиенинской серии развит также, как в кисуцкой фации, но там он представлен более полно, а поэтому и подробное описание его будет дано при рассмотрении названной фации.

Самые верхние горизонты нижнего мела, представленные сине-серыми и темно-серыми мергелистыми толстослоистыми известняками, содержат меньше кремней. Прослой сланцеватых аргиллитов и мергелей более мощные.

В альбе той серии известны слюдистые, тонкослоистые аргиллиты, так называемые сферосидеритовые мергели.

Верхи альба и сеномана — серые, зеленоватые или красные мергели; часто в них наблюдаются слои известковых песчаников и песчанистых известняков. Встречаются изолированные обнажения конгломератов, состоящих из галек доломитов, белых кварцитов и зеленых гранитов.

Верхний сеноман и нижний турон представлены либо пестрыми мергелями с горизонтами известковых песчаников, либо серыми, темно-серыми и зеленоватыми мергелями с прослоями песчаников.

Переходные фации

Кисуцкая фация

Титон-берриас — кальционелловые известняки серые, красноватые или телесного цвета, типа biancone, плотные, толстослоистые, с множеством стилолитов. Мощность отдельных слоев 10—20 см. Под микроскопом видно, что мы имеем дело с биомикритами. Наряду с радиоляриями и *Globochaete alpina* Lombard, здесь представлены следующие микроорганизмы, имеющие важное значение для стратиграфии: *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica*

(Murgeanu et Filipescu), *Remaniella cadischiana* (Colom), *Crassicollaria parvula* Remane, *Cr. brevis* Remane, *Cr. intermedia* (Durand-Delga), *Cr. massutiniana* (Colom), *Cadosina carpathica* (Borza). *C. fusca* Wanner. Макрофауна: *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.), *L. lamellosus* (Park.), *Ptychophylloceras ptychoicum* (Quenst.), *Rhynchonella spoliata* Suess. Основываясь на присутствии этих организмов, мы относим кальционелловые известняки к титонуберриасу. Мощность из около 20—30 м.

Известняки с кремнями — серые и темно-серые, мергелистые, сильно пятнистые; заключенные в них кремни образуют линзы или сплошные горизонты. Среди слоев известняков встречаются прослои мергелистых сланцев.

Содержат макрофауна: *Duvalia dilatata* (de Blainville), *Pseudobelus bipartitus* (de Blainville), *Lamellaptychus seranonia* (Coqu.), *L. didayi* (Coqu.), *Crioceratites villersianum* (d'Orb.), *Olcostephanus* (O.) *jeannotii jeannotii* (d'Orb.), *Olcostephanus asterianus* d'Orb., *Neocomites* cf. *neocomiensis* d'Orb., *Subthurmannia* cf. *boisseiri* Pictet.

Обнаружены следующие микроорганизмы: *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *T. longa* (Colom), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *Remaniella cadischiana* (Colom), *Cadosina fusca* Wanner, *Cadosina semiradiata* Wanner, *Calpionella alpina* Lorenz; их наличие позволяет отнести известняки к берриасу-валанжину.

Кверху известняки переходят в нанноконовые с редкими *Calpionella alpina* Lorenz, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Calpionepsis simplex* (Colom), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch) и *Calpionellites darderi* (Colom). Нанноконы представлены *Nannoconus steinmanni* Kamptner, *N. wassali* Brönnimann, *N. truoti* Brönnimann; перекристаллизованные радиолярии встречаются в большом количестве. Макро- и микрофауна свидетельствует о принадлежности известняков с кремнями кисущкой серии к валанжину-баррему. Их общая мощность составляет приблизительно 100 м.

Апт представляет собой комплекс (до 5 м мощности) серо-зеленых и темно-серых сланцев, мергелей и серых пятнистых известняков. Сланцы и мергели содержат довольно богатую микрофауна, в частности: *Planomalina (Globigerinelloides) typica* (Gandolfi), *Pl. (Gl.) algeriana* (Cushman et Ten Dam), *Pl. (Gl.) cheniourensis* (Sigal), *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi) и *Hedbergella infracretacea* (Glaesner). Слои того же возраста и подобной фации известны под названием броднянских слоев в броднянском утесе.

Альб-нижний сеноман представлен серо-зелеными и темно-серыми мергелями и мергелистыми сланцами (рудинские слои);

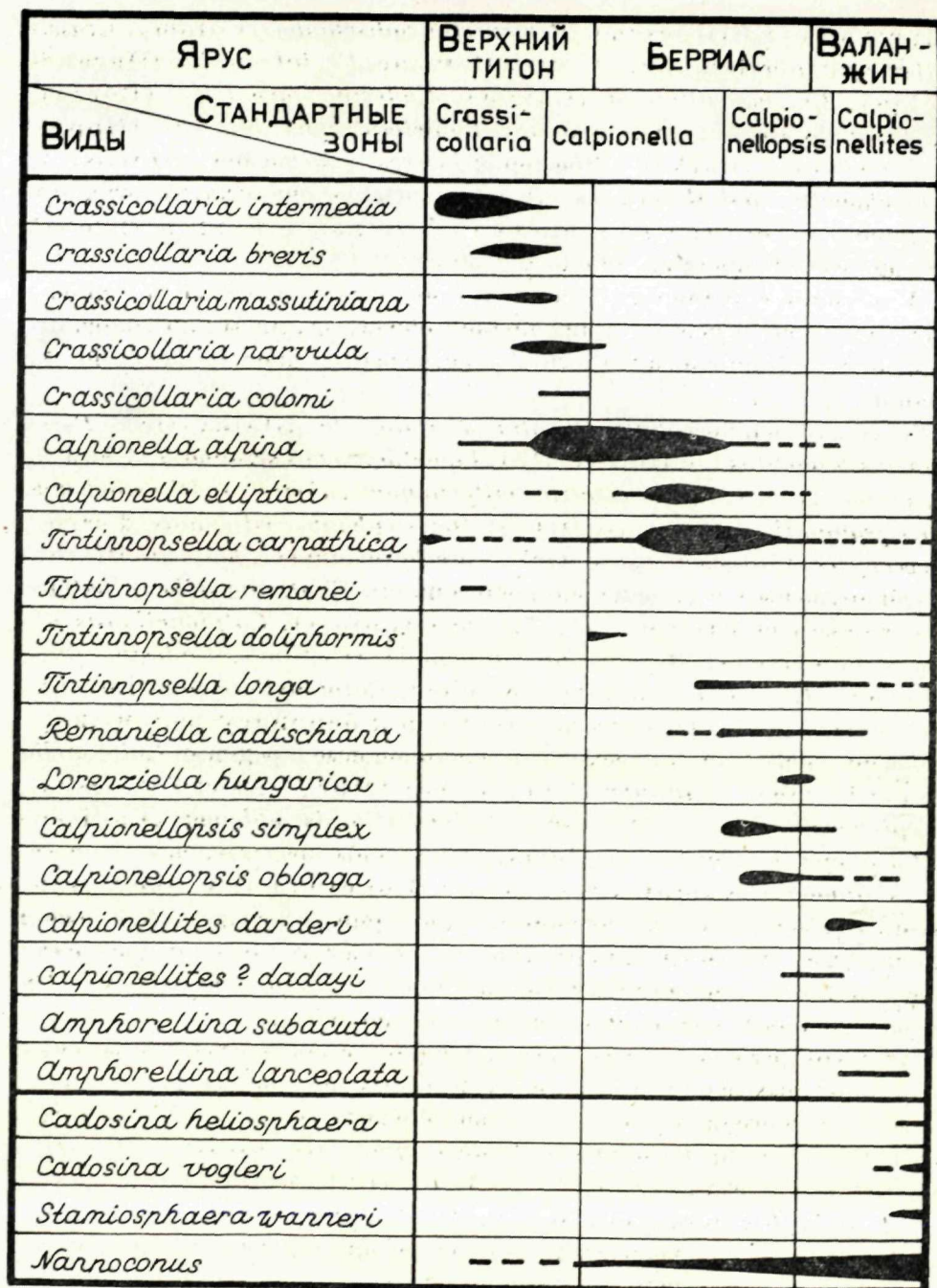


Рис. 4
Стратиграфический диапазон кальпионел на границе юры и нижнего мела

изредка нижний альб развит в виде красных мергелей. В этих пестрых мергелях нижней части комплекса заключена моноассоциация, представленная видом *Hedbergella roberti* (Gandolfi).

Альский возраст пятнистых мергелей и мергелистых известняков документирован наличием *Ticinella roberti* (Gandolfi), *H. trocoidea* (Gandolfi). В верхней части слоев появляются также *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi) и *Planomalina* (Pl.) *buxtorfi* (Gandolfi). Для нижнего сеномана характерна ассоциация, в которой главную роль играют *Rotalipora brotzeni* Sigal, *R. appenninica* (Renz) и *R. globotruncanoides* (Sigal). Мощность альб-нижнесеноманских слоев около 10 м.

Верхняя часть нижнего сеномана, средний и верхний сеноман развиты в фации пестрых мергелей общей мощностью 15—20 м.

В верхней части сеномана собрана богатая микрофауна, представленная следующими видами *Rotalipora brotzeni* Sigal, *R. evoluta* (Sigal), *R. greenhornensis* (Morrow), *R. bicarinata* Samuel et Salaj, *Rotundina stephani* (Gandolfi), *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), и изредка *Planomalina* (Pl.) *buxtorfi* (Gandolfi).

В среднем сеномане, иногда лишь в его нижнем горизонте, наблюдается ассоциация фораминифер: *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. balernaensis* (Gandolfi), *R. globotruncanoides* (Sigal), *Hedbergella gaultina* (Morozova), *Anomalina* (*Gavelinella*) *complanata* (Reuss), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer),

Верхняя часть среднего сеномана содержит: *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. globotruncanoides* (Sigal), *R. deeckeii* (Franke), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Hedbergella brittonensis* Loeblich et Tappan, *Schackoina cenomana* (Schacko) и *Schackoina gandolfi* (Reichel).

Переход между средним и верхним сеноманом отбивается радиоляриевым горизонтом, в котором преобладают представители *Spumellaria* div. sp. (местами почти 100 % всех организмов в породе). Остальная микрофауна представлена главным образом *Rotalipora reicheli* (Mornod) и *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer).

В верхнем сеномане можно выделить две характерные биозоны. Нижняя содержит *Rotalipora reicheli* (Mornod), *R. turonica* Brotzen, *R. turonica expansa* (Garbonier), *R. cushmani* (Morrow), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *P. marginaculeata* (Loeblich et Tappan) и *Schackoina multispinata* (Wieckenden).

Верхнюю зону с *Praeglobotruncana gibba* Klaus характеризует, наравне с роталипорами, главное *Praeglobotruncana*. Встречены следу-

юшие виды: *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. turonica* (Brotzen,) *R. reicheli* (Mornod), *Praeglobo truncana marginaculeata* (Loeblich et Tappan), *Pr. gibba* Klaus, изредка *Pr. imbricata* (Mornod).

Нижний турон сложен пестрыми, преимущественно красными мергелями, с одиночными прослоями известковых песчаников (кисуцкие слои). Содержит следующие виды: *Praeglobo truncana imbricata* (Mornod), *P. ex gr. oraviensis* (Scheibnerová,) *P. helvetica* (Bolli), *P. biconvexa biconvexa* (Samuel et Salaj), *P. biconvexa gigantea* (Samuel et Salaj). Мощность около 10—15 м.

Пестрые мергели сеномана и нижнего турова постепенно приобретают флишевую фацию, охватывающую средний турон-сантон. Это серые и сине-серые песчаники, которые при выветривании становятся желтоватыми или желто-зелеными; часто наблюдаются гиероглифы и растительный детритус. Песчаники переслаиваются с серо-зелеными мергелями, заключающими в себе довольно богатую бентосную и планктонную микрофауну. Среди этих флишевых слоев, особенно в их средней и верхней частях, встречаются прослои экзотических конгломератов. В фациальном отношении эти слои соответствуют сромовецким.

Для среднего турона характерны главным образом следующие виды: *Praeglobo truncana helvetica* (Bolli), *Globo truncana sigali* Reichel, *Gl. linneiana linneiana* (d'Orb.), *Tritaxia dubia* (Reuss,) *Verneuillina muensteri* (Reuss) и *Globo rotalites hangensis* (Vassilenko). Последний вид особенно многочислен.

В верхнем туроне наряду с упомянутыми видами, за исключением *Praeglobo truncana helvetica* (Bolli), встречаются: *Gaudryina subserrata* Vassilenko, *Anomalina* (G.) *moniliformis* Reuss, *Globo truncana inornata* Bolli, *Gl. linneiana marginata* (Reuss), *Gl. turona* Olbertz, *Gl. schneegansi* Sigal, *Eowigerina* cf. *americana* Cushman.

Прусская фация

Титон-берриас представлен красноватыми, желтоватыми, серыми и зеленоватыми известняками с неясной слоистостью. Содержат: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Stomiosphaera* sp., *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu). В верхних горизонтах появляется род *Nannoconus*. Другими органическими остатками являются радиолярии, *Globochaete alpina* Lombard, *Cadosina fusca* Wanner и обломки молодых раковин пеллеципод. Мощность слоев приблизительно 10 м.

В нижнем мелу прусской серии так же, как в чорштынской, наблюдается перерыв осадконакопления.

Альб представлен темными и зеленоватыми пятнистыми мергелями, мергелистыми известняками и темными сланцами. Содержит: *Pleurostomella subnodosa* Reuss, *Gyroidina infracretacea* Morozova, *Hedbergella gaultina* (Morozova), *Ticinella roberti* (Gandolfi) и *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi).

Сеноман сложен красными мергелями. Для нижнего сеномана характерна следующая микрофауна: *Marsonella oxycona* (Reuss), *Clavulinoides gaultinus* (Morozova), *Anomalina* (G.) *ammonoides* (Reuss), *Hedbergella gaultina* (Morozova), *Rotalipora brotzeni* (Sigal), *Hedbergella infracretacea* (Glaessner).

В среднем сеномана наблюдаются: *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Marssonella oxycona* (Reuss), *Rotalipora brotzeni* (Sigal), *R. appenninica* (Renz), *R. montsalvensis* (Mornod), *R. reicheli* Mornod, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Hedbergella infracretacea* (Glaessner).

Более молодые слои этой фации не обнаружены.

Стреженицкая фация

Титон-берриас представлен серо-зеленоватыми плотными известняками, слегка мергелистыми, с раковистым изломом. Порода биомикритовая. Содержит следующие организмы: *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Cadosina fusca* Wanner, *Globochaete alpina* Lombard, радиолярии типа *Spumellaria* и *Nasellaria*. Мощность известняков 7 м.

Более высокие горизонты нижнего мела в этой серии неизвестны.

Альб — зеленоватые мергелистые сланцы с типичной для этого яруса микрофауной.

Подбиельская фация

Берриас. Светло-серые и телесного цвета кальционелловые известняки титона постепенно переходят в известняки берриаса. Известняки слоистые (мощность отдельных слоев 5—25) см, стилолитовые, биомикритовые. Изредка содержат кремнистые желваки. В нижней части представлена главным образом *Calpionella alpina* Lorenz, реже *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Crassicollaria parvula* Remane, *Globochaete alpina* Lombard, кальцифицированные радиолярии, *Spirillina* sp. В верхней части чаще попадаются *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), нанноконы, *Calpionella elliptica* Cadisch и *Remaniella cadischiana* (Colom). В этой ассоциации

Calpionella alpina Lorenz встречается уже реже. Постепенно появляются *Tintinnopsella longa* (Colom), *Calpionellopsis simplex* (Colom), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch). В слоях, залегающих выше, кроме того находятся *Calpionellites darderi* (Colom), *Amphorellina subacuta* Colom. Самые верхние слои относятся уже к валанжину.

Валанжин и апт представлены серыми и темно-серыми мергелистыми пятнистыми известняками, изредка содержащими кремни. Известняки верхних слоев сильно пятнистые, слоистые, иногда толсто плитчатые, с прослоями серо-зеленоватых мергелистых сланцев.

В упомянутых сланцах значительно уменьшается число видов рода *Calpionella* и их общее количество. Только в нижних слоях встречаются *Calpionellites darderi* (Colom), *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *T. longa* (Colom), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch). Нанноконы наблюдаются во множестве, обычны радиолярии, спорадически встречаются *Globochaete alpina* Lombard, *Stomiophaera wanneri* Borza, *Cadosina heliosphaera* Vogler и *Cadosina vogleri* Borza. Последние три вида характерны для верхнего валанжина и готерива. В перхних слоях толщи, кроме нанноконов, известны представители рода *Hedbergella*.

Макрофауна, констатированная в отложениях неокома: *Lamellaptychus didayi* (Coqu.), *L. angulocostatus* (Peters), *L. arvae* Trauth, *L. seranonis* (Coqu.), *Neolissoceras grasianum* (d'Orb.), *Olcostephanus jeannotii jeannotii* (d'Orb.), *Spitidiscus incertus* (d'Orb.). Мощность нижнемелового комплекса достигает 70 м.

Альб-сеноман. Мергели и мергелистые известняки сланцеватые, пятнистые, серого и зеленого цвета. Микрофауна нижних горизонтов представлена: *Nannoconus truitti* Brönnimann, *Clavulina gaultina* (Morosova), *Hedbergella trocoidea* (Gand.), *H. infracretacea* (Glaessner), *Anomalina* (G.) *complanata* (Reuss), *Neohibolites minimus* (Lister).

В верхнем альбе и нижнем сеномане констатированы: *Clavulinoides gaultinus* (Morosova), *Planomalina* (Pl.) *buxtorfi* (Gand.), *Hedbergella trocoidea* (Gand.), *H. infracretacea* (Glaessner), *Ticinella roberti* (Gand.), *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), *Anomalina* (G.) *complanata* (Reuss), *A. (A.) stelligera* (Marie) и *Rotalipora appeninica* (Renz).

В верхнем сеномане встречаются: *Rotalipora appeninica* (Renz), *R. cushmani* (Morrow), *R. deecke* (Franke), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *P. turbinata* (Reichel), *P. helvetica* (Bolli), *Globotruncana renzi* Gandolfi. Мощность альба-сеномана 80 м. Слоев, которые залежали бы над этой толщей, пока не обнаружено.

Манинская серия

Клапская фация манинской серии

Нижний мел здесь неизвестен. Отложения апта-нижнего сеномана сложены сферосидеритовыми слоями. Это серые, синеватые и зеленоватые мергели со сланцеватой или призматической отдельностью, которые перемежаются со слоями известковистых песчаников. Иногда весь комплекс состоит из одних мергелей без песчаных прослоев. Характерной чертой сферосидеритовых слоев является наличие в мергелях сферосидеритов (пелосидеритов).

Апт содержит следующую микрофауну: *Discorbis wassoewizi* Diafarov et Agalarova, *Anomalina* (A.) *djaffarovi* Agalarova, *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Pleurostomella obtusa* Berthelin, *Pl. barroisi* Berthelin, *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss) и *Valvulineria fusca* Williamson.

Наибольшая часть сферосидеритовых слоев относится к альбу, о чем свидетельствует главным образом микрофауна. Для нижнего альба характерны следующие виды: *Hedbergella trocoidea* (Gand.); *H. roberti* (Gand.), *Bigennerina complanata* (Reuss) и другие. Верхний альб: *Thalmanninella ticinensis* (Gand.) и *Planomalina* (Pl.) *buxtorfi* (Gand.).

Микрофауна нижнего сеномана: *Rotalipora evoluta* (Sigal), *R. appenninica* (Renz), *Thalmanninella ticinensis* (Gand.). В верхнем сеномане фауна не обнаружена.

Залегающие над сферосидеритовыми слоями, конгломераты, толстослойные песчаники с прослоями мергелей считались трансгрессивными, их возраст — сантонским. Это так называемые уюглавские слои. Новейшие исследования показали, что этот комплекс сложен несколькими горизонтами различного возраста.

Конгломераты бывают плотными и распадающимися; порода полимиктовая, гальки серого цвета, среднего и крупного размера по большей частью хорошо окатанные. В конгломератах наблюдаются горизонты песчаников и серо-зеленых сланцев. При изучении в последних в разных пунктах обнаружена микрофауна:

а) альбская: *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel), *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Spiroplectamina complanata* (Reuss), *Marssonella oxyona* (Marsson), *Eurycheilostoma grandstandensis* Tappan, *Nanushukella umiatensis* Tappan, *Anomalina* (G.) *ammonoides* (Reuss), *Epistomina spinulifera* (Reuss), *E. spinulifera polypoides* (Eichenberg), *Hedbergella* aff. *globigerinelloides* (Subbotina).

б) верхнеальбская-нижнесеноманская: *Hedbergella portsdownensis* (Williams et Mitchell), *H. planispira* (Tappan), *Rotalipora brotzeni* (Sigal), *Thalmaninella ticinensis* (Gand.).

в) нижнесеноманская: *Hedbergella planispira* (Tappan), *Rotalipora brotzeni* (Sigal), *Thalmaninella ticinensis* (Gand.).

Петрографический анализ конгломератов показал, что качественный состав галек и валунов везде более или менее одинаковый, некоторые различия наблюдаются только в количественном соотношении различных пород. Гальки состоят из следующих пород кристаллического основания гранитов, кварцевых порфиров, мелафиров, диабазов, диабаз-порфиров, гнейсов, филлитов, жильного кварца. Палеозойские породы в гальках: лидиты, графитовые кварциты, черные кварцевые песчаники, грубозернистые кварцевые песчаники и конгломераты, каменные угли. Гальки триасовых пород: кварцевые песчаники и кварциты, красные аркозы, красно-фиолетовые сланцы, доломиты, доломиты с кремнистыми желваками, доломитовые известняки, известняки с кремнями рейфлингского типа, известняки с *Dasycladaceae*, серые и красные известняки, известняки с *Praecalpionellopsis gemeriensis* Borza, известняки с *Microtubus communis* Flügel, ракушечники, оолитовые известняки. Юрские породы: известняки со спикулами губок и криноидеями, серые криноидные известняки, розовые и красные криноидные известняки, радиоляриевые известняки, радиоляриты, известняки с харофитами, кальпионелловые известняки. Нижнемеловые породы: нанноконовые известняки, гравелисто-фораминиферовые известняки, орбитолиновые известняки, органогенно-кластические известняки с *Dasycladaceae*, онколитовые известняки, водорослевые известняки, оолитовые известняки с *Salpingoporella annulata* Carozzi. Породы среднего мела (альб): песчаники и песчаные мергели.

Флишевый комплекс, в котором преобладают песчаники, является в некоторых разрезах переходным между сферосидеритовыми слоями (где прослой песчаников довольно редки) и налегающими на них конгломератами с горизонтами флиша. Ассоциация фораминифер позволяет заключить, что по своему стратиграфическому объему находящийся здесь флиш соответствует нижнему и среднему альбу: *Epistomina charlotae* Vieaux, *E. spinulifera polypoides* (Eichenberg), *E. spinulifera* (Reuss), *Hedbergella globigerinelloides* (Subb.), *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss).

Однако местами стратиграфический объем флишевого комплекса — средний и верхний альб (но не верхи альба). Сланцы содержат следующую фауну: *Saccamina scruposa* (Berthelin), *S. placenta* (Grzybowski), *Hyperammina grzybowskii* Dylazanka, *Glomospirella gaulti-*

na (Berthelin), *A. incertus* (d'Orb.), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Trochamminoides contortus* (Grzybowski), *Dorothia gradata* (Berthelin), *Marssonella trochus* (d'Orb.), *Discorbis turbo* (d'Orb.), *Anomalina* (G.) *ammonoides* (Reuss), *Brotzenia spinulifera* (Reuss), *Hedbergella trocoidea* (Gand.).

Отличается своеобразием песчанисто-глинистая фация нижне-сеноманского возраста, изобилующая орбитолинами: *Orbitolina concava* Lam., *O. conica* Arch., *O. mamillata* Arch., *O. plana* Arch.; встречается также *Cyclotites hillana* (Sow.), *Nerita* sp. (aff. *N. carinata* Sow.) и *Exogyra columba silicea* (Lam.).

В большинстве случаев флишевый комплекс с преобладанием песчаников лежит над экзотическими конгломератами. Эта фация — серые песчанистые мергели и синеватые известковистые песчаники — называется орловскими слоями. Некоторые слои песчаников переполнены экзогирами. В верхней части комплекса местами наблюдаются горизонты конгломератов, сложенные гальками и валунами изверженных пород, кварцевых песчаников и известняков. В этих слоях найдена *Exogyra columba maior* Jourdy, на основании которой орловские слои отнесены к турону.

Из флишевых слоев, залегающих над конгломератами, приводится ассоциация фораминифер характерная для турона-нижнего сантона, что позволяет нам отнести орловские слои к сеноману-нижнему сантону.

В мергелистых слоях турона констатированы *Praeglobotruncana imbricata* Mornod и *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orb.).

Манинская серия s. s.

Неоком. Над кальционелловыми известняками залегают темно-серые слоистые известняки, местами слегка мергелистые, с кремнями. Мощность отдельных слоев 3—10 см, редко больше.

В нижней части встречается множество *Calpionella alpina* Lorenz вместе с *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Globochaete alpina* Lombard, *Cadosina fusca* Wanner, *C. lapidosa* Vogler, *Nannoconus* sp., *Campanulina carpatica* Mišik. Выше появляются также *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella longa* (Colom), *Remaniella cadischiana* (Colom) и радиолярии. Эта часть соответствует зоне с *Calpionella*.

Известняки верхней части имеют тот же характер, но ассоциация организмов меняется и скудеет. Изредко встречаются *Calpionellopsis simplex* (Colom), *C. oblonga* (Cadisch), *Tintinnopsella carpathica*

(Murgeanu et Filipescu), *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Globochaete alpina* Lombard; чаще встречаются *Nannoconus* sp., *N. steinmanni* Kamptner, *N. kamptneri* Brönnimann.

В этой части толши местами наблюдаются слои тонкозернистых криноидных известняков, в которых членики криноидей составляют 40—50 % всей породы. Изредка бывает кластическая примесь микритового известняка с *Calpionella alpina* Lorenz и обломки микритового известняка с *Crassicollaria massutiniana* (Colom). Основная масса микритовая. Эти слои относятся к зоне с *Calpionellopsis*.

Над этим комплексом находится зона с *Calpionellites*; ее начало отмечено появлением *Calpionellites darderi* (Colom). Возраст валанжинский. В этой зоне манинской серии *Calpionellidae* чрезвычайно редки. Встречается *C. alpina* Lorenz, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Calpionellopsis oblonga* (Cadish). Также редки *Globochaete alpina* Lombard и радиолярии. В изобилии представлен род *Nannoconus*, встречаются *Cadosina heliosphaera* Vogler, *Cadosina vogleri* Borza и *Stomiosphaera wanneri* Borza.

Вышележащие серые мергелистые известняки содержат больше кремней. Порода микритовая, переполнена нанноконами, по большей части плохой сохранности. Фауна: *Nannoconus steinmanni* Kamptner, *N. bermudez* Brönnimann, *N. globulus* Brönnimann, *N. kamptneri* Brönnimann, *N. wassali* Brönnimann. Остальные организмы представлены обломками раковин пеллеципод, фораминиферами (*Spirilina* sp.), *Globochaete alpina* Lombard, члениками криноидей, радиоляриями, иглами морских ежей, *Cadosina vogleri* Borza, *Cadosina heliosphaera* Vogler, *Stomiosphaera wanneri* Borza, первыми *Hedbergella* и спикулами губок.

В этой толще часто чередуются две микрофации — микроорганогенная (спикулы губок + радиолярии и др.) неясно выраженного характера и глобохетово-нанноконовая микритовой структуры.

В верхних частях появляются псевдооолиты микритового известняка, больше биодетритуса, членики криноидей, фораминиферы текстулярноидного типа, местами в более значительном количестве (текстулярноидная микрофация), и *Hedbergella*. В известняках спорадически встречаются зерна кластического кварца, глауконит и пирит. И здесь еще представлен горизонт радиоляриево-спонголитовой микрофации с *Hedbergella* камеры которой заполнены халцедоном. Встречаются нанноконы, членики криноидей. Изредка находится кластический кварц и глауконит, одиночные пиритизированные фораминиферы. Мы относим эти слои к готериву-баррему.

Находки макрофауны не были частыми. В тонкослоистых известня-

ках с черными кремнями Манинского ущелья отмечено наличие *Neolisoceras grasi* (d'Orb.), в слоистых мергелистых известняках и мергелях Бутков *Neocomites* cf. *neocomiensis* (d'Orb.) и *Crioceras* cf. *duvali* (Lév.), указывающие на валанжин-готерив. Богатая микрофауна говорит в пользу возраста валанжин-готерив и баррем: *Tristix insignis* (Reuss), *Spiroloculina duestensis* Richt., *Meandrospira washitensis* Loeblich et Tappan, *Lenticulina ouachensis* (Sigal), *L. valanginiana* Richter, *Anomalina* (G.) *baremiana* Bettenstaedt et Wicher, *Hedbergella infracretacea* (Glaessner). Мощность около 150 м.

Черные кремни образуют неправильные, вытянутые желваки размером от нескольких см до 30 см. Иногда, в некоторых слоях, отношение кремней к известнякам составляет почти 1:1. Контуры кремней четкие; в незначительном количестве они содержат тонкорассеянный карбонат. Образовались за счет SiO_2 радиолярий, в меньшей мере спикул губок. Интересно отметить, что только в желваках и в непосредственно соприкасающихся с ними частях известняка радиолярии и спикулы губок состоят из халцедона, в других случаях эти органические остатки кальцифицированы.

Верхи известняковой толщи манинской серии представлены серыми и темно-серыми известняками органогенно-детритовой структуры — это известняки ургонского типа с несколькими микрофациями; общая мощность их свыше 120 м. В нижней части известняки без кремней, микрокластические (гравелистые), содержащиеся в них обломки пород небольшие; присутствуют фораминиферы и одиночные обломки раковин брахиопод. В верхней части известняки более светлые, крупногравелистые, часто плохо сортированные, с богатым вторичным кальцитом цементом. Кроме обломков рудистов, литотамний, мшанок, раковин пелеципод, содержат орбитолины, милиолиды, фораминиферы текстуляроидного типа, членики криноидей. Местами в них встречаются рудистовые ракушечники, особенно четко выделяющиеся на выветрившихся поверхностях (Манинское ущелье, суловский клипп).

В гравелистых известняках наблюдаются слои плотных известняков. Это алевроитовые или тонкозернистые породы с богатой фауной милиолид и фораминифер (*Praecuneolina* sp., *Cuneolina* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Nezazzata* sp., *Valvulammina* sp., *Dicyclina* sp. и *Chofatella* sp.). У милиолид иногда бывает бурая окраска. Наряду с фораминиферами известняки содержат орбитолины, обломки раковин рудистов, остракоды, *Acicularia* sp. и иглы морских ежей. Кластическая примесь состоит из зерен кварца размером 0,1—0,3 мм.

Самые верхние слои ургонских известняков (Манин, Дриеновка) сложены крупными обломками рифообразующих организмов, и по

некоторым признакам можно предполагать, что они возникли в результате разрушения биогермов. Однако сами биогермы не сохранились. Особенно типично биогермный характер выражен в ургонских известняках небольших клиппов, блоков и валунов, заключенных в конгломератах упоглавского типа (альб-маастрихт) и в конгломератах (вероятно нижнего неогена) близ сел. Грабове. Здесь в ургонских известняках наряду с цельными рудистами найдены кораллы, литотамнии и другие рифообразующие организмы. Фауна ургонских известняковых клиппов, блоков и валунов представлена следующими формами: *Archeolithothamnium belgicum* (Foslie), *Ethelia alba* (Pfender), *Pycnoporidium lobatum* Jabe et Toyama, *Achaelothothamnium* cf. *rude* Lemoine, *Archeolithothamnium* cf. *amphiroaesforme* (Rothpiez), *Agardhiellopsis cretacea* Lemoine, *Macroporella* sp., *Munieria* cf. *baconica* Deecke, *Actinoporella* cf. *podolica* Alth., *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Boueina* sp., *Neomeris* sp., *Pianella* sp., *Hensonella* sp., *Coptocampylodon fontis* Praturlon, *Acicularia* sp., онколитами, *Vacinella irregularis* Radoičić, *Acervulina* sp., губками, гидроидными, мшанками. Встречаются мелкие орбитолины (*Orbitolina bulgarica*, *O. paronai*, *O. conoidea*, *O. discoidea*), *Paleodictyoconus* cf. *barremianus* (Moullade), *Iraqia* sp., *Coskinolina* sp., *Agriopleura blumenbachi* (Studer), *Toucasia carinata* (Math.), *Praecaprotina* sp., *Offneria* sp., *Ouqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Steblospira* cf. *australae* Crespin et Belford, *Sabauda minuta* (Hofker), *Haplophragmoides* cf. *greigii* (Henson), *Marssoneilla* cf. *oxycona* (Reuss), *Textularia* sp., *Nautiloculin* sp., *Trocholina* sp., *Involutina* sp., *Gaudryna* sp. и *Verneulinidae*. Изредка находятся *Cadosina* cf. *fusca* Wanner, *Aeolisaccus* sp., гастроподы, серпулы, харофиты и *Nerinea*. Перечисленные органические остатки происходят из разных фаций ургонских известняков, среди которых имеются и оолитовые.

В окрестностях селений Тренчианска Тепла и Добра ургонские известняки светло-серые, местами темно-серые до черных, тонкозернистые и плотные, с множеством кремней. Под микроскопом видно, что их текстура органогенно-детритовая или обломочная. Органические остатки представлены разрезами орбитолин, глобигерин, текстулярий, пластинок морских ежей обломками раковин пелеципод и скелетных образований мшанок. Присутствуют кластические зерна кварца и аутигенный глауконит. О принадлежности к нижнему апту свидетельствуют находки белемнитов *Neohibolites uhligi* Schwetz, *Mesohibolites* cf. *uhligi* Schwetz., *M.* cf. *mineratitus* Krimh., *M.* cf. *elegans* Schwetz., *Duvalia* cf. *grassiana* Duval et Jouver. Встречены и аммониты *Crioceratites* ex gr. *zitteli* Kil. и *Kingea* sp.

Корродированная поверхность ургонских известняков бывает покрыта лимонитовой пленкой, из чего можно заключить, что между аптом и альбом был стратиграфический перерыв. На разных участках его продолжительность была, по-видимому, различной.

В некоторых местах отложениях апта находятся тела основных изверженных пород типа авгититов и авгититовых брекчий. На основании сопровождающих эти породы туффиитов и условий залегания можно заключить, что мы имеем здесь дело с пластовыми интрузиями, внедрявшимися чаще всего между верхним аптом и нижним альбом. Лапилли мелафирового мандельштейна мощностью до 20 м обнаружены и среди мергелистых известняков неокома и ургонских известняков апта. Вулканическая деятельность проявлялась, очевидно, несколькими последовательными фазами.

В альбе-сеномане манинской серии можно выделить две основные фации: мергелистую и песчанистую. К первой относятся главным образом сферосидеритовые слои. Известковые песчаники образуют в них обычно только прослои. Эту толщу относили к альбу на основании макрофауны, представленной следующими видами *Neohibolites minimus* (List.), *Hypacanthohoplites milletianus* (d'Orb.), *Kosmatella* sp., *Puzosia mayorina* (d'Orb.), *P. scharpei* Spath. Однако изучение микрофауны показало, что хотя большая часть слоев действительно альбского возраста, но верхняя принадлежит уже сеноману. Установлено, что в некоторых структурах мергели появляются в верхнем апте.

Верхний апт-нижний альб охарактеризованы главным образом следующей ассоциацией фораминифер: *Epistomina spinulifera* (Reuss), *E. charlottae* Vieaux, *Hedbergella globigerinellinoides* (Subbotina), *Ticinella roberti* (Gand.). Верхний альб доказан наличием ассоциации фораминифер *Thalmaninella ticinensis* (Gand.), *Planomalina* (Pl.) *buxtorfi* (Gand.). О нижнесеноманском возрасте верхов сферосидеритовых слоев свидетельствует микрофауна: *Rotalipora reicheli* Mornod, *R. appenninica* (Renz) и *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer). Средний и верхний сеноман выявлен главным образом ассоциацией фораминифер *Rotalipora montsalvensis* (Mornod) и *R. cushmani* (Morrow).

К мергелистой фации относится также верхнесеноманская толща, известная под названием празновские слои. Их макрофауна представлена *Exogyra columba* Lam., *Exogyra columba minor* Jourdy, *Dimorphastrea sulcosa* Reuss, *Orbitolina plana* d'Orb., *O. concava* (Lam.), микрофауна: *Rotalipora reicheli* (Mornod) и *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer).

Мощную толщу песчаников с горизонтами конгломератов и подчи-

ненным количеством прослоев мергеля первоначально относили к сеноману. Однако изучение микрофауны показало, что нижняя часть слоев верхнеальбская, так как содержит виды *Thalmaninella ticinensis* (Gand.), *Rotalipora evoluta* (Sigal) и белемнитов *Neohibolites minimus* (Lipt.). Большую часть толщи песчаников надо считать ниже- и среднесеноманской, в которой фауна представлена видами: *Rotalipora appenninica* (Renz), *Polytrema partschi* (Reuss), *Synastrea carinata* (Felix), *Elephantaria lindroemi* Opp., *Hypophora parvicornus* Opp., *Exogyra columba silicea* Lam., *Exogyra columba minor* Jourdy, *Neithea quinquecostata* (Sow.), *Protocardia hillana* (Sow.) и *Acanthoceras* cf. *rhotomagense* (d'Orb.). Весьма часты ракушечники с экзогирами.

В песчаниках бывают горизонты конгломератов с валунами, достигающими размера в детскую голову; состав их пестрый: щелочные граниты, кварцевые порфиры, кварциты, юрские известняки разного типа, неокомовые известняки, гравелистые известняки (ургон). Песчаники содержат зерна кварца, полевых шпатов, мусковита, хлорита, кусочки силицитов, известняков, мелафиров; часто встречаются зерна глауконита. В нескольких пунктах наблюдаются линзы темно-серых тонкозернистых глауконитовых известняков с фораминиферами текстуляроидного типа и с *Hedbergella*.

Микропалеонтологические данные позволили доказать наличие турона в фации пестрых мергелей; там, где последние представлены лишь в подчиненном количестве, отложения относятся к среднему турону, содержащему фауну: *Praeglobotruncana helvetica* (Bolli), *P. imbricata* (Mornod), *Globotruncana sigali* Mornod, *G. linneiana linneiana* (d'Orb.). Флишевые слои начинаются в верхней части нижнего турона. В общей сложности среднемереловые слои достигают мощности свыше 500 м.

Нижний и средний мел высокотатранской серии Высоких Татр

Совершенно незначительно дифференцированная серия догер-ургон известна в томановской единице и в надвинутых элементах массива Яворинска Широка. Здесь представлена мощная толща светлых известняков, которые кверху переходят в розовые криноидные, относящиеся, по всей вероятности, к байосу и кончаются горизонтом небольшой мощности, сложенным рудистовыми и орбитолиновыми известняками (ургон). Расчленение этой массы оказалось возможным только на основании микрофациальных исследований.

Верхний титон-берриас. Розовато-серые известняки, по большей частью пелмикриты и пелспариты, местами микриты. В других районах

Западных Карпат эти ярусы можно очень детально расчленить, основываясь на представителях *Tintinnidae*. В рассматриваемой области эта группа микроорганизмов встречается чрезвычайно редко. Только в массивах Особита и Комины Тылкове она наблюдается чаще.

Мы относим к титону известняки, которые содержат обломки раковин пелеципод, остракоды, *Globochaete alpina* Lombard, *Saccocoma* sp., белемниты и чрезвычайно редкие *Calpionella alpina* Lorenz.

Берриас. Отложения берриаса постепенно развиваются из подстиляющих их известняков титона. Исключением является область горы Особита и Бобровской долины в Западных Татрах, где на лимбургитах лежат темные известняки неокома с кремнями. Известняки оолитовые, преимущественно псевдооолитовые (пелмикриты). Изредка встречаются онкоиды. Наблюдаются одиночные *Calpinella elliptica* Cadisch и *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), что позволило отнести эти отложения к берриасу.

Валанжин-готерив. Серые и темно-серые плотные пелмикритовые, пелспаритовые и ооспаритовые известняки, переходящие кверху в слегка криноидные, органогенно-гравелистые. Интракласты имеют неправильную форму, мелкие членики криноидей перекристаллизованы. Цементом является спаритовый, местами микритовый известняк. Органические остатки представлены члениками криноидей, обломками раковин пелеципод, иглами морских ежей, редкими нанноконами, *Cadosina semiradiata* Wanner и певрыми *Hedbergella*. Интракласты состоят из микритового и отчасти перекристаллизованного известняка. Изредка встречается кластический кварц, который иногда путем разрастания образует идиоморфные кристаллики, одинаково ориентированные оптически с первоначальным зерном. Род *Hedbergella* появляется в Западных Карпатах в готериве, к которому мы и относим рассматриваемые известняки. Подобное развитие готерива мы констатировали в Машинском ущелье и в клиппе близ сел. Сулов.

Баррем-апт. Известняки с *Hedbergella* переходят кверху в светло-серые тонкозернистые органогенные до биодетритусовых известняков с орбитолинами и обломками рудистов. Органические остатки хорошо видны на выветрившихся поверхностях. Порода по большей части сильно перекристаллизована. Местами эта фация очень близка к рифовой.

В тонком шлифе видно, что известняк органогенно-кластический. Интракласты состоят преимущественно из микрита и микроспарита без органических остатков. Края интракластов микроспаритов обычно бывают гранулированными. Только в единичных случаях в обломках известняка наблюдались *Calpionella alpina* Lorenz и *Globochaete alpina* Lombard.

Органических остатков довольно много, но сохранность их плохая. Констатированы *Orbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Orbitolina* sp., *Macroporella* sp., *Salpingoporella* cf. *mühlbergi* (Lorenz), *Petruscula* sp., обломки рудистов и пелеципод, *Globochaete alpina* Lombard, фораминиферы преимущественно текстуляроидного типа, *Hedbergella*, милиолиды, членики криноидей, по большей частью перекристаллизованные, серпулы, мшанки, кораллы, гидроидные полипы и *Soneloropa* sp.

Величина интракластов колеблется от 0,01 до 0,3 мм, изредка доходит до 1,5 мм. Форма интракластов различная, рассортировка обычно плохая. Цементом является микритовый, местами спаритовый известняк. Часто наблюдаются стилолиты, особенно четко выделяющиеся благодаря глинистой пленке и гематитовому пигменту. Структура известняков бывает различной в зависимости от характера основной массы, органических остатков и интеркластов; различаются биомикриты, калькаренины и интраспариты.

В двух горизонтах наблюдается доломитизация известняка. Доломит целиком замещает как известняк, так и органические остатки. Образует ромбоздры различной величины, иногда бывает среднезернистым.

В верхних слоях ургонских известняков виден глауконит и черноватые пятна — фосфатный минерал. В самых верхних горизонтах их больше, и там известняк бывает доломитизирован.

Среднемеловая седиментация кончается ургонскими известняками как в маниснской зоне, так и в высокотатранской зоне Высоких Татр; настает стратиграфический перерыв. Отсутствуют верхний апт и низы альба (зона I), иногда и другие зоны альба (II и III). Этот перерыв соответствует маниснской фазе обнажения морского дна между аптом и альбом.

Альб-нижний турон. Самым верхним членом этой серии является толща альба-нижнего турона, которая начинается трансгрессивным песчанисто-известковистым слоем мощностью всего в несколько см очень богатым остатками организмов. В фации Червенов верхов это глауконитовые известняки (горизонт мощностью в 2 м) с конкрециями фосфатов, гальками гранита, кварца и красных известняков. Множество аммонитов, белемнитов, гастропод и морских ежей свидетельствует о том, что отложения, трансгрессивно налегающие на ургонские известняки (зона с *Histeroceras varicosum*), принадлежат среднему альбу. В кровле глауконитовых известняков находится тонкий слой глауконитовых мергелей, переходящих в темно-серые мергелистые сланцы с типичной тонкоплитчатой и полиэдрической отдельностью. В нижних частях альба преобладают темные мергелистые сланцы с фораминиферами и радиоляриями плохой сохранности. Содержат

незначительную примесь кластического кварца. Выше становятся органогенными, переполненными нанноконами; реже встречаются *Globochaete alpina* Lombard, перекристаллизованные пластинки иглокожих, радиолярии, *Stomiosphaera* sp. и фораминиферы. В верхних слоях мергелей обнаружены *Rotalipora appenninica* (Renz) и *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer) указывающие на сеноман. Верхи содержат *Praeglobotruncana helvetica* (Bolli) и *Globotruncana renzi* Gandolfi, свидетельствующие о нижнетуронском возрасте. Мощность толщи альба-нижнего турона 100—250 м.

Нижний и средний мел татридных серий (за исключением высокотатранской)

Нижний и средний мел других центральных массивов Западных Карпат доходит до альба или альба - нижнего сеномана. Неоком характеризуется более глубоководными отложениями, альб большей частью мергелистым характером что приближает его в фациальном отношении темже слою в крижнянском покрове.

В Малой Фатре установлено наличие берриаса, представленного светло-серыми известняками с алевроитовой органогидной структурой; содержит кальпионеллы характерные для берриаса, радиолярии и нанноконы. Верхняя стратиграфическая граница не установлена.

В других центральных массивах разрез слоев представлен более полно.

Неоком сменяет постепенно титонские известняки. Представлен серыми слегка мергелистыми известняками, которые местами содержат темно-серые до черных кремни. В нижних слоях встречаются кальпионеллы берриаса, верхние содержат нанноконы. В верхней части известняки толстослоистые, с множеством черных кремней, образующих линзы и тонкие прослойки; кремни содержат радиолярии и спиккулы губок. Известняки верхнего неокома-апта обычно бывают толстослоистыми, даже массивными, только местами содержат прослойки серо-зеленых и красных мергелистых сланцев мощностью от нескольких сантиметров до несколько дециметров; в этих прослоях констатированы *Lenticulina* sp. и *Anomalina* (G.) *barremiana* Bettenstaedt. Толстослоистые и массивные известняки темно-серые, с множеством небольших кремней, расположенных гнездами и неправильными прослойками. Известняки органогенно детритовые, образованные пластинками иглокожих, фораминиферами, мшанками и соленопорами. Содержат зерна кластического кварца, обломки известняков с глоботрунканами и кальпионеллами. О барремско-аптском возрасте свидетельствуют

орбитолины и макрофауна, представленная следующими видами: *Hamulina* cf. *davidsoni* Coqu., *Pseudocidaris* cf. *clunifera* (Desor.), *Odontaspis* cf. *gracilis* Agassiz, *Oxystoma currueliana* (d'Orb.), *Duvalia* cf. *dilatata* (Blainv.).

Местами слои апта сложены известковистыми глинами, мергелями и темно-серыми, порой мергелистыми, известняками с темными кремнями и силицитами, сопровождаемыми туфами основных изверженных пород. Нижнемеловая толща достигает мощности 110—130 м.

Самым верхним членом серии оболочки являются альбские и альб-нижнесеноманские слои, представленные темно-серыми мергелистыми сланцами, мергелями и сине-буроватыми известковистыми песчаниками. Местами наблюдаются черные кремни, приобретающие при выветривании ржавую окраску. Песчаники тонко- и среднезернистые, в пластах мощностью от 20 до 140 см. Кластический материал состоит главным образом из угловатых зерен кварца, реже из обломков кварцитов, роговиков, полевых шпатов, обычно серицитизированных, мусковита и циркона. Встречаются единичные зерна пирита и глауконита; цемент известково-глинистый. В некоторых местах были обнаружены прослои конгломератов, состоящих из более или менее угловатых и окатанных галек разных типов юрских известняков, кремнистых пород, кварцитов, кварца, основных изверженных пород и хлоритовых сланцев. В нижних слоях представлены фораминиферы *Thalmaninella ticinensis* (Gand.) *Planomalina* (Pl.) *buxtorfi* (Gand.), в верхних — *Rotalipora* cf. *appenninica* (Renz) и *Anomalina* (G.) *complanata* Reuss; их наличие указывает на альб-нижнесеноманский возраст. Мощность среднемеловой толщи 150 — 350 м.

Нижний и средний мел крижнянского и хочского покровов

В крижнянском покрове кальционелловые известняки титона переходят сверху в нижний неокм. Это толща серых и темно-серых плотных, слегка мергелистых известняков, чередующихся со слоями темно-серых мергелисто-известковистых сланцев или мергелей. Породы неокома неясно пятнистые. В известняках находятся радиолярии, кальционеллы, фораминиферы и глобохеты. Местами развиты нанноконовые известняки.

Мощность толщи известняков и мергелей около 300 м.

Найдена фауна брахиопод и цефалопод: *Lissoceras grasianum* (d'Orb.), *Neocomites neocomiensis* (d'Orb.), *Crioceratites villersianum* (d'Orb.), *Cr. duvali* (Lév.), *Cr. duvali picteti* (Nolan), *Cr. pulcherrimus* (d'Orb.) *Ptychoceras mayrati* Oster, *Lamellaptychus didayi* (Coqu.), *L. angu-*

locostatus (Paters), *L. seranonis* (Соққ.), *Duvalia dilatata* (Blainv.)
Эти виды указывают на валанжин-готерив, частично на баррем.

В крижнянском покрове в кровле нижнего и среднего неокома залегают довольно мощная толща серых, сине-серых и желто-серых известняков. Иногда они бывают песчанистыми, с зернами глауконита. Во многих местах заключают в себе небольшие темные кремни. Среди мелких обломков встречаются членики криноидей, фораминиферы текстуляроидного типа. Часто переходят в оробитолиновые известняки. В мергелистой толще констатированы: *Plicatula placunea* Lmk., *Coscidiscus rectocostatus microcostatus*, *Desmoceras* sp., *Pseudohaploceras liptoviense* (Zeiszn.). Эта фауна говорит в пользу аптского возраста данной толщи.

Слои самой верхней части крижнянского покрова представлены мергелями и мергелистыми сланцами с прослоями — иногда тонкими, иногда в несколько метров — серых и буро-серых известковистых песчаников и песчанистых известняков. Сланцы содержат редкие известково-глинистые конкреции, угловатые зерна кварца, чешуйки гидрослюд и пирит. На поверхностях слоев песчаников наблюдаются гиероглифы, образовавшиеся под влиянием течений.

Микрофауна: *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Ammodiscus tennuisimus* (Gümbel), *Marssonella oxycona* (Reuss), *Epistomina* (B.) *spinulifera* (Reuss) *Ticinella roberti* (Gand.), *Hedbergella globigerinelloides* (Subbotina). Эти микроорганизмы позволяют заключить, что здесь представлен весь альб.

Наряду с нормальным развитием нижнего и среднего мела, которое наблюдается почти во всей Центральной и Западной Словакии, существуют и другие фации. В крижнянском покрове горы Гавран в Беланских Татрах над мергелистыми известняками и мергелями неокома залегают так называемый мураньский известняк, в который постепенно переходят мергелистые известняки. Это сине-серая массивная порода, сложенная мелкими обломками известняков, которые составляют около 50—60 % всей массы. Содержит примесь кластического кварца. Местами органогенный, изредка наблюдаются оолиты. Органические остатки представлены фораминиферами, обломками кораллов и криноидей, иглами морских ежей, обломками брахиопод и нериней, рудистовыми ракушечниками, образующими тонкие прослойки. Мы считаем мураньский известняк баррем-аптом.

Другой тип неокома — гументская фация в Восточной Словакии.

Неоком чаще всего характеризуется чередованием массивных или толстослоистых, серых и темно-серых известняков с типичной серо-бе-

лой патиной, с горизонтами плитчатых или сланцеватых серых алевроитовых мергелистых известняков, мергелей и мергелистых сланцев. И тот и другой тип, особенно массивные известняки, содержат в большом количестве черные и темно-серые кремни, образующие желваки, линзы, а иногда и прослойки. Без кремней обычно бывает горизонт мощностью в несколько метров в нижней части толщи, местами и более мощные горизонты мергелей. Соотношение известняков с кремнями и мергелей изменчивое; в некоторых разрезах мергели образуют лишь 50 — 100-сантиметровые прослои, тогда как массивные и толстослоистые известняки являются главной составной частью. В других разрезах мергели образуют толщу нескольких десятков метров мощности, с редкими кремнями или без них. Структура мергелей обычно алевроито-органогенная; нанноконны в них изобилуют, встречаются также *Globochaete alpina* Lombard, *Lenticulina* sp., редкие пластинки иглокожих и зерна кварца. Известняки по большей части микрокристаллические, бедные организмами. Содержат зерна кластического кварца и пирит. В нижних слоях найдены аммониты, указывающие на нижний и средний валанжин: *Spiticeras* cf. *lenuicostatatum* Dj., *Sp.* cf. *subguttatum* Dj., *Sp. cerreardi* Kil., *Sp. killiani elegans* Dj., *Negreliceras subnegreli* Dj., *Neocomites* cf. *trezanensis* Lory, *N. neocomiensis* d'Orb., *N.* cf. *neocomiensis prevolica* Sayn., *Neolissoceras* cf. *grassi* d'Orb. Довольно часто находятся белемниты *Hibolites subfusiformis* Raspail.

Верхние слои неокома представлены слоистыми и плитчатыми известняками, часто мергелистыми; они похожи на известняки нижнего неокома, но обычно содержат значительно больше черных кремней, расположенных линзами. Структура биодетритусовая с микрокристаллической основной массой и множеством разрезов фораминифер. Найдены главным образом виды апта: *Ticinella roberti* (Gand.), *Discorbis wassoewizi* Djaffarov et Agalarova, *Anomalina* (G.) *barremiana* Bettenstädt, *Epistomina spinulifera polypioides* (Eichenberg), *Planomalina* (P.) *chenioureensis* (Sigal), *Anomalina* (G.) *rudis* Reuss. В породе встречаются мелкие зерна кварца, шпир, единичные зерна глауконита.

Самая верхняя толща мезозоя Гуменских гор мощностью в 200—300 м представлена мергелистыми сланцами, мергелями и известковистыми песчаниками. Нижние слои сложены преимущественно темно-серыми и темными-сери-синими известковистыми аргиллитами и мергелями; некоторые слои слегка песчанистые, слюдястые; в подчиненном количестве встречаются пласты тонкозернистых песчаников и песчаных известняков. В мергелистых сланцах и мергелях найден вид аммонита альба — *Pervienquieria inflata* (Sow.). Микрофауна нижней

части мергелей указывает на верхнеаптский возраст: *Ticinella roberti* (Gand.), *Discorbis wassoewizi* Djaffarov et Agalarova, *Anomalina* (G.) *barremiana* Bettensteadt, *Epistomina* (B.) *spinulifera polypoides* (Eichenberg).

Нижний альб выявлен ассоциацией: *Ticinella roberti* (Gand.), *H. trocoidea* (Gand.), *Gyroidina infracretacea* Morozova, *Epistomina spinulifera* (Reuss), *Discorbis wassoewizi* Djaff. et Agal., *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Arenobulimina torula* Tappan, *A. paynei* Tappan. Верхние слои мергелей уже содержат микрофауну среднего альба: *Anomalina* (G.) *complanata* Reuss, *Arenobulimina torula* Loeblich, *Ticinella roberti* (Gand.), *Epistomina spinulifera* (Reuss), *Bigenerina complanata* Reuss, *Arenobulimina paynei* Loeblich, *Hedbergella globigerinellinoides* (Subb.), *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss).

По направлению к кровле песчанность увеличивается, так что в верхних слоях пропорция пелитовых и псаммитовых частиц бывает приблизительно одинаковой, иногда песчаники преобладают. Мергели с прослоями тонкослоистых известняков содержат микрофауну средне- и верхнеальбского возраста: *Planomalina* (Pl.) *buxtorfi* (Gand.), *Textularia topagorukensis* Tappan, *Anomalina* (G.) *complanata* Reuss, *Ticinella roberti* (Gand.).

Местами известна и конгломератово-песчаниковая фация с грубо-зернистыми песчаниками, песчаниковыми массивными конгломератами. Гальки и валуны (размером от 1 см до детской головы) обычно хорошо окатаны. Судя по их составу можно заключить, что они образовались в результате размыва кристаллических пород карпатского типа и отложений мезозоя, находившихся, вероятно, в Гуменских горах: альбитовый аплито-гранит, пироксеновый эпидиорит, порфирированный микрогранит, сильно измененные порфириты, метаморфизованный кварцевый песчаник, известковистые песчаники, триасовые известняки, светло-серые доломиты, светлые неокомовые известняки, песчаные известняки лейаса, красные юрские известняки, черные кремни, розоватые кварцитовые песчаники, кварц и мелкогалечные кварцевые конгломераты (по всей вероятности карбоновые). Цемент песчаников крупно-зернистый песчаниковых конгломератов — песчанисто-известковый, песчаников — обычно известковый. Микрофауна слоев флиша, непосредственно подстилающих экзотические конгломераты, указывает на средний и верхний альб: *Ticinella roberti* (Gand.), *Planomalina* (P.) *buxtorfi* (Gand.).

В хочском покрове представлены нижние члены неокома. Это плитчатые мергелистые известняки и мергели с прослоями сланцев; содержат

кальпионеллы титона и берриаса: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu). Выше залегают серые и желтоватые известняки радиолариевой и радиолариево-нанноконовой микрофациями; содержат прослой мергелей. Верхняя граница не была установлена.

Среди слоев неокома крижнянского покрова залегают тела эффузивных основных пород и их туфы. Это плотные породы, которые относят к авгититам (авгититовым мандельштейнам). Они образуют пластовую жилу и контактово-метаморфизуют неоком. Мандельштейны сопровождаются осколочными и пепловыми туфами, слои которых залегают согласно с нижнеокомовыми слоями крижнянского покрова.

Литература

- ALEXANDROVICZ, S. W. — BIRKENMAJER, K. — SCHEIBNER, E. — SCHEIBNEROVÁ, V. 1968: Comparison of Cretaceous Stratigraphy in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). I. Geosynclinal Furrow. II. Northern Ridge. Bull. de l'Académie Pol. Sc. Série sci. géol. et géogr. 26, 2, Warszawa, 70—90.
- ALLEMAN, F. — CATALANO, R. — FARES, F. — REMANE, J. 1971: Standard Calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Province. Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma, 1337—1340.
- ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech, III. Rozpr. Stát. geol. Úst. 9, Praha, 135.
- ANDRUSOV, D. 1945: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Práce Stát. geol. Úst. Zošit 13, Bratislava, 76.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, II. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 375.
- ANDRUSOV, D. — SAMUEL, O. 1973: Guide to Excursion E. Cretaceous — Paleogene of the West Carpathians Mts. Xth Congress of the CBGA, Bratislava, 78.
- BEGAN, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Západné Karpaty 11, Bratislava, 55—103.
- BEGAN, A. — BORZA, K. 1963: Nová séria — streženická vo vnútornom bradlovom pásme Západných Karpát. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 14, 2, Bratislava, 217—220.
- BEGAN, A. — BORZA, K. — SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1965: On the Age of Upohlava Conglomerates. Geol. Práce, Správy 36. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123—138.
- BIELY, A. — FUSÁN, O. 1978: Očerk rozvitija Zapadnyh Karpat v mezozoje i tretičnoje vremja. Geol. Práce, Správy 69. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BORZA, K. 1957: Poznámky o muránskom vápenci. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 8, 1. Bratislava, 116—120.

- BORZA, K. 1959: Geologicko-petrografické pomery mezozoika Belanských Tatier a masívu Širokej. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 10, 1. Bratislava, 133–170.
- BORZA, K. 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. Vydav. Slov. Akad. Vied. Bratislava, 301.
- BORZA, K. 1970: Nové poznatky o stratigrafii súľovského bradla. Geol. Práce. Správy 51. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 135–147.
- BORZA, K. 1970: Stratigrafické členenie vápencov obalovej série masívu Javorinskej Širokej. Geol. Práce, Správy 53. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 115–130.
- BORZA, K. – MARTÍNY, E. 1962: Výskum glaukonitového vápenca albu Javorovej doliny v Tatrách. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 13, 1. Bratislava, 161–172.
- BUDAY, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II, 2, Praha, 651.
- FUSÁN, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, Vysoké Tatry. Bratislava, 215.
- HAUG, E. 1920: Traité de géologie II. Les périodes géologiques, 1–3. Paris, 2025.
- LEFELD, J. 1968: Stratigrafia i paleogeografia dolnej kriedy wierchowej Tatr. Studia geol. Pol. 24, Warszawa, 115.
- LEŠKO, B. – GAŠPARIKOVÁ, V. – SAMUEL, O. 1966: Geologické pomery bradlového pásma pri Hanušovciach nad Topľou. Geol. Práce, Správy 38. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111–119.
- LEŠKO, B. – SAMUEL, O. 1960: Geológia bradlového pásma pri Podhorodi. Geol. Práce, Správy 20. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 139–150.
- LEŠKO, B. – SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Vydav. Slov. Akad. Vied. Bratislava, 245.
- MAHEL, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, Žilina. Bratislava, 272.
- MAHEL, M. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, Banská Bystrica. Bratislava, 270.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR II. 1. Západní Karpaty, Praha, 486.
- MARSCHALKO, R. – SAMUEL, O. 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosic (Priehrada Mládeže). Geol. Práce, Správy 63. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105–114.
- MATĚJKA, A. – ROTH, Z. 1956: Geologie magurského flyša v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. Rozpr. Ústř. geol. Úst. 22, Praha, 332.
- RAKÚS, M. 1976: Jura Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 68. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ROTH, Z. 1967: Západní úsek flyšového pásma československých Karpát. Úvod a základní rozdělení. In: Regionální geologie ČSSR, II, 2, Praha, 109–113.
- ROTH, Z. et al. 1962: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, list Ostrava. Praha, 292.
- ROTH, Z. – HANZLÍKOVÁ, E. 1967: Západní úsek flyšového pásma československých Karpát. Stratigrafie. In: Regionální geologie ČSSR, II. 2. Praha, 113–182.
- SALAJ, J. – SAMUEL, O. 1963: Contribution to the Stratigraphy of Cretaceous of the Klippen Belt and Central West Carpathians. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 14, 1. Bratislava, 109–125.

- SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpatenkreide. Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 291.
- SAMUEL, O. 1962: Mikrostratigrafické pomery kriedových sedimentov vnútorného bradlového pásma v okolí Beňatiny. Geol. Práce, Správy 24, Geol. Úst. D. D. Štúra, Bratislava, 153—197.
- SAMUEL, O. — BORZA, K. — KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathian). Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava, 246.
- SCHEIBNER, E. 1967: Karpatské pásmo bradlové. In: Regionální geologie ČSSR, II, 2, Západní Karpaty. Praha, 7—105.

A. Began — K. Borza — O. Samuel

Stratigraphy and facies of the Lower Cretaceous in Caucasus and West Carpathians

Summary of the Russian and Slovak texts

Differences in peculiarities of geological structure of the Georgian territory are due to different conditions of the Lower Cretaceous sedimentation in its different parts and consequently different types of profiles: 1. flysch, 2. subplatform, and 3. volcanogenic.

The northern belt of outcrops of the Lower Cretaceous on the Georgian territory consists of flysch carbonate-terrigenous deposits; farther southward are subplatform, mostly carbonate deposits of the Gagr — Džav zone and of the Georgian block. Still farther southward are outcrops of the volcanogenic facies of Adžaro-Trialetia. Outcrops of subplatform deposits of the Artvin-Bolnis block are the extreme southern point of the development of the Lower Cretaceous.

In the fold system of the southern slope of the Great Caucasus and on the predominant part of the Georgian block, the Lower Cretaceous is complete, including the Berriasian to the Albian, and the Lower Cretaceous profile commences with the Barremian only along the peripheries of the Dzirul' and the Kelasur massifs. In the Adžaro-Trialetian fold system both the Aptian and the Albian are present. On the Artvin-Bolnis block, Hauterivian and Aptian-Albian deposits were found.

Thicknesses of the Lower Cretaceous deposits in geosynclinal areas are up to 2500 m but in the Gagr-Džav zone and in the Georgian block they as a rule do not exceed 450—500 m. In the Kolchida lowland — according to drilling data — the thickness of the Lower Cretaceous is 1700 — 1900 m. Extremely thin are Lower Cretaceous deposits on the south-eastern end of the Gagr-Džav zone where their total thickness does not exceed 50 m. In the Adžar-Trialetia fold system, thickness of the Aptian and Albian is 2450 m. In the individual outcrops of the Lower Cretaceous is 10—30 m.

Berriasian, Valanginian and Hauterivian deposits are poorly characterized by fauna and it is difficult to determine the respective boundaries.

The Berriasian is in the geosyncline of the southern slope of the Great Caucasus and in the Georgian block. In the geosyncline the Berriasian is represented by bedded limestones, less by marls; in the block — by a Lower Cretaceous formation — quartz-arcose sandstones. In the lower part of the block are beds with *Berriasella subrichteri*, and in the upper part are beds with *Negrelliceras negreli* and *Euthymiceras transfigurabilis*.

The Valanginian rests conformably on the Berriasian; in the geosyncline it is mostly represented by carbonate rocks: limestones and marls, and schists; and in the block — by dolomitized limestones. It is subdivided into two parts: a lower part with *Thurmanniceras thurmanni* and *Neocomites trezanensis* and an upper part with *Neocomites neocomiensis* and *Thurmanniceras campitoxus*.

The Hauterivian rests conformably on the Valanginian for the most part. In the geosynclinal area this period is associated with the transition of carbonate flysch

into terrigene: the lower part is represented by limestones, marls, schists, and the upper part — by sandstones and schists. In the Gagr-Džav zone bedded limestones with quartz concretions; in the block — dolomites and dolomitized limestones in its lower, part, and the lower part of the Urgonian limestones of the Hauterivian-Barremian age — in its upper part.

The Hauterivian is subdivided into 4 parts: in the Lower Hauterivian are beds with *Lyticoceras ambignonium* and *Leopoldia baryamensis dubisiensis* at the bottom, and beds with *Crioceratites duwali* and *C. nolani* at the top. The Upper Hauterivian may be subdivided into two parts: beds with *Speetonicerias subinversum* at the bottom, and the Zone *Pseudothurmannia angulicostata* at the top.

The Barremian alternates conformably with the Hauterivian almost everywhere, except the peripheries of the Dziruf and Kelasur massifs where it represents the most ancient element of the Cretaceous system and rests transgressively on crystalline rocks of the massifs, on the Bajocian porphyrite suite and/or on Upper Jurassic deposits. In the geosyncline the Barremian is represented by terrigene flysch deposits; and in the Gagr-Džav zone and in the Georgian block the Barremian is represented by carbonate deposits. In these deposits three basic facies are distinguished: 1. the Urgonian facies — massive and thick-bedded zoogenic limestones with rudistes and exogyres (Hauterivian of Barremian age), 2. thick-bedded, occasionally glauconite limestones and 3. bedded pelitomorph limestones, with frequent quartz concretions. It is subdivided into the Lower Barremian: 1. the Zone *Holcodiscus caillaudianus* and *Emeriticeras emerici*, 2. the beds with *Pulchelliidae*, and the Upper Barremian: 1. the beds with *Matheronites*, 2. the Zone *Imeritis giraudi*, 3. the Zone *Colchidites securiformis*.

The Aptian is almost uninterrupted continuation of the Lower Cretaceous. It is represented by two facies: a terrigene and a carbonate. The terrigene facies is in the geosyncline — clayey schists and argillites; the carbonate facies is in the rest of the Georgian territory — bedded marly limestones and marls. According to Ammonites the Aptian is subdivided into the Lower — Bedoulian stage (1. the Zone *Procheloniceras albrechtiaustriacae* and *Deshayesites weissii*, 2. the Zone *Deshayesites deshayesi*, 3. the beds with *Dufrenoya furcata*); the middle — Gargazian substage (1. the Zone *Epicheloniceras subnodosocostatum*; 2. the Zone *Colombiceras tobleri*); the Upper — Clanseyan substage (1. the Zone *Acanthoplites nolani*, 2. the Zone *Hypacanthoplites jacobi*).

For the most of the Georgian territory, the Albian rests conformably on the Aptian. It is represented by heterogeneous facies: in the geosyncline it is a part of the terrigene flysch - schists and argillites, in the Gagr-Džav zone and in the Georgian block — 1. grey marls, 2. glauconite sandstones, and 3. volcanogenic deposits. These are widely extended also in the Adžar-Trialet fold system.

The Albian is subdivided into the Lower Albian (1. the Zone *Leymeriella tardefurcata*, 2. the Zone *Douvilleiceras mammillatum*); the Middle Albian (1. the Zone *Hoplites dentatus*, 2. Zone *Oxytropidoceras roissyanum*); and the Upper Albian 1. the beds with *Actinoceras sulcatus* and *A. subsulcatus*, 2. the Zone *Hysterocheras orbigny* and *Mortoniceras inflatum*; 3. the beds with *Aucellina gryphaeoides*, 4. the Zone *Stoliczkaia dispar* and *Mortoniceras rostratum*.

The Lower and Middle Cretaceous is in all principal tectonic units of the West Carpathians.

In the West Carpathians two main types of facies may be distinguished a type of

flysch formation restricted to the Outer Carpathians, and a carbonate — flyschoid type characteristic of the Inner Carpathians.

The Lower Cretaceous of the Outer Carpathians is connected by a continuous transition with Jurassic sediments. In the Silesian and Subsilesian units the Lower Cretaceous is represented predominantly by coarse-detrital sedimentation with variable ratio of pelitic and psammitic components. Owing to that, various local types of facies have been distinguished there. In the Magura zone the Lower Neocomian has schistose-flysch nature. The upper Lower Cretaceous of the zone consists mostly of clays with layers of sandy limestones.

In the northern facies of the Klippen Belt is the Lower Cretaceous of lumachellar — crinoidal nature. The southern groups are characterized by pelagic type of sedimentation: marls and marly limestones with cherts. Similar Lower Cretaceous is in the Manín group. In most parts of the mantle series the Lower Cretaceous is in a facies of marly limestones with cherts. In the Veporides the lower part of the Lower Cretaceous is pelagic without cherts which are also in the upper parts, except the Choč nappe.

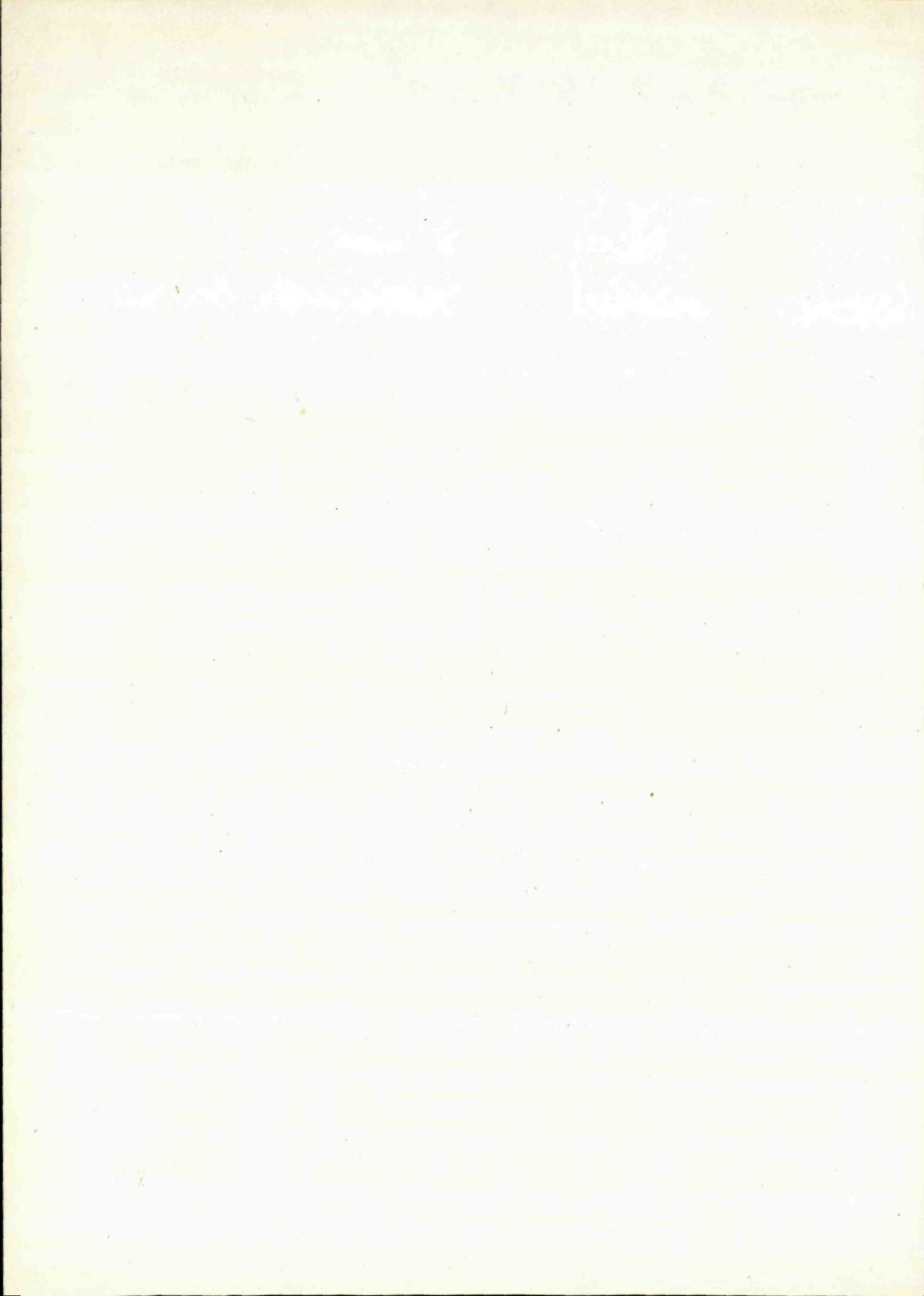
The Middle Cretaceous in the flysch zone in the area of the Silesian nappe commenced with extremely intensive detrital and flysch sedimentation lasting up to the Cenomanian, and/or the Turonian. In the Magura zone the Middle Cretaceous is missing.

In the Klippen Belt in Pienid series the sedimentation in the Albian and in the Cenomanian remains pelagic, and the flysch sedimentation, and regression only appears by the beginning of the Turonian. By the end of the Neocomian the Vysoké Tatry mountains—Manín zone emerged, sedimentation was interrupted, but at the beginning of the Albian the zone was again inundated by the sea, and the coarse-clastic, partially also pelagic sedimentation continued into the Upper Cretaceous, and in places transgressively upon the Urgonian. In mantle series the Middle Cretaceous is represented by flysch sediments of the Albian and/or Lower Cenomanian. In the area of the Veporides in the Albian and the Cenomanian the transport of coarse-detrital material commenced, the sedimentation acquired detrital character with indications of flysch facies and with traces of regression.

In the Lower Cretaceous of the outer zone, particularly in the Silesian nappe, the flysch sedimentation prevailed, associated with intensive subsidence and with accumulation of thick sediments. In southern units of the West Carpathians (Klippen Belt and the sedimentation zone of the Inner Carpathians) pelagic sediments deposited. In spite of deep-sea sedimentation the thickness of sediments and subsidence are small.

In the Middle Cretaceous of outer belts intensive subsidence over several thousand meters was associated with sedimentation as well. In contrast to that, in the Middle Cretaceous of the Pienid series a series of small thickness and of pelagic character formed; and detrital flysch series of greater thicknesses formed as late as the Turonian.

E. V. Kotetišvili — A. Began — K. Borza — O. Samuel



СТРАТИГРАФИЯ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА ГРУЗИИ И СЛОВАКИИ

STRATIGRAFIA A VZÁJOMNÝ VZŤAH KRIEDOVÝCH A PALEOGÉNNÝCH ULOŽENÍ GRUZÍNSKA A SLOVENSKA

П. А. Гамбашидзе — Н. Ш. Салуквадзе — О. Самуэл

Введение

Пограничные слои мела и палеогена развиты почти во всех геотектонических единицах, выделенных в пределах территории Грузии. Фациальная изменчивость верхнемеловых и, в особенности, нижнепалеогеновых отложений создает трудности в сопоставлении разрезов смежных геотектонических единиц, а нередко даже и входящих в их состав структурно-фациальных зон. Макро- и микрофаунистическое обоснование зонального подразделения этих осадков оставляет желать лучшего. Современное состояние вопроса сводится к следующему.

Кампан. Указанный ярус представлен карбонатными отложениями, согласно пластующимися о ниже- и вышележащими осадками, и только в Аджаро-Триалетии он иногда ложится с местным размывом на более древне образования, или же сам проявляет регрессивность, что наблюдается также и во флишевых зонах Южного склона Главного Кавказского хребта (субгерцинская фаза). В Аджаро-Триалетии этот ярус охватывает слои с *Inoceramus agdjakendensis* (Cp₁), слои с *Belemnitella mucronata* (Cp₂^b) и слои с *Belemnitella langei* (Cp₂^b). На Грузинской глыбе устанавливаются: слои с *Micraster schroederi* (Cp₁^a), региональная зона *Belemnitella mucronata* (Cp₁^b — Cp₂^a), региональная зона *Belemnitella langei* (Cp₂^b). На Южном склоне Главного Кавказского хребта в кампане выделяются слои с *Globotruncana arca* (Cp₁) и слои с *Bolivina incrassata* (Cp₂).

Маастрихт. Данный ярус выражен в основном в карбонатных фациях, иногда со значительной примесью грубообломочного материала, что особенно заметно в разрезах Южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии. В последних регионах осадки этого яруса трансгрессивны, а на Грузинской глыбе согласно залегают на кампане.

В Аджаро-Триалетии и на Грузинской глыбе маастрихтский ярус соответствует интервалу распространения *Pachydiscus neubergicus* (Hauer). В Аджаро-Триалетии в низах яруса установлены слои с *Globotruncana rosseta*, а в верхах — зона *Globotruncana contusa* — *Pseudotextularia varians*. На Южном склоне Главного Кавказского хребта этот ярус включает два местных подразделения: слои с *Pseudotextularia elegans* (в нижней части) и слои с *Lepidorbitoides socialis* (в верхней части).

Даний. В Аджаро-Триалетской складчатой системе известняки и мергели датского яруса согласно залегают на маастрихте. В некоторых разрезах в них найдены: *Echinocorys ovalis*, *Ech. edhemi* Boehm., *Ech. pyramidatus* Port., *Ech. renngarteni* Moskv., *Ornithaster muniere* (Seun.), *Gryphaea kodori* Schw. Местами они содержат (М. Качарава 1974) фауну мелких фораминифер зоны *Globorotalia pseudobulloides*. В центральной части Грузинской глыбы датский ярус, согласно залегая на маастрихте, представлен преимущественно известняками, в которых по фауне ежей установлены (Х. С. Гонгадзе 1970) три горизонта (снизу вверх): *Cycloster danicus*, *Cyclaster gindreii* и *Protobrissus tercensis-Coraster ansallensis*. По мнению некоторых исследователей не исключена возможность, что верхняя граница датского яруса проходит под слоями *Protobrissus tercensis*. В западной части Грузинской глыбы датский ярус, представленный известняками, содержит *Gryphaea similis* Push., *Gr. pitscheri* Mort., *Gr. kodori* Schw., *Pycnodonta vesicularis* Lam., *Ostrea hippopidium* Nils., *Echinocorys sulcatus* Gold., *Hercoglossa danica* (Schloth.).

Монс. Фаунистически охарактеризованные отложения этого яруса на территории Грузии известны в пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы и Грузинской глыбы. В Аджаро-Триалетии к монсу, по-видимому, относятся породы, содержащие мелкие фораминиферы зоны *Globorotalia inconstans* (М. Качарава 1974). Отложения этой зоны представлены мергелями и известняками, согласно залегающими на осадках датского яруса. В западной части Грузинской глыбы к монскому ярусу очевидно должны относиться известняки с *Arca montensis* Cossm., *Cucullaea volgensis* Barbot de Marni, *C. arcaeformis* Net ch., *Ostrea montensis* Cossm., *Lima pireti* Cossm., *Crassatella excelsa* Cossm., *Venericardia pectencularis* (Lam.), *V. volgensis* (Barbot de Marni), *Pitar duponti* (Cossm.), *P. montensis* (Cossm.) и др.

Танет. К танетскому ярусу относят (М. Качарана 1974) зону *Globorotalia angulata*, установленную в бассейнах рр. Дарбазула, Кавтура, Тедзами (Аджаро-Триалетия). Представлена она в основном песчанистыми мергелями, согласно залегающими на подстилающих

отложениях и подразделяется на две подзоны: *Globorotalia pusilla pusilla* (внизу) и *Globorotalia pseudomenardii*, *Gl. conicotruncata*.

На территории Грузинской глыбы к танетскому ярусу, по всей вероятности, должны относиться глауконитовые известняки с *Chlamys prestwichi* (Morris), *Pseudoamussium corneum* Sow., *Spondylus menneri* Makat., *Ostrea (Cymbulostrea) cf. crimensis* Zubk., *Gryphaea antiqua* Schwetz., *Amphidonta (Gryphaeostrea) lateralis* (Nils.), *Cyprina morrissi* Sow., *Nemocardium edwardsi* (Desh.), *Pleurotomaria tadjikistanica* Mir., Выше следуют известняки с *Echinocorys dioscuriae* Schwetz., *Isaster cf. abcharicus* Sch., *Protobrissus rionensis* Mosk., *Brissopneuster schwetzovi* Posl. et Mosk., *Garumnits parvus* (Bajar.).

В словацкой части Западных Карпат в разных зонах осадконакопления развиты меловые отложения различного стратиграфического объема и литолого-фациального характера.

Во внутренней зоне осадконакопления Западных Карпат меловые осадки находятся в трех разных тектонических единицах:

1. В татрикуме, где они являются составной частью автохтонных серий оболочки (верхний палеозой — турон) древних кристаллических массивов.

2. В субтатранских, а именно в крижнйанском и хочском покровах, надвинутых на татрикум. Осадконакопление меловых отложений в пределах субтатранских покровов закончилось в сеномане (крижнйанский покров) или неокоме (стражовский покров).

Во время средиземноморской орогенической фазы (верхний турон — нижний коньяк) внутренние Карпаты испытали складкообразование и стали сушей. Опускания в пределах внутренних Карпат вновь проявились к концу коньякского века. В результате этого с запада в некоторые участки Западных Карпат проникает трансгрессия, знаменуя начало нового верхнемелового цикла осадконакопления. Отложения этого цикла известны под названием брезовской (гозауской) серии, сложенной преобладающими грубодетритовыми флишевыми слоями мергелей и известняков в стратиграфическом диапазоне верхний коньяк — маастрихт до палеогена.

3. В зоне пьенинских утесов к северу от внутренней зоны. Первая из этих зон подразделяется главным образом на основе литолого-фациальных особенностей горского осадконакопления на два основных типа развития, а именно пьенинский и чорштынский. В по-

следнем после стратиграфического перерыва соответствующего нижнему мелу развиты полностью средне- и верхнемеловые отложения почти исключительно в мергелистой (глинисто-известняковой) фации. В пределах пьенинской единицы мел представлен полностью, причем в среднем и верхнем мелу встречаются, кроме мергелистой фации, также флишевые осадки на разных стратиграфических уровнях.

Палеогеновые отложения в клипповой зоне сохранились лишь фрагментарно и в значительной степени распространены только по периферии внутренней области.

4. Флишевая зона расположена к северу от клипповой. С учетом характера фациального развития и тектонических особенностей во флишевой зоне можно выделить две главные единицы — внешнюю (кросненскую) и внутреннюю (магурскую). В пределах словацкой части Западных Карпат внешняя кросненская единица представлена лишь частично развитой дуклянской единицей в восточной Словакии; здесь присутствует преобладающая часть внутренней магурской единицы. В пределах дуклянской единицы верхний мел и палеоген развиты исключительно во флишевой фации, а внутренняя магурская единица сложена преимущественно палеогеновыми отложениями и редко обнажающимися на поверхности осадками верхнемелового возраста.

В области внутренних Западных Карпат палеогеновые отложения залегают трансгрессивно на складчатом основании внутренних тектонических единиц Западных Карпат, т. е. на татрикуме с присутствием субтатранских единиц в виде крижнянского, хочского и стражовского покровов. Трансгрессия палеогена во внутренних Западных Карпатах впервые проявилась в нижнем эоцене до нижнего лютетского яруса, но преобладающая часть изучаемой территории была покрыта морем только в поздне лютетское время, а на некоторых участках (как, например, в области Липтовского полуострова) даже в раннеприабонское время.

Из этого следует, что отношения между меловыми и палеогеновыми отложениями можно изучать в дуклянской единице, клипповой зоне, а также на Мьявской холмистой местности между брезовской (гозауской) серией и мьявским палеогеном. Одной из зон, испытавших значительные тектонические движения, является клипповая зона. Наряду с меловыми отложениями, и палеогеновые осадки испытаны здесь складкообразование с образованием сложных структур, что очень затрудняет изучение взаимоотношений между мелом и палеогеном. Весьма редко встречаются разрезы пород маастрихтского возраста, непосредственно перекрытых палеогеновыми отложениями. В качестве примера такого разреза приводится верхний сенон, полностью раз-

витый в окрестностях г. Жилины. Маастрихт выражен здесь в пестрой мергелистой фации и содержит обильную микрофауну.

В нескольких метрах над маастрихтской ассоциацией появляются в существенно неизменной фации красноцветных мергелей ассоциации фораминифер, отвечающие в пределах Карпат планктонной зоне *Turborotalia (A.) inconstans praecursoria*. Эта зона выявляет большое сходство со средиземноморской зоной *Globorotalia uncinata* или с зоной, выделенной В. Г. Морозовой на Украине под названием *G. daubjergensis* — *T. (A.) indolensis*. Большинство авторов относит ее к верхнему датскому ярусу (s. s.), а В. А. Берггрэн (1971) к монтскому ярусу (s. s.) из-за не решенного еще вопроса о границе между датским и монтским ярусами на основе их стратотипов.

На более высоких уровнях описываемого разреза литофациальный характер отложений изменяется лишь незначительно. Кроме красноцветных мергелей здесь встречаются и зеленоцветные, чередующиеся с тонкими слоями песчаников. Отсюда была описана ассоциация фораминифер, сопоставимая с зоной планктонных фораминифер — *Globorotalia pusilla pusilla*. Приблизительно в 10 м над вышеупомянутой зоной находятся новые виды, обосновывающие в пределах Карпат выделение особой зоны *Gl. aequa*. В результате параллелизации со стандартной зональностью выявлено, что последняя зона имеет наибольшее число сходных черт с зонами *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis* по Г. М. Болли. С точки зрения международной стратиграфической корреляции большинство авторов придерживается мнения о том, что зоны *Globorotalia pusilla pusilla* и *Globorotalia pseudomenardii* надо отнести к монтскому и танетскому ярусам, а зону *Globorotalia velascoensis* к нижеилердскому ярусу.

В той же последовательности пластов, а именно над свидетельствующей о карпатской зоне *Globorotalia aequa* ассоциацией встречаются фораминиферы, характерные для *Globorotalia subbotinae*, а на еще более высоких горизонтах ниже — и среднеэоценовая микрофауна малых и крупных форм фораминифер.

Дальнейший разрез этого типа, но иного литофациального характера, находится вблизи п. Глубока над Вагом. Здесь стратиграфический интервал от верхнекампанского до маастрихтского яруса развит во флишевой фации с преобладанием песчаников. Упомянутый разрез начинается самыми верхами кампанского яруса и переходит в маастрихтский, причем последний можно на основе очень обильной микрофауны подразделить на нижний и верхний.

Залегая на верхнемаастрихтских слоях (= карпатской зоне *Racemiguembelina varians*), оперкулиновые слои палеоэоценового возраста

встречаются в неизменной тектонической позиции. Первоначально предполагалось, что меловые отложения без перерыва сменяются палеогеновыми. Однако, в результате дальнейших проверочных работ было установлено, что в изучаемой области нижний палеоцен вообще отсутствует. В более низкой части рассматриваемого разреза оперкулиновые слои сложены мелкозернистым органогенным песчаником. Крупные фораминиферы представлены видом *Discocyclina tenuis* Douvillé а оперкулины и малые фораминиферы встречаются редко. Еще выше в оперкулиновых слоях появляются виды *Operculina semiinvoluta* Nemkov et Barchatova и *Operculina* sp., но *Discocyclina tenuis* Douvillé наблюдается лишь спорадически. Оперкулиновые слои стратиграфически отвечают верхнему палеогену (т. е. илерскому ярусу).

В то время, как петрографический характер песчаников остается неизменным снизу вверх, фаунистический состав изменяется в значительной степени: самые примитивные ассилины (*Assilina pustulosa* Douvillé) появляются за счет постепенно через оперкулин.

Проведенными до сих пор микробиостратиграфическими и геологическими исследованиями не удалось однозначно доказать, что в пределах клипповой зоны осадконакопления присутствует палеонтологически обоснованный нижний датский или датский ярус. На основе имеющихся данных следует предполагать, что ларамская фаза привела к поднятию и локальному перерыву в процессе осадконакопления.

Stratigrafia a vzájomný vzťah kriedových a paleogénnych uloženín Gruzínska

Uloženíny na rozhraní kriedy a paleogénu sa pomerne často vyskytujú temer vo všetkých geotektonických jednotkách vyčlenených v Gruzínsku (P. D. Gamkrelidze 1966), no viac-menej úplné profily sedimentov, ktoré nás zaujímajú, možno pozorovať v adžarsko-trialetskej vrásovej sústave, gruzínskom bloku (medzihorskej depresii) a vrásovej sústave južného svahu Veľkého Kaukazu.

Existuje veľa prác, ktoré vysvetľujú jednotlivé otázky súvisiace so vznikom rozhrania kriedy a paleogénu Gruzínska, no aj tak sú v biostratigrafii uvedených uloženín ešte nejasné a sporné miesta. Pritom paleontologická charakteristika týchto sedimentov ešte zďaleka nie je taká, aká by mala byť. Týka sa to predovšetkým faktického materiálu, na základe ktorého by sa dala zdôvodniť zonálna stratigrafia makrofauny a mikrofauny pre celé územie Gruzínska. Aby bolo možné získať úplnú predstavu o rozsahu a vzájomnom vzťahu dánu a príľahlých stupňov, nevyhnuté sú ďalšie špeciálne výskumy.

Takáto situácia veľmi sťažuje úlohu, ktorú máme riešiť. Treba ešte dodať, že faciálna nestálosť vrchnokriedových, a najmä spodnopaleogénnych uloženín spôsobuje ťažkosti pri porovnávaní profilov susediacich geotektonických jednotiek a nezriedka aj štruktúrno-faciálnych zón, zahrnutých v obsahu týchto jednotiek. Hoci rozsah a miesto dánu v geochronologickej stupnici sú problematické, pokúsime sa na základe údajov, ktoré máme v súčasnej etape geologickej preskúmanosti územia Gruzínska k dispozícii, stručne objasniť otázky stratigrafie uvedeného stupňa a príľahlých útvarov.

Pre úplnosť predstavy o povahe a skladbe uloženín, ktoré nás zaujímajú, ako aj o ich vzťahoch k starším alebo mladším útvarom, uvádzame v tomto článku opisy niekoľkých charakteristických profilov. Pre riešenie biostratigrafických otázok sú najdôležitejšie profily adžarsko-trialetskej vrásovej sústavy. V okolí dediny Dzegovi nad kampánskymi vápencami s *Pachydiscus koeneni* Gross ležia vápence s vložkami (50 — 60 m) obsahujúcimi *Abalhomphalus mayaorensis* (Bolli), *Globotruncana rosseta* (Cars.), *Bolivina incrassata* Reuss, *Stensioina exculpta* (Reuss), *Ventilabrella*

carseyae (Plumm.), *Cibicides* (*Cibicidoies*) *voltzianus* (d'Orb.), *Bolivinoidea draco* Marss. (Achvlediani 1969). Vyššie vychádzajú na povrch (M. Kačarava 1974):

1. Tenkolavicovité svetlošedé vápence s vložkami tenkovrstevnatých slieňov s *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Trochaminoides irregularis* White, *Glomospira charoides* (Park. et Jon.), *Clavulinoides trilaterus* (Cush.), *Marsonella oxycona* (Reuss), *Dorothia retusa* (Cushm.), *D. bulleta* (Cars.), *Neoflabellina reticulata* (Reuss), *Gyroidina umbilicata* (d'Orb.), *Gyroidinoides globosus* (Hag.), *Stensioina exculpta* (Reuss), *S. caucasica* (Subb.), *S. whitei* Morr., *Eponides praemegastomus* Mjatl., *E. frankei* Brotz., *Nuttalides trumpyi* (Nutt.), *Epistominella velascoensis* (Cushm.), *Anomalinoides danicus* (Brotz.), *A. rubiginosus* (Cushm.), *Brotzenella monterelensis* (Marie), *B. velascoensis* (Cushm.), *Globotruncana stuarti* (Lapp.) *Gl. arca* (Cushm.), *Gl. conica* White, *Gl. contusa* (Cushm.), *Praeglobotruncana pschadae* (Kell.), *Abathomphalus mayaoensis* (Bolli), *Rugoglobigerina rugosa* (Plumm.), *Bolivinoidea draco* (Marss.), *B. delicatulus* Cushm., *Brizalina incrassata* (Reuss), *Gümbelina globulosa* (Ehr.), *G. postsemicostata* Vass., *Pseudotextularia elegans* Rz., *Racemigümbelina varians* (Rz.), *Planoglobulina acervulinoides* (Egger), *P. eggeri* (Cushm.) 50 — 60 m.

2. Červenkasté, zriedkavejšie zelenkasté a šedé tenkovrstevnaté slieňe a slieňité vápence s *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Trochaminoides irregularis* White, *Clavulinoides trilaterus* (Cushm.), *Marsonella indentata* (Cushm.), *Dorothia retusa* Cushm., *Valvulineria pentagona* Mor., *Gyroidina* aff. *subangulata* Plumm., *G. umbilicata* (d'Orb.), *Gyroidinoides globosus* (Hag.), *Stensioina caucasica* (Subb.), *S. whitei* Morr., *Eponides praemegastomus* Mjatl., *E. cf. frankei* Brotz., *Nuttalides trumpyi* (Nutt.), *Epistominella velascoensis* (Cushm.), *Anomalinoides danicus* (Brotz.), *A. rubiginosus* (Cushm.), *Cibicidoides proprius* (Brotz.), *C. dayi* (White), *Brotzenella praeacuta* Vass., *B. velascoensis* (Cushm.), *Globotruncana arca* (Cushm.), *Globorotalia quasimembranacea* M. Katch., *G. compressa* (Plumm.), *G. pseudobulloides* (Plumm.), *G. varianta* (Subb.), *Globoconusa daubjergensis* (Bronn.), *Globigerina edita* Subb., *G. trivialis* Subb., *G. triangularis* White, *Subbotina triloculinoides* (Plumm.) 25 m.

3. Červenkasté a ružovkasté slieňe s ojedinelými vložkami slieňitých vápencov, ktoré obsahujú: *Clavulinoides alpinus* Cushm., *Marsonella indentata* (Cushm. et Jarv.), *Dorothia retusa* (Cushm.), *Valvulineria pentagona* Mor., *Gyroidina* aff. *subangulata* (Plumm.), *Gyroidinoides globosus* (Hag.), *Stensioina caucasica* (Subb.), *S. whitei* Mor., *Eponides frankei* Brotz., *E. praemegastomus* Mjatl., *Nuttalides trumpyi* (Nutt.),

Epistominella velascoensis (Cushm.), *Brotzenella velascoensis* (Cushm.), *Globorotalia pseudobulloides* Plumm., *G. varianta* (Subb.), *G. compressa* (Plumm.), *G. quasimembranacea* M. Katch., *G. inconstans* (Subb.), *G. uncinata* Bolli, *G. schachdagica* (Chal.), *G. quadrata* (White), *Globigerina edita* Subb., *G. triangularis* White, *Subbotina triloculinoides* (Plumm.), *Bolivinoidea delicatulus* Cushm., *Aragonia velascoensis* (Cushm.) 7 m.

Po prerušení v odkryve (1 m) nasledujú:

4. Svetlošedé masívne vápence s vložkami slienitých vápencov (prevládajú v spodnej časti lavice). Z vrchnej časti lavice boli určené: *Nuttallides trumpyi* (Nutt.), *Cibicidoides* cf. *dayi* (White), *Globorotalia quasimembranacea* M. Katch., *G. cf. angulata* (White), *G. pseudomenardii* Bolli, *G. conicotruncata* Subb., *G. pusilla laevigata* Bolli, *Subbotina nana* (Chal.), *Brotzenella velascoensis* (Cushm.), *Subbotina triloculinoides* (Plumm.) 8 m.

Vrstvy s *Globotruncana rosseta* patria pravdepodobne k spodnému maastrichtu; lavica 1 opísaného profilu patrí k zóne *Globotruncana contusa* — *Pseudotextularia varians*; lavica 2 k zóne *Globorotalia pseudobulloides* — *Globoconusa daubjergensis*; lavica 3 k zóne *Globorotalia inconstans* — *G. uncinata*; lavica 4 k podzóne *Globorotalia pseudomenardii* — *G. conicotruncata* (vrechná podzóna zóny *Globorotalia angulata*).

V profile, ktorý je ďalej na západe v okolí dediny Cchaveri (rieka Achalcichischevi), nad vápencami kampánu vychádzajú zlepenice, vápence a sliene v celkovej hrúbke 100 m. V spodnej časti sa našli (Achvlediani 1969): *Globotruncana rosseta* (Cars.), *Gl. arca* (Cushm.), *Gl. fornicata* Plum., *Abathomphalus mayaoensis* (Bolli), *Pseudotextularia elegans* Rz., *Heterohelix globulosa* (Ehr.), *H. striata* (Ehr.), *Praeglobotruncana intermedia* Bolli, *Cibicides* (*Cibicidoides*) *volltzianus* (d'Orb.)

..... 10,15 m.

Medzi dedinami Cchavaria a Gostibe boli odspodu nahor vyčlenené (M. Kačarava 1974):

1. Časté striedanie svetlozelenosivých vápencov, slienitých vápencov a slienov s *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Clavulinoides trilaterus* (Cushm.), *Dorothia* cf. *bulletta* (Cars.), *Ataxophragmium compactum* Brotz., *Gyroidina umbilicata* (d'Orb.), *Stensioina caucasica* (Subb.), *Eponides praemegastomus* Mjalt., *Nuttallides trumpyi* (Nutt.), *Anomalinoidea rubiginosus* (Cushm.) *Brotzenella velascoensis* (Cushm.) *Pullenia quaternaria* (Reuss), *Globotruncana conica* White, *G. contusa* (Cushm.), *G. arca* (Cushm.), *G. linneiana* (d'Orb.), *Abathomphalus mayaoensis* (Bolli), *Praeglobotruncana pschadae* (Kell.), *Rugoglobigerina rugosa* (Bronn.), *Aragonia velascoensis* (Cushm.), *Bolivinoidea*

STUPEŇ POSTUPEN	GRUZÍNSKO A PRÍBLIHLÉ OBLASTI AZERBEJDŽANU A ARMÉNSKA	MALÝ KAUKAZ			STREDNÝ KAUKAZ	
		RENGARTEN, 1959 (AZERBEJDŽAN A ARMÉNSKO)	CHALAFOVA, 1969 (AZERBEJDŽANSKO)	AKOPJAN, 1973 (ARMÉNSKO)	MOSKVIN, 1962	PERGAMENT SMIRNOV, 1972 (DAGESTAN)
D Ā N	vrstvy s <i>Coraster ansaitensis</i>	zóna <i>Echynocorys sulcatus</i> - <i>Anomalina danica</i>	zóna <i>Cyclaster gindrei</i>	vrstvy s <i>Coraster sphaericus</i> - <i>Cyclaster gindrei</i>	vrstvy s <i>Protobrissus teroensis</i> (d + Pc ₁)	miest. zóna <i>Coraster ansaitensis</i>
	zóna <i>Hercoglossa danica</i>				vrstvy s <i>Cyclaster gindrei</i>	miest. zóna <i>Cyclaster gindrei</i>
MAASTRICHT	zóna <i>Pachydiscus neubergicus</i>	zóna <i>Pachydiscus colligatus</i>	zóna <i>Pachydiscus gollevillensis</i>	zóna <i>Pachydiscus gollevillensis</i>	-----	miest. zóna <i>Inoceramus legulatus</i>
		zóna <i>Bostrychoceras polyplacum</i>	zóna <i>Belemnella lanceolata</i>	zóna <i>Hauericeras sulcatum</i>		miest. zóna <i>Pseudofaster rengarteni</i>
KAMPÁN	MEŽREG. zóna <i>Belemnitella langei</i>	zóna <i>Pachydiscus pseudostobaei</i>	zóna <i>Belemnitella langei</i>	zóna <i>Belemnitella langei</i>	vrstvy s <i>Micraster grimensis</i>	miest. zóna <i>Micraster brangiarti</i>
	vrstvy s <i>Haplitolpacentoceras vari</i>	zóna <i>Pachydiscus levyi</i>	zóna <i>Hoplitolpacentoceras cosfeidiense</i> - <i>Inoceramus buguntense</i>	vrstvy s <i>Scaphites haugi</i>	vrstvy s <i>Micraster brangiarti</i>	miest. zóna <i>Pseudofaster caucasicus</i>
SANTÓN	MEŽREG. zóna <i>Eupachydiscus levyi</i>	zóna <i>Pachydiscus launayi</i>	zóna <i>Eupachydiscus levyi</i>	vrstvy s <i>Micraster schroederi</i>	vrstvy s <i>Micraster coravium</i>	miest. zóna <i>Inoceramus azerbaijanensis</i>
	vrstvy s <i>Micraster schroederi</i>		zóna <i>Inoceramus azerbaijanensis</i> - <i>Micraster schroederi</i>			
KONIAK	zóna <i>Eupachydiscus isculensis</i>	zóna <i>Belemnitella praecursor</i>	zóna <i>Belemnitella praecursor praecursor</i>	vrstvy s <i>Eupachydiscus isculensis</i> - <i>Orbignia canaliculata</i>	-----	miest. zóna <i>Inoceramus dagestanensis</i>
	zóna <i>Inoceramus undulatoaplicatus</i>	zóna <i>Inoceramus undulatoaplicatus</i>	zóna <i>Inoceramus undulatoaplicatus</i>	zóna <i>Texanites gallicus</i> - <i>Inoceramus undulatoaplicatus</i>		vrstvy s <i>Inoceramus cardiformis</i>
KONIAK	MEŽREG. zóna <i>Inoceramus involutus</i>	zóna <i>Nowakites draschei</i> - <i>Inoceramus involutus</i>	zóna <i>Inoceramus involutus</i>	vrstvy s <i>Nowakites carezi</i> - <i>Inoceramus involutus</i>	-----	miest. zóna <i>Inoceramus involutus</i>
	MEŽREG. zóna <i>Inoceramus wandereri</i>			zóna <i>Prolexinates bontanti</i> - <i>Scaphites kieslingwaldensis</i>		vrstvy s <i>Prionocycloceras guayabanum</i>
KONIAK	MEŽREG. zóna <i>Inoceramus wandereri</i>	zóna <i>Barroisiceras haberfellneri</i>	zóna <i>Inoceramus wandereri</i>	zóna <i>Barroisiceras onilahensis</i>	-----	miest. zóna <i>Inoceramus Koeneni</i>
		zóna <i>Peroniceras tricarinatum orientalis</i>	zóna <i>Inoceramus wandereri</i>	zóna <i>Inoceramus wandereri</i>		miest. zóna <i>Inoceramus schloenbachi</i>

Obr. 1 Stratigrafická tabuľka študovanej oblasti

draco (Mars.), *Bolivina incrassata* (Reuss), *Guembelina globifera* (Reuss), *Pseudotextularia elegans* Rz., *Racemiguembelina varians* (Rz.), *Pseudotextularia acervulinoides glabrata* Cushm., *P. eggerli* (Cushm.)

..... 10–15 m.

Po prerušení v odkryve (1 m):

2. Červenakasto-ružovkasté slienité vápence s prevládajúcimi slieňmi. Slieňe obsahujú: *Spiroplectamina dentata* (Alth.), *Bolivinopsis scanica* Brotz., *Clavulinoides alpinus* Cushm. et Berm., *C. trilatus* Cushm., *Eggerella trochoides* (Reuss), *Marsonella oxycona* (Reuss), *Valvulineria pentagona* Moroz., *Gyroidina cabardinica* Subb., *G. cf. umbilicata* (d'Orb.), *Gyroidinoides globossus* (Hag.), *Stensioina caucasica* (Subb.), *Eponides praemegastomus* Mjatl., *Nuttallides trumpyi* (Nutt.), *Epistominella velascoensis* (Cushm.), *Cibicoides dayi* (White), *C. proprius* Brotz., *Brotzenella velascoensis* (Cushm.), *Globorotalia compressa* (Plumm.), *G. pseudobulloides* (Plumm.), *G. varianta* (Subb.), *G. quasi-*

membranacea M. Katch., *Globigerina edita* Subb., *G. trivialis* Subb., *Globoconusa daubjergensis* (Bronn.), *Subbotina triloculinoides* (Plumm.), *Bulimina* cf. *golubjatnicovi* Mor., *B.* cf. *trinidadensis* Cushm. et Jarv., *Brizalina plaita* (Cars.), *Chiloguembelina midwayensis* (Cushm.)

..... 8 m.

3. Sliene s ojedinelými vložkami slienov. Boli v nich zistené: *Bolivinopsis scanica* Brotz., *Eggerella* cf. *trochoides* (Reuss), *Marssonella oxycona* (Reuss), *Dorothia retusa* (Cushm.), *Valvulineria pentagona* Mor., *Gyroidina cabardinica* Subb., *G. aff. umbilicata* (d'Orb.), *Gyroidinoides globossus* (Hag.), *Stensioeina caucasica* (Subb.), *Eponides praemegastomus* Mjat., *E. frankei* Brotz., *Nuttallides trumpyi* (Nutt.), *Anomalinoidea danicus* (Brotz.), *Cibicidoides proprius* (Botz.), *Brotzenella velascoensis* (Cushm.), *B. praeacuta* (Vass.), *Pullenia coryelli* White, *Globorotalia compressa* (Plumm.), *G. pseudobulloides* (Plumm.), *G. quasimembranacea* M. Katch., *G. imitata* Subb., *Globigerina edita* Subb., *G. trivialis* Subb., *Globoconusa daubjergensis* (Bronn.), *Subbotina triloculinoides* (Plumm.), *Brizalina* cf. *plaita* (Carss.), *Bulimina golubjatnicovi* Mor., *B.* cf. *trinitatensis* Cushm., et Jarv., *Bolivinoides delicatulus* Cushm., *Chiloguembelina midwayensis* (Cushm.), *Gyromorphina allomorphinoides* (Reuss).

..... 15 m.

4. Červenkasté sliene s ojedinelými vložkami slienitých vápencov. Obsahujú: *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Clavulinoides trilatus* (Cushm.), *Marssonella indentata* (Cushm. et Jarv.), *M. oxycona* (Reuss), *Dorothia retusa* (Cushm.), *Stilostomella plummerae* (Cushm.), *Discorbis* cf. *transuralen* Mor., *Valvulineria pentagona* Mor., *Gyroidina depressa* (Aith.), *G.* cf. *umbilicata* (d'Orb.), *G.* cf. *subangulata* (Plumm.) *G. cabardanica* Subb., *Gyroidinoides globossus* (Hag.), *Stensioina caucasica* (Subb.), *Eponides praemegatonus* Mjatl., *Nuttallides trumpyi* (Nutt.), *Epistominella velascoensis* (Cushm.), *Brotzenella velascoensis* (Cushm.) *Cibicidoides dayi* (White), *Pullenia jarvisi* Cushm., *Globorotalia compressa* (Plumm.), *G. pseudobulloides* (Plumm.), *G. quasimembranacea* M. Katch., *G. quadrata* (White), *G. inconstans* (Subb.), *Globigerina* cf. *trivialis* Subb., *G. edita* Subb., *Globoconusa* cf. *daubjergensis* (Bronn.), *Subbotina triloculinoides* (Subb.), *Buliminella beaumonti* Cushm. et Renz, (Plumme), *Brizalina plaita* (Cars.), *Aragonia velascoensis* Cushm.

..... 3 m.

5. Zelenkastošedé a červenkasté sliene a tenkolavicovité šedé slienité vápence. V týchto boli zistené: *Rhabdammina cylindra* Glaess., *Rhizamina indivisa* Brady, *Glomospira charoides* (Park. et Jon.), *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Clavulinoides alpinus* Cushm., *Marssonella indentata* (Cushm. et Jarv.), *Textulariella varians* Glaess., *Dorothia retusa*

(Cushm.), *D. postbulletta* Balakh., *Nodosaria* cf. *velascoensis* Cushm., *Valvulineria* cf. *suspecta* M. Katch., *Gyroidina cabardinica* Subb., *Stensioina caucasica* (Subb.), *Eponides praemegastomus* Mjatl., *E. franki* Brotz., *Anomalinoidea danicus* (Brotz.), *Cibicidoides dayi* (White), *C. proprius* (White), *Heterolepa hemicompressa* (Mor.), *Brotzenella praeacuta* (Vass.), *Nonion dissimile* M. Katch., *Pullenia coryelli* White, *Globorotalia angulata* (White), *G. varianta* (Subb.), *G. ehrenbergi* Bolli, *G. pusilla pusilla* Bolli, *Globigerina trivialis* Subb., *G. triangularis* White, *Subbotina triloculinoides* (Plumm.), *S. eocaenica* (Terq.), *S. velascoensis* (Cushm.), *Brizalina plaita* (Carss.), *Bolivinoidea delicatulus* Cushm., *Aragonia velascoensis* (Cushm.), *Gyromorphia allomorphinoides* (Reuss). 4 m.

6. Zelenkastošedé fľovité sliene, prestúpené svetľošedými vápencami. V nich sa našli: *Rhabdammina cylindrica* Glaess., *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Clavulinoides alpinus* Cushm., *Marssonella indentata* (Cushm. et Jarv.), *Dorothia postbulletta* Balakh., *D. retusa* (Cushm.), *Valvulineria pentagona* Mor., *Gyroidina cabardinica* (Subb.), *Stensioina caucasica* (Subb.), *Eponides praemegastomus* Mjatl., *E. cf. franki* Brotz., *Nuttalides trumpyi* (Nutt.), *Epistominella velascoensis* (Cushm.), *Cibicidoides proprius* (Brotz.), *C. dayi* (White), *Brotzenella velascoensis* (Cushm.), *B. praeacuta* (Vass.), *Cibicides subexcavatus* M. Katch., *Pullenia coryelli* White, *Globorotalia varianta* (Subb.), *G. pseudomenardii* Bolli, *G. pusilla pusilla* Bolli, *G. angulata* (White), *G. conicotruncata* Subb., *G. tadjikistanensis djanensis* Schutzk., *G. tadjikistanensis* H. Byk., *Globigerina eocaena* Gumb., *Subbotina triloculinoides* (Plumm.), *S. velascoensis* (Cushm.), *S. nana* (Chal.), *S. eocaenica* (Terq.), *Buliminella quadriangulata* M. Katch., *Brizalina plaita* (Carss.), *Bolivinoidea delicatulus* Cushm., *Aragonia velascoensis* (Cushm.). 6 m.

7. Sliene a slienité vápence obsahujúce: *Rhabdammina cylindrica* Glaess., *Proteonina complanata* (Frank.), *Trochamminoides irregularis* White, *Clavulinoides alpinus* (Cushm.), *C. trilaterus* (Cushm.), *Marssonella indentata* (Cushm. et Jarv.), *M. oxycona* (Reuss), *Textulariella varians* Glaesn., *Valvulineria pentagona* Mor., *Gyroidina subangulata* (Plumm.), *G. cabardinica* Subb., *G. umbilicata* (d'Orb.), *Gyroidinoides globosus* (Hag.), *Stensioina caucasica* (Subb.), *S. whitei* Morr., *Eponides praemegastomus* Mjatl., *E. cf. franki* Brotz., *Nuttalides trumpyi* (Nutt.), *Epistomella velascoensis* (Cushm.), *Anomalinoidea rubiginosus* (White), *Cibicidoides proprius* (Brotz.), *C. discorbis* (M. Katch.), *Brotzenella velascoensis* (Cushm.), *B. praeacuta* (Vass.), *Globorotalia pseudomenardii* Bolli, *G. conicotruncata* Subb., *G. tadjikistanensis* H. Byk., *G. tadjikistanensis djanensis* Schutzk., *G. pusilla laevigata* Bolli, *Globigerina eocaena*

Gümb., *Subbotina triloculinoides* (Plumm.), *S. eocaenica* (Terq.), *S. velascoensis* (Cushm.), *Buliminna aff. minuta* (Marss.), *Aragonia velascoensis* (Cushm.), *Allomorphina halli* Jenn., *Gyromorphina allomorphinoides* (Reuss). 6 m.

Vrstvy s *Globotruncana rossetta* patria najskôr k spodnému maastrichtu. Lavica 1 je analógom zóny *Globotruncana contusa* — *Racemiguemb. varians*. Lavice 2 a 3 zodpovedajú zóne *Globorotalia pseudobulloides* — *Globoconusa daubjergensis*.

Lavica 4 zodpovedá zóne *Globorotalia inconstans* — *G. uncinata*. Lavice 5, 6 a 7 tvoria paralelu so zónou *Globorotalia angulata*. V tejto zóne boli určené podzóny *Globorotalia pusilla pusilla*, *Globorotalia pseudomenardii* — *Gl. conicotruncata*.

Na severnejšom gruzínskom bloku, v južnej časti Dziruľského masívu (charagouľská synklinála), na kampánskych vápencoch s *Belemnitella mucronata* Schloth., *B. langei langei* Sch. ležia (Gongadze 1969):

1. Hrubolavicovité slienité vápence s *Inoceramus balticus* Boehm., *In. regularis* d'Orb., *In. proximus* Toum., *In. cf. sagensis* Owen, *In. ex gr. colchicus* Tsag., *In. ex gr. altus* Meek, *Pachydiscus neubergicus* (Hauer) 10 m.

2. Strednolavicovité slienité, miestami kryštallické vápence s *Inoceramus regularis* d'Orb., *In. ex gr. colchicus* Tsag. *In. cf. tenulineatus* H. et M., *Carneithyris cirrunderis* (Sahni), *Homoeaster cf. lunelanus* Pom., *Guettaria cf. rocardi* Cott 10 m.

3. Masívne slienité vápence s ojedinelými vložkami slieňov s *Echinocorys elatus* Arn., *Ech. kharagoulensis* Cong., *Seunaster lamberti* Charl., *Galerites globulus* (Klein) 20 m.

4. Masívne kompaktné kryštallické vápence s konkréciami a šošovkami šedých kremeňov s *Echinocorys elatus* Arn. 7 — 8 m.

5. Masívne, slabo slienité vápence s konkréciami kremeňa 5 — 6 m.

6. Také isté horniny s *Echinocorys pyrenaicus* Sun., *Ech. katscharavai* Tsag., *Cyclaster gindrei* Seun., *Coraster sphaericus* Seun. 5 — 6 m.

7. Hrubolavicovité a strednolavicovité piesčité vápence s vložkami slieňov, ktoré vo vrchnej časti obsahujú *Ornithaster beneharnicus* (Seun.), *O. marsooi* (Seun.), *O. munieri* (Seun.), *Goraster* sp., *Echinocorys pyrenaicus* Seun., *Eutrephoceras bellerophon* (Lundg.) 6 — 8 m.

8. Masívne šedé slieňe s vložkami vápencov a zelenkastvošedé ilovité slieňe s vložkami ilov.

Lavice 1 — 4 patria do maastrichtu; lavice 5, 6 a 7 do dánu. V uloženiach týchto stratigrafických jednotiek boli v uvedenom profile a aj v iných bodoch horeuvedenej synklinály zistené: *Echinocorys obliquus* Ravn., *Ech. edhemi* Boehm, *Protobrissus akkajensis* (Web.), *Cyclaster danicus*

(Schüt.), *C. gindrei* Seun., *Coraster sphaericus* Seun., *Echinocorys pyrenaicus* Seun., *Ech. katscharavai* Tsag., *Coraster ansaltensis* Posl., *Ornithaster beneharnicus* (Seun.), *O. munieri* (Seun.), *O. marsooi* (Seun.) *Garumnaster michaleti* Lamb., *Protobrissus tercensis* Cott., *Eutrephoceras bellerophon* (Lundg.).

Lavica 8 sa podľa drobných foraminifér zaraďuje do paleocénu.

V prechodnom pásme medzi gruzínskym blokom a vrásovou sústavou južného svahu Veľkého Kaukazu (východná časť adlerskej depresie) nad vápencami kampánu s *Inoceramus salisburgensis* F. et K., *In. regularis* d'Orb., *In. decipiensis* Zitt. a i. ležia:

1. Biele vápence, ktoré sú smerom nahor po profile vystriedané bielymi a ružovými varietami tých istých hornín. Vo vrchnej časti boli nájdené *Echinocorys heberti* Cott., *E. douvillei* Seun. 50 m.

2. Svetlošedé, miestami zelenkastošedé tenkovrstevnaté vápence (ojedinele ílovité) s vložkami vápnitých slieňov, vo vrchnej časti sú postupne vystriedané zelenkastošedými slieňmi, ktoré majú miestami ružovkasté škvrny, a slieňmi s vložkami ílovitých vápencov a vápencov s *Ornithaster munieri* Seun., *Echinocorys edhemi* Boehm. 0,8 m.

3. Tehlovočervené, ružové a ružovošedé, ojedinele zelenkastošedé masívne sliene a ílovité vápence. Vrchnú polovicu lavice tvoria pomerne mäkké sliene s *Echinocorys renngarteni* Moskv. 1,6 — 1,8 m.

4. Zelankastošedé, šedé, ružové a ružovošedé sliene s *Echinocorys renngarteni* Moskv. 4 — 5 m.

Nad nimi ležia zelenkaste sliene s drobnými foraminiferami paleocénu.

Lavica 1 patrí k maastrichtu. V iných profiloch adlerskej depresie, okrem horeuvedených echinoid, uloženiny lavice 2 obsahujú: *Echinocorys renngarteni* Moskv., *Ech. pyrenaicus* Seun., *Ech. cf. conicus* Agg., *Ech. conoideus* (Goldf.), *Ech. cf. ovalus* Lesk., *Homosaster abichi* (Anth.), lavice 3 — *Echinocorys edhemi* Boehm. *Homoeaster abichi* (Anth.). Uvedená fauna z lavíc 2, 3 a 4 je charakteristická pre uloženiny dánu z rozličných oblastí Európy a Ázie.

Vo vlastnej flyšovej zóne vrásovej sústavy južného svahu Hlavného kaukazského hrebeňa možno najlepšie sledovať vzájomný vzťah medzi vrchnokriedovými a spodnopaleogénnymi uloženinami v žinvaľsko-gomborskej tektonickej podzóne. Tu je kampánsko-maastrichtský interval profilu najlepšie charakterizovaný makrofaunou aj mikrofaunou, čo nemožno povedať o mladších uloženinách. Preto sme nútení vyjadriť sa o veku tejto časti profilu predbežne len za základe všeobecných geologických úvah a podľa stratigrafickej polohy. Ďalej uvádzame opis profilu pozdĺž rieky Arkaly (pravý prítok rieky Aragvy), kde na útvaroch ešmakischevskej série (santón) transgresívne spočívajú:

1. Tenkolavicovité a strednolavicovité pelitomorné vápence s vložkami gravelitu (hrubozrnného pieskovca) a žltozelených piesčitých slieňov s polohami (0,4 m) mikrokonglomerátu z úlomkov čiernych a zelených bridlic vo vrchnej časti lavice. Vápence v spodnej časti lavice obsahujú *Inoceramus cf. georgicus* Tsag 8 — 9 m.

2. Striedajúce sa gravelity, piesčité slieňa a pelitomorné vápence ojedinele litografického typu 95 m.

Uloženiny obsahujú faunu orbitoid (*Orbitella apiculata apiculata* Schlumb., *Lepidorbitoides socialis* (Leym.), *Simplorbites gensacicus* (Leym.).

3. Tenkolavicovité slieňa zelenej a ružovej farby, striedajúce sa s tenkolavicovitými slienitými vápencami, ktoré sú smerom nahor po profile vystriedené tenkolavicovitými vápencami a gravelitmi (hrubozrnnými pieskovecami) ružovofialovej farby 6 m.

4. Mikrokonglomerát — brekcia (0,4 m) ako bazálne súvrstvie pre zelenkastošedé slieňa, ktoré v ostatných profiloch tejto podzóny obsahujú mikrofaunu spodného paleogénu.

Lavice 1 — 2 v uvedenom profile sú zaradené do maastrichtu, lavica 3 zodpovedá dáu a lavica 4 najskôr paleocénu.

Stručná charakteristika jednotlivých stupňov

Kampán

Uloženiny študovaného stupňa sa nachádzajú vo všetkých geotektonických jednotkách vyčlenených na území Gruzínska a všade sú zložené najmä z vápencov a slieňov, pričom vápence prevládajú a prejavujú sa litograficky v slienitých, piesčitých a kriede podobných modifikáciách. Kampán je uložený temer súhlasne s podložnými a nadložnými sedimentmi; táto zákonitosť je porušená len v adžarsko-trialetskej oblasti, kde v niekoľkých profiloch kampánske uloženie ležia s lokálnou eróziou na starších sedimentoch, alebo samy prajavujú regresivnosť, ako to vidno vo flyšových zónach vrásovej sústavy južného svahu Hlavného kaukazského hrebeňa (subhercýnska fáza vrásnenia).

Kampánske uloženie, približne 50 — 90 m hrubé, charakterizuje bohatá fosilná fauna inoceramov, hlavonožcov, echinoíd a mikroforaminifer. V adžarsko-trialetských profiloch boli určené tieto pododdiely:

1. Vrstvy s *Inoceramus agdjakendensis*, ktoré svojím rozsahom zodpovedajú celému spodnému kampánu.

2. Vrstvy s *Belemnitella mucronata*, ktoré zaberajú spodnú polovicu vrchného kampánu:

3. Vrstvy s *Belemnitella langlli*, vyčlenené na úrovni vrchnej polovice vrchného kampánu.

V profiloch gruzínskeho bloku majú kampánske uloženiny tiež trojčlenné delenie. Prvý pododdiel (vrstvy s *Micraster schroederi*) zaberá spodnú polovicu spodného kampánu, nadložná zóna *Belemnitella mucronata* zaberá vekový interval od spodnej časti polovice spodného kampánu až po vrchnú časť spodnej polovice vrchného kampánu, zóna *Belemnitella langei* zodpovedá vrchnej polovici vrchného kampánu. Treba zdôrazniť, že dva posledné pododdiely považujeme za charakteristické len pre plošne ohraničenú oblasť (v danom prípade pre gruzínsky blok), preto sa pre ne používa označenie „regionálna zóna“, čím sa zdôrazňuje ich „miestny“ charakter, na rozdiel od zón medzinárodného významu.

V rozsahu flyšových geosynklinálnych facií sa kampánsky stupeň ďalej delí podľa fauny foraminifér. V spodnom kampáne bola vyčlenená vrstva s *Globotruncana arca*; vo vrchnom kampáne — vrstvy s *Bolivina incrassata*.

Na základe mikrofauny môžeme v kampáne vymedziť zónu *Globotruncana elevata elevata* (spodný kampán) a zónu *Globotruncana rugosa* s podzónou *Gl. calcarata* (vrchný kampán).

Maastricht

Uloženiny maastrichtského stupňa (50 — 340 m) sa vyskytujú v podstate aj vo vápencovo-slienitých faciách, ale so značnou prímесou hruboulomkovitého terigénneho materiálu (zlepence, brekcie, gravelity), čo je obzvlášť zreteľné v profiloch vrásovej sústavy južného svahu Hlavného kaukazského hrebeňa, menej v rámci adžersko-trialetskej vrásovej sústavy. V uvedených oblastiach maastrichtské uloženiny ukazujú zjavnú transgresívnosť, hoci na gruzínskom bloku ležia súhlasne na kampánskych útvaroch.

V adžersko-trialetskej sústave a v gruzínskom bloku maastricht zodpovedá rozsahu rozšírenia druhu *Pachydiscus neubergicus* (Hauer). V prvej z menovaných oblastí boli v spodnom maastrichte vymedzené vrstvy s *Globotruncana rossella* a vo vrchnom maastrichte zóna s *Globotruncana contusa* — *Pseudotextularia varians*. Na južnom sklone Hlavného kaukazského hrebeňa tiež možno vyčleniť dve miestné pásma, a to vrstvy s *Pseudotextularia elegans* (v spodnej časti) a vrstvy s *Lepidorbitoides socialis* (vo vrchnej časti).

Dán

V adžersko-trialetskej vrásovej sústave uloženiny dónu spočívajú súhlasne na maastrichte. Vytvorené sú z vápencov a sliēnov (10 — 70 m), ktoré obsahujú: *Eutrephoceras bellerophon* (Lung.), *Echinocorys ovatus* Lesk.,

Ech. edhemi Boehm., *Ech. pyramidatus* Port., *Ech. renngarteni* Moskv., *Ornithaster munieri* Seun.), *Gryphaea kodori* Schw.

Uloženiny študovaného stupňa miestami obsahujú bohatú faunu malých foraminifér (zóny *Globorotalia pseudobulloides* — *Globoconusa daubjergensis*).

V gruzínskom bloku dán spočíva súhlasne na maastrichte a zastupujú ho pravažne vápence (v hrúbke 80 — 90 m). Podľa fauny echinoid sú v týchto vápencoch vyčlenené (Gongadze 1970) tri zóny: spodná zóna (*Cyclaster danicus*) obsahuje: *Cyclaster danicus* (Schlüt.), *Echinocorys edhemi* Boehm, *Ech. obliquus* Ravn.; *Ech. renngarteni* Posl., *Ech. depressus* (Eichw.), *Ech. pyrenaicus* Seun., *Ech. cf. pyramidatus* Port., *Homoeaster abichi* (Anth.), *Ornithaster munieri* (Seun.), *O. beneharnicus* Seun., *O. marsoni* (Seun), *Coraster cf. vilanovae* Cott., *C. sphaericus* Seun., *Protobrissus akkajensis* (Web.), *Hercoglossa danica* (Schloth.). Strednú zónu (*Cyclaster gyndrei*) charakterizuje prítomnosť *Echinocorys pyrenaicus* Seun., *Ech. renngarteni* Posl., *Ech. obliquus* Ravn., *Ech. katscharavai* Tsag., *Homoeaster abichi* (Anth.), *Coraster sphaericus* Seun., *C. cf. vilanovae* Cott., *Ornithaster munieri* (Seun.), *O. marsoni* (Seun.), *O. beneharnicus* (Seun.), *Hercoglossa danica* (Schloth.), *Cyclaster gyndrei* Seun. Vrchná zóna (*Protobrissus tercensis* a *Coraster ansaltensis*) je typická prítomnosťou *Garumnaster michaleti* Lamb., *Echinocorys renngarteni* Posl., *Ech. pyrenaicus* Seun., *Ornithaster munieri* (Seun.), *O. marsoni* (Seun.), *O. beneharnicus* (Seun.), *Eutrephoceras bellerophon* (Lundg.), *Protobrissus tercensis* (Cott.), *Coraster ansaltensis* Posl.

Treba zaznamenať, že v prvých dvoch zónach sa vyskytuje aj *Hercoglossa danica* (Schloth.) a vo vrchnej — *Eutrephoceras bellerophon* (Lung.).

V prechodnom pásme od gruzínskeho bloku po vrásovú sústavu južného svahu Veľkého Kaukazu dán pozostáva z vápencov a slietov a bez zreteľnej diskordancie leží na maastrichtských sedimentoch. Tu sa vyčleňuje miestna zóna *Echinocorys renngarteni*.

Vo vrásovej sústave južného svahu Veľkého Kaukazu dán leží súhlasne na maastrichte. Striedajú sa v ňom vápence, piesčité vápence, karbonátové pieskovce a sliene (hrúbka od 8 — 10 do 100 — 120 m), obsahujúce *Coraster sphaericus* Seun., *C. vilanovae* Cott., *Ornithaster munieri* (Seun.), *Brissopneustes aturicus* Seun., *Anomalina danica* (Brotz.), *Stensioina caucasica* (Subb.), *Globigerina varianta* Subb., *Cibicides clipeatus* Vass., *Globorotalia membranacea* (Ehr.), *Gl. triloculinoides* Plumm. a i.

Mont

Faunisticky charakterizované uložieniny tohto stupňa na území Gruzínska sa vyskytujú v adžarsko-trialetskej vrásovej sústave. Do montu patria

horniny, obsahujúce malé foraminifery zóny *Globorotalia inconstans* — *Gl. uncinata* (Kačarava 1974). Uloženíny uvedenej zóny sú zastúpené slielmi a vápencami. Ležia súhlasne na sedimentoch dānu.

V západnej časti gruzínskeho bloku sa do montu začleňujú vápence s *Arca montensis* Cossm., *Cucullaea volgensis* Barbot de Marni, *C. arcaeformis* Netch., *Ostrea montensis* Cossm., *Lima pireti* Cossm., *Crassatella excelsa* Cossm., *Venericardia pectuncularis* (Lam.), *V. volgensis* (Barbot de Marni), *Piter duponti* (Cossm.), *P. montensis* (Cossm.), *Turritella compta* Desh., *Calyptrea montensis* Cossm. a i.

Tanet

K tanetu patri (M. Kačarava 1974) zóna *Globorotalia angulata*, vyčlenená v údoliach riek Darbazula, Kavtura, Tedzami (Adžarsko-trialetská vrásová sústava). Túto zónu zastupujú hlavne sliene, ktoré ležia súhlasne na podložných uloženinách. Zóna sa ďalej delí na dve podzóny: 1. *Globorotalia pusilla pusilla*, 2. *Globorotalia pseudomenardii* — *Gl. conicotruncata*.

V oblasti gruzínskeho bloku k tanetu patria glaukonitické vápence s *Chlamys prestwichi* (Morris), *Pseudoamussim corneum* Sow., *Spondylus menneri* Makar., *Ostrea* (*Cymbulostrea*) cf. *crimensis* Zubk., *Gryphaea antiqua* Schwetz., *Amphidonta* (*Gryphaeostrea*) *lateralis* (Nils.), *Cyprina morirsi* Sow., *Nemocardium edwardsi* (Desh.), *Pleurotomaria tadjikistanica* Mir., *Echinocorys schwetzovi* Mosk. Vyššie ležia vápence s *Echinocorys dioscuria* Schwetz., *Isaster* cf. *abchasicus* Schwetz., *Protobrissus rionensis* Mosk., *Brissopneuster* Schwetz., *Protobrissus rionensis* Mosk., *Brissopneuster schwetzovi* Posl. et Mosk., *Garumnastez parvus* (Bajar) a i.

Literatúra

- АХВЛЕДИАНИ, Д. Г. 1969: Стратиграфия верхнемеловых отложений южной периферии Дзирульского массива и северного склона Триалетского хребта по фауне фораминифер. Изд-во „Мецниереба“, Тбилиси.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, П. Д., ГАМКРЕЛИДЗЕ, И. П. 1975: Схема тектонического строения Грузии. Путеводитель 2 Советско-Индийского симпозиума, Тбилиси.
- ГОНГАДЗЕ, Г. С. 1969: Морские ежи маастрихтских и датских отложений Харагоульской синклинали. Сообщ. АН ГССР, 55, 3, Тбилиси.
- ГОНГАДЗЕ, Г. С. 1970: Верхнемеловые морские ежи Грузии и их стратиграфическое значение. Изд-во ТГУ, Тбилиси.
- КАЧАРАВА, М. В. 1974: Стратиграфия палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд-во „Мецниереба“, Тбилиси.
- МОСКВИН, М. М., НАЙДИН, Д. П. 1960: Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области и юговосточной части Русской платформы. МГК, 21 сесс. Тбилиси.

R. A. Gambašidze — N. Š. Salukvadze

Стратиграфия меловых и смежных с ними палеогеновых отложений словацкой части Западных Карпат

Прежде чем приступлю к рассмотрению фактического материала необходимо подчеркнуть, что сложность тектонического строения, многообразие фаций и, в значительной мере, недостаточное количество полных профилей сильно затрудняют изучение стратиграфии верхнемеловых и нижнепалеогеновых (палеоценовых) отложений, а также их взаимоотношения в Западных Карпатах.

В отношении межрегиональной корреляции к этим трудностям прибавляются еще некоторые неясные проблемы, относящиеся к объему и взаимоотношению ярусов (ср. табл. 2) и биозон (ср. табл. 3).

В настоящей работе я попытаюсь представить краткий палеогеографический обзор распространения меловых и палеогеновых отложений в Западных Карпатах и, основываясь на новейших исследованиях, произведенных в частности в западной части Словакии, дать сжатое описание микрофауны, которую содержат верхи мела и слои палеоцена. В связи с этим необходимо отметить, что при изучении стратиграфии пришлось основываться на фораминиферах, так как в наших отложениях другие группы организмов встречаются чрезвычайно редко и практически совершенно непригодны для детального стратиграфического подразделения принятое в настоящее время расчленение на биозоны основано на планктонных фораминиферах, так как (вследствие способа жизни) они составляют, группу, имеющую большое значение не только для внутрирегиональной, но и для межрегиональной корреляции (ср. табл. 3).

В пределах Словакии в Западных Карпатах меловые и палеогеновые отложения представлены в разных седиментационных зонах (см. статью А. Биелы — О. Фусан в этом сборнике и статью А. Беган — К. Борза — О. Самуэл); их стратиграфический объем и литолого-фациальный состав различны.

Во внутренней зоне осадкообразования Западных Карпат меловые отложения развиты в трех тектонических единицах:

1. В татрикуме, где они являются частью автохтонных оболочек (верхний палеозой — средний мел) древних кристаллических массивов.

2. В фатрикуме (надвинутом на татрикум), также, как в татрикуме, отложение мела кончается здесь в туроне. В двух упомянутых выше единицах нижний мел развит преимущественно в карбонатной фации, средний — во флишевой или флишоидной. Во время медитеранской орогенической фазы (верхний турон — нижний коньяк) внутренние Западные Карпаты подверглись складкообразованию и стали сушей. В конце коньяка вновь происходит опускание, с запада в некоторые части внутренних Западных Карпат проникает море, и начинается новый седиментационный цикл — верхнемеловой. Отложения этого цикла называются:

3. брезовской или гозауской серией, сложенной главным образом грубозернистыми, мергелистыми и известковистыми флишевыми слоями стратиграфическим объемом верхний коньяк — маастрихт до палеогена включительно. В Западной Словакии брезовская (гозауская) серия наиболее полно представлена только в области Миявского холмогорья. Палеогеновые отложения, связанные с брезовской (гозауской) серией, выделяющих как миявская фация.

И. Салай (1962) считает, что в части, примыкающей к клипповой зоне, осадконакопление происходило без перерыва между мелом и палеогеном.

4. Зона пиенинских утесов (клипповая зона) расположена к северу от внутренней зоны. Основываясь главным образом на литолого-фациальном характере юры, в ней различают две главные серии (тектонические единицы), а именно: южную (пиенинскую, которую в западной части клипповой зоны называют кисуцкой единицей) и северную, чорштынскую; между обеими выделяют еще несколько переходных серий. В чорштынской серии (единице) после стратиграфического перерыва в нижнем мелу весь средний и верхний мел развит почти везде в мергелистой фации. В пиенинской серии (единице) меловые отложения характеризуются непрерывностью стратиграфического разреза, причем средний и верхний мел представлены не только мергелистой но, местами, на разных стратиграфических уровнях и флишевой.

В клипповой зоне сохранилось очень мало палеогеновых отложений. Их больше только на внутренней стороне зоны.

5. Флишевая зона развита к северу от клипповой. На основе фациального характера и тектонических особенностей в ней можно выделить три основные группы покровов: 1. краевая группа (палеоген — карпат; 2. Средняя группа покровов; 3. внутренняя или магурская группа покровов. В пределах Словакии средняя группа покровов представлена только на востоке дукельской единицей второго порядка;

в Восточной и Западной Словакии наблюдается значительная часть внутренней — магурской — со следующими единицами второго порядка; (с юга на север): белокарпатско-оравскомагурско-кохановской (черговской), быстрицкой и рачианской. В дукельской единице верхний мел развит только во флишевой фации, во внутренней — магурской — выходов верхнего мела на земной поверхности очень мало.

В дукельской единице палеогеновые отложения имеют по большей части типичную флишевую фацию; по литолого-фациальным особенностям выделено несколько толщ.

В области внутренних Западных Карпат палеогеновые отложения (центральнокарпатский палеоген) залегают трансгрессивно на смятом в складки субстрате внутренних тектонических единиц Западных Карпат (татрикуме, субтатранских единицах — крижиянском, хочском и стражовском покровах). Во внутренних Западных Карпатах трансгрессия начинается в нижнем эоцене-нижнем лютете (внешние окраинные части), но большую часть области море захватывает лишь в верхнем лютете, некоторые участки (Липтовский остров) только в нижнем приабоне. Цикл осадконакопления центральнокарпатского палеогена начинается грубодетритовыми базальными слоями (суловские конгломераты), переходящими в мощную, преимущественно флишевую, толщу, отложение которой кончается в нижнем олигоцене.

Из приведенного обзора следует, что отношение между меловыми и палеогеновыми отложениями можно изучать в дукельской единице, в клипповой зоне и на Миявском холмогорье между брезовской (гозауской) серией и палеогеновыми слоями миявской фации.

При восстановлении палеогеографии Западных Карпат один из основных вопросов, который остается невыясненным — это складкообразование в клипповой зоне. Первоначально принималось, что клипповая зона является тектонической единицей, возникшей во время медитеранской орогенической фазы. После того, что была доказана непрерывность осадконакопления среднего и верхнего мела, Д. Андрусков (1974) высказал предположение, что клипповая зона относится к ларамийской системе (ларамидам), которую более поздние орогенические фазы лишь отчасти тектонически переформировали. Поэтому при стратиграфических исследованиях в Карпатах особое внимание уделяется в последнее время выяснению отношения между мелом и палеогеном. Из сказанного выше ясно, что одной из зон Западных Карпат, сильнее всего претерпевшей действие тектоники, является клипповая. Слои палеогена смяты здесь вместе с меловыми и образуют сложные структуры, в которых часто находятся различные стратиграфические члены, что чрезвычайно затрудняет выяснение отношений

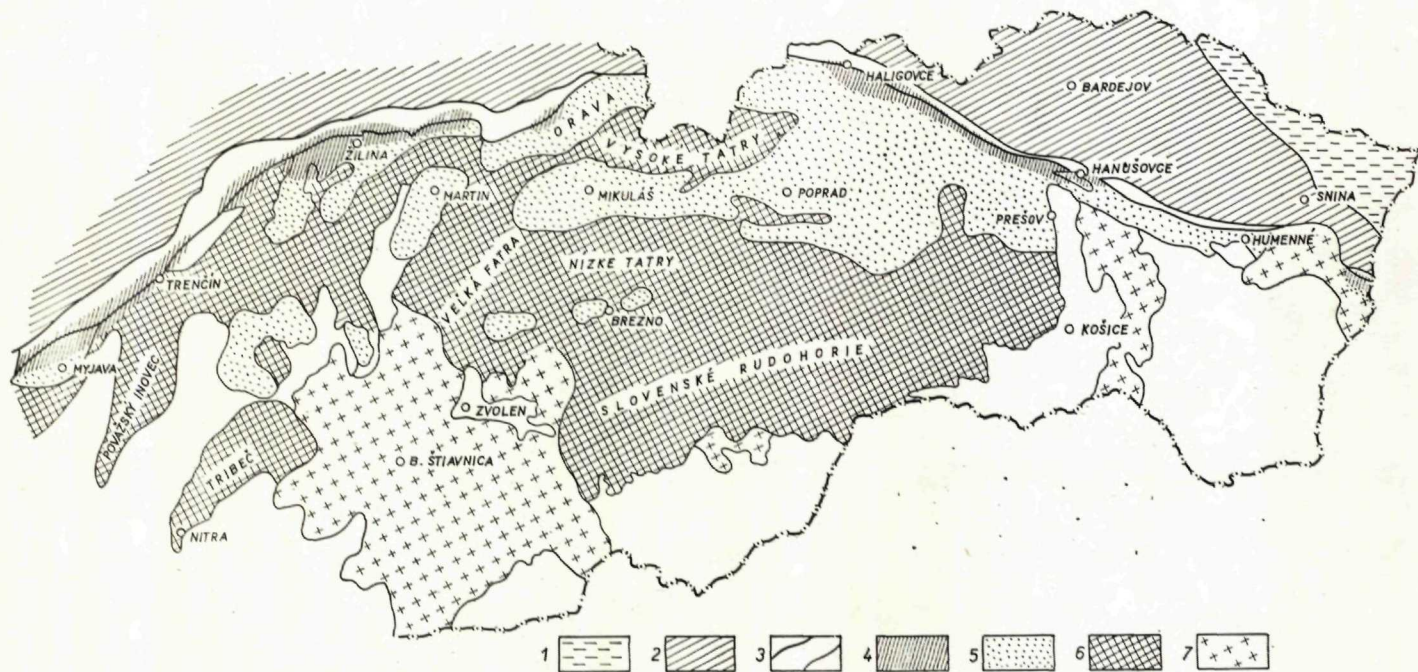


Рис. 1

Схематическая карта Западных Карпат Словакии 1 — дукельская единица; 2 — магурская единица; 3 — клипсовая зона; 4—7—внутренние Западные Карпаты (4-палеоген клипсовой зоны; 5-центральнокарпатский палеоген; 6-палеозой и мезозой внутренних Западных Карпат; 7-неовулканы).

между мелом и палеогеном. Разрезы, где на маастрихт непосредственно налегают слои палеогена, встречаются редко. Одним из таких разрезов находится около г. Жилины (ручей Бродловый, высота Градиско). В этой области развит весь верхний сенон. Маастрихт представлен пестроцветной мергелистой фацией (преимущественно красного цвета), которую в литературе обычно называли мергелями пуховскими, а после ревизии - гбеланскими. В обследованном разрезе наблюдается тектонический контакт альба и маастрихта, имеющего всего несколько метров мощности. В нем обнаружена богатая микрофауна. Самый верхний слой содержит следующую ассоциацию фораминифер верхнего маастрихта: *Abanthomphalus mayaroensis* (Bolli), *Globotruncana rosetta* (Carsey), *G. contusa* (Cushman), *G. falsostuarti* Sigal, *G. stuarti* (Lapparent), *Racemiguembelina varians* (Rzehak), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Heterohelix ultimatimida* (White), *H. tessera* (Ehrenberg), *H. globulosa* (Ehrenberg), *Bolivina incrasata* Reuss, *Aragonia ouazzunensis* Rey, *Bolivinoidea draco* (Marsson), *B. peterssoni* Brotzen, *Stensioeina pommerana* Brotzen.

Несколько метров выше приведенной ассоциации в отложениях подобной фации (красные мергели) появляются палеоценовые фораминиферы. Так же, как в верхнемаастрихтских мергелях, доминирующее положение здесь занимает планктон, из которого определили следующие виды: *Globigerina triloculinoides* Plummer, *G. pseudobulloides* Plummer, *G. varianta* Subbotina, *G. compressa* Plummer, *G. spiralis* Bolli, *G. quadrata* White, *G. cf. taurica* Morozova, *Turborotalia* (A.) *inconstans* (Subbotina), *T. (A.) inconstans praecursoria* (Morozova), *Chiloguembelina morsei* (Kline); наиболее часто встречающимися бентонными фораминиферами являются: *Rhabdammina* ex gr. *discreta* Brady, *Ammodiscus hoernessi* Karrer, *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Bolivinopsis spectabilis*, Grzybowski, *Gyroidina octocamerata* Cushman et Hanna, *Gyroidina? whitei* (Morozova), *Anomalina* (G.) *danica* (Brotzen), *Anomalina* (G.) *velascoensis* Cushman, *Stensioeina? caucasica* (Subbotina) и др. Основываясь на вертикальном распространении отдельных видов, приходится констатировать, что ассоциации, встреченные непосредственно над верхним маастрихтом не представляют типичную фауну датского яруса. Они соответствуют зоне планктона, которую в карпатской литературе называют зоной *Turborotalia* (A.) *inconstans praecursoria* (ср. О. Самуэл и Й. Салай, 1968). У этой зоны больше всего общих признаков с средиземноморской зоной *Globorotalia uncinata* (sensu Н. М. Bolli 1957 a, b, 1966) и с зоной, выделенной В. Г. Морозовой на Украине, которая содержит *G. daubjergensis* — *A. indolensis*.

FIDE W. A. BERGGREN 1971				WEST CARPATHIANS (SLOVAKIA)						
← EPOCH	STAGE	BERGGREN 1971	BOLLI 1957, 1966	SAMUEL & SALAJ 1968	DUKLA UNIT	MAGURA UNIT	MYJAVA UPLAND	KLIPPEN BELT		
PALEOCEENE	LOWER EOCENE	YPRESIAN	<i>A. bulbrooki</i>	<i>G. palmerae</i>	<i>G. aragonensis</i>	↑	↑	↑	↑	
			<i>G. aragonensis</i>	<i>G. aragonensis</i>						CUISIAN
			<i>G. subbotinae, G. formosa formosa</i>	<i>G. formosa formosa</i>						
	<i>G. subbotinae</i>	<i>G. rex</i>	ILERDIAN							
	<i>G. subbotinae</i>			<i>G. subbotinae</i>						
	<i>G. velasconensis</i>	<i>G. velasconensis</i>								
	<i>G. pseudomenardii</i>	<i>G. pseudomenardii</i>	<i>G. aequa</i>							
	<i>G. pusilla pusilla</i>	<i>G. pusilla pusilla</i>								
	<i>G. angulata</i>	<i>G. angulata</i>		<i>G. pusilla pusilla</i>						
	<i>G. uncinata</i>	<i>G. uncinata</i>	<i>T. (A.) inconstans praecursoria</i>							
	<i>G. spicatis</i>									
	<i>G. compressa</i>	<i>G. trinidadensis</i>		<i>G. compressa</i>						
	<i>G. pseudobulloidoides</i>	<i>G. pseudobulloidoides</i>								
	<i>G. eugubina</i>									
	UPPER SENONIAN	CAMPA-NIAN	MAASTRICHTIAN		<i>Racemiquembelina varcaris</i>	MAASTRICHTIAN	?			
				<i>Gtr. falsostuarti</i>						
				<i>Gtr. rugosa</i>						
				<i>Gtr. arca</i>						

Рис. 2

Хроностратиграфическая таблица верхнего сенона, палеоцена, нижнего и среднего эоцена. Данные, относящиеся к палеоцену, нижнему и среднему эоцену за пределами Западных Карпат, заимствованы у W. A. Berggren, 1971; табл. 52. 8. и 52. 30.

Большинство авторов относит эту зону стратиграфически к верхам датского яруса (s. e.), но так как граница между этим ярусом и монским точно не определена (на стратотипах того и другого), W. A. Berggren (1971) помещает ее в монский ярус (s. s.)

Выше литофациальный характер отложений несколько меняется. Наряду с красными мергелями начинают появляться зеленые, которые перемежаются с тонкими прослоями песчаников. По направлению к кровле роль песчаников быстро возрастает, и слои приобретают характер флиша средней ритмичности. В их нижней части была найдена и описана ассоциация фораминифер соответствующая следующей зоне планктонных фораминифер с *Globorotalia pusilla pusilla* (O. Самуэл и И. Салай, 1963, 1968; O. Самуэл — К. Борза — Э. Келер, 1972). В ассоциации этой зоны представлены: *Globigerina trilocolinoides* Plummer, *G. pseudobulloidoides* Plummer, *G. compressa* Plummer,

G. spiralis Bolli, *G. varianta* Subbotina, *Globorotalia pusilla pusilla* Bolli, *Gr. pusilla* (White), *Gr. angulata praepentacamerata* Šuckaja, *Gr. ehrenbergi* Bolli, *Gyroidina subangulata* Plummer), *G. octocamerata* Cushman et Hanna, *G. ? whitei* (Morozova), *Stensioeina? caucasica* (Subbotina), *Anomalina (G.) praeacuta* Vassilenko, *A. (G.) velascoensis* Cushman, *Bulimina cf. arcadelphiana midwayensis* Cushman et Parker и др. Приблизительно в 10 метрах над слоями с приведенной микрофауной состав ассоциации изменяется. Появляются новые виды, для которых мы выделили в Карпатах особую зону с *Globorotalia aequa*, где представлены главным образом: *Globorotalia pseudomenardii* Bolli, *Gr. chapmani* Parr, *Gr. aequa* Cushman et Renz, *Globigerina velascoensis* Cushman, *Turborotalia (A.) primitiva* (Finlay). Проводя параллелизацию со стандартным распределением на зоны, принятым для средиземноморской области, мы констатируем, что у нашей зоны больше всего общих признаков с зоной с *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis.*, установленной Н. М. Bolli. Что касается международной стратиграфической корреляции, то нужно отметить, что многие авторы (Н. М. Bolli 1966; Н. М. Bolli et M. V. Cita 1960 и др.) приурочивают зону с *Globorotalia pusilla* и зону с *Globorotalia pseudomenardii* к монтскому и танетскому ярусам, а зону с *Globorotalia velascoensis* к нижнему илерду. (L. Hottinger — P. Lehman — H. Schaub 1964; H. P. Luterbacher et I. Premoli — Silva 1966).

В своей последней работе О. Самуэл — К. Борза — Э. Кёлер не разграничивают точно ярусы, о которых говорилось выше (монтский, танетский), так как в пределах Словакии в Западных Карпатах нет определенных признаков, по которым можно было бы провести корреляцию со стратотипами данных ярусов.

В рассматриваемом стратиграфическом разрезе над слоями с ассоциацией, указывающей на карпатскую зону с *Globorotalia aequa*, находятся отложения с фораминиферами характерными для зоны с *Globorotalia subbotinae*; выше представлена микрофауна, состоящая из мелких и крупных фораминифер ниже и среднеэоценового возраста.

Другой разрез несколько иного литофациального облика находится близ деревни Глобока на р. Ваг. Отложения верхнего кампана — маастрихта представлены флишевой фацией с преобладанием песчаников. Подробное описание разреза дали О. Самуэл — Й. Салай — Э. Кёлер — К. Борза; позднее, в 1972 году, ревизию его стратиграфии произвели О. Самуэл — К. Борза — Э. Кёлер. Внизу разрез начинается верхними слоями кампана — *Globotruncana rugosa* (Marie). Над ними залегает маастрихт, который на основании чрезвычайно

E O C E N E (LYELL 1833)		ORIGINAL DESIGNATION OF STAGE UNITS				SUBSEQUENT INTERPRET.		NORTH EUROPE	MEDITERRANEAN REGION	WEST CARPATHIANS
		DENMARK	HOLLAND-BELGIUM	ENGLAND	PARIS BASIN	Leriche 1905 et seq. Farchod, 1936	Gosselet, 1874 Dollfus 1905, Feugueur 1951, 55, 62, 63			
PALEOCENE - EOCENE BOUNDARY (Schimper, 1874)	SELANDIAN (Rosenkrantz, 1924)	BRUXELIAN (Dumont, 1839)	LUTETIAN (de Lapparent 1883)	LUTETIAN	LUTETIAN	LUTETIAN	LUTETIAN	LUTETIAN	LUTETIAN	
		LANDENIAN (Dumont, 1839)								YPRESIAN (Dumont, 1849)
PALEOCENE - EOCENE BOUNDARY	DANIAN s. s. (Desor, 1847)	HEERSIAN (Dumont, 1851)	THANETIAN (Renevier, 1873)	LONDONIAN (Mayer-Eymar, 1858)	LONDONIAN	LONDONIAN	LONDONIAN	LONDONIAN	LONDONIAN	
		MONTIAN s. s. (Dewalque 1868)								SPARNACIAN (Dollfus, 1880)
PALEOCENE - EOCENE BOUNDARY	DANIAN s. s. (Desor, 1847)	MONTIAN s. l. (Rutot and Van den Broeck, 1885)	THANETIAN (Renevier, 1873)	LONDONIAN (Mayer-Eymar, 1858)	LONDONIAN	LONDONIAN	LONDONIAN	LONDONIAN	LONDONIAN	
		DANIAN (Lower Montian)								SPARNACIAN (Dollfus, 1880)
PALEOCENE - EOCENE BOUNDARY	DANIAN s. s. (Desor, 1847)	MONTIAN s. l. (Rutot and Van den Broeck, 1885)	THANETIAN (Renevier, 1873)	LONDONIAN (Mayer-Eymar, 1858)	LONDONIAN	LONDONIAN	LONDONIAN	LONDONIAN	LONDONIAN	
		DANIAN (Lower Montian)								SPARNACIAN (Dollfus, 1880)
MAASTRICHTIAN (Dumont, 1850)										
CAMPANIAN (Coquand, 1857)										

Рис. 3

Микробиостратиграфическое подразделение на зоны верхнего сенона, палеоцена и нижнего эоцена, их корреляция с международной стратиграфической шкалой.

богатой микрофауны можно подразделить на нижний и верхний. В нижнем значительную роль играют *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *G. elevata stuartiformis* Dalbiez, *Pseudotextularia elegans* (Rzehak); из крупных фораминифер констатированы *Orbitoides media* (d'Archiac), *O. gensacicus* (Leymerie), *Lepidorbitoides socialis* (Le. ymeria), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck и *Miscellanea cf. miscella* (d'Archiac et Haime).

Для верхнего маастрихта (= зоне с *Racemiguembelina varians sensu*

И. Салай и О. Самуэл 1966) характерна ассоциация: *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Ammodiscus hoernessi* (Karrer), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Trochaminoides* cf. *ammonoides* (Grzybowski), *Trochaminoides irregularis* White, *Textularia agglutinans* Orbigny, *Gaudryina rugosa* Orbigny, *Marssonella oxyeona* (Reuss), *Marssonella crassa* (Marsson), *Dentalina marcki* Reuss, *Dentalina monile* Hagenow, *Dentalina proteus* Reuss, *Neoflabelina* sp., *Ramulina globolosa* Cushman, *Oolina orbignyana* (Seguenza), *Reussella szajnochae szajnochae* Grzybowski, *Reussella szajnochae californica* Cushman et Goudkoff, *Bolivina incrassata gigantea* Hiltermann et Koch, *Bolivina incrassata incrassata* Reuss, *Bolivinoidea draco draco* (Marsson), *Allomorphina allomorphinoides* (Reuss), *Pullenia coryelli* White, *Pullenia kasakhstanica* Dain, *Gyroidina umbilicata* (Orbigny), *Eponides beisseli* Schijfsma, *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Osangularia lens* Brotzen, *Anomalina midwayensis* (Plummer), *Anomalina* (G.) *monterelensis* Maria, *Anomalina* (G.) *velascoensis* (Cushman), *Anomalina* (*Gavelinella*) sp., ? *Planomalina* (*Globigerinelloides*) *aspera* (Ehrenberg), ? *Planomalina* (*Globigerinelloides*) sp., *Rugoglobigerina rugosa rugosa* (Plummer), *Globotruncana contusa contusa* (Cushman), *G. contusa galeoidis* Herm, *G. elevata stuartiformis* Dalbiez, *G. falsostuarti* Sigal, *G. rosetta insignis* Gandolfi, *G. stuarti* (L apparent), *Abanthomphalus mayaroensis* (Bolli), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Heterohelix ultimatiumida* (White), *Heterohelix tessera* (Ehrenberg), *Gublerina glaessneri* Bronnimann et Brown, *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Pseudotextularia nuttalli* (Voorwijk), *Racemiguembellina textulariformis* (White), *Racemiguembellina varians* (Rzehak), *Planoglobulina acervulinoides* (Egger). Из крупных фораминифер здесь констатированы: *Orbitoides apiculata* Schlumberger, *O. gensacicus* (Leymerie), *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck и *Miscellanea* cf. *miscella* (d'Archiac et Haime).

В кровле, в том же тектоническом положении (простираение и падение слоев), залегают палеогеновые слои (оперкулиновые). Первоначально авторы (О. Самуэл — И. Салай — Э. Кёлер — К. Борза l. c.) предполагали непрерывность осадконакопления мел — палеоген. Позднее пересмотр (О. Самуэл — К. Борза — Э. Кёлер) показал, что нижний палеоген здесь не представлен. В низах разреза оперкулиновые слои сложены тонкозернистыми органогенными песчаниками. Из крупных фораминифер, здесь находится *Discocyclus tenuis* Douvillé, реже встречаются оперкулины и мелкие фораминиферы. Верхние оперкулиновые слои состоят из органогенных известняков

и известковистых песчаников. Между известняками и песчаниками наблюдаются различные переходы. Песчаники — каков бы ни был их характер — переполнены оперкулинами. В некоторых случаях органические остатки составляют до 75 %.

Наиболее распространенными видами являются *Operculina semiinvoluta* Nemkov et Barkhatova и *Operculina* sp.; *Discocyclus tenuis* Douvillé встречается очень редко. По своему стратиграфическому положению оперкулиновые слои соответствуют верхнему палеоцену (илерду).

По направлению к кровле петрографический характер не изменяется, но состав фауны претерпевает определенные изменения. Понемногу исчезают оперкулины, появляются самые примитивные ассилины; на восточной окраине деревни Глубока на Ваге ясно выражен ассилиновый горизонт с *Assilina pustulosa* Doncieux.

Произведенные до настоящего времени микропалеонтологические и геологические исследования приводят к заключению, что в клипповой седиментационной зоне (в частности на западе) палеонтологически не было доказано наличие нижней части датского яруса (или датского яруса s. s.). Поэтому приходится предположить, что следствием ларамийской фазы было поднятие и перерыв в осадконакоплении (пока еще нельзя вполне точно установить являлся ли перерыв только локальным). В других местах, например на восточнословацком участке клипповой зоны и в области Миявского холмогорья (между брезовским = гогауским мелом и миявским развитием палеогена), по мнению некоторых авторов отложение меловых и палеогеновых слоев происходило без перерыва. Непрерывность седиментации мел — палеоген в дукельской единице не вызывает сомнений ни у чехословацких, ни у польских геологов. Их граница отмечена только литофациальным изменением осадков. В большей части дукельской единицы начинают отлагаться слои одних песчаников (песчаники Велького Буковца).

Литература

- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, II. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—375.
- ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát, III. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—304.
- ANDRUSOV, D. 1974: The Pieniny Klippen Belt. In Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava, 145—158.
- ANDRUSOV, D. — SCHEIBNER, E. — SCHEIBNEROVÁ, V. — ZELIMAN, J. 1959: Über Transgressionen und Regressionen in der Kreide der inneren

- Klippenzone der Karpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 10, 2, Bratislava, 317–323.
- ANDRUSOV, D. — SAMUEL, O. 1973: Guide to Excursion E. Cretaceous-Paleogene of the West Carpathians Mts. Xth Congress of the CBGA, Bratislava, 1–78.
- BEGAN, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Západné Karpaty 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55–103.
- BEGAN, A. — BORZA, K. — SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1965: On the Age of Upohlava Conglomerates. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123–138.
- BEGAN, A. — BORZA, K. — SAMUEL, O. 1978: Litofacialnaja i stratigrafičeskaja charakteristika nižnego i srednego mjela Čecholovackich Zapadnych Karpat. Geol. Práce, Správy 69. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BERGGREN, W. A. 1971: Tertiary boundaries and correlations. Woods Hole Oceanographic Institution, Contribution 2016, 693–809.
- BIELY, A. — FUSÁN, O. 1978: Očerk razvitija Západnych Karpát v mezozoje i tercičnoje vremja. Geol. Práce, Správy 69. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BOLLI, N. M. 1957a: The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B. W. I. U. S. Nat. Mus. Bull. 215, Washington, 61–81.
- BOLLI, H. M. 1957b: Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, B. W. I. U. S. Mus. Nat. Bull. 215, Washington, 155–172.
- BOLLI, H. M. — CITA, M. B. 1960: Globigerine Globorotalie del Paleocene di Padermo d'Adda (Italia). Riv. Ital. Paleont. 66, 3, Milano, 361–402.
- BOLLI, H. M. — CITA, M. B. 1961: Nuovi dati sull'eta paleocenica dello Spilecciano di Spilecco. Riv. Ital. Paleont., 67, 4, Milano, 369–392.
- BUDAY, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II, 2, Praha, 1—651.
- HOTTINGER, L. — LEHMANN, R. — SCHAUB, H. 1964: Données actuelles sur la biostratigraphique du Nummulitique méditerrané. Mém. B. R. G. M., 28. Paris, 611–651.
- KÖHLER, E. 1960: Les Orbitoides crétaçés de la zone des Klippes de la valée du Váh. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 11, 1, Bratislava, 67–82.
- KÖHLER, E. 1961: Die Grossforaminiferen in der Riffkalken des Gebirges Brezovské pohorie. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 12, 1, Bratislava, 17–28.
- KÖHLER, E. 1966: Les Alvéolines du Paléocène de la zone des klippes de la valée du Váh. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 17, 2, Bratislava, 265–270.
- LEŠKO, B. — SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—245.
- LUTERBACHER, H. P. — PREMOLI SILVA, J. 1966: The Cretaceous-Tertiary boundary in the southern Alps (Italy). Riv. Ital. Paleont. 72, 4, Milano, 1183–1266.
- MAHEE, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II, 1, Západní Karpaty. Praha. 486.
- MOROZOVA, V. G. 1959: Stratigrafija datsko-montskich otloženij kríma po foraminiferam. Dokl. Akad. nauk SSSR, 124, 5, Moskva, 1113–1116.
- MOROZOVA, V. G. 1960: Stratigraphical zonation of Danian-Montian deposits in the USSR and the Cretaceous-Paleogene boundary. Intr. Geol. Congr. 21, Ses. Rep. Sov. geol. 5, Moskva, 83–100.

- SALAJ, J. — SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpatenkreide. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—291.
- SAMUEL, O. 1972: Phylogenesis of Paleogene planktonic foraminifera. Zborn. geol. Vied Západné Karpaty 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 223—240.
- SAMUEL, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 59. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 285—299.
- SAMUEL, O. 1973: Paleogeografický náčrt a prejavy orogenetických fáz v paleogéne Západných Karpát Slovenska a v príľahlej časti maďarského stredohoria. Geol. Práce, Správy 60. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—83.
- SAMUEL, O. — BORZA, K. — KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—246.
- SAMUEL, O. — SALAJ, J. 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská hornatina, vicinity of Považská Bystrica, Žilina and Eastern Slovakia. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 14, 1, Bratislava, 149—163.
- SAMUEL, O. — SALAJ, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—232.
- SAMUEL, O. — SALAJ, J. — KÖHLER, E. — BORZA, K. 1967: Relation of the Cretaceous to the Paleogene in the Klippen Belt of the Váh riverdide (West Carpathians). Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied. 18, 1, Bratislava, 125—132.
- SUBBOTINA, N. N. 1953: Globigerinidy, Hantkenidy i Globorotaliidy, Iskopaemye foram. SSR, Tr. VNIGRI, n. s. 76, Leningrad — Moskva, 296.
- SUBOTINA, N. N. 1960: Pelagičeskíe foraminifery paleogenovích otloženíj juga SSR. In: Paleogenovije otlož. evrop. časti SSSR, Moskva, 24—26.
- SHUTSKAYA, E. K. 1956: Stratigrafija nižních gorizontov paleogena Centralnogo Predkavkazja po foraminiferam. Tr. Inst. geol. nauk. AN SSSR, 164, 3119, Moskva.
- SHUTSKAYA, K. E. 1958: Izmenčivost nekotórich nižnepaleogenovích planktonnich foraminifer Severnogo Kavkaza. Vopr. mikropal., 2, Moskva, 84—90.
- SHUTSKAYA, K. E. 1960: Foraminifery verchnego paleogena jugozapadnogo Krima (Bachvisarajskij rajon). Paleont. Sborn. 3, 16, Leningrad, 235—259.

O. Samuel

Stratigraphy of Cretaceous/Paleogene boundary beds of Georgia and West Carpathians

Summary of the Russian and Slovak texts

The Cretaceous/Paleogene boundary beds developed almost in all geotectonic units distinguished in the Georgian territory. Facies variability of Upper Cretaceous and particularly of Lower Cretaceous deposits obstructs the comparison of profiles of adjacent geotectonic units, and occasionally also of structural-facial zones included in their contents. Macro and microfaunal data serving a basis for subdivision of these sediments should be better. At present, the state of investigations, the state of investigations leads to the following conclusions.

Campanian. The Campanian stage is represented by carbonate deposits bedded conformably with the subjacent and overjacent sediments, and only in the Adžaro-Trialetia it rests occasionally with local scour on older formations or it displays regression as also seen in the flysch zones of the southern slope of the Main Caucasian ridge (the subhercynian phase). In Adžaro-Trialetia this stage comprises beds with *Inoceramus agdjakendensis* (Cp₁), beds with *Belemnitella mucronata* (Cp^a₂) and beds with *Belemnitella langei* (Cp^b₂). In the Georgian block are beds with *Micraster schroederi* (Cp^a₁), regional zone *Belemnitella langei* (Cp^b₂). On the southern slope of the Main Caucasian ridge in the Campanian are beds with *Globotruncana arca* (Cp₁) and beds with *Bolivina incrassata* (Cp₂).

Maastrichtian. This stage is for the most part represented by carbonate facies, occasionally with considerable admixture of coarse-clastic material which is most evident in the southern slope of the Great Caucasus and in Adžaro-Trialetia. There the Maastrichtian sediments are transgressive, and in the Georgian block they rest conformably on the Campanian. In the Adžaro-Trialetia and in the Georgian block the Maastrichtian corresponds to the stratigraphical range of *Pachydiscus neubergicus* (Hauer). In Adžaro-Trialetia, at the base of the stage are beds with *Globotruncana rosetta* and at the top — the Zone *Globotruncana contusa*, *Pseudotextularia varians*. On the southern slope of the Main Caucasian ridge this stage comprises two local subdivisions: beds with *Pseudotextularia elegans* (in the lower part) and beds with *Lepidoorbitoides socialis* (in the upper part).

Danian. In the Adžar-Trialetian fold system, limestones and marls of the Danian rest conformably on the Maastrichtian. In some segments they contain *Echinococcus ovatus*, *Ech. edhemi* Boehm., *Ech. pyramidatus* Port., *Ech. renngarteni* Moskv., *Ornithaster muniteri* (Seun.), *Gryphaea kodori* Schw. In places they contain (M. Kačarava 1974) fauna of small foraminifers of the Zone *Globorotalia pseudobulboidea*. In the central part of the Georgian block the Danian rested conformably on the Maastrichtian and it was represented predominantly by limestones. On the ground of echinoderms three horizons (upwards) were distinguished (Gongadze 1970): *Cyclaster danicus*, *Cyclaster gindrei* and *Protobrissus tercensis* — *Coraste*

ansaltensis. Some authors admit that the upper boundary of the Danian may possibly run below the beds with *Protobrisus tericensis*.

In the western part of the Georgian block the Danian represented by limestones contains *Gryphaea similis* Push., *Gr. pitscheri* Mort., *Gr. kodori* Schw., *Pycnodonta vesicularis* Lam., *Ostrea hippopodium* Nils., *Echinocorys sulcatus* Gold., *Hercoglossa danica*.

Montian. Montian deposits characterized by fauna are known in Georgia in the Adžaro-Trialetian fold system and in the Georgian block. In Adžaro-Trialetia to the Montian the rocks with small foraminifers of the Zone *Globorotalia inconstans* (M. Kačarava 1974) are referred. Deposits of this zone are marls and limestones resting conformably on the Danian sediments. In the western part of the Georgian block it is necessary to refer to the Montian also the limestones with *Arca montensis* Cossm., *Cucullaea volgensis* Barbot de Marni, *C. arcaiformis* Netch., *Ostrea montensis* Cossm., *Lima pireti* Cossm., *Crassatella excelsa* Cossm., *Venericardia pectuncularis* (Lam.), *V. volgensis* (Barbot de Marni), *Pitar duponti* (Cossm.), *P. montensis* (Cossm.) a. o.

Thanetian. The Zone *Globorotalia angulata* (M. Kačarava 1974), determined in the basins of the rivers Darbazula, Kavtura, Tedzami (Adžaro-Trialetia) is referred to the Thanetian. The zone is for the most part represented by sandy marls resting conformably on subjacent deposits. It is subdivided into two subzones: *Globorotalia pusilla pusilla* (at the bottom) and *Globorotalia pseudomenardii* — *Gl. conicotruncata*.

In the area of the Georgian block — to the Thanetian stage should most likely be referred the glauconite limestones with *Chlamys prestwichi* (Morris), *Pseudomusium corneum* Sow., *Spondylus menneri* Makar., *Ostrea* (*Cymbulostrea*) cf. *crimensis* Zubk., *Gryphaea antiqua* Schwetz., *Amphidonta* (*Gryphaeostrea*) *lateralis* (Nils.), *Cyprina morrissi* Sow., *Nemocardium edwardsi* (Desh.), *Pleurotomaria tadjikistanica* Mir. Higher up there are limestones with *Echinocorys dioscuriae* Schwetz., *Isaster* cf. *abcharicus* Sch., *Protobrissus rionensis* Mosk., *Brissopneuster schwetzeri* Posl. et Mosk., *Garumnites parvus* (Bajar.).

In the Slovak West Carpathians Cretaceous sediments developed in various depositional zones with different stratigraphical range and lithological-facial content.

In the internal depositional zone of the West Carpathians the Cretaceous sediments developed in three different tectonic units:

1. In the Tatricum where they are a component of autochthonous mantle series (Upper Paleozoic-Turonian) of ancient crystalline massifs.

2. In the Subtatran nappes (mainly in the Križna and the Choč nappes) thrust over the Tatricum. The deposition of the Cretaceous in the Subtatran nappes terminated in the Cenomanian (the Križna nappe) and/or in the Neocomian (the Strážov nappe).

During the Mediterranean orogenic phase (Upper Turonian — Lower Coniacian) the Inner Carpathians were folded and became dry land. By the end of the Coniacian the Inner Carpathians subsided again. The subsidence was followed by a new transgression into some parts of the Inner West Carpathians. The transgression is the beginning of a new Upper Cretaceous sedimentation cycle. Sediments of the cycle are denoted (3) as the Brezová (Gosau) group. The group consists mostly of coarse-detrital flysch marly and calcareous beds whose stratigraphical range is Upper Coniacian — Maastrichtian to Paleogene.

3. The zone of the Pieniny klippe is at the north of the internal zone. According

to the lithological-facial history of the zone during the Cretaceous two basic facies are distinguished viz.: the Pieniny and the Czorsztyn units. A stratigraphical hiatus in the Lower Cretaceous of the Czorsztyn unit is followed by the entire Middle and Upper Cretaceous developed predominantly in the marly facies. In the Pieniny unit the entire Cretaceous bed sequence developed. In the Middle and Upper Cretaceous — besides the marly facies — are also flysch sequences in different stratigraphical horizons.

In the Klippen zone the Paleogene sediments are only rudimentarily preserved. They are more extensive along the internal side of the zone.

4. The Flysch zone developed at the north of the Klippen Belt. On the grounds of facial history and tectonical particularities two principal units may be distinguished: the outer (Krosno) and the inner (Magura) units.

In the Slovak West Carpathians only the partial Dukla unit developed from the outer Krosno unit in Eastern Slovakia, and a considerable part of the Inner Magura unit. In the Dukla unit the Upper Cretaceous and the Paleogene developed only in the flysch facies while in the internal (Magura) unit the Upper Cretaceous crops out only partially. It mostly consists of Paleogene sediments.

In the area of the Inner West Carpathians Paleogene sediments rest transgressively on the folded substratum of the internal tectonic units of the West Carpathians Tatricum, the Subtatran units — the Krížna, Choč, and the Strážov nappes. Transgression into the Inner West Carpathians commences with the Lower Eocene to the Lower Lutetian. Most part of the Inner West Carpathians was, however, inundated by the sea as late as the Upper Lutetian; in some parts — like the Liptov „peninsula” — even in the Lower Priabonian.

It follows then that the relationships between the Cretaceous and Paleogene sediments may be studied in the Dukla unit, in the Klippen Belt and in the Myjavská pahorkatina upland between the Brezová (Gosau) group and the Myjava Paleogene. The Klippen Belt is one of the tectonically most destructed zones in the West Carpathians. Here the Paleogene sediments together with the Cretaceous are folded into intricate structures obstructing the study of mutual relations between the Cretaceous and the Paleogene. Infrequent are profiles with Paleocene sediments developed immediately above the Maastrichtian. Near Žilina, however, there is such a profile. In the area discussed the entire Upper Senonian developed. The Maastrichtian is in a variegated marly facies and contains plentiful microfauna.

Several meters above the Maastrichtian association, in a practically unaltered facies (red marls) are foraminiferal associations corresponding to the planktonic zone *Turborotalia (A.) inconstans praecursoria* in the Carpathians. This zone displays most characters in common with the Mediterranean zone *Globorotalia uncinata* and/or with W. G. Morozovova's zone distinguished in Ukraine — *G. daubjergensis* —, *A. indolensis*. As regards stratigraphy, most authors correlate the zone with the Upper Danian (s. l.), whilst W. A. Berggren (1971) refers the zone to the Montian (s. s.) because of unclear Danian-Montian boundary (on stratotypes of the two stages).

Upward the profile described the lithofacial character of sediments changes only slightly. Besides red marls also green marls appear alternating with thin sandstone layers. In this part of the beds an association of foraminifers was described which corresponds to the successive zone of planktonic foraminifers — *Globorotalia pusilla pusilla*. About 10 m above the zone new species appear. In the Carpathians they are referred to a separate zone *Globorotalia aequa*.

Parallelization of the zone with the standard zonation of the Mediterranean zone shows that the zone discussed has most characters in common with H. M. Bolli's zone *Globorotalia pseudomenardii* and *Globorotalia velascoensis*. Basing upon international stratigraphical correlation more authors correlate the zones *Globorotalia pusilla* and *Globorotalia pseudomenardii* with the Montian and Thanetian in contrast to the zone *Globorotalia velascoensis* correlated with the Lower Illerian.

Above the association indicative of the Carpathian zone *Globorotalia aequa* in an unaltered succession are foraminifers characteristic of *Globorotalia subbotinae* and higher up there is Lower Eocene and Middle Eocene microfauna of larger and small foraminifers.

The Upper Campanian to Maastrichtian developed in a flysch facies with sandstones predominant. The profile commences with the uppermost Campanian and continues into the Maastrichtian which is divisible into the Lower and Upper Maastrichtian on the basis of plentiful microfauna.

In the overlier of the Upper Maastrichtian (= the Carpathian zone of *Racemiguembelina varians*) in an unchanged tectonic position are Paleocene beds (the Operculina beds). Formerly a continuity of sedimentation between the Cretaceous and the Paleogene was presumed. Re-examinations did, however, show the absence of the Lower Paleocene. In the lower part of the profile, the Operculina beds are composed of finegrained organogenic sandstones. Larger foraminifers are represented by the species *Discocyclina tenuis* Douvillé, less frequent are operculines and small foraminifers. Higher up in the Operculina beds are the species *Operculina semiinvoluta* Nemkov et Barthalova and *Operculina* sp., whilst *Discocyclina tenuis* Douvillé is very infrequent. As for stratigraphy, the Operculina beds correspond to the Upper Paleocene (Illerian).

Although petrographical character of sandstones does not change toward the overlier, their faunistic composition changes considerably. Operculines gradually disappear and the most primitive assilines (*Assilina pustulosa* Doncieux) appear.

So far microbiostratigraphical and geological researches have not unambiguously proved the Lower Danian (the Danian s. s.) in the Klippen Belt. Consequently, the Laramide phase should be supposed to have caused the uplift and local break in sedimentation.

R. A. Gambašidze — N. Š. Salukvadze — O. Samuel

СТРАТИГРАФИЯ НЕОГЕНА КАВКАЗА И ЗАПАДНЫХ КАРПАТ STRATIGRAFIA NEOGÉNU KAUKAZU A ZÁPADNÝCH KARPÁT

Г. Д. Ананиашвили — Э. Брестенска — Я. Гашпарик

Введение

В пределах Грузии морские миоценовые отложения широко развиты в межгорной депрессии, расположенной между горноскладчатыми сооружениями Большого и Малого Кавказа. Они несогласно покрывают либо жесткий палеозойский гранитно-метаморфитовый фундамент Грузинской глыбы, либо слабоскладчатый альпийский осадочный чехол последнего.

Наиболее древним членом миоценового разреза следует считать „уплищихский горизонт“ (570 м), согласно располагающийся между сакараульским региоярусом и корбулевыми песчаниками олигоцена и представленный майкопскими глинами (с редкими прослоями песчаников и гравелитов). В осадках этого горизонта найдено около 40 представителей стеногалинной моллюсковой фауны (микрофауна не обнаружена), из которых 4 вида — *Discors aquitanicus* Mayer, *Modiola hoernesii* Reuss, *Pholas (Barnea) koeneni* Benoist, *Vermetus (Bivonia) sacyi* C. et P. отмечаются в аквитанском ярусе стратотипического разреза; остальные формы имеют олигоцен — нижнемиоценовый облик.

Регрессивные сакараульские отложения (стратиграфический эквивалент бурдигала и эггенбургия) представлены двумя фациальными типами — мелководным и глубоководным. Первый из них развит в периферийных частях седиментационных депрессий и представлен крупнозернистыми песчаниками с богатой (свыше 100 форм) моллюсковой фауной средиземноморского типа. Глубоководная фация складывается в основном типичными майкопскими глинами, лишенными органических остатков. Сакараульские отложения (100—500 м) по микрофауне подразделяются на две части: нижнюю — с *Uvigerinella californica* и верхнюю — с *Neobulimina abchasiensis*.

С наступлением коцахурского времени прекращается связь с океаном и устанавливаются солоноватоводные морские условия, в которых развивается эндемичная, скудная как в родовом, так и видовом отношении (4—5 представителя) моллюсковая фауна (при полном отсутствии микрофораминифер). Коцахурский региоярус также выражен в двух фациях — мелководной (крупнозернистые песчаники, микроконгломераты) и глубоководной (типичные майкопские глины). Мощность этих отложений варьирует от 80 до 250 м. Коцахур коррелируется с оттангьем или гельветом западного Паратетиса и, возможно, нижней частью карпатия.

В тарханское время восстанавливается связь с мировым океаном и на территорию Крыма и Кавказа проникают средиземноморские полигалинные формы (около 100 видов). Тарханский региоярус повсеместно согласно залегает на породах Коцахурского возраста и в основном представлен глинисто-песчанистыми отложениями с пропластками мергелей, известняков и майкопских глин. Исследования последних лет позволили установить ряд закономерностей в вертикальном распределении моллюсковых ценозов во всех фациях (глубоководной, переходной и мелководной) тархана и предложить трехчленное деление этих отложений на нижние (зарагульские), средние (намкащурские) и верхние (бардальские) слои.

Тарханский региоярус условно сопоставляется с карпатским региоярусом, и, возможно, с верхней частью оттангского и нижней частью баденского ярусов Центрального Паратетиса.

В чокракское время вновь прекращается связь с открытым морем, соленость воды заметно уменьшается и развивается эндемичная фауна эвксинского типа. Моллюсковая фауна чокракского бассейна теснейшим образом связана с тарханской и полностью произошла от последней. Отложения чокракского региояруса (мощность 40—450 м) содержат богатую фауну моллюсков и фораминифер (более 150 видов), характер вертикального распространения которой позволяет выделить нижний, средний и верхний подъярусы. Рассматриваемый региоярус почти на всей площади своего распространения (кроме центральных частей синклинальных структур) трансгрессивен и залегает на разновозрастных породах вплоть до палеозойских. Чокрак как в литологическом, так и фаціальном отношении аналогичен тархану.

Процесс опреснения, начавшийся еще в чокракское время, достигает максимума в карагане. Из моллюсков в осадках карагана встречаются почти исключительно лишь спаниодонтеллы, за исключением его самой верхней части, где к этой однообразной фауне примешиваются средиземноморские формы (варненский горизонт). В караганских отложе-

ниях ряда районов Грузии выделяются три биофации: нижняя — мелких спаниодонтелл, средняя — с массовыми скоплениями крупных спаниодонтелл и верхняя — вновь с мелкими спаниодонтеллами. Литологически караган представлен глинами и песчаниками (с пластами конгломератов, особенно в верхней части), мощность его колеблется от 40 до 300 метров. Конкские отложения (мощность 15—170 м) подвержены значительным фаціальным изменениям как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Конкская малакофауна имеет характер фауны полносоленого морского бассейна, указывая, по-видимому, на возникновение связи конкского бассейна с открытым морем.

Тройственное подразделение конкских отложений на картвельский, сартаганский и веселянский горизонты подтверждается не во всех районах Грузии, поскольку в некоторых разрезах упомянутые выше члены этого регионаруса либо вообще отсутствуют, либо весь конк представлен барнеевыми слоями.

Упомянутые выше регионарусы среднего миоцена — чокракский караганский и конский — условно коррелируются со средней и верхней частями баденских отложений Ц. Паратетиса.

В центральных частях седиментационных депрессий сарматские отложения совершенно согласно следуют за конкскими, тогда как в периферийных частях, они нередко трансгрессивно налегают на размытую поверхность пород широкого возрастного диапазона — от палеозоя до среднего миоцена.

Сармат в Грузии, как и в других районах юга СССР, на основе макро- и микрофауны подразделяется на три подъяруса: волынский, бессарабский и херсонский. Сарматские отложения характеризуются резкой фаціальной изменчивостью, что объясняется проявлением аттической орофазы, вызвавшей крупные палеогеографические изменения. В Западной Грузии морской сильно опресненный бассейн в позднем сармате сохранился только в крайней западной части (Абхазия), тогда как вся остальная часть её территории превратилась в сушу. В восточной же Грузии в это время накапливаются континентальные отложения (т. н. „конгломераты мио-плиоцена”), мощность которых достигает 3000 м.

Сарматский регионарус сопоставляется с сарматом (s. str.) Ц. Паратетиса и нижней частью паннона.

На территории Словакии и Моравии неогеновые бассейны находятся как на внешней и внутренней сторонах дуги Западных Карпат, так и внутри этого горного хребта. Т. Будаи (1965) различает неогеновые бассейны, располагающиеся:

1. перед фронтом внешних флишевых покровов — в передовом прогибе;

2. в альпийской складчатой горной дуге, напр. в Венском и в Восточнословацком бассейнах, а также небольших внутренних депрессиях;

3. на внутренней стороне горного хребта, т. наз. межгорные наложенные бассейны, напр. Придунайский и Югословский бассейны.

В результате уточнения стратиграфической шкалы неогена во европейском масштабе выяснилось, что одни и те же названия „классических“ отделов неогена не обозначали синхронные толщи в разных странах. Поэтому для центрального Паратетиса, к которому также принадлежит изучаемая область, были предложены следующие региональные ярусы: OM — эгерий, M 1 — эггенбургий, M 2 — оттнангий, M 3 — карпатий, M 4 — бадений, M 5 — сармат, MP 1 — паннон s. s. (малвесий), P1 1 — понт, P1 2 — дакий, P1 3 — румыний (левант).

Эгерский, ранее хатско-аквитанский ярус, развит на территории южной Моравии в юго-восточной части Придунайского бассейна, а также в бассейне южной Словакии. Морские отложения эгера постепенно сменяют нижележащий рупельский ярус и закончиваются регрессивными, а местами также пресноводными отложениями. Эгерская фауна имеет переходной олигоцен-миоценовый характер. В южнословацко-северонемецком бассейне местами наблюдаются признаки непрерывного осадконакопления между эгерием и эггенбургием.

Эггенбургский, ранее бурдигальский ярус известен во всех трех типах неогеновых бассейнов. Он распространен на большей площади, чем эгер, в большинстве случаев имеет трансгрессивный характер и постепенно переходит в вышележащий оттнанг. Он обладает преимущественно морским характером, местами с пестрыми континентальными, пресноводными и солоноватоводными слоями в основании.

Оттнангий, известный ранее под названием гельветского яруса s. s., по распространенности в грубых чертах совпадает с эггенбургием, но занимает меньшую площадь и до сих пор не был установлен в пределах Восточнословацкого бассейна. Вместе с оттнангием эггенбургий образует один полный цикл осадконакопления. Исключение представляет лишь модроканская угленосная формация, приуроченная к оттнангию и несогласно залегающая на эггенбургий в пределах Южнословацкого бассейна. Морские осадки приурочены лишь к нижней части оттнангия в пределах передового прогиба и Венского бассейна, где оттнангий приобретает пресноводный характер, заканчиваясь онкофоровыми слоями. В Южнословацком бассейне, и в верхней части нитрянской области весь оттнангий выражен пресноводными или

слабосоленоватоводными осадками. Верхняя граница оттангния совпадает с нижней границей морской трансгрессии карпатия, по всей вероятности, только на фаунистической основе.

Карпатий раньше именовался верхнегельветским ярусом. Он представлен во всех типах западнокарпатских неогеновых бассейнов. В карпатии преобладает морское осадконакопление, пресноводные слои встречаются только в северной части передового прогиба и в юго-восточной части Венского бассейна, а соленая формация — в Восточнословацком бассейне. Верхняя граница карпатия отвечает морской трансгрессии бадена в фораминиферовом планктоне с формами родов *Praeorbulina* и *Orbulina*.

Известный в ряду „классических” отделов неогена под названием тортонского яруса, бадений встречается во всех типах неогеновых бассейнов описываемой области. В большинстве случаев он представлен морскими осадками. В верхнем бадении прекращается прямая связь центрального Паратетиса с Тетисом, которое позже уже не восстанавливалась. В первые появляются эндемичные фауны. Площадное распространение нижнего бадения в общем не совпадает с площадным распространением верхнего, так как последний занимает более обширные участки и характеризуется большей фаунистической дифференциацией вплоть до пластов эвапоритов. Высшие горизонты верхнего бадения в периферических областях приобретают локально солоноватоводный или пресноводный характер. В средней и восточной Словакии баденский и сарматский ярусы характеризуются интенсивной вулканической деятельностью.

По возрасту сармат Словакии отвечает вольтинскому и нижнебессарабскому ярусам восточного Паратетиса. В солоноватоводном морском развитии он встречается в Венском, Придунайском и Юговосточном бассейнах, а в озерно-континентальном развитии — в межкарпатских депрессиях.

Паннон s. s. (= малвесий) представляет собой переход между миоценом и плиоценом, но в последнее время его относят к миоцену. Он содержит каспийско-солоноватоводные эндемичные фауны и находится в Венском и Придунайском бассейнах. Его граница с сарматом фаунистически очерчивается четко, но вопрос границы с понтическим ярусом остается до сих пор неразрешенным.

В понтический ярус включается средняя часть паннона s. l., сложенная в нижней части каспийско-солоноватоводными отложениями, а в более высоких частях — пресноводными.

К качеству дакийского яруса выделяется верхняя часть паннона s. l. в озерном или озерно-континентальном развитии. Из всех неогено-

новых отделов дакийский ярус обладает самым большим распространением на территории Словакии.

К румынию или леванту относятся самые молодые отложения с несогласным залеганием в Венском и Придунайском бассейнах, а в пределах Восточнословацкого бассейна — по всей вероятности, верхняя часть пестрых слоев, относимых в настоящее время к дакийскому ярусу.

Stratigrafická charakteristika miocénnych uloženín Gruzínska

Spodný miocén

Upliscišký horizont

Na území Gruzínska sú miocénne uloženiny veľmi rozšírené v medzihorskej depresii medzi zvrásneným pohorím Veľkého a Malého Kaukazu. Ležia diskordantne na hrubom paleozoickom granitovom a metamorfovanom podloží gruzínskeho bloku (A. J. Džanelidze 1942, P. D. Gramkrelidze 1964) alebo na slabo zvrásnenom predneogénnom sedimentárnom obale tohto podložia.

Donedávna sa v Gruzínsku kládla hranica medzi oligocénom a miocénom na bázu sakaraulského regionálneho stupňa. Bádateľia poukázali však na určitú konvenčnosť (M. Kačarava 1944; A. G. Lalijev 1964) tejto hranice, keďže je pod sakaraulskými uloženinami v prevažnej časti Gruzínska hrubé súvrstvie (200 — 900 m) typických majkopských ilov, bez organických zvyškov (až na rybie šupiny).

V poslednom čase T. A. Kurechalia, D. A. Bulejšvili, D. Ju. Pava (1972) objavili vo východnom Gruzínsku (gorijský rajón, dedina Uplisciche) v strednej časti majkopskej série vrstvu gravelitu, ktorý obsahuje nasledovnú faunu mäkkýšov: *Nucula nucleus* (L.), *Arca biangula* d'Orb., *Fossularca (Striarca) miocenica* Cossm. et Peyrot, *Barbatia sacyi* Cossm. et Peyrot, *Parallelepipedum* cf. *schafarziki* Horusitzky, *Glycymeris* cf. *obovatus* (Lam.), *G. deshayesi* (Mayer), *Limopsis* sp., *Isognomon* sp., *Chlamys* sp., *Ostrea* cf. *digitalina* Dub., *Mytilus* cf. *aquilanicus* Mayer, *Coralliophaga transilvanica* (Hoern.), *Phacoides* sp., *Chama* ex gr. *garmella* Creg., *Pitar* cf. *beyrichi* (Semper), *Daphia velulus* (Bast.), *Vulsella* sp., *Tellina donacina* L., *Corbula basteroti* Hoern., *C. gibba* (Oliv), *Fissurella* sp., *Patella* cf. *burdigalensis* Cossm. et Peyrot, *Turritella terebralis* Lam., *T. pseudogradata* Cossm. et Peyrot, *Natica avitensis* Cossm. et Peyrot, *N. sallomacensis* Tourn. *N. beyrichi* Nyst., *Aporrhais* sp., *Clavatula* sp., *Ficus (Fulguroficus)* cf. *burdigalensis* (Sow.),

Olivia flamulata Lm., *Conus* sp., *Aquilofuscus usjturtensis* Ilyina, *Pleurotoma* cf. *duchastelli* Nyst.

V podstate analogická faunistická asociácia bola zistená v stratigrafickom rozsahu 240 m, vo vápnito-piesčitých konkréciách. Vyššie nasledujú majkopské íly (hrúbka 210 m), prekryté hrubo zvrstvenými pieskovecami (200 m) sakaraulského regionálneho stupňa.

Podľa údajov uvedených autorov možno sedimenty s horeuvedenou faunou zaradiť do akvitánu.

No, zatiaľ nemožno považovať akvitánsky vek upliscičských vrstiev za paleontologicky presvedčivo dokázaný, nakoľko mäkkýše sú zle zachované a mikrofauna nie je ešte dostatočne preskúmaná.

Sakaraulský regionálny stupeň

Vo vrchnej časti majkopskej série, veľmi rozšírenej vo východnom Gruzínsku, súvrstvie strednozrnných a hrubozrnných pieskovcov (100 — 500 m) je charakterizované faunou mäkkýšov a foraminifér mediteránneho typu. Tieto pieskovce prvýkrát vyčlenil a opísal L. Š. Davitašvili (1930, 1933) z údolia Sakaraulo. L. Š. Davitašvili vyjadril názor o možnom zaradení sakaraulských uloženín k burdigalu západnej Európy; toto zaradenie bolo potvrdené aj ďalšími podrobnými výskumami (J. A. Korobkov 1939; J. K. Vachanija 1947); G. D. Charatišvili 1952 a i.).

Paleontologicky doložený sakaraulský regionálny stupeň je známy z mnohých oblastí Gruzínska (S. G. Bukija 1937; M. F. Dzvelaja 1940; D. G. Kereselidze 1954; O. J. Džanelidze 1954, R. M. Arčvadze 1954; E. K. Vachanija 1954; D. A. Bulejšvili 1960; G. D. Ananiašvili 1962, 1967; A. G. Lalijev 1964; Z. V. Sachelašvili 1968). Sakaraulské sedimenty ako regresívne uloženiny sa všade plynule vyvíjajú z hnedožltých nevápnitých ílov s jarositom, septariami a šupinami rýb majkopského súvrstvia; na nich sú opäť súhlasne uložené onkofórové (rzhakiové) vrstvy.

V sakaraulskom regionálnom stupni sa v podstate vyčleňujú dve fácie: plytkovodná a hlbokovodná. Prvú litologicky predstavujú strednozrnné a hrubozrnné pieskovce a mikrokonglomeráty s polohami majkopských ílov a ílovitých pieskovcov. V tejto fácii je práve bohatá fauna mäkkýšov mediteránneho typu. Druhú fáciu zastupujú hlavne typické majkopské íly, ktoré podľa väčšiny autorov vznikli v bazéne zamorenom sírovodíkom, teda bez organických zvyškov; zriedkavejšie ide o tmavé vápnité íly s mäkkýšmi a foraminiferami.

Z východného Gruzínska (gorijská oblasť bolo opísaných vyše 100 foriem — *Nucula burdigalica* Cossm. et Peyrot, *Leda fragilis* (Chemitz),

Glycymeris deshayesi (Mayer), *G. deshayesi grakaliensis* Charatišvili, *G. deshayesi goriensis* Charatišvili, *G. textus* Duj., *Limopsis minuta* (Phil.), *Arca turonica* Duj., *Tellina saucatsensis* Benoist., *Tellina planata* L., *Pinna* cf. *brocchii* Orb., *Divaricella ornata* Agassiz, *Donax transversus* Desh., *Solecurtus basteroti* Moulins, *S. coarctatus* (Gmelin), *Ensis rollei* Hoern., *Pharus legumen* L., *Maetra miocenica* Doll. et Dautzenb., *Isocardia burdigalensis* Desh., *Cyprina girondica* Benoist., *Ervilia trigonula* Sok., *Paphia clandestina* Mayer, *Corbula gibba* (Olivi), *C. djanellidzei* Charatišvili, *C. fraternum mudjirii* Charatišvili, *C. praechinatum otarii* Charatišvili, *C. oblongum* Chemn., *C. cingulatum* Goldf., *C. multicoatum* Brocc., *C. aculeatum* L., *C. discrepans* Bast., *Teredo* cf. *norwegica* Spengler, *Meretrix gigas* Lm., *Dosinia basteroti* (Agassiz.), *Amussium denudatum warentzovi* Charatišvili, *Chlamys gloria-maris* Andrus., *Ostrea davitachvili* Charatišvili, *O. kolesnikovi* Charatišvili, *Modiola incompta tzagarelli* Charatišvili, *M. incompta* Rever., *M. saucantensis* Cossm. - Peyrot, *Pholadomya alpina* Math., *Ph. macae* Charatišvili, *Ph. alpina benoi* Charatišvili, *Thracia ventricosa gurii* Phill., *Th. ventricosa* Phill., *Psammobia* cf. *labordei* Bast., *Panope menardi* Desh., *P. intermedia* (Sow.), *Cardita monilifera* Duj., *Cuspidaria cuspidata* Olivi, *Dentalium* cf. *dens-muris* Mayer, *Aporrhais ketewanae* Charatišvili, *Natica helicina* (Brocc.), *N. sallomacensis* Tourn., *Sigaretus aquensis* Recluv.

Napriek hojnému zastúpeniu makrofauny sa zatiaľ nepodarilo rozdeliť sakaraulský regionálny stupeň na menšie stratigrafické úseky. Zistili sme len zmenšenie schránok niektorých mäkkýšov v jeho vrchnej časti, čo si vysvetľujeme znížením salinity vôd.

Mikropaleontologicky bol sakaraulský regionálny stupeň preskúmaný vo všetkých faciách, no foraminifery sa našli len v piesčito-ílovitej facií.

V sakaraulských uloženinách západného Gruzínska O. I. Džanelidze (1970) vyčlenil dve mikrofaunistické zóny: spodnú zónu s *Uvigerinella californica* Cushm., *Entoselenia thathae* (O. Djan), *Lagena isabella* (d'Orb.), *Melonis praeivus* Subb., *Porosononion sacaraulensis* (O. Djan.), *P. echinatus* (O. Djan.), *Caucasina schischkinskyae* (Samm.) a vrchnú zónu s *Neobulimina abchasensis* O. Djan., *Spiroplectamina caucasica* O. Djan., *Quinqueloculina agglutinans* d'Orb., *Guttulina lactae* (W. et I.), *Globulina gibba* d'Orb., *G. granulosa* Egger, *Polymorphina obscura* (Roemer), *P. incerta* (Egger), *Paradentalina* aff. *jonesi* (Cushm. and Ozawa), *Nonion granosus* (d'Orb.), *N. graniferus miocenicus* Artch., *Florilus boueanus* (d'Orb.), *F. communis* (d'Orb.), *Elphidium miusserensis* O. Djan., *Bulimina elongata* d'Orb., *Bolivina floridana* Cushm., *Discorbis leo* O. Djan.

Spodná hranica sakaraulského regionálneho stupňa sa kladie konvencio-
nálne tam, kde sa prvý raz objavujú stenohalinné formy (makrofauny
alebo mikrofauny) vo vrchnej časti majkopskej série.

Pokiaľ ide o jeho vrchnú hranicu, treba pripomenúť, že v plytkovodných
fáciách nie je ťažké viesť túto hranicu, pretože skoro všade, kde sa vysky-
tujú sakaraulské sedimenty, sú na nich uložené kocachurské vrstvy
s charakteristickou onkofórovou faunou.

Oddelenie sakaraulských uloženín v hlbokovodných fáciách od regio-
nálnych stupňov s nimi susediacich je komplikované a hranica sa vedie
predbežne tam, kde celý spodný miocén aj oligocén zastupujú rovnorodé
nevápnité íly majkopského typu, bez makrofauny a mikrofauny.

Kocachurský regionálny stupeň

Vo východnom Gruzínsku, na ľavom brehu rieky Kury (údolie Kocachuri),
v najvrchnejšej časti majkopskej série vyčlenil L. Š. Davitašvili (1933,
1934) súvrstvie (200 — 260 m) hrubozrnných, arkózovo-drobových pieskov-
cov s brakickou faunou (*Rzehakia socialis* (Rzehak), *Eoprosodacna
kartlica* David., *Congeria transcaucasica* David., *Melanopsis* sp. ako
kocachurský horizont. Tento horizont je tak, ako aj sakaraulský regionálny
stupeň, regresívny a litologicky sa od neho ničím nelíši.

Začiatkom kocachurského obdobia sa prerušilo spojenie s oceánom,
vytvoril sa brakický morský bazén, v ktorom sa vyvinula endemická
fauna mäkkýšov.

Kocachurské uloženiny sú veľmi rozšírené v depresnej časti Gruzínska
(A. G. Eberzin 1935; S. I. Iljin 1935; E. K. Vachanija 1959; G. A.
Kvaliašvili 1959; G. K. Ananiašvili 1961; A. G. Lalijev 1964;
Z. V. Sachelašvili 1967; D. A. Bulejšvili 1970; M. F. Dzvelaja 1970
a. i.); zastúpené sú v dvoch fáciách: plytkovodnej (hrubozrnné pieskovce,
mikrokonglomeráty) a vo hlbokovodnej (typické majkopské íly).

Kocachurská onkofórová fauna bola dlho známa len z pobrežných
piesčitých fácií; preto sme onkofóry považovali za viazané k tejto fácií.
No v západnom Gruzínsku (cagerský rajón) bola spomenutá fauna zistená
aj v ílovitých uloženinách (G. A. Kvaliašvili 1958, G. D. Ananiašvili
1961).

Doteraz boli v kocachurských uloženinách nájdené a podrobne opísané
(G. A. Kvaliašvili 1962): *Rzehakia socialis* (Rzehak), *Eoprosodacna
kartlica* Davidašvili, *E. makae* Kvaliašvili, *E. gracalense* Kvaliaš-
vili, *Congeria transcaucasica* Davidašvili, *Siliqua kozahurica* Kvaliaš-
vili, *S. kozahurica metechensis* Kvaliašvili, *S. cf. alemanica* Pfann.,
S. cf. suevica Mayer.

Obzvlášť treba zdôrazniť, že sa foraminifery v kocachurských sedimentoch Gruzínska nenašli.

L. Š. Davitašvili (1933, 1934) porovnal študované uloženiny s onkofórovými a kirchberskými vrstvami strednej Európy, preto mnohí pracovníci zaradili kocachurský regionálny stupeň k strednému miocénu. Geológovia, ktorí pracujú v Gruzínsku, sa však zhodujú v tom, že treba kocachurský regionálny stupeň považovať za spodný miocén. Tento názor vychádza z nasledovných poznatkov: 1. veľká litologická podobnosť so sakaraulskými uloženinami v plytkovodných aj v hlbokovodných faciách; 2. na konci kocachurského obdobia sa v podstate strácajú špecifické podmienky, ktoré vyvolali vznik majkopskej fácie; 3. tak na plytkovodných, ako aj na hlbokovodných faciách kocachurského regionálneho stupňa sú uložené veľmi odlišné uloženiny tarchanského regionálneho stupňa, ktoré sa litologicky aj paleontologicky veľmi podobajú (fauna mediteránneho typu) nadložným čokraským vrstvám a tieto sa jednoznačne radia k strednému miocénu.

Stredný miocén

Tarchanský regionálny stupeň

Tarchanský regionálny stupeň vyčlenil N. J. Andrusov (1889) na Kerčskom polostrove. Tarchan je teraz zistený na celom Kaukaze od Azovského po Kaspické more.

V tarchanskom období sa obnovuje spojenie so svetovým oceánom a na územie Krymu a Kaukazu prenikajú mediteránne stenohalinné formy.

V Gruzínsku ležia tarchanské uloženiny všade súhlasne na kocachurských a zastupujú ich prevažne tenkovrstevnaté vápenité, drobnozrnné ílovité pieskovce a íly s vložkami slieňov, vápencov, ílov majkopského typu, zriedkavejšie hrubozrnných pieskocov.

Stratigrafický rozsah a rozdelenie tarchanského regionálneho stupňa je dodnes diskutabilné. Veľmi rozdielne sú názory najmä na jeho spodnú hranicu. Vo východnom Gruzínsku (Gorijskij rajón) sa nad kocachurskými pieskocami vyčleňujú vrstvy (0,3 — 0,8 m) brekciovitých vápencov a mikrokonglomerátov (s vložkami veľkých valúnov) s množstvom mediteránnych foriem: *Ostrea gryphoides* Schloth., *O. gryphoides gingensis* Schloth., *O. lamellosa* Brocc., *O. lamellosa boblayi* Desh., *O. fimbriata* Paulin-Delbos, *O. gryphoides minor* Zinov., *O. digitalina* Dub., *Arca turonica* Duj., *Paphia vetulus* (Bast.), *Meretrix* cf. *gigas* Lm., *Panopea menardi* Desh., *Glycymeris* sp., *Rzehakia socialis* (Rzehak), *Chlamys domgeri* Mikh., *Calyptraea chinensis* L., *Turritella* sp., *Aporrhais* sp.

Tieto vrstvy, známe v geologickej literatúre pod názvom „ustricové vrstvy”, zaraďuje väčšina autorov k plytkovodnej fácií tarchanu (Žižčenko 1934, 1940, M. J. Varencov 1950; M. S. Zinovjev 1953; O. I. Džanelidze 1958, 1970; Z. V. Sachelašvili 1960; G. D. Ananiašvili 1961, 1971; A. A. Čikovani 1964; K. G. Bagdasarian 1965; D. J. Papava 1965), iní k čokraku (D. G. Kereselidze 1955; E. R. Vachanija 1959; D. A. Bulejšvili 1960), časť autorov ich považuje za samostatnú stratigrafickú jednotu (gorijský horizont) a kladú ju medzi tarchanský a kocachurský regionálny stupeň.

Teraz sa neuznáva čokraský vek ustricových vrstiev. Názor o samostatnosti ustricových vrstiev sa zakladá na tom, že tarchan a ustricové vrstvy nemajú spoločné formy (ak aj majú, tak príliš málo a bez stratigrafického významu).

V poslednom čase sme pri štúdiu miocénnych uloženín západného Gruzínska (cagerský rajón, povodie rieky Ccheniskali) našli (1971) niekoľko profilov, kde na kocachurských pieskovcoch leží poloha (0,3 m) vápniteho, strednozrnného kompaktného pieskovca, v ktorom sa našli veľké stenohalinné mäkkýše (*Glycymeris cf. deshayes* (Mayer), *Panopea menardi* Desh., *Thracia ventricosa* Phil., *Paphia velulus* (Bast.), *Lutraria primipara* Eichw., *Ostrea gryphoides* Schloth., *O. gryphoides gingensis* Schloth., *O. gryphoides minor* Zinov.) a spolu s nimi všetky vedúce druhy tarchanského regionálneho stupňa (*Nucula nucleus* (L.), *Pseudamussium denudatum* (Reuss), *Ostrea cochlear* Poli, *Polinices helicina* (Brocc.), *Aporrhais pes-pelecani* L., *Nassa tamanensis* David., *Turbonilla brevis* Reuss, *Pleurostoma neutra* Liverovskaja). Na základe tohto možno usudzovať, že vek ustricových vrstiev môže byť len tarchanský.

Tarchan je v Gruzínsku zastúpený v troch fáciách — hlbokovodnej, prechodnej a plytkovodnej. Prvú z nich zastupujú prevažne v centrálnych častiach synklinálnych štruktúr silne vápnité íly, piesčité íly, ílovité pieskovce s polohami slieňov a majkopských ílov (v spodnej časti). Pre túto fáciu sú charakteristické tenkostenné krehké schránky mäkkýšov. Na báze hlbokovodného tarchanu sa vyčleňuje nasledovný komplex fauny: *Nucula nucleus* (L.), *Leda subfragilis* R. Hoern.), *Abra parabilis* Zhizh., *Spiratella tarchanensis* Kittl (niekedy aj *Nassa restitutiana* Font., *Thyasira flexuosa* (Mont), *Rzehakia socialis* (Rzehak), *Polinices helicina* (Brocc.) a i. Hrúbka sa pohybuje od 1 do 18 m.

V strednej časti hlbokovodného tarchanu sa vyčleňuje cenóza: *Nucula nucleus* L., *Leda subfragilis* R. Hoern., *L. fragilis* (Chemn.), *Pseudamussium denudatum* (Reuss), *Ostrea cochlear* Poli, *Anomia ehippium* L., *Musculus conditus* Mayer, *Thyasira flexuosa* (Mont.), *Cardium impar* Zhizh., *C. centumpanium* Andrus., *C. liverovskajae* Merklín,

Rzehakia socialis (Rzehak). *Abra parabilis* Zhizh., *Saxicava arctica* (L.), *Xylophaga dorsalis* Turt., *Cuspidaria cuspidata* Olivi, *Ervilia trigonula* Sok., *Piramidella mitrula* Bast., *Turbonilla brevis* Reuss, *Polinices helicina* Brocc.), *Aporrhais pespelecani* (L.), *Nassa tamanensis* David., *N. tamanensis inguriensis* Ananiašvili, *N. restitutiana* (Font.), *Cylichna conulus* (Desh.), *Calyptraea chinensis* (L.), *Spiratella tarchanensis* Zhizh., *S. subtarchanensis* Kittl. Podľa N. I. Andrusova (1889) je to typické spoločenstvo fauny vrstiev s *Pecten denudatum* Reuss.

Vo vrchnej časti regionálneho stupňa sa našla cenóza zložená z *Nucula nucleus* (L.), *Leda fragilis* (Chemn.), *L. subfragilis* R. Hoern, *Abra parabilis* Zhizh., *Chione marginata* M. Hoern; *Cardium centumpanium* Andrus.), *C. impar* Zhizh., *Ervilia trigonula* Sok., *Corbula gibba* (Olivi) *Maetra* sp., *Nassa tamanensis* Davidašvili, *Polinices helicina* (Brocc.), *Spiratella tarchanensis* Zhizh.

Zo zoznamu fauny vidieť, že je to ochudobnené spoločenstvo vrstiev s *Pecten denudatum*. V tejto cenóze treba zdôrazniť výskyt vedúcich foriem regionálneho stupňa (*Nucula nucleus* L., *Nassa tamanensis* David., *Polinices helicina* (Brocc.), i keď sa tieto nachádzajú v nevelkom množstve a sú trocha stlačené. Charakteristická asociácia vrchnej časti tarchanu je *Nucula* — *Cardium* — *Ervilia* — *Corbula* — *Nassa*.

V prechodnej fácií (račínsko-lečchumská synklinála) sa faunistické spoločenstvo spodnej a vrchnej časti tarchanu prakticky ničím neliší od asociácií v hlbokovodnej fácií. Nápadná je odlišnosť strednej časti, kde sme spolu s typickou tarchanskou faunou (pozri vyššie) našli veľké mediteránne formy — *Glycymeris* cf. *deshayesi* (Mayer), *Panopea menardi* Desh., *Thracia ventricosa* Phil., *Lutraria primipara* Eichw., *Pitar islandicoides* Lam., *Ostrea gryphaeoides* Schloth., *O. gryphaeoides gingensis* Schloth., *Turritella* sp.

Spoločný výskyt dvoch komplexov odlišného typu, ktoré patria obyčajne rôznym biotopom, treba podľa našej mienky vysvetľovať prechodným charakterom tejto časti mora, čo potvrdzujú aj litologické údaje (hrubý piesčitý materiál s vložkami drobných valúnov).

V Gruzínsku sú veľmi zriedkavé plytkovodné uloženíny tarchanu (táto fácia doteraz nebola zistená na celom obrovskom území Severného Kaukazu), viazaná na okrajové časti sedimentačných priestorov (medzi-horská depresia východného Gruzínska, gorijskij rajón). Zastúpené sú brekciovitými vápencami, mikrokonglomerátmi a hrubozrnnými pieskovicami. V tejto fácií sú sedimenty väčšinou hrubo zvrásnené, mäkkýše majú masívne schránky s hrubou ornamentáciou, čo svedčí o tom, že žili v litorálnej zóne. V plytkovodnej fácií (profil osady Tinischidi, východné Gruzínsko) sa dá tiež rozlíšiť chudobná fauna (pozostáva len z *Ostrea*

gryphoides Schloth) v spodnej časti tarchanu a dosť bohatý komplex (pozri vyššie faunu „ustricových vrstiev“) v strednej časti. Ako vyzerá vrchná časť sedimentov tejto fácie nemožno presne povedať, keďže sú všade rozrušené čokraskou transgresiou. Viditeľná hrúbka uloženín plytkovodnej fácie je okolo 8 m.

Pri zhrnutí uvedených poznatkov o tarchanskom regionálnom stupni Gruzínska treba povedať, že nové údaje umožnili určiť zákonitosti vo vertikálnom rozmiestnení spoločenstiev mäkkýšov a prvýkrát predložil pre Gruzínsko jeho trojčlenné rozdelenie (namiesto dvojčlenného).

V tarchanských uloženinách Gruzínska bola zistená nasledujúca mikrofauna (O. Džanelidze 1958, 1970): *Textularia tarchanensis* Bogd., *T. deperdita* Orb., *Quinqueloculina* aff. *boueana* Orb., *Q. boueana plana* O. Djan., *Q. boueana levis* O. Djan., *Q. ungeriana* Orb., *Q. selene* (Karrer), *Q. circularis* (Born.), *Triloculina gibba* Orb., *Spiroloculina tarchanensis* O. Djan., *S. bicarinata* O. Djan., *Sigmoilina tenuis* (Cz.). *S. tenuis tarchanensis* O. Djan., *S. mediterraneensis* Bogd., *Nodosaria* aff. *radicula* Mont., *N. mariae* Orb., *N. tarchanensis* O. Djan., *Cristellaria simplex* (Orb.), *C.* aff. *inornata* (Orb.), *Globulina tuberculata* Orb., *G. striata* (Egger), *Porosononion subbotinae* Chutz., *Nonionella pulchella* O. Djan., *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Virgulina tarchanensis* Bogd., *Loxostomum colchicum* O. Djan., *Reussella spinulosa* (Reuss), *Cassidulina tarchanensis* Chutz., *Cassidulinoïdes tarchanensis* Chutz., *Rotalia maschanliensis* Pron., *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz.

V súčasnosti nemožno podľa foraminiforovej fauny tarchan ďalej deliť na menšie stratigrafické jednotky.

Na základe palinologických analýz (G. D. Ananiašvili, Purceladze 1976) bola v tarchanskom období klíma dosť teplá, blízka subtropickej, so zvýšenou vlhkosťou.

Čokraský regionálny stupeň

V okrajových častiach medzihorskej depresie Gruzínska je výrazná transgresia čokraských uloženín na všetkých starších útvaroch, až po paleozoické.

V neprerušovaných úplných profiloch (v hlbokovodnej časti panvy) ležia tieto uloženiny súhlasne na tarchanských a litologicky sa nedajú navzájom odlíšiť. Jediným kritériom pre určenie hranice je fauna.

Z čokraských uloženín Gruzínska je známych viac než sto druhov mäkkýšov (A. A. Činkovani 1954; G. D. Ananiašvili 1961; R. G. Bagdasarjan 1965; Z. V. Sachelašvili 1968; L. M. Bidzinašvili 1974). Najčastejšie sa vyskytujú: *Leda fragilis* (Chemn.), *L. subfragilis*

R. Hoern., *L. pella magna* (Colub.) Bajar., *Arca turonica bosporana* David. *A. turonica gjaurtapensis* Grig.-Beres., *Lima skeliensis* Merklin, *Ostrea digitalina* Dub., *Mytilus fuscus* M. Hoern., *M. fuscus pulcher* Zhizh., *Modiolus hoernesii* Reuss, *M. incrassatus* Orb., *Musculus conditus* Mayer, *M. incrassatus lucidus* Zhizh., *Loripes dujardini* (Desh.), *Taras rotundatus* (Mont.), *Thyasira flexuosa* (Mont.), *Chama toulai* David., *Ch. gryphoides pseudounicornis* Sacco, *Cardium centumpanium* Andrus., *C. impar* Zhizh., *C. pseudomulticostatum* Zhizh., *C. hilberi* Andrus., *C. hispidiforme* David., *C. cubanicum* Zhizh., *C. bogatchevi* Koles., *Chione marginata* M. Hoern, *Ch. marginata jasmaci* Schwetz., *Dosinia lupinus* L., *Pitar rudis taurica* Andrus., *Paphia erroneus* Zhizh., *P. tauricus* (Andrus.) Bajar., *P. tauricus extenatus* Zhizh., *Tellina sokolovi* (Golub). Bajar., *Abra parabilis* Zhizh., *Donax tarchanensis* (Andrus.) Bajar., *Cultellus probus* Merkl., *C. papyraceus scaphoideus* Zhizh., *Maetra bajarunasi* Koles., *M. quasi — delloides* (Bog.) Bajar., *Ervilia praepodolica* Andrus., *E. pusilla* Phill., *E. megalodon* Andrus., *Corbula gibba* (Olivi), *C. gibba curta* Loc., *Xylophaga dorsalis* Turt., *Cuspidaria cuspidata* Olivi, *Gibbula kertschensis* Usp., *G. bajarunasi* Koles., *G. tschokrakensis* Andrus., *G. nefas* Koles., *Mohrensternia nitida* Zhizh., *Cerithium cattleyae* Baily, *C. rubiginosum* Eichw., *Potamides biserialis* Fried., *Cylichna melitopolitana* Bast., *Nassa scorbi-culata* Zhizh.

Podľa údajov O. I. Džanelidzeho (1970) sa v čokraských uloženi-nách našli tieto foraminifery: *Quinqueloculina ungeriana* Orb., *Q. aff. laevigata* Orb., *Q. circularis* (Born.), *Q. selene* (Karrer), *Q. pyrula* Karrer, *Q. serovae* Bogd., *Q. gracilissima* Bogd., *Q. elongato-carinata lata* O. Djan., *Q. boueana levis* O. Djan., *Tschokrajella caucasica* (Bogd.), *Triloculina austriaca* Orb., *T. tricarinata georgiana* O. Djan., *T. subfoliacea* Bogd., *Sigmoilina haidingeri tschokrakensis* Bogd., *Guttulina austriaca* Orb., *Discorbis tschokrakensis* Bogd., *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Streblus (Ammonia) beccarii* (L.), *Elphidium rugosum atschiensis* Suzin., *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz.

Okrem uvedenej makrofauny a mikrofauny sa v študovaných uloženi-nách našli ostrakódy, machovky a otolity rýb.

Na základe štúdia foraminifér (O. J. Džanelidze 1958, 1970) a mäkký-šov (K. G. Bagdasarjan 1965; L. M. Bidainašvili 1974) sa v čokraku západného Gruzínska vyčleňujú tri časti. Pre spodnú časť je charakteristický zmiešaný tarchansko-čokraský komplex fauny. K strednej časti patrí bohatá endemická fauna, v ktorej už nie sú tarchanské formy a vrchná — s ochudobnenými asociáciami. Toto členenie je založené na zmenách hydrogeologických podmienok bazénu v čokraku a od nich závislého vývinu fauny.

Také rozdelenie čokraských uloženín prvýkrát urobil A. K. Bogdanovič (1950, 1965) pre západné Predkaukazsko.

V mnohých rajónoch Gruzínska nie je trojčlenné delenie čokraských uloženín paleontologicky potvrdené. Podľa A. A. Čikovaniho (1954, 1964) treba rozlišovať v čokraskom regionálnom stupni dve časti — spodnú s bohatou endemickou faunou a vrchnú — s rovnorodou faunou, v ktorej sú zastúpené skoro výlučne *Donax tarchanensis* (Andrus.) Bajar., *Ervilia praepodolica* Andrus., *Spaniodontella intermedia* (Andrus.), Bajar. Hrúbka čokraského regionálneho stupňa sa mení od 40 do 400 m.

Karaganský regionálny stupeň

Karaganské uloženiny ležia súhlasne na čokraských. Zastupujú ich ílovité pieskovce, pieskovce, íly, oolitické vápence a zriedka konglomeráty.

Z mäkkýšov sa v karagane nachádzajú skoro výlučne *spaniodontely*. Niektorí autori (A. A. Čikovani 1964) vyčleňujú v profiloch podľa charakteru zmien uvedenej fauny tri stratigrafické časti: spodnú — fáciu drobných *spaniodontel*; strednú — vrstvy so *Spaniodontella pulchella pulchella* Baily (veľké formy) a vrchnú — vrstvy s drobnými formami *Spaniodontella pulchella minor* Tschik.

Iní autori (E. M. Žgenti 1967; O. J. Džanelidze 1970; L. M. Bidzinašvili 1974) delia karaganský regionálny stupeň na dve časti: pre spodnú časť sú charakteristické dobre známe druhy *spanisontel* — *Spanisontella pulchella pulchella* Baily; *S. tapesoides* Andrus., a pre vrchnú (E. M. Žgenti 1958) *Savanella* (*Spaniodontella*) *andrusovi* Tola a iné stenohalinné mäkkýše: — *Pitar* sp., *Arca* sp., *Nassa* sp., *Trochus* sp., *Tapes* sp., (G. F. Čelidze 1954; E. M. Žgenti 1967). Túto časť karaganských uloženín (E. M. Žgenti 1967) vyčleňuje ako varnenský horizont.

Mikrofauna je (O. J. Džanelidze 1970) v karaganských uloženinách veľmi zriedkavá, vyskytuje sa len v piesčito-hlinitých fáciách a charakterizuje ju drobný vzrast a málo druhov (*Discorbis kartvelicus* Krasch., *Streblus* ex gr. *beccarii* (Linné), *Cassidulina bulbiformis* Krasch.

Podľa väčšiny autorov neprítomnosť stenohalinných foriem (s výnimkou najvrchnejšej časti regionálneho stupňa), drobný vzrast a celková chudoba fauny dokazujú úplnú izolovanosť a intenzívne vysladzovanie karaganského bazénu. Hrúbka karaganu sa mení od niekoľkých metrov do 350 m.

Konkský regionálny stupeň

V Gruzínsku zaraďujú ku konkskému regionálnemu stupňu kartvelské, sartaganské a veselianske vrstvy. Prvé z nich sú zastúpené ílovito-piesčité-

mi uloženinami, v ktorých sa nachádzajú len zástupcovia rodu *Barnea*. Z mikrofauny zaznamenali (O. I. Džanelidze 1970) *Discorbis kartvelicus* Krasch., *Cassidulina bulbiformis* Krasch., *Nonion* aff. *bogdanowiczi* Vol., *Cythereis gracilis* Schn., *C. kolesnikovi* Sohn.

Totožnosť karaganskej a kartvelskej mikrofauny poukazuje na existenciu celkove podobných, vysladených podmienok v týchto bazénoch.

V sartaganských vrstvách sa vo viacerých rajónoch Gruzínska nachádzajú (E. M. Žgenti 1958) zástupcovia stenohalinných foriem (*Glycymeris*, *Venus*, *Arca*, *Pecten*, *Pitar*, *Turritella*).

Analogický záver sa týka fauny foraminifér (O. J. Džanelidze 1970) — väčší počet zástupcov *Bulimina*, *Bolivina*, *Uvigerina*, *Angulogerina* a i.

Prítomnosť uvedených foriem v uloženinách svedčí o spojení konkského bazénu Gruzínska s normálne slaným morom západnej Európy.

Vo veselianských vrstvách sa z mäkkýšov vyskytujú len tie druhy, ktoré znášajú zníženú salinitu. Sú to: *Abra scythica* Sok., *Ervilia trigonula* Sok., *Maetra basteroti konkensis* Lask., *Cardium ruthenicum* Hilb. (Lask.), *Loripes niveus* Eichw., *Donax dentiger* Eichw.

Stratigrafickú samostatnosť uvedených vrstiev neprijímajú všetci geológovia. Podľa mienky niektorých (G. J. Molia vko 1960; G. D. Ananiašvili 1968 a. i.), sa sartaganské vrstvy faciálne zastupujú veselianskými; iní (A. A. Čikovani 1959; D. A. Bulejšvili 1960 a. i.) predpokladajú, že aj kartvelské vrstvy sa faciálne zastupujú sartaganskými a veselianskými uloženinami.

Študované sedimenty majú na území Gruzínska veľké rozšírenie a zastupujú ich prevažne pieskovce (zriedka mikrokonglomeráty) a íly s ojedinelými polohami slieňov a vápencov. Hrúbka konkského horizontu sa mení v rozmedzí 15 — 70 m.

Vrchný miocén

Sarmatský regionálny stupeň

V centrálnych častiach sedimentačných priestorov nasledujú sarmatské uloženiny bez prerušenia na konkských, hoci v okrajových častiach ležia často transgresívne na denudovanom povrchu útvarov od paleozoika (Dziruľský masív) po stredný miocén (samurzakanská a gudautská synklinála).

Sarmat sa v Gruzínsku, ako aj v iných oblastiach juhu ZSSR, rozdeľuje na tri podstupne: spodný, stredný a vrchný, podľa N. I. Andrusova (1899) a V. P. Kolesnikova (1935) alebo, v súlade s tým, na volynský,

bessarabský a chersonský, podľa I. Simonescu (1930). Nové údaje (L. A. Nevesskaja 1954; D. A. Bulejšvili 1960; N. P. Sidorova — Paramonova 1960; V. Ch. Roška 1967; L. V. Muschelišvili 1970; L. G. Majsuradze 1971 a i.) z južných častí ZSSR nielenže potvrdzujú horeuvedené rozdelenie, ale poskytujú aj bohatý paleontologický materiál pre rozčlenenie podstupňov sarmatu na ďalšie úseky.

Z faciálneho hľadiska je spodný sarmat zastúpený hlbokovodnými (ily, ilovité pieskovce, ilovité sliene, drobnozrnné pieskovce) aj plytkovodnými sedimentmi (konglomeráty, mikrokonglomeráty, hrubozrnné pieskovce). Hrúbka uvedených vrstiev kolíše od niekoľkých desiatok metrov (račinsko-lečchumská, odišská, samurzakanská synklinála) do 1200 — 1500 m (džavskosiroanská a kolchidská depresia).

Začiatkom stredného sarmatu, sa v dôsledku silnejúcich počiatkových pohybov v centrálnej časti Gruzínska (Dzirulský masív), oddeľujú dve čiastočne navzájom izolované zálivy (Rionský na západe a Kurinský na východe) spojené úzkym Džavatedeletským prielivom, ktoré sa úplne izolujú koncom stredného sarmatu. Preto považujeme za účelné uviesť krátku biostratigrafickú charakteristiku sarmatského regionálneho stupňa zvlášť pre oba zálivy.

V Rionskom zálive (západné Gruzínsko) je spodný sarmat bohato doložený faunou mäkkýšov (S. I. Iljin — A. G. Eberzin 1929, 1938, J. V. Kačarava 1929; B. F. Meffert 1930; K. S. Maslov 1936; N. A. Kudrjavcev 1938; M. J. Varencov 1936; M. F. Dzvelaja 1936; D. A. Bulejšvili 1948, 1964 a i.).

V poslednom čase tieto uložieniny podrobne študoval L. V. Muschelišvili (1967); spodný sarmat v západnom Gruzínsku, ako aj v ostatných južných častiach ZSSR, delí na dve časti. Takú schému prvý predložil V. P. Kolesnikov (1935).

Na báze spodného sarmatu sa vyčleňuje komplex — *Ervilia trigonula* Sok., *Abra alba scytica* (Sok.), *A. reflexa* (Eichw.) a formy prenesené zo strednomiocénnych uložení: *Maetra basteroti konkensis* (Sok.), zastupcovia rodu *Barnea*, a. i.

Stratigraficky vyššie sa vyčleňuje komplex zložený z *Ervillia dissita* Eichw., *Maetra eichwaldi* Laskarev, *Paphia vitaliana* (Orb.), *Cardium vindobonense* Laskarev.

Delenie spodného sarmatu na dve časti potvrdzuje mikrofauna. Výskumy L. S. Majsuradze (1971) ukázali, že pre bázu spodného sarmatu je charakteristický hojný výskyt *Streblus beccarii* (L.), menej časté sú *Quinqueloculina reussi* (Bogd.), *Q. consorbina* (d'Orb.), *Q. sartaganica* (Krash.), *Q. collaris* (Gerke et Jss.), *Porosonion subgranosus* (Egger) a i. Vo vrchnej časti spodného sarmatu sme našli *Quinqueloculina reussi*

(Bogd.) — netypické formy — *Quinqueloculina guriana* (O. Djan.), *Q. consorbina* (d'Orb.), *Spiroloculina okrajantzi* Bogd., *Articulina problema* Bogd., *A. tamanica* Bogd., *Nonion bogdanowiczi* Vol., *Porosonion martkobi* (Bogd.), *Elphidium macellum* (F. et Ma.), *E. aculeatum* (d'Orb.), *Entosolenia* sp. a i.

Vo východnom Gruzínsku (Kurinský záliv alebo džavsko-širvanská a predtrialetská depresia) spodný sarmat charakterizuje (D. A. Bulejšivili 1958, 1960; K. F. Gruzinskaja 1967) bohatá fauna mäkkýšov — *Modiola sarmatica* Gat., *Cardium transcarpaticum* Griškievič in Merklin et Nevesskaja; *C. subfittoni* Eichw., *C. vindobonense* Laskarev *C. lithopodolicum* Dub., *C. gracie* Pusch., *Maetra eichwaldi eichwaldi* Lask., *Paphia naviculata* R. Hoern., *P. aksajicus* Bog., *Donax dentiger* Eichw., *Abra reflexa* Eichw., *Ervilia dissita* Eichw., *E. dissita andrusovi* Koles., *E. trigonula* Sok., *Gibbula albomaculatus* Eichw., *G. angulata* Eichw., *Bulla lajonkaireana* (Bast.), *Mohrensternia inflata* M. Hoern. aj mikrofauna *Quinqueloculina reussi* Bogd., *Q. reussi complanata* G. et J., *Nonion bogdanowiczi* Vol., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. angulatum* (Egger), *Cythereis laevis* Schn., *C. kolesnikovi* Schn., *C. mironovi* Schn.

Napriek hojnej faune nie je možné rozdeliť spodný sarmat východného Gruzínska na ďalšie úseky.

V strednom sarmate západného Gruzínska sa podľa makrofauny (L. V. Muschelišvili 1967) rozlišujú dva stratigrafické horizonty s charakteristickými asociáciami. V spodnej časti sa vyčleňuje komplex *Maetra eichwaldi crassa* Sid., *Cardium vindobonense* (Laskarev), *Calliostoma sarmalese* (Eichw.) pre plytkovodné uloženie a komplex *Cryptomaetra pesanseris* Andrus. *Paphia naviculata* (R. Hoern) a i. pre hlboké alebo pokojné časti mora.

Pre druhú polovicu stredného sarmatu je charakteristické spoločenstvo *Cardium fittoni* Orb., *Maetra fabreana* Orb., *Paphia gregaria* (Partsch.) Goldf., *Barbotella omaliussii* Orb. a i. Podľa foraminifér sa v strednom sarmate vyčleňujú (L. S. Majsuradze 1971) tri rozličné komplexy mikrofauny so stratigrafickým významom.

Na báze stredného sarmatu sa nachádzajú *Porosonion bogdanowiczi* Vol., *Elphidium macellum* (F. et M.) a niektoré kvinkvelokulíny.

V strednej časti stredného sarmatu je rozkvet fauny aj čo do druhov, aj čo do rodov. Zistili sme rozvoj nasledovných druhov: *Quinqueloculina consobrina* (d'Orb.), *Q. consobrina sarmatica* (Gerke), *Q. delicatula* Kolesh., *Q. guriana* (O. Djan.), *Q. nanae mergellica* Maiss., *Q. floriformis* (Bogd.), *Q. ex gr. karreri* Reuss, *Spiroloculina* aff. *voloshinova* (Bogd.), *Articulina apsheronica* Bogd., *A. kalickii* Bogd., *Flintina*

tutkowskii Bogd., *Dogielina sarmatica* Bogd. et Vol., *Sarmatiella prima* Bogd., *S. costata* Bogd., *Meandroloculina minor* Bogd., *M. dentata* Bogd., *Nonion bogdanowiczi* Vol., *Porosonion subgranosus* (Egger), *P. martkobi* (Bogd.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. crispum* (Linne), *E. reginum* (d'Orb.).

Vo vrchnej časti stredného sarmatu sme našli len *Porosonion subgranosus hyalinus* (Bogd.) a *P. aragviensis* (O. Djan.) a niektoré strednosarmatské ostrakódy. V Kurinskom zálive sú strednosarmatské uloženy veľmi rozšírené a charakterizuje ich (D. A. Bulejšvili 1960, 1964; K. F. Gruzinskaja 1967) bohatá makrofauna aj mikrofauna, v podstate tie isté druhy, ktoré sme zistili pri štúdiu stredného sarmatu Rionského zálivu.

Vo viacerých profiloch (povodie riek Čailuri a Mariamdžvari), opísaných D. A. Bulejšvilim (1964), sme zistili nasledovnú zákonitosť v rozmiestnení spoločenstiev fauny v strednom sarmate: na báze sa vyčleňuje komplex s *Cryptomacra pesanseris* Andrus., *Macra urupica* Da., *Hydrobia elongata* Eichw., *H. emicalensis* Koles., ale vo vrchnej časti sa už nachádzajú prevažne v inom spoločenstve s prevahou zástupcov príbrežno-plytkovodnej fauny juhoruského typu *Modiola denysiana* d'Orb., *M. sarmatica* Gat., *Macra vitaliana* d'Orb., *M. fabreana* d'Orb., *Paphia vitaliana* d'Orb., *Cardium ingratum* Koles., *C. fittoni* d'Orb. (l. c., str. 293).

Podľa našej mienky uvedené fakty aj údaje z iných profilov východného Gruzínska potvrdzujú možnosť rozdelenia stredného sarmatu na ďalšie stratigrafické úseky, hoci sám autor vysvetľuje rozličné komplexy fauny rozličnými faciálnymi podmienkami.

Hrúbka strednosarmatských uložení v centrálnych častiach synklinál dosahuje niekedy 1200 — 1350 m, zatiaľ čo na okrajoch horeuvedených štruktúr dosahuje 50 — 80 m.

Začiatkom vrchného sarmatu sa Rionský a Kurinský záliv už úplne oddeľuje.

V Kurinskom zálive je vrchný sarmat vyvinutý v morskej aj v kontinentálnej fáci. Morský typ bol zistený (D. A. Bulejšvili 1960) v povodí rieky Iori (Eldarská step), kde sa na báze (do 100 m) piesčito-ílovitého súvrstvia (eldarská séria) podľa A. V. Uljanova (1932) našla *Macra luxata* Zhizh., *M. firma* Zhizh., *M. bulgarica* Tiula, *M. naviculata* Koles. Vrchná časť tejto série má už kontinentálny charakter (D. A. Bulejšvili 1964) a obsahuje bohatú faunu stavovcov (Beljajeva 1948; L. K. Gabunija 1959). Od Eldarskej stepi na západ, sever a juh sme zistili postupné nahradzovanie morských sedimentov kontinentálnymi ílmi (D. A. Bulejšvili 1960).

Tieto kontinentálne íly sú veľmi rozšírené v kartalinskej depresii, kde

Časť	Regiostupeň	Profil	Hrúbka v m	Krátka charakteristika
	ČOKRAK			1. Striedanie tenkovrstevnatých ílovitých pieskoviec, piesčitých pieskoviec, piesčitých ílov, pieskoviec a ílov s <i>Leda fragilis</i> CHEMN., <i>L. subfragilis</i> R. HOERN., <i>Thyasira flexuosa</i> /MONT./, <i>Corbula gibba</i> OL., <i>Cardium induratum</i> ZHIZH., <i>Nassa inornata</i> ZHIZH., <i>Bittium</i> sp. a i.
M I T A R C H A N	stredný		12,5	2. Striedanie pieskoviec, ílovitých pieskoviec, piesčitých ílov a slieňov s <i>Nucula nucleus</i> L., <i>Leda subfragilis</i> R. HOERN., <i>Abra parabilis</i> ZHIZH., <i>Chione marginata</i> M. HOERN., <i>Mytilus</i> aff. <i>fuscus</i> M. HOERN., <i>Maetra</i> sp., <i>Cardium impar.</i> ZHIZH., <i>C. centupanium</i> ANDRUS., <i>Corbula gibba</i> OL., <i>Eroilia trigonula</i> SOK., <i>Aporrhais pes-pelecani</i> L., <i>Polinices helicina</i> BROCC., <i>Nassa samanensis</i> DAVID., <i>N. restutiana</i> FONT., <i>Sigmoilina mediteranensis</i> BOGD., <i>Florilus boueanus</i> /ORB./, <i>Streblus beccarii</i> /Linné/.
			0,3	3. Žltkastý, silno karbonátový, kompaktný, strednozrný pieskovec /s vložkami drobných valúnov/ s <i>Nucula nucleus</i> L., <i>Leda subfragilis</i> R. HOERN., <i>Clamys gloria maris</i> DUB., <i>Pseudomusium denudatum</i> REUSS., <i>Ostrea gryphoides</i> SCHLOTH., <i>O. cochlear</i> POLI, <i>Thyasira flexuosa</i> /MONT./, <i>Pilar islandicooides</i> LAM., <i>Rzehakia socialis</i> /RZ./, <i>Lutraria primipara</i> EICHW., <i>Panope menardi</i> DESH., <i>Thracia ventricosa</i> PHIL., <i>Xylophaga dorsalis</i> TURT., <i>Cuspidaria cuspidata</i> OL., <i>Turbonilla brevis</i> REUSS, <i>Polinices helicina</i> BROCC., <i>Aporrhais pes-pelecani</i> L., <i>Nassa tamanensis</i> DAVID.
			12	4. Striedanie tmavošedých, tenkovrstevnatých slabo karbonátových drobnozrných pieskoviec, ílovitých pieskoviec, piesčitých ílov s <i>Nucula nucleus</i> L., <i>Leda subfragilis</i> R. HOERN., <i>Thyasira flexuosa</i> /MONT./, <i>Abra parabilis</i> ZHIZH., <i>Nassa restutiana</i> FONT., <i>Spiratella subtarchanensis</i> ZHIZH., <i>Textularia tarchanensis</i> BOGD., <i>Quinqueloculina</i> aff. <i>boueana</i> ORB., <i>Q. boueana levis</i> O. DJAN., <i>Sigmoilina mediteranensis</i> BOGD., <i>S. tenuis</i> /CZ./, <i>Cassidulina tarchanensis</i> CHUTZ.
KOCACHUR				5. Žltkastošedé, nekarbonátové hrubovrstevnaté, stredno a hrubozrné pieskovce s <i>Rzehakia socialis</i> /RZ./, <i>Eoprosodacna cartilica</i> DAVID, <i>Congeria</i> cf. <i>transcaucasica</i> DAVID.

Profil tarchanských uloženín račinsko-lečchumskej synklinály (pozdĺž rieky Namkašuri). Zostavil G. D. Ananiašvili 1976.

ich hrúbka (tzv. macchorská séria) dosahuje 3000 m. Vrchná časť tohto hrubého súvrstvia patrí už k pliocénu (D. A. Bulejšvili 1960).

V západnom Gruzínsku (Rionský záliv) faunisticky charakterizovaný vrchný sarmat je známy len pozdĺž toku rieky Mokvy (šamurzakanská depresia), kde ho podľa S. I. Iljina — A. G. Eberzina (1933) zastupujú pieskovce a piesčité íly s vložkami slieňov a zlepencov. Vrchnosarmatské uloženiny sú zastúpené aj v gudautskej (S. G. Bukija 1971) a gurijskej depresii (K. S. Maslov 1937; M. F. Dzvelaja 1940), striedajú sa tu íly, pieskovce, gravelity a zlepence.

V Gruzínsku sa teraz hranica medzi miocénom a pliocénom kladie nad sarmatský regionálny stupeň, a to podľa autorov (L. Š. Davitašvili 1933; D. A. Bulejšvili 1958, 1960; G. F. Čelidze 1964; K. F. Gruzinskaja 1967; L. V. Muschelišvili 1970 a i), ktorí predpokladajú, že meotská fauna mäkkýšov geneticky nesúvisí so sarmatskou faunou a je začiatkom novej etapy vo vývine postsarmatských bazénov juhu ZSSR. K analogickému záveru prichádzajú autori, ktorí študujú faunu foraminifér (L. S. Majsuradze 1970), ostrakód (Z. A. Imnadze) a rastlinné zvyšky (M. D. Uznadze 1955, 1965). Okrem toho sú meotské uloženiny vo väčšine prípadov transgresívne a ležia s ostrou uhlovou diskordanciou na rôznych členoch miocénu, paleogénu a kriedy.

Literatúra

- АНАНИАШВИЛИ, Г. Д. 1961: Фауна и стратиграфия миоценовых отложений Лечхуми. Сообщ. Геол. об-ва Грузии АН ГССР, 2, 2, Тбилиси.
- АНАНИАШВИЛИ, Г. Д. 1964: Некоторые двустворчатые миоценовых отложений западной части Рачинско-Лечхумской синклинали. Тр. ГИН АН ГССР, сер. геол., 14 (19), Тбилиси.
- АНАНИАШВИЛИ, Г. Д. 1975: Тарханский регионитус Грузии. Фонды Геологического ин-та АН ГССР, Тбилиси.
- АНДРУСОВ, Н. И. 1889: Новые геологические исследования на Керченском полуострове, произведенные в 1888 г. Зап. Новоросс. об-ва ест. 14, 2.
- АНДРУСОВ, Н. И. 1861: Южнорусские неогеновые отложения. Древний миоцен. 1896. Изд-во АН СССР, Москва.
- АРЧВАДЗЕ, К. М. 1954: Некоторые данные о микрофаунистический характеристике сакараульского горизонта Абхазии. Изв АН СССР, сер. геол. 6, Москва.
- БАГДАСАРЯН, К. Г. 1959: Некоторые новые данные о тарханском горизонте Грузии. Сообщ. АН ГССР, 32, 2, Тбилиси.
- БАГДАСАРЯН, К. Г. 1970: Фауна моллюсков тарханского горизонта и условия ее существования. ИНСТ. палеобиологии АН ГССР, Тбилиси.
- БЕЛОКРЫС, Л. С. 1962: Стратиграфическое расчленение сарматских отложений Борисфенского залива по фауне моллюсков. ДАН УССР, 8, Киев.

- БИДЗИНАШВИЛИ, Л. М. 1974: Стратиграфия и моллюсковая фауна среднего миоцена Имерети (Западная Грузия). Автореферат канд. дисс., Тбилиси.
- БОГДАНОВИЧ, А. К. 1950: Тарханские отложения Кубани в свете изучения микрофауны. Тр. ВНИГРИ, новая сер. 51. Микрофауна СССР сб. 4, Москва.
- БОГДАНОВИЧ, А. К. 1965: Стратиграфическое и фашиальное распределение фораминифер в миоцене Западного предкавказья и вопросы их генезиса. Тр. КФ ВНИИ, 16. Изд. „Недра” Ленинград.
- БУКИЯ, С. Г., КОЛОСОВСКАЯ, О. В., АБАМЕЛИК, Е. М. 1971: Геологическая карта и карта полезных ископаемых Абхазской АССР (Объяснительная записка).
- БУЛЕЙШВИЛИ, Д. А. 1948: О некоторых новых видах кардид и букцинид в сарматских отложениях нефтеносных районов Зап. Грузии. Бюлл. „Грузнефти”, 1, Тбилиси.
- БУЛЕЙШВИЛИ, Д. А. 1960: Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. Гостехиздат Тбилиси.
- ВАРЕНЦОВ, М. И. 1936: Геология и нефтегазоносность Куринской долины в Тифлисском и Михетском районах Грузии. Тр. НГРИ, 85, Тбилиси.
- ВАРЕНЦОВ, М. И. 1950: Геологическое строение западной части Куринской депрессии. Изд. АН СССР., Москва.
- ВАХАНИЯ, Е. К. 1959: Стратиграфия нижнемиоценовых отложений Грузии. Изв. Геол. об-ва Грузии, 1,1, Тбилиси.
- ГАБУНИЯ, Л. К. 1959: О первой находке листриодона в миоцене СССР. Сообщ. АН Груз. ССР, 22,1, Тбилиси.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, П. Д. 1964: Тектоника в кн.: „Геология СССР”, 10, Москва.
- ГРУЗИНСКАЯ, К. Ф. 1967: Сарматская моллюсковая фауна Восточной Грузии. Автореферат канд. диссертации, Тбилиси.
- ДАВИТАШВИЛИ, Л. Ш. 1930: О конкском горизонте Грузии. Азерб. нефтян. 10, Тбилиси.
- ДАВИТАШВИЛИ, Л. Ш. 1934: О фауне коцахурского горизонта. Бюл. МОИП, 12, геол. Тбилиси.
- ДАВИТАШВИЛИ, Л. Ш. 1933: Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции. Госнефтеиздат. Москва.
- ДАВИТАШВИЛИ, Л. Ш. 1963: О ярусном подразделении миоцена и о принципах его обоснования. Тр. ин-та палеобиол. АН Груз. ССР, 8, Тбилиси.
- ДВАЛИ, Т. К. 1940: Средиземноморские элементы в среднем миоцене Горийского района. Сообщ. Груз. филиала АН ССР, 1, 5, Тбилиси.
- ДЖАНЕЛИДЗЕ, А. И. 1942: Проблема Грузинской глыбы на груз. яз. Сообщ. АН ГССР, 3, 1—2, Тбилиси.
- ДЖАНЕЛИДЗЕ, О. И. 1954: О фораминиферах нижнего и среднего миоцена Грузии. ДАН ССР. 95, 5, Тбилиси.
- ДЖАНЕЛИДЗЕ, О. И. 1956: Фораминиферы нижнего миоцена Абхазии. Тр. сектора палеобиологии АН ГССР, 3, Тбилиси.
- ДЖАНЕЛИДЗЕ, О. И. 1958: Фораминиферы тарханского горизонта Грузии. Тр. Ин-та палеобиологии АН ГССР, 4, Тбилиси.
- ДЖАНЕЛИДЗЕ, О. И. 1970: Фораминиферы нижнего и среднего миоцена Грузии. Изд-во „Мецниереба”, Тбилиси.

- ДЗВЕЛАЯ, М. Ф. 1940: К стратиграфии миоцена Мегрелии. Изв. АН СССР, сер. геол. 4, Москва.
- ДЗВЕЛАЯ, М. Ф. 1970: Геология кайнозоя Грузии и генезис нефти. АН ГССР, изд. „Мецниереба“, Тбилиси.
- ЖГЕНТИ, Е. М. 1958: Развитие моллюсковой фауны коньского горизонта Грузии. Тр. Ин-та палеобиологии АН ГССР, 4, Тбилиси.
- ЖГЕНТИ, Е. М. 1966: Представители семейства фолодид в среднемиоценовых отложениях Крымско-Кавказской провинции. Тр. Ин-та палеобиологии АН ГССР, Тбилиси.
- ЖИЖЧЕНКО, Б. П. 1937: К изучению фации второго средиземноморского яруса. Тр. геолслужбы „Грузнефти“, 6, Тбилиси.
- ЖИЖЧЕНКО, Б. П. 1940: Нижний миоцен. В кн.: „Стратиграфия СССР, 12, Москва.
- ЗИНОВЬЕВ, М. С. 1953: О мелководных отложениях Восточной Грузии и их возможных аналогах на юге Украины. Тр. Львовского Геол. о-ва, палеонт. сер. 2, Львов.
- ЗИНОВЬЕВ, М. С. 1956: О стратиграфическом распространении *Rzehakia (Onchophora) socialis (Rzeh.)* ДАН СССР, 106, 1, Тбилиси.
- ИЛЫИН, С. И., — ЭБЕРЗИН, А. Г. 1935: О присутствии онкофоровых слоев в Абхазии, Азерб. нефт. хозяйство, 10, 2, Тбилиси.
- КАЧАРАВА, И. В. 1944: Рачинско-Лечхумский бассейн и смежные с ним районы в палеогеновое время. Тр. геол. ин-та АН ГССР, геол. сер. 2, (7), Тбилиси.
- КВАЛИАШВИЛИ, Г. А. 1956: К вопросу о верхней границе коцахурского горизонта Тр. сектора палеобиологии АН ГССР, 3, Тбилиси.
- КВАЛИАШВИЛИ, Г. А. 1962: Онкофоровый (Рзегакиевский) горизонт Евразии. Изд-во АН ГССР, Тбилиси.
- КЕРЕСЕЛИДЗЕ, Д. Г. 1954: Геологическое строение долины р. Куры между Гори и Каспи. Автореферат диссертации на соискание учен. степени канд. геол. мин. наук, Тбилиси.
- КОЛЕСНИКОВ, В. П. 1935: Сарматские моллюски, Палеонтология СССР, Издво АН ССР, 10, 2, Ленинград.
- КОРОБКОВ, И. А. 1939: О возрасте сакараульского горизонта. ДАН СССР, 22, 2, Тбилиси.
- КУДРЯВЦЕВ, Н. А. 1932: Материалы по геологии нефтяных месторождений Пховели и Гурджаани (Грузия). Тр. НГРИ, сер. Б, 19, Тбилиси.
- КУРЦХАЛИЯ, Т. А., БУЛЕЙШВИЛИ, Д. А., ПАПАВА, Д. Ю. 1972: О наличии аквитанского яруса в Грузии. Сообщ. АН ГССР, 62, 2, Тбилиси.
- ЛАЛИЕВ, А. Г. 1964: Майкопская серия Грузии. Изд-во „Недра“, Москва.
- МАЙСУРАДЗЕ, Л. С. 1971: Фораминиферы сармата. Зап. Грузии. Ин-т палеобиологии АН ГССР, Тбилиси.
- МАСЛОВ, К. С. 1935: Тарханский горизонт Восточной Грузии. Азерб. нефт. хоз., 1, Тбилиси.
- МЕРКЛИН, Р. Л., НЕВЕССКАЯ, Л. А. 1952: Определитель двустворчатых моллюсков миоцена Туркмении и Западного Казахстана. Изд. АН СССР Москва.
- МЕФФЕРТ, Б. Ф. 1930: Геологический очерк Лечхуми. Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии в 1928 г. Материалы по общей и прикладной геологии, 140, Тбилиси.
- МОЛЯВКО, Г. И. 1960: Неоген юга Украины. Изд. АН УССР, Киев.

- МУСХЕЛИШВИЛИ, Л. В. 1970: Историческое развитие сарматской моллюсковой фауны. Фонды Ин-тапалеобиологии.
- НЕВЕССКАЯ, Л. А. 1954: К биостратиграфии сарматских отложений Северного Прикарабугазья. ДАН СССР, 97, 2.
- ПАПАВА, Д. Ю. 1965: О взаимоотношении средне-и нижнемиоценовых отложений на южном борту Картлийской депрессии. Изд. Геол. об-ва Грузии, 4, 1, Тбилиси.
- РОШКА, В. Х. 1967: Схема стратиграфии сарматских отложений Молдавии. Изв. АН МССР, 4, Кишинев.
- САХЕЛАШВИЛИ, З. В. 1964: Фауна горийских устричных слоев. Тр. ГИН АН ГССР, сер. геол. 14, (19), Тбилиси.
- САХЕЛАШВИЛИ, З. В. 1968: Стратиграфия и фауна ниже-и среднемиоценовых отложений долины Куры между Хашури и Рустави. Автореф. канд. дисс., Тбилиси.
- СИДОРОВА-ПАРАМОНОВА, Н. П. 1960: Сарматские мактры Мانتыслана и Юстюрта, их систематическое положение, филогения и стратиграфическое значение. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. биолог. наук, Москва, 1960.
- СОКОЛОВ, Н. А. 1889: Слои с *Venus konkensis* средиземноморские отложения на р. Конке. Тр. геол. ком., 9, 5, Москва.
- СХИРТЛАДЗЕ, Н. И. 1958: Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тр. геол. ин-та АН ГССР, монограф., 8, Тбилиси.
- УЗНАДЗЕ, М. Д. 1965: Неогеновая флора Грузии. Изд. „Мецниереба“, Тбилиси.
- ХАРАТИШВИЛИ, Г. Д. 1952: Фауна сакараульского горизонта и ее возраст. Тр. ГИН АН ГССР, Тбилиси,
- ЧЕЛИДЗЕ, Г. Ф. 1954: К стратиграфии верхней части среднего миоцена окрестностей г. Рустави. Сообщ. АН ГССР., 15, 2, Тбилиси.
- ЧЕРИДЗЕ, Г. Ф.: 1964: Плиоцен. Геология СССР, 10, Грузинская ССР, 5, Геологическое описание, Изд-во Недра, Москва.
- ЧИКОВАНИ, А. А. 1954: Геологическое строение полосы третичных отложений Орджоникидзе-Вани в связи с нефтегазоносностью. Автореф. канд. дисс. ГИН ГССР, Тбилиси, 1954.
- ЧИКОВАНИ, А. А. 1964: Средний миоцен. В кн.: „Геология СССР“, т. X. Груз. ССР. ч. I. Изд-во „Недра“, Москва.
- ЭБЕРЗИН, А. Г. 1935: Геологические исследования юго-западной части Гудатского района. Тр. Ленинградского общества естеств, 13, 1, Ленинград.

G. D. Ananiašvili

Неоген Западных Карпат

В Западных Карпатах Словакии и примыкающей к ней Моравии располагаются впадины, выполненные осадками неогена и приуроченные как к внешней и внутренней частям карпатской дуги, так и к ее центральной части.

После окончания обзорной геологической съемки территории ССР, Т. Будаи (1965) изучил закономерности строения и тектогенеза западнокарпатского неогена и разработал новую классификацию неогеновых впадин. Прежняя классификация этих впадин основывалась на их положении по отношению к карпатской дуге.

Т. Будаи (1965) показал, что следует также учитывать генезис этих впадин, возраст выполняющих их осадков, развитие, строение и геотектоническую позицию. Исходя из этих признаков, он выделяет три основные группы западнокарпатских неогеновых впадин:

1. Впадины располагающиеся перед фронтом внешних флишевых покровов, или частично перекрытые этими покровами. В их основании, в большинстве случаев, залегает Чешский массив. Это территория передового прогиба.

2. Впадины, находящиеся в альпинотипно-деформированной горной системе, с основанием состоящим из тектонических единиц внешних и внутренних Западных Карпат; структурные линии впадин параллельны структурам основания. Это длительное существование подвижные зоны, строение которых определяется подвижностью и структурой основания. Сюда относятся венская и восточнословацкая впадины и другие более мелкие внутрикарпатские депрессии.

3. Впадины приуроченные к внутренней стороне карпатской дуги, в основании которых залегают разные структурные единицы. Геологическое развитие этих впадин различное, их более глубокие этажи принадлежат впадинам разного генетического и структурного типа и имеют различное направление. Строение основания не оказывает влияния на их форму и структурные подразделения. Это межгорные наложенные впадины, придунайская и южнословацкая.

Пространственное расположение отдельных типов неогеновых впадин

в карпатской дуге и является случайным, буду ли обусловлено характером основания и расположением глубинных разломов. Исходя из закономерностей образования и развития этих впадин Т. Будаи (1965) заключает, что фазам складкообразования горных массивов отвечает замедление и даже прекращение погружения впадин, за исключением передового прогиба. Наоборот, в промежутках между складкообразовательными движениями погружение впадин усиливается. Интенсивность погружения находится в прямом соотношении с интенсивностью предшествующей фазы складкообразования. Складкообразование перемещается с запада на восток, и из внутренней стороны горной системы к ее внешней стороне. Этому отвечает и развитие впадин и степень их погружения. Во время эггенбургских фаз складкообразования возникла более древняя система впадин, которая во время баденских горообразовательных движений прекращает свое существование. Система неогеновых впадин бадена в процессе их дальнейшего развития преобразовалась в их современной вид.

В настоящее время составляются палеогеографические карты отдельных стратиграфических подразделений неогена и после завершения этой работы можно ожидать решения многих вопросов развития неогеновых впадин.

В последнее время у нас достигнуты существенные успехи в изучении проблем стратиграфии неогена. Большое значение имеют в этом отношении сотни глубоких скважин, пробуренных с целью поисков полезных ископаемых и увеличения водных ресурсов. Уточнение стратиграфической шкалы неогена в европейском масштабе показало, что одному и тому же названию „классического“ яруда неогена отвечают на разных территориях разные свиты. Этим вопросам были посвящены также отдельные заседания комитета по стратиграфии средиземноморского неогена (CMNS).

На четвертом конгрессе CMNS в 1967 году в Болоньи выделена подкомиссия по Паратетису, на ежегодных заседаниях которой координируется ее деятельность. Для центральной части Паратетиса, к которой относится также неоген Западных Карпат, предложено следующее стратиграфическое расчленение (плиоцен относится также к западной части эвксинского бассейна): OM — эгер, M1 — эггенбург, M2 — оттанг, M3 — карпат, M4 — баден, M5 — сармат, MP1 — паннон s. s. (мальвезий), P₁ — понт, P₂ — дакий, P₃ — румыний (левант).

Существуют отдельные расхождения в понимании объема и возраста этих новых подразделений по сравнению с „классическим“ подразделением. Содержание перечисленных стратиграфических единиц постепенно уточняется. Это расчленение основывается прежде всего на

НЕОГЕНОВЫЕ ОБЛАСТИ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ



моллюсках и фораминиферах, разрабатываются новые критерии на основании остракод и наннопланктона. Наиболее слабо изучена фауна пресноводных бассейнов. Флора и анализ пыльцы позволяют решать вопросы климата и стратиграфической принадлежности.

Осадки эгера раньше обозначались как хат-аквитан. В Словакии они известны в ЮВ части Придунайской низменности, в окрестностях Штурова и в южнословацкой впадине между Шагами и Шафариковым. Эта северная периферийная часть южнословацко-северовенгерского олигоцен-нижнемиоценового бассейна. В южной Моравии эгер известен из поуздржанской и жданицкой единиц внешней флишевой зоны Карпат. Осадки эгера постепенно сменяют кверху отложения рюпеля, в южнословацкой области они простираются дальше на север чем рюпель. В конце эгера наблюдается регрессия моря, местами опреснение; по существу это чередование пресноводных слоев с фаунистически немymi. В южнословацко-северовенгерском бассейне местами устанавливается отсутствие перерыва в осадконакоплении между эгером и эггенбургом. В большинстве же случаев над эгером несогласно залегают средний миоцен или плиоцен, а также отнюдь континентально-пресноводного развития.

Осадки эгера обычно морские с фауной переходного олигоценмиоценового типа, граница олигоцен-миоцен пока не установлена. Из больших фораминифер в области Шафариково найдена *Miogyssina günteri* (A. Parr 1960), из моллюсков *Chlamys martelli* и *Flabellipecten carryensis* (M. Vaňová 1959). Сублиторальная малакофауна с преобладанием *Glycymeris* ex gr. *obovatus* монографически изучена Я. Сенешом (1958). Абсолютный возраст нижней границы эгера установлен как 31 мил. лет по глауконитовым песчаникам северной Венгрии (Новой близ Эгера).

Эггенбург (раньше бурдигал) встречается во всех трех типах неогеновых впадин Западных Карпат, т. е. как в передовой впадине, так и в центральнокарпатских и межгорных наложенных впадинах. Осадки эггенбурга находим в Моравии и передовом прогибе между городами Зноймо и Моравска Острава, а чехословацкой части венской впадины, в Словакии на среднем Поважьи, верхнем Понитри, в Турчианской впадине, в южнословацкой и восточнословацкой впадинах. Он распространен более широко и в иных фациях чем эгер.

Эггенбург везде в Западных Карпатах залегают трансгрессивно и несогласно на донеогеновых породах. В рамках южнословацкого-северовенгерского осадочного бассейна только в Венгрии наблюдается местами отсутствие перерыва в осадконакоплении между эгером и эггенбургом. В центральном Паратетисе верхняя граница эггенбурга

является проблематичной, поскольку переход в выше залегающий оттнанг постепенный с литологической и палеонтологической точек зрения, и в связи с этим некоторые вопросы еще не решены.

Эггенбург представлен у нас прежде всего морскими осадками. В большинстве случаев он начинается базальными конгломератами, которые различаются главным образом по составу валунов и имеют местные названия (например хроровский, брезовский и другие типа). Через песчаники конгломераты переходят в пелитовые литофации. К наиболее типичным видам моллюсков принадлежат: *Chlamys gigas*, *Ch. hoernensis*, *Ch. palmata*, *Pecten pseudobeudanti*, *Lenticardium kübecki*, *Turritella terebralis* и другие. В пелитовой фации микрофауна имеет характер „*Cyclammina* — *Bathysiphon* шпире”, из моллюсков присутствуют представители родов *Leda*, *Nucula*, *Pitar* и другие.

Во всех типах западнокарпатских неогеновых впадин местами в основании эггенбурга наблюдаются также пачки состоящие из пестрых континентальных, пресноводных и солоноватоводных слоев (например в венском бассейне близ Штефанова, на среднем Поважии в окрестности Поважской Быстрицы, на горном Понитри в окрестности Гандловой, в восточной Словакии „человцкая формация”). В солоноватоводных слоях в микрофауне преобладает *Ammonia* ex gr. *beccarii* и *Miocyprideis fortinensis* из моллюсков это *Tympanotonus margaritaceus*, *Clithon (Villoclithon) pictus* и другие. Характер и фауна песчаников и пелитовых фаций, которые залегают над солоноватыми слоями, такая же как и в кровле базальных конгломератов.

Абсолютный возраст $\pm 24,8$ мил. лет установлен пока только из слоев глауконитовых песчаников в шпире с *Cyclammina* — *Bathysiphon* из молассы верхней Австрии.

Оттнанг в ранних работах обозначается как гельвет, в узком смысле слова, но времени отвечает промежутку между эггенбургом и карпатом. Распространение осадков оттнанга в общем соответствует такому эггенбургу, но в центральнокарпатских впадинах первые занимают меньшую площадь, а в восточнословацкой впадине пока не обнаружены.

Нижняя граница оттнанга в большинстве случаев, подобно верхней границе эггенбурга, пока точно не установлена, так как оба яруса образуют один цикл осадконакопления. У нас только в южнословацкой впадине установлено несогласное залегание модрокаменской угленосной формации, отвечающей оттнангу, на эггенбурге. Верхняя граница оттнанга отвечает нижней границе морской трансгрессии карпата. Перерыв в осадконакоплении и здесь не должен быть повсеместным, поскольку местами (например передовой прогиб в Моравии, южнословацкая впадина) наблюдаются постепенные литологические перехо-

ды между обоими ярусами и трансгрессия карпата устанавливается только фаунистически.

В Оттнанге морские осадки развиты лишь в его нижней части и только в передовом прогибе в Моравии и в венском бассейне. В венском бассейне эта верхняя часть т. н. лужицкой серии отвечает цибидидес-эльфидиевому шпирю. Нижняя часть лужицкой серии стратиграфически соответствует эггенбургу. Оттнанг в восходящем разрезе становится все более пресноводным и заканчивается онкофоровыми слоями или их полностью пресноводными эквивалентами по времени. В южнословацкой впадине и на горном Понитри весь оттнанг представлен пресноводными или пресноводно-солонатоводными фациями. В передовой впадине и в венском бассейне онкофоровые слои соответствуют регрессивной фазе всего нижнемиоценового осадочного цикла, между тем как в южнословацкой впадине они представляют собой начало морской трансгрессии карпата.

Абсолютный возраст нижней части оттнанга, равный 23 мил. лет, установлен по риодацитовым туфам окрестностей Калонды из южнословацкой впадины.

Под карпатом подразумевается часть нижнего миоцена, которая раньше обозначалась как верхний гелвет или штефановские слои в венском бассейне. Карпат присутствует во всех типах западокарпатских неогеновых впадин.

Нижняя граница карпата отвечает, как мы уже отмечали, началу новой морской трансгрессии. В большинстве случаев это означает также несогласное залегание на докарпатском основании, но в передовом прогибе в Моравии и в южнословацкой впадине наблюдаются постепенные литологические переходы.

Верхняя граница карпата у нас везде выражена отчетливо, отвечая новой морской трансгрессии бадена и появлению новых элементов фораминиферового планктона — представителей родов *Praeorbulina* и *Orbulina*.

В карпате преобладает морское осадконакопление. В основании его залегают конгломераты (например яблонецкий в восточной части венского бассейна и западной части подунайской низменности) или флишоидные слои иногда и те, и другие. Из моллюсков типичными являются *Flabellipecten pasinii*, *Arcopsis rollei*, *Tellina strohmayeri*, *Lima labani*, *Pina subpectinata* и другие. Более высокие горизонты карпата в большинстве случаев представлены пелитовой шпиревой фацией с микрофауной *Uvigerina graciliformis*, *U. bononiensis primiformis*, *U. parkeri breviformis*, малакофауной *Lucina wolffi*, *Pseudamusium denudatum*, *Cuspidaria wolffi*, *Laternula fuchsi* и другими. В северной

части передового прогиба и в ЮВ части венского бассейна (лавские остракодовые слои) верхние слои карпата пресноводные. В восточно-словацкой впадине, в прешовской области, в среднем карпате обнажается соленосная формация, в восточной части находятся пестроцветные слои (Глинне).

Абсолютный возраст карпата 21,7 мил. лет установлен по риолитовым туфам в южнословацкой впадине (Клепаны).

Баден отвечает той части среднего миоцена, которая по „классическому” делению обозначалась как тортон. Планктонные фораминиферы и данные абсолютного датирования показали, что „тортон” Италии соответствует только самой ветхней части регионального центрально-паратетисового яруса бадена, между тем как его основание отвечает вновь установленному лангиону средиземноморской области.

Осадки бадена присутствуют также во всех типах западнокарпатских неогеновых впадин — как в передовом прогибе, так и в центрально-карпатских и межгорных наложенных впадинах. Под влиянием штирийских горобразовательных движений эти впадины начинают приобретать в основных чертах сегодняшнюю форму, особенно начиная с позднего бадена.

Нижняя граница бадена с биостратиграфической точки зрения отмечается появлением в планктоне представителей родов *Praeorbulina* и *Orbulina*, а в бентосе — *Uvigerina macrocarinata*. Для более подробного расчленения бадена у нас можно использовать с небольшими модификациями микрофаунистическое расчленение „тортона” венского бассейна по Р. Гриллу (1941). На этом основании в нижнем бадене, в так называемой ланзендорфской или байтавской формации, выделяется нижняя и верхняя лагенидовая зона, в верхнем бадене, в так называемой девинской формации, — спироплектаминовую зону или зону агглютинаций, выше залегает булимино-боливиновая зона, которую местами по простиранию замещает роталиевая зона.

Из моллюсков для бадена характерны *Flabellipecten besseri*, *F. leythayanus*, *Chlamys elegans*, в шпировой фации *Dentalium badense*, *Fusus lamellosus*, *Turricula seriala*, *Bathyloma cataphracta* и другие. В верхнем бадене прерывается непосредственная морская связь наших областей с Тетисом, которая потом уже не возобновлялась. Развитие эндемичных фаун отмечает начало следующего яруса неогена, сармата. Граница между баденом и сарматом проблематична только там, где между обоими ярусами развита пестроцветная свита в озерной или озерно-континентальной фации (например в венской и восточнословацкой впадинах).

Баден, как нижний, так и верхний, в большинстве случаев имеет

морский характер. Палеогеографическое распространение нижнего и верхнего бадена совпадает неполностью; верхний в неогеновых впадинах Западных Карпат занимает более значительную площадь чем нижний баден, и является более дифференцированным. Нижний баден представляет собой замкнутый цикл осадконакопления в венском бассейне и передовом прогибе, верхний баден после перерыва залегает по нем несогласно. В передовом прогибе верхний баден встречается только в его северной части, на территории опавска, откуда продолжается на восток, в Польшу. Нижний баден известен также в восточной части придунайской низменности южнословацкой и восточнословацкой низменностях, где в нескольких местах нет перерыва в осадконакоплении между нижним и верхним баденом, устанавливаются только колебания дна бассейна. В верхнем бадене на границе спируплектаминовой и булимино-боливиновой зон залегают слои эвапоритов — в передовом прогибе в район г. Опава (гипс) и в восточнословацкой впадине (гипс и калийная соль). Самые верхние части верхнего бадена местами, прежде всего в краевых частях, солоноватоводные или полностью пресноводные (например венский бассейн, восточнословацкая впадина, топольчианский залив придунайской впадины и другие).

В средней и восточной Словакии в бадене проявляется интенсивная вулканическая деятельность (риолиты и андезиты). В впадинах центральной части Западных Карпат, запруженных обычно вулканическими продуктами начиная с верхнего бадена, имеет место озерно-континентальное осадконакопление с образованием угольных слоев (Новаки — Гандлова, Бадин и другие), которое продолжалось до сармата и кончается, по-видимому, в нижнем панноне.

Абсолютный возраст начала бадена — 19 мил. лет и начала сармата — 14 мил. лет, установлен по вулканическим породам средней и восточной Словакии.

Сармат мы расчлением по Э. Зюссу (1866) — это значит, что в восточном Паратетисе он отвечает только волинскому и нижнебессарабскому горизонтам.

Сармат в солоноватоводно-морском развитии встречается только в венском бассейне, придунайской и восточнословацкой впадинах. В озерно-континентальном развитии он находится в внутрикарпатских впадинах на верхнем Понитри, Турчианской, Жиарской и Банскобыстрицко-зволенской впадинах.

Нижняя граница сармата во всем Паратетисе характеризуется развитием эндемических солоноватоводных фаун. Разной в понимании нижней границы имеется только там, где на границе с баденом развиты пестроцветные слои. Е. Иржичек (1972) на основании данных

восточнословацкой впадины относит их к сармату, несмотря на регрессивный характер по отношению к роталиевой зоне бадена и на то, что трансгрессия сармата по существу начинается горизонтом с большими эльфидиями.

Разные мнения существуют также в понимании верхней границы сармата. Мнения расходятся по поводу существования постепенного перехода или перерыва в осадконакоплении между сарматом и панноном. Некоторые геологи предполагают в центральных частях впадин отсутствие перерыва в осадконакоплении, другие — наличие перерыва во всех частях впадин.

Для сармата можно использовать, с небольшими изменениями, расчленение по микрофаунистическим ассоциациям, которое для венского бассейна разработал Р. Грилл (1941). В основании залегает горизонт с *Elphidium* и большими эльфидиями, выше горизонт с *Elphidium hauerinum* и над ним горизонт с *Protelphidium* (*Porosonion*) ex gr. *granosum*. Верхняя часть горизонта с *Protelphidium* ex gr. *granosum* отвечает нижней части бессараба, тогда как его нижняя часть, вместе с двумя низшими горизонтами, отвечает по времени волынскому горизонту. Из моллюсков в ниже лежащих горизонтах преобладают представители родов *Mohrensternia* *Syndosmia*, выше *Ervillia* и над ней *Maetra*.

Между трансгрессией солоноватоводного моря в начале сармата и его регрессией в конце, наблюдаются в отдельных впадинах также колебательные движения, прежде всего расширение трансгрессии в основании горизонта с *Protelphidium* ex gr. *granosum*, по Р. Иржичку (1972), даже местами перерыв в осадконакоплении. В сармате, в средней и восточной Словакии, имеет место образование риолитовоандезитовых пород. В восточнословацкой впадине местами верхняя часть горизонта с *Elphidium hauerinum* пресная одобная и является частью т. н. „туффигово-лигнитовой серии”. По Р. Иржичку (1972) в придунайской впадине бессарабская часть горизонта с *Protelphidium* ex gr. *granosum* отсутствует, и имеется только в венском бассейне и восточнословацкой впадине.

Паннон (= мальвезий) является переходным ярусом между миоценом и плиоценом. Существует тенденция считать его миоценом, поскольку он является по времени эквивалентом верхнего бессараба, херсона в восточной части Паратетиса с эндемичными фаунами каспитского типа.

Паннон встречается в венском бассейне и при подунайской низменности. Фаунистически он пока не установлен в восточнословацкой впадине, предполагается далее, что к нему относятся верхние части

выполнения внутрикарпатских депрессий (турчианская впадина и другие).

О нижней границе паннона мы уже говорили, отметим дополнительно, что если местами здесь осадконакопление происходило без перерыва, то фаунистически граница четкая. Установление верхней границы паннона является более сложным, так как осадки, обозначаемые на сводных геологических картах как паннон, включают также возрастную эквивалент восточно-паратетисского понта. Пока для центрального Паратетиса нет достаточных данных для уточнения этой границы. По Р. Иржичку (1972) граница должна проходить внутри горизонта с *Congeria subglobosa* (Е горизонт по А. Паппу 1951), по другим взглядам — в основании или над этим горизонтом.

Для паннона s. l. у нас используется наиболее часто расчленение на 8 зон (А — Н) для венского бассейна, разработанное А. Паппом (1951) на основании фауны моллюсков. Для зоны А характерными являются *Melanopsis impressa*; для зоны В — *Congeria ornithopsis*, для зоны С — *Congeria hoernesii*, для зоны D — *Congeria partschi*, для зоны Е — *Congeria subglobosa*, для зоны F — *Congeria croatica*. Интервал зон А — Е отвечает солоноватоводным каспийского типа, а интервал зон F — Н пресноводным осадкам.

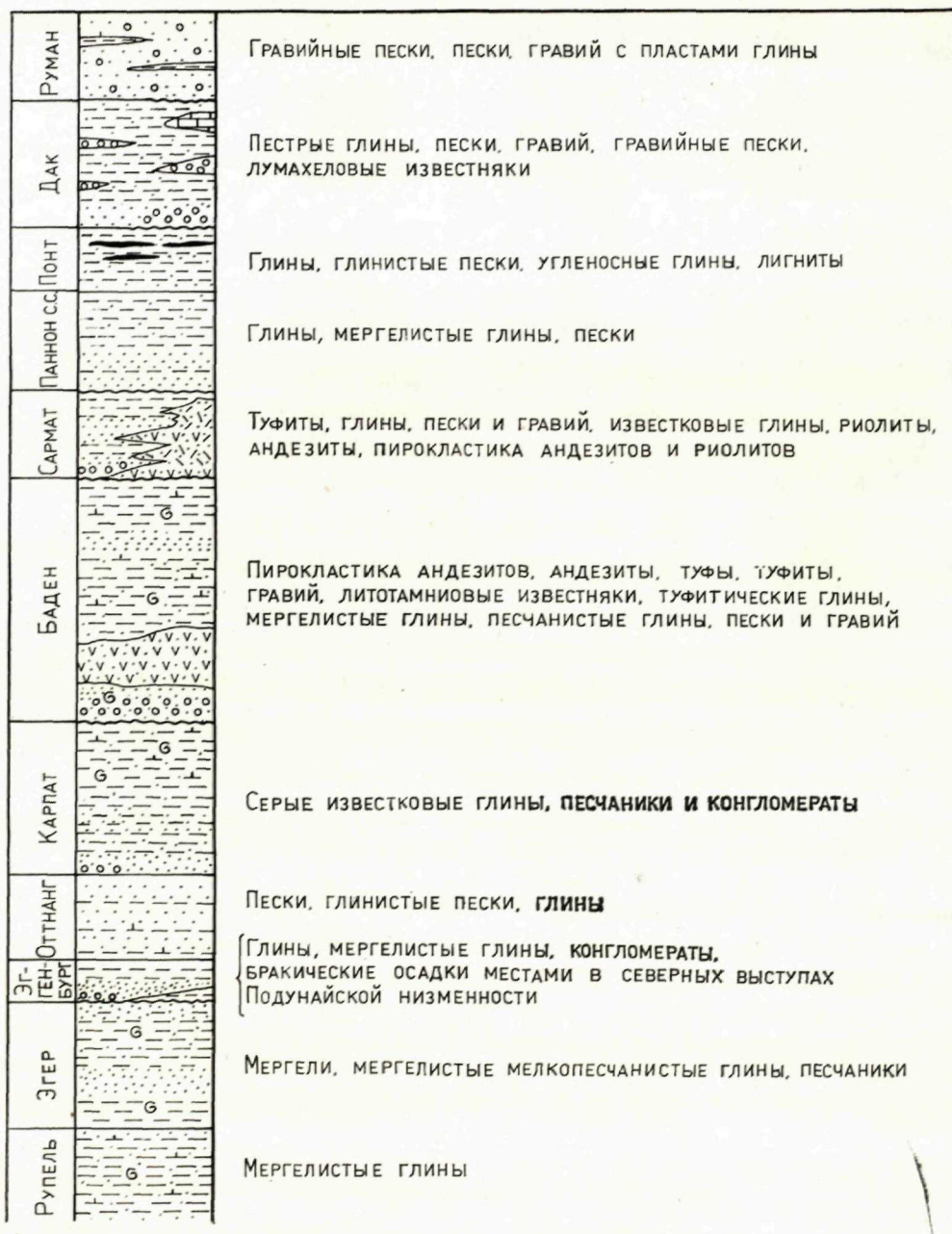
По решению симпозиума подкомиссии по Паратетису в 1972 г. к паннону в узком смысле слова принадлежат зоны А — D, может быть часть зоны Е, к понту относится зона Е, или только её верхняя часть и зона F, дакию принадлежат зоны G — Н.

В панноне преобладают пелитовые осадки, реже встречаются пески, а в венском бассейне в зоне В местами наблюдается лигнит.

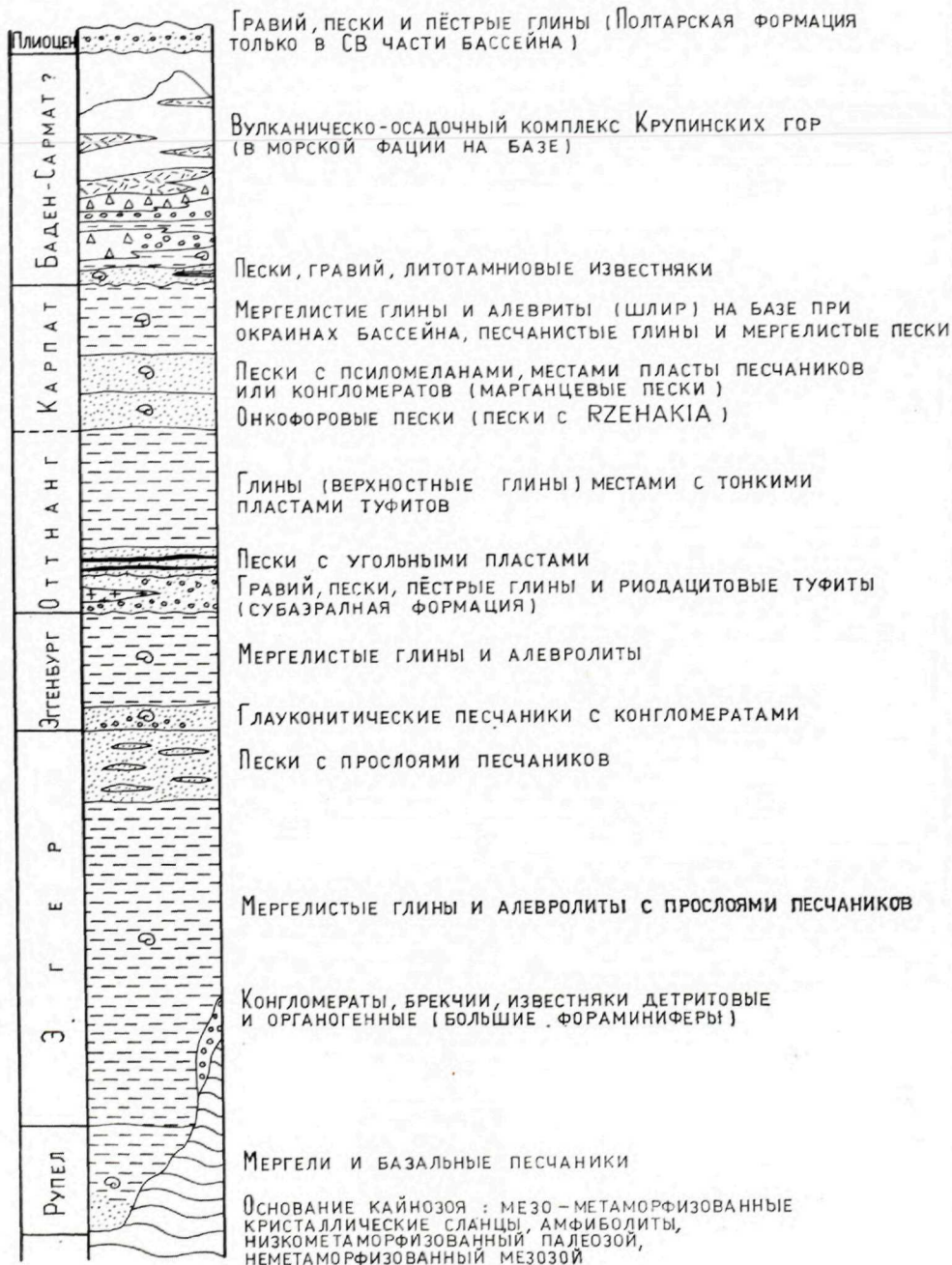
Понту отвечают осадки средней части паннона s. l. Палеогеографически он распространен так же как и паннон в узком смысле слова в впадинах Западных Карпат. В нижней части понта это солоноватоводные осадки каспийского типа в верхней — местами пресноводные осадки с угольными слоями (ранее именовавшиеся угленосной и голубой сериями).

Дакию отвечают осадки верхней части паннона в широком смысле слова (зона G — Н), которые ранее именовались плиоценовой пестрой серией а на обзорных геологических картах датировались понтом. Встречаются они во всех неогеновых впадинах Западных Карпат, и из всех ярусов неогена имеют наиболее широкое распространение. Везде они встречаются в пресноводных фациях озерного или озерно-континентального типа. По краям впадин они несогласно налегают на древние образования, и только центральных частях предполагается осадконакопление без перерыва.

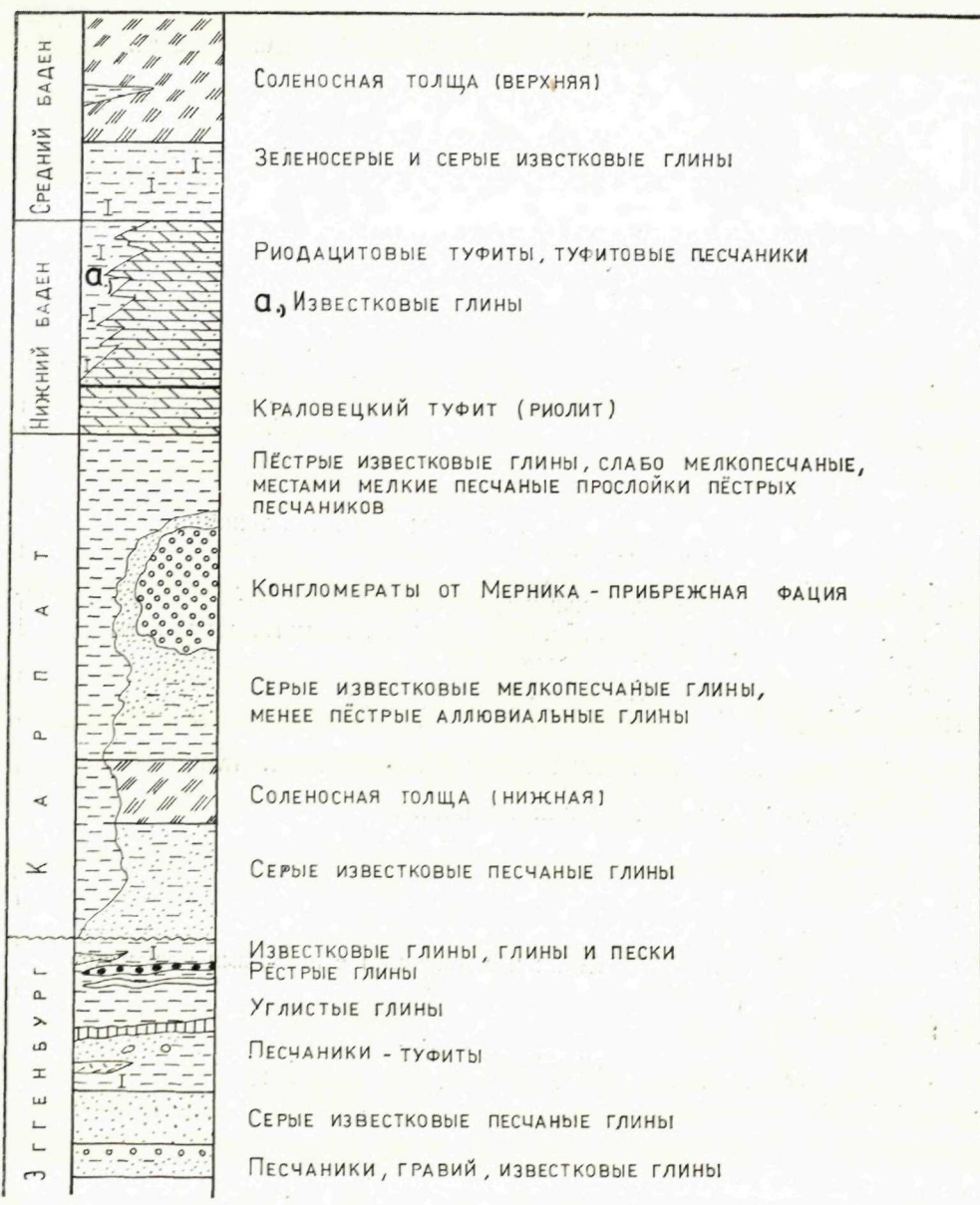
Стратиграфическая схема Подунайского бассейна



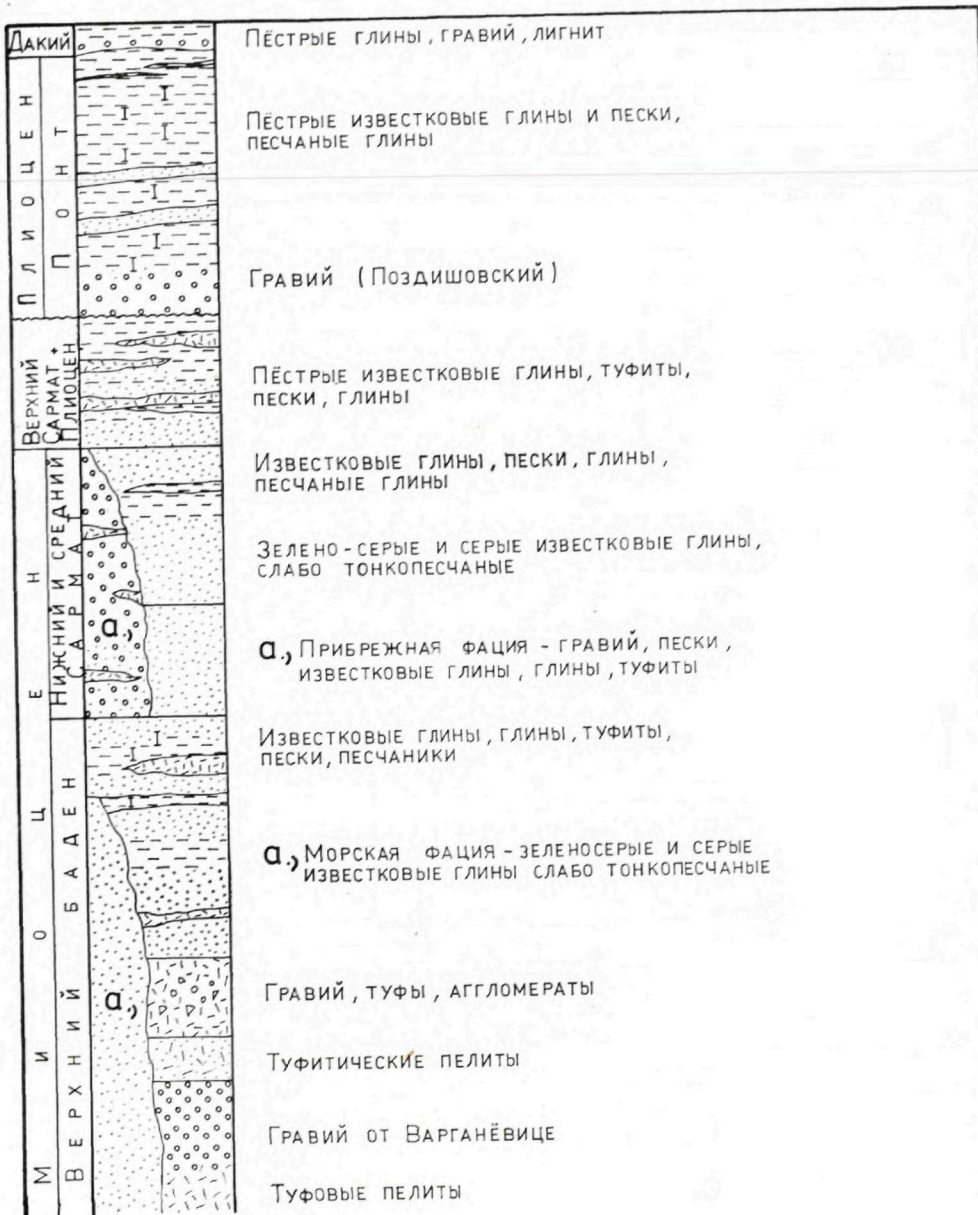
Стратиграфическая схема Южно-Словацкого бассейна (Ипелсько-Римавская котловина)



Схематическая схеча Восточно-Словацкого бассейна



Стратиграфическая схема Восточно-Словацкого бассейна(продолжение разреза)



К румынию или леванту относятся самые молодые осадки плиоцена, раньше именовавшиеся в придунайской впадине „коларовской формацией”. Это прежде всего гравий и пески, залегающие несогласно на дакии в центральных частях венского бассейна и придунайской впадине. В восточнoсловацкой впадине к нему по-видимому относятся самые верхние горизонты пестроцветных слоев.

Literatúra

- BUDAY, T. — CÍCHA, J. — SENEŠ, J. 1965: Miozän der Westkarpaten. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 295.
- BUDAY, T. — CÍCHA, J. — SENEŠ, J. 1967: Karpatské neogenní pánve. In: Regionální geologie ČSSR, II. Čsl. akad. Věd. Praha, 387—488.
- Chronostratigraphie und Neostatotypen, 1973: Bd. I. Karpatien. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava 1967, 312, II. Eggenburgien. Ibid. Bratislava 1971, 872, III. Ottnangien. Ibid. Bratislava 1973, 841.
- JIRÍČEK, R. 1972: Problém hranice sarmat/panon ve Vídeňské, Podunajské a východoslovenské pánvi. Mineralia Slovaca. 4, 14, Spišská Nová Ves, 39—81.
- GAŠPARÍK, J. et al. 1969: Paleogeografie a mapy mocností neogénu Západných Karpát. Západné Karpaty 11, Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava, 105—227.
- PAPP, A. 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. geol. Gessel. 39—41, Wien, 99—193.

E. Brestenská — J. Gašparik

Stratigraphical characteristics of Miocene deposits of Georgia and West Carpathians

Summary of the Russian and Slovak texts

In Georgia, marine Miocene deposits are widely developed in an intermontane depression between mountain-fold structures of the Great and the Little Caucasus. They either rest unconformably on the hard Paleozoic granite-metamorphite basement of the Georgian block or on its poorly folded alpine sedimentary mantle.

The „Upliscich horizon” (570 m) extending between the Sakaraul stage and Oligocene corbul sandstones, represented by Majkop clays (with occasional intercalations of sandstones and gravellites) is to be regarded the most ancient member of the Miocene profile. In sediments of the horizon were about 40 representatives of stenohaline molluscan fauna (microfauna was not found), four species of them — *Discors aquitanicus* Mayer, *Modiola hoernesii* Reuss, *Pholas (Barnea) koeneni* Benoist, *Vermetus (Bivonia) sacyi* C. et P. having been recorded in the Aquitanian of the stratotypical profile. Other forms are indicative of the Oligocene-Lower Miocene.

Regressive Sakaraul deposits (a stratigraphical equivalent of the Burdigalian and Eggenburgian) are represented by facies of two types — shallow and deep-sea. The first facies type is in the peripheral parts of sedimentation basins and it is represented by coarse-grained sandstones with plentiful (over 100 forms) molluscan fauna of the mediterranean type. The deep-sea facies consists for the most part of typical Majkop clays without organic remains. The Sakaraul deposits (100 — 500 m) are divided into two parts on the ground of microfauna: the lower part with *Uvigerina californica*, and the upper part — with *Neobulimina abchasiensis*.

By the beginning of the Kocachurian period the relationship with the ocean is broken to form brackish marine environment for endemic molluscan fauna (without microforaminifers) poor in both genera and the species (4 — 5 specimens). The Kocachurian stage is represented by two facies — a shallow (coarsegrained sandstones, microconglomerates), and a deep-sea (typical Majkop clays). Thickness of the deposits ranges from 80 to 250 m. The Kocachurian stage may be correlated with the Ottnangian or Helvetian of western Paratethys and, perhaps with the lower part of the Karpatian.

During the Tarchanian period, owing to the relation with the world's ocean, mediterranean polyhaline forms (about 100 species) got into Crimea and Caucasus. The Tarchanian rests conformably on the Kocachurian rocks. For the most part it is represented by clayey-sandy deposits with intercalations of marls, limestones and Majkop clays. The results of the latest investigations facilitated determination of many regularities concerning vertical distribution of molluscan coenoses in all facies (deep-sea, intermediary and shallow) of the Tarchanian and to present a division of the deposits into the lower (Zaragul), middle (Hankašur) and upper (Bardnal) beds.

The Tarchanian stage is preliminarily compared with the Karpatian, and possibly with the upper part of the Ottunngian and the lower part of the Badenian of Central Paratethys. In the Čokrakian time the connection with the open sea is interrupted again, salinity of water markedly decreases and endemic fauna of euxinian type develops. Molluscan fauna of the Čokrakian basin gets in a closer relation to the Tarchanian fauna and it completely descends from the latter. The deposits of the Čokrakian (40—450 m in thickness) contain plentiful molluscan fauna and foraminifers (more than 150 species); the character of its vertical distribution facilitates distinction of the lower middle and upper substages. The stage almost everywhere (except the central parts of synclinal structures) is transgressive and rests on vari-aged rocks up to the Paleozoic. The Čokrakian is both in the lithological and the facial relation analogous with the Tarchanian.

The desalination process having commenced as early as the Čokrakian time, culminates in the Karaganian. Among molluscs in the Karaganian sediments are mostly spaniodontelles, with the exception of its top part where are also mediterranean forms (the Varna horizon). In the Karaganian deposits of many regions of Georgia three biofacies are distinguished: the lower biofacies of small spaniodontelles, the middle — with mass accumulations of larger spaniodontelles, and the upper part — with small spaniodontelles. As regards lithology, the Karaganian is represented by clays and sandstones (with intercalations of conglomerates particularly in the upper part.) Its thickness ranges from 40 to 300 m. The Konkian deposits (thickness 15 — 170 m) were affected by considerable facies changes in vertical and in horizontal senses. The Konkian malacofauna displays a character of fauna of a brackish marine basin, indicating the relationship between the Konkian basin and the open sea.

The division of the Konkian deposits into three horizons: the Kartvelian, the Sartaganian and the Veselian horizons cannot be applied for all the Georgian region, since in some profiles the above mentioned members of the stage are either missing or the entire Konkian is represented by barneean beds.

The above mentioned stages of the Middle Miocene — the Čokrakian, Karaganian and Konkian — are preliminarily correlated with the central and upper parts of the Badenian deposits of Central Paratethys.

In the central parts of sedimentation depressions the deposits follow conformably the Konkian, although in peripheral parts they frequently rest transgressively on the scour surface of rocks of a wide age diapason ranging from the Paleozoic to the Middle Miocene.

The Sarmatian in Georgia like in other southern parts of the U. S. S. R. is divided into three substages based on macro and microfauna: the Volynian, the Bessarabian and the Chersonian substages. The Sarmatian deposits are characterized by conspicuous facies variability explainable by the effects of the Attic orophase resulting in largescale paleogeographical changes. In Western Georgia a marine, highly desalinated basin preserved in the Late Sarmatian only in the extreme western part of Abchazia although the rest of the area became dry land. In Eastern Georgia then accumulated continental deposits (the so-called "conglomerates of Mio-Pliocene") up to 3000 m in thickness.

The Sarmatian stage is correlated with the Sarmatian (s. s.) of Central Paratethys and with the lower part of the Pannonian.

In Slovakia and Moravia there are Neogene basins on both the external and internal sides of the West-Carpathian Arch as well as in the West Carpathians proper.

T. Buday (1965) distinguished Neogene basins situated:

1. before the front of the outer flysch nappes — like the foredeep;
2. in an alpinotypically folded mountain arch — like the Vienna basin, the East-Slovakian basin, and small inner depressions;
3. on the internal side of the mountain range — the so-called intermontane superimposed basins like the Danube basin and the South-Slovakian basin.

In detailing the Neogene stratigraphical scale of Europe it was found out that the names of „classic“ Neogene stages were applied for various beds sequences in various countries. This is why for Central Paratethys including our country, the following regional stages have been suggested: OM — Egerian, M 1 — Eggenburgian, M 2 — Ottnangian, M 3 — Karparian, M 4 — Badenian, M 5 — Sarmatian, MPI — Pannonian s. s. (Malvesian), P I 1 — Pontian, P I 2 — Dacian, P I 3 — Rumanian (Levantian).

The Egerian, formerly the Chattian-Aquitanean, is in Southern Moravia, in the southeastern part of the Danube and the South Slovakian basins. The Egerian marine sediments develop gradually from the subjacent Rupelian, they terminate in regression of the sea, and in desalination in places. The Egerian fauna has intermediary Oligocene-Miocene character. In the South Slovakian — North Hungarian basin are occasional indications of continuous sedimentation between the Egerian and the Eggenburgian.

The Eggenburgian, formerly the Burdigalian, is in the Neogene basins of all types in our country. Its distribution is different and more extensive than that of the Egerian. The Eggenburgian is mostly transgressive and passes gradually into the overjacent Ottnangian. It is mostly in marine facies, occasionally at the base, with variegated continental, freshwater and brackish beds.

The Ottnangian, formerly Helvetian s. s. has approximately the same distribution as the Eggenburgian, only in a lesser extent, and it has not been found in the East-Slovakian basin so far. The Eggenburgian forms one sedimentation cycle with the Ottnangian; only in the South Slovakian basin the Modrý Kameň coal-bearing formation referred to the Ottnangian, rests uncorformably on the Eggenburgian. Marine sediments are only in the lower part of the Ottnangian in the Foredeep and in the Vienna basin. Here it gets gradually desalinated and terminates in Oncophora beds. In the South Slovakian basin and along the torrent course of the Nitra r. the entire Ottnangian is in freshwater or slightly brackish facies. The upper boundary of the Ottnangian is identic with the lower boundary of the Karpatian marine transgression, mostly evidencybed fauna.

The Karpatian, formerly Upper Helvetian, is in the West Carpathian Neogene basins of all types. In the Karpatian, the marine sedimentation is predominant, only in the northern part of the Foredeep and in the southeastern part of the Vienna basin are desalinated layers, and in the East Slovakian basin is a salt-bearing formation. The upper boundary of the Karpatian is formed by a new Badenian transgression of the sea in foraminiferal plankton including representatives of the genera *Praeorbulina* and *Orbulina*.

The Badenian, formerly Tortonian, is in the Neogene basins of all types. The Badenian is most frequent in marine facies. In the Badenian the direct connection of Central Paratethys with Tethys disappears to give place for endemic fauna. There is a difference in the distribution of the Lower and Upper Badenian: the Upper Badenian is more extensive and displays a more conspicuous facial differentiation (with an evaporite layer). The uppermost layers of the Upper Badenian in marginal

parts are brackish or desalinated in places. In Central and Eastern Slovakia extensive volcanic activity is in the Badenian and Sarmatian.

The Sarmatian in our country corresponds to the Volhynian and Lower Bessarian of Eastern Paratethys as for age. In the brackish-marine facies in the Vienna-Danube, and East Slovakian basins, in limnic-terrestrial facies in Intra-Carpathian depressions, there is the Sarmatian in our country.

The Pannonian s. s. (= Malvesian) is a transitional stage between the Miocene and Pliocene (later on it was referred to the Miocene) with endemic caspi-brackish fauna. It is both in the Vienna and Danube basins. The Pannonian (Sarmatian) boundary is conspicuously evidenced by fauna, whilst the Pannonian-Pontian boundary has not been determined so far.

The Pontian also includes the middle part of the Pannonian s. l. with Caspi-brackish sediments in its lower part, and with freshwater sediments in the upper parts.

To the Dacian the upper part of the Pannonian s. l. in limnic or limnic — terrestrial facies is referred. The Dacian is the most extensive Neogene stage in our country.

The Rumanian (Levantine) includes the youngest, unconformable Pliocene sediments of the Vienna and the Danube basins, and the top parts of the so-called variegated beds of the East-Slovakian basin, now referred to the Dacian.

G. D. Ananiašvili — E. Brestenská — J. Gašparik

КЕНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ КАВКАЗА И ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

KENOZOICKÝ VULKANIZMUS KAUKAZU A ZÁPADNÝCH KARPÁT

М. Б. Лордкипанидзе — Г. Ш. Надарейшвили — Й. Форгач
К. Каролус — В. Конечны — Я. Лекса

Введение

На кайнозойском этапе развития Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса четко выделяются два крупных вулканических цикла — 1. палеогеновый и 2. верхнемиоценовочетвертичный.

Палеогеновые вулканические толщи занимают значительную территорию на Малом Кавказе, являющуюся частью обширного альпийского палеогенового вулканического пояса, протягивающегося от Средиземного моря через Турцию, Кавказ и Иран в Афганистан.

Палеогеновые вулканиты образуют контрастную пару: 1. преимущественно наземно-мелководные андезитовые и шошонитовые серии, проявляющие сходство с вулканитами современных активных континентальных окраин и 2. относительно глубоководные базальтовые серии, ассоциирующие с флишвидными толщами. Последние расположены на отдельных участках в тыловой (северной) части андезитового пояса (рис. 1).

Палеогеновый андезитовый пояс четко делится на две части - нижняя (нижнесреднеэоценовая) часть (2000 — 2500 м) представлена известково-щелочной серией базальт-андезит-дацит-риолит с незначительным участием пород шошонитового состава; верхняя (верхнеэоценово-олигоценовая) часть (2000 м) сложена преимущественно шошонитовыми сериями.

Малокавказский (Севан-Акеринский) офиолитовый пояс делит палеогеновый андезитовый пояс на две полосы, каждая из которых характеризуется независимой латеральной зональностью. В полосе расположенной южнее офиолитового шва содержание K_2O и $K_2O + Na_2O$ возрастает с юга на север. К северу от шва калиево-щелочность

резко падает, но далее к северу, по мере удаления от шва (табл. 1, 2, рис. 2), вновь возрастают.

В тыльной части андезитового пояса на Малом Кавказе расположены два базальтовых трога — Аджаро-Триалетия и Тальш. Базальтовый, преимущественно слабощелочной и щелочной вулканизм этих трогов обнаруживает сходство с вулканизмом современных рифтовых зон. Матеральная петрохимическая зональность базальтоидов Аджаро-Триалетии с щелочными базальтами на флангах и осевым толеитовым комплексом (табл. 3, рис. 3) аналогична таковой в континентальных и океанических рифтах. Однако по высокому содержанию H_2O и низкому TiO_2 базальты палеогеновых рифтовых трогов Малого Кавказа обнаруживают сходство с базальтами интрадуговых бассейнов запада Тихого Океана. Имеющиеся данные по геологии и вулканизму Аджаро-Триалетии и Тальша позволяют высказать предположение, что геодинамика их близка таковой современных интрадуговых и окраинных бассейнов.

Контрастная пара — Малокавказский андезитовый пояс островодужного типа и базальтовые серии интрадуговых рифтовых трогов — характеризует активную окраину Восточно-Европейской платформы, которая может быть определена как окраина средиземноморского типа.

Миоцен-четвертичный вулканический цикл начинается в сармате и продолжается до голоцена включительно. Неовулканическая провинция Кавказа является частью гигантского неовулканического пояса, протягивающегося от островов Средиземного моря до Афганистана.

Неовулканический цикл Кавказа делится на два этапа — 1. позднемиоценово-раннеплиоценовый и 2. позднеплиоценово-четвертичный, разделенных перерывом и различающихся по типу вулканизма. На первом этапе сформировались известково-щелочные и шошонитовые дифференцированные серии, а на втором, на фоне продолжающегося известково-щелочного вулканизма, проявился базальтовый, преимущественно слабощелочной и щелочной вулканизм.

Неоген-четвертичные преимущественно наземные вулканы увязываются с двумя типами структур. Айоцзор-Варденисская, Нахичеванская, Сюникская группы вулканов связаны с субширотными структурами и относятся к северной периферии альпийского неовулканического пояса. Они сложены преимущественно породами шошонитового состава.

Цепь крупных вулканов связана с транскавказским меридиональным поднятием, проходящим по линии: Араратская группа вулканов — Арагацкая группа вулканов — Храмский и Дзирульский выступы палеозоя — центральный сегмент Большого Кавказа — Ставропольское поднятие. Эта вулканическая цепь образует субмеридиональное

ответвление неовулканического пояса шпорой выдвинутое на север. В пределах последнего Большекавказская и Малокавказские группы известково-щелочных вулканитов с противоположной петрохимической полярностью (рис. 4) разделены свитой щелочных базальтов Грузинской глыбы, которая начиная с олигоцена представляла собой межгорный прогиб. Причины этой зональности в настоящее время неясны.

Неовулканиты средней Словакии входят в состав миоценово-плиоценовой части Карпатской дуги. Они налегают на единицы центральных Западных Карпат в северной краевой области Паннонского бассейна, с развитием которого они тесно связаны. Вулканическая активность в пределах области распространения среднесловацких неовулканитов впервые проявилась в нижнем баденском ярусе на ее юго-восточной окраине, где сформировались подводные экструзивные купола и моногенные стратовулканы пироксеновых до пироксен-амфиболовых андезитов, приуроченные к вулcano-тектонической зоне Шагы — Лысец северо-восточного-юго-западного направления. В средне-баденское время вулканическая активность переместилась к северу и северо-западу в пределы Яворья, Штявницкого горного хребта, Кремницких гор и Погронского Иновеца, где образовались крупные стратовулканы пироксеновых и пироксен-амфиболовых андезитов. На последующей стадии их развития, т. е. в период от позднего бадена до раннего сармата, появляются дифференцированные типы пород — от пироксен-амфиболовых андезитов до биотит-амфиболовых андезитов и дацитов в области Яворья, Штявницкого горного хребта и Кремницких гор в связи с возникновением грабен или кальдер. Эффузивная вулканическая активность сопровождалась внедрением многочисленных субвулканических интрузивных тел диоритовых порфиров и диоритов до гранодиоритовых порфиров и гранодиоритов. Интрузивные тела концентрируются в области расположения вулканических центров. В сарматское время возобновляются излияния пироксеновых андезитов, которые сосредоточены в северной и северо-западных частях области развития неовулканитов средней Словакии. В это время образовались, прежде всего, моногенные стратовулканы от малых до средних размеров, как например, Втачник, западная и северная части Кремницких гор, Польшана. В конце сармата или в начале паннона активизировался риолитовый вулканизм по системам разломов меридионального простирания. Образовались многочисленные экструзии и дайки, особенно в окрестностях Жиарской котловины, где находятся также мощные пирокластические и переотложенные вулканокластические образования. В среднем и верхнем панноне возникли протрузии и базальтово-андези-

товый стратовулкан малых размеров в области Кремницких гор, свидетельствующие об общем затухании вулканизма и переходе к вулканической активности щелочных базальтов плиоцен-четвертичного времени. Щелочные базальты особенно распространены в окрестностях гг. Филякого и Лученец, т. е. на юго-восточной окраине вулканитов средней Словакии. В пределах Штявницкого горного хребта они выступают в виде нескольких протрузий. Упомянутое выше решение вулканической активности к северо-западу в течение позднего миоцена сопровождалось аналогичным перемещением тектонической мобильности, что свидетельствует об их взаимосвязи. С петрохимической точки зрения среднесловацкие неовулканические породы принадлежат к щелочно-известняковой ассоциации за исключением щелочных базальтов. Промысленно важная минерализация в неовулканической области средней Словакии связана с вулканическими центрами и интрузивными комплексами баденских стратовулканов (полиметаллическая формация), а также с протрузиями риолитов (золото-серебряная формация).

Kenozoický vulkanizmus Kaukazu

V kenozoickej etape vývinu kaukazského segmentu alpského vrásového pásma sa jasne vyčleňujú dva veľké vulkanické cykly: 1. paleogénny a 2. vrchnomiocénno-kvartérny cyklus.

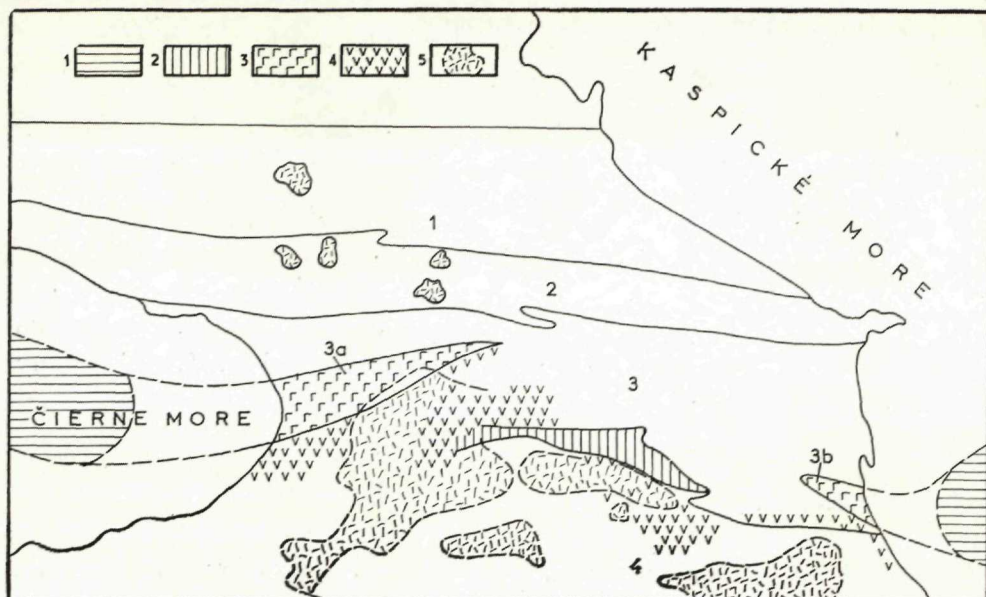
Paleogénny vulkanický cyklus

Paleogénne vulkanické súvrstvia, ktoré zaberajú značnú časť územia Malého Kaukazu, sú súčasťou rozsiahleho alpského paleogénneho vulkanického pásma, ktoré sa tiahne od Stredomoria cez Turecko, Kaukaz, Irán do Afganistanu a možno až do Transhimaláji.

Na Malom Kaukaze paleogénne vulkanity tvoria kontrastnú dvojicu: 1. prevažne pozemné plytkovodné andezitové až šošonitové formácie, ktoré sa podobajú vulkanickým útvarom súčasných aktívnych kontinentálnych okrajov a 2. pomerne hlbokovodné bazaltové formácie, ktoré asociujú s flyšovými alebo flyšoidnými formáciami. Andezitové a šošonitové formácie typu ostrovných oblúkov tvoria prevažnú časť alpského paleogénneho vulkanického pásma na Kaukaze aj za jeho hranicami. Bazaltové formácie sú rozmiestnené na jednotlivých úsekoch v tylovej (severnej) časti andezitového pásma (obr. 1).

Paleogénne „andezitové pásmo“ Malého Kaukazu sa tiahne približne 350 kilometrov od SZ na JV na obe strany odkryvov malokaukazských ofiolitov. Otázkam geológie, litogenézy a vulkanizmu tohto pásma sú venované mnohé výskumy Š. A. Azizbekov 1961, R. G. Džrbašjan a i. 1968, A. S. Ostroumova 1967, M. A. Kaškaj Geológia Arménskej-SSR 1947), čo umožňuje nasledovnú celkovú charakteristiku tohto pásma. „Andezitové pásmo“ pozostáva z vulkanogénnych, vulkanogénosedimentárnych a sedimentárnych súvrství, ktoré sa často vzájomne prestupujú.

Spodnú časť komplexu (2000 — 2500 m) zastupujú spodnoeocénne a strednoeocénne uloženiny; svedčí to o významnom zosilnení vulkanickej činnosti od spodného do stredného eocénu. Zloženie vulkanitov sa veľmi mení, od nízko draselných toleitov, andezitov, dacitov a ryolitov až po



Obr. 1 Schéma rozmiestnenia paleogénnych a miocénno-kvartérnych vulkanických hornín na Kaukaze.

Predbežné označenie: 1 — Časti so suboceanickou kôrou v Čiernom mori a v južnom Kaspicku, 2 — sevansko-akerinská (malokaukazská) ofiolitová ševná zóna, 3 — oblasti rozšírenia paleogénnych bazaltových formácií, 4 — paleogénne vápencovo-andezitové a šošonitové formácie, 5 — miocénno-kvartérne vulkanické horniny. Číselné označenia na schéme: 1 — Predkaukazsko, 2 — Veľký Kaukaz, 3 — Zakaukazský stredný masív s naloženými paleogénnymi riftami: čiernomorsko-adžarsko-trialetský (3a) a talyško-južnokaspický (3b), 4 — arménsko-nachičevanská subplatforma.

vysokodraselné trachybazalty a trachyandezity. Najrozšírenejšie sú horniny diferencovanej alkalickeo-vápenatej bazalt-andezit-dacit-ryolitovej formácie, v ktorej prevládajú dvojpyroxénové, pyroxén-amfibolické a amfibolické andezity a ryolity.

Vo vrchnom eocéne, spodnom a strednom oligocéne sa rozsah prejavov vulkanizmu podstatne zmenšuje a súčasne sa zvyšuje alkaličnosť jeho produktov. Vrchná časť paleogénneho komplexu sa skladá prevažne z vysokodraselných alkalickeo-vápenatých (bazalt, andezit, dacit, ryolit) a šošonitových (trachybazalt, trachyandezit, kremitý trachyt, alkalickeo-ryolit) vulkanických formácií pri podradnom vývine alkalickeo-živcových bazaltov, draselných bazaltov, leucitových tefritov, leucitových fonolitov a i. Úloha hornín so zvýšenou alkaličnosťou vo vzostupnom profile progresívne vzrastá.

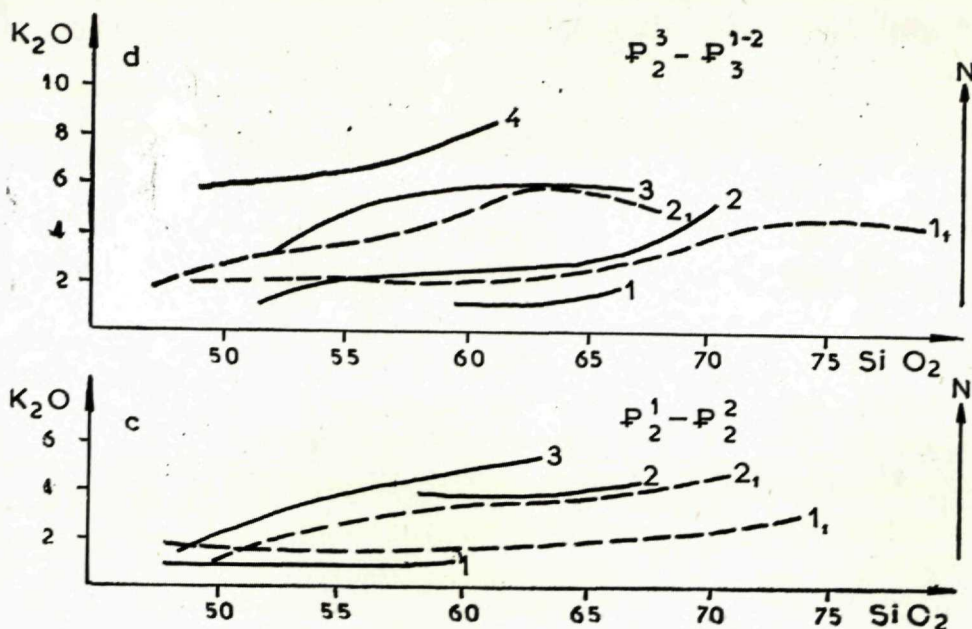
Zvláštnosti procesov paleogénnej litogenézy na Malom Kaukaze svedčia o prevažne plytkovodných a pozemno-ostrovnych podmienkach sedimentácie spolu s lokálnymi oblasťami mierne hlbokovodného režimu (Geológia Arm. SSR, 1974). Pre paleogénne formácie je charakteristická rýchla faciálna premenlivosť, veľké rozšírenie zlepencov, hrubopiesčitých a uhoľnatých uloženín a rifových vápencov. Zistili sme aj javy šikmého zvrstvenia a prenosu vulkanického materiálu i suchozemské popoly. Na tomto pozadí sa lokálne úzke, mierne hlbokovodné trógy vyznačujú jemnozrnnými kremito-vulkanogénnymi flyšovými sedimentmi, kremitými bridlicami, jaspismi, pelitomorfnými tufmi. Treba zdôrazniť, že zistené zvláštnosti litogenézy sú charakteristické pre paleogénny vulkanogénno-sedimentárny komplex vcelku, pričom odrážajú jeho vývin od začiatku spodnoeocénnej transgresie po vrchný oligocén, keď sa paleogénny vulkanizmus prerušuje, nastupuje úplná regresia mora a kontinentálny režim sedimentácie.

Podstatnou zložkou opísaného komplexu sú predvrchnoeocénne a vrchnoeocénno-oligocénne hypoabysálne a abysálne intrúzie, zloženie ktorých sa mení od gabra po porfyroidné granity a nefelinové syenity. Zvláštnosti petrochémie a petrológie (Geológia Arménskej SSR, 1966) paleogénneho magmatizmu andezitového pásma sa odrážajú v nízkom obsahu titanitu, význame vody, ktorej výsledkom je veľké rozšírenie amfibolových a amfibol-biotitových variet hornín, v prevahe kremitých hornín strednej kyslosti, obsahujúcich v mnohých prípadoch hyperstén, a v narastaní alkaličnosti magmatizmu od spodného a stredného eocénu do vrchného eocénu — oligocénu.

Podľa zloženia vulkanických produktov a podľa podmienok prejavov vulkanickej činnosti sa javí veľká podobnosť malokaukazského paleogénneho andezitového pásu s vulkanizmom súčasných aktívnych kontinentálnych okrajov. Ako je známe, ich vulkanické formácie charakterizuje výrazná laterálna zonálnosť so zvýšeným obsahom K_2O a $Na_2O + K_2O$ od oceánu ku kontinentu alebo vnútri kontinentu (H. Kuno 1968, T. Hatherton — W. R. Dickinson 1969).

Analýza rozdelenia K_2O a $K_2O + Na_2O$ v malokaukazskom paleogénnom pásme, vykonaná samostatne pre spodnoeocénne, stredneocénne a vrchnoeocénno-oligocénne vulkanické útvary, ktoré sa podstatne líšia alkaličnosťou, ukázala celkove zaujímavý obraz:

Zistili sme, že malokaukazská (sevansko-akerinská) ofiolitová zóna rozdeľuje andezitové pásmo na dve časti s nezávislou laterálnou zonálnosťou. V pásme, ktoré sa rozprestiera na juh od ofiolitovej zóny v spodnoeocénnych, stredneocénnych i vo vrchnoeocénno-oligocénnych komplexoch, obsah K_2O a $Na_2O + K_2O$ postupne ale výrazne vzrastá od juhu na sever. Charakter vulkanizmu sa mení od slabodraselného alkalicko-



Obr. 2 Laterálne variácie obsahu K_2O v paleogénnom andezitovom pásme Malého Kaukazu.

C = spodný — stredný eocén: 1—3 arménsko-nachičevanská subplatforma.

1 — Južný okraj, 2 — centrálna časť, 3 — severná časť. 1₁ — 2₁ Pontijsko-zakaukazský stredný masív: 1₁ — južná časť, 2₁ — centrálna časť.

D = vrchný eocén — spodný-stredný oligocén, 1—4 arménsko-nachičevanská subplatforma: 1 — južný okraj, 2 — 3 centrálna časť, 4 — severná časť. 1₁ — 2₁ Pontijsko-zakaukazský stredný masív: 1₁ — južný okraj, 2₁ — centrálna časť.

Diagramy sú zostavené podľa údajov: G. S. Dzocenidze 1948; Geológia Azerbejdžanu, Petrografia 1952; Š. A. Azizbekov 1961; Čečelašvili-Beridze 1965; Geológia Arm. SSR, zv. IV. Petrografia vulkanických hornín 1970; M. B. Lordkipanidze — G. S. Zakariasze 1974 a nepublikované údaje.

vápenatého (Nachičevaň) po šošonitový a alkalicko-živcový (Keľbadžar a Pambak).

Na sever od ofiolitovej zóny rapidne klesá draselnosť a alkalita paleogénnych vulkanických útvarov, ale ďalej opäť výrazne vzrastá k severu, podľa vzdialenosti od ofiolitovej zóny (obr. 2, tab. 1, 2).

Treba zdôrazniť, že pri celkovej podobnosti zákonitosti laterálne zmeny obsahu K_2O a $K_2O + Na_2O$ v spodnoeocénnych, strednoeocénnych a vrchno-eocénno-oligocénnych vulkanitoch, zodpovedajú variácie v poslednom prípade vyšším hodnotám obsahu alkalických prvkov.

Analýza veku a štruktúry (stavby) malokaukazskej ofiolitovej melanže

Zloženie spodnopaleogénnych (spodnostrednoeocénnych) vulkanických hornín malokaukazského andezitového pásma

	Južné pásmo (arménsko-nachičevanská subplatforma)									Severné pásmo (Zakaukazský stredný masív)						
	Južná zóna			Centrálna zóna			Severná zóna			Južná prisevanská zóna				Severná zóna (Lokský masív)		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	50,85	53,30	57,70	55,95	58,55	66,04	51,30	58,50	63,01	49,03	57,26	66,54	71,69	57,19	68,14	71,04
TiO ₂	0,74	0,42	0,47	0,82	0,59	0,39	0,63	0,60	0,49	0,76	1,19	0,31	0,31	0,88	0,56	0,42
Al ₂ O ₃	18,95	18,60	18,40	17,33	17,90	14,48	20,42	19,00	16,84	18,84	15,54	13,77	17,26	14,88	11,53	
Fe ₂ O ₃	6,03	6,50	4,23	4,47	3,70	1,62	3,49	3,20	3,47	5,72	4,29	2,24	2,22	3,62	2,59	4,87
FeO	2,71	1,50	2,49	1,78	1,98	0,72	2,58	2,32	1,32	4,05	5,35	2,51	1,49	3,07	1,26	1,36
MnO	0,22	0,15	0,16	—	0,12	0,03	0,17	0,15	0,07	0,25	0,22	0,06	0,09	0,04	0,10	0,09
MgO	5,05	4,14	3,25	3,64	1,90	0,90	2,48	1,59	1,04	4,66	2,74	2,02	0,78	3,59	0,67	0,63
CaO	9,16	7,70	6,11	9,52	4,90	3,84	6,92	4,27	1,79	8,89	3,65	2,66	2,01	7,08	0,91	1,28
Na ₂ O	3,35	3,28	3,38	2,75	4,45	3,08	3,30	4,46	4,39	2,90	3,23	3,50	3,70	3,66	3,59	3,29
K ₂ O	0,96	1,02	0,89	2,46	3,60	3,38	4,80	4,98	4,97	1,78	1,40	2,19	3,01	2,61	4,84	3,83
P ₂ O ₅		0,25	0,17	—	—	—	—	—	—	0,50	0,30	0,16	0,12	—	—	0,06
H ₂ O+	0,87	1,12	1,26	0,23	2,01	5,68		1,11		0,42	0,44	0,10	0,27	0,11	0,52	0,13
p. p. p.	0,71	2,05	0,78				4,08		2,62	1,69	0,74	1,63	0,80	1,15	1,98	1,25
H ₂ O-	0,38		0,03							0,42						
Spolu:	99,98	100,03	99,32	100,04	99,70	100,16	100,07	100,18	100,10	99,91	99,68	99,46	100,26	100,26	100,04	99,78

Tab. 1

Vysvetlivky k tabuľke 1:

1-bazalt (pr. z 2); 2-bazaltový andezit (pr. zo 4); 3-andezit (pr. z 3), (Azizbekov 1961); 4-bazaltový andezit (pr. z 3); 5-andezit (pr. zo 4); 6-dacit (pr. z 2), (Kaškaj 1947); 7-šo-šonit (pr. z 2); 8-latit (pr. z 2); 9-banakit (pr. z 3), (Džrbašjan a i. 1968); 10-bazalt (pr. z 2); 11-andezit (pr. z 13); 12-dacit (pr. z 3); 13-ryolit (pr. z 11), R. G. Džrbašjan a i. 1968); 14-andezit (pr. z 5); 15-dacit (pr. z 2); 16-ryolit (pr. z 5), (Čečelašvili-Beridze 1965).

Vysvetlivky k tabuľke 2:

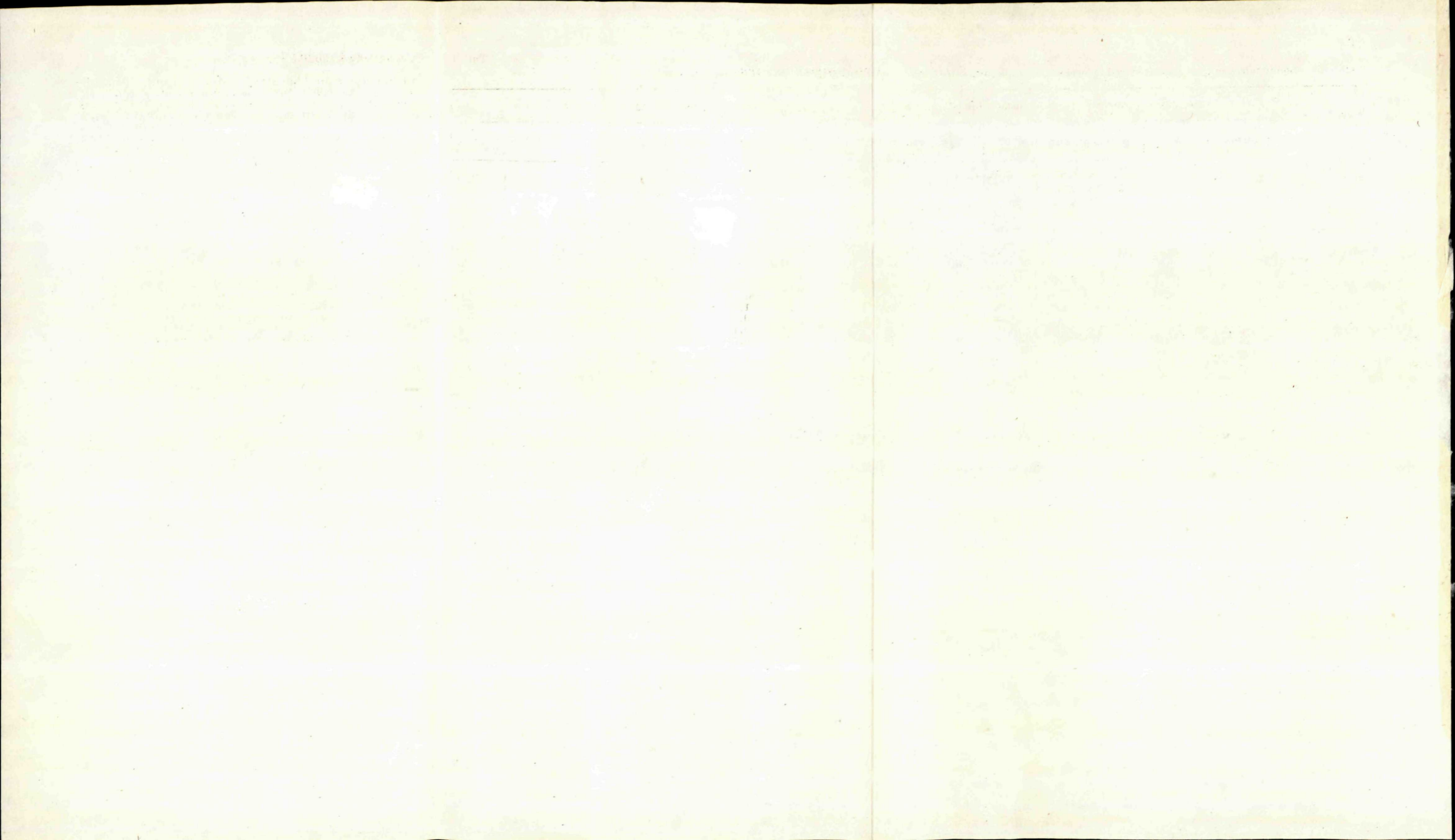
1-andezit (pr. zo 6); 2-bazalt (pr. zo 4); 3-andezit (pr. zo 4); 4-dellenit (pr. zo 4); 5-alkalický bazalt (pr. zo 6); 6-trachyt (pr. z 2); 7-bazalt; 8-andezit (pr. zo 6); 9-dacit (pr. z 3); 10-ryolit (pr. zo 4); 11-kalibazalt; 12-trachyt (pr. zo 6); 13-epileucitový bazalt; 14-epileucitový fonolit (pr. z 5); 15-bazalt; 16-trachyt (pr. z 3); 17-dellenit, ryolit (pr. zo 6); 18-bazalt, murguz, liparitt (pr. zo 6); 19-bazalt; 20-olivínový trachybazalt; 21-trachyandezit; 22-dellenit; 23-amfibolický andezit.

Tabuľka bola zostavená podľa údajov: Š. A. Azizbekov 1961, Teológia Arm. SSR, zv. IV, 1970; M. B. Lerdkipanidze — G.S. Zakariadze 1974.

Zloženie vrchnopaleogénnych (vrchnoeocénno-oligocénnych) hornín malokaukazského andezitového pásma

	Južné pásmo (arménsko-nachičevanská platforma)											Severné pásmo (Zakaukazský stredný masív)											
	Severná časť	Centrálna časť					Severná časť					Južná časť					Centrálna časť						
		Nachičevan	Východný Ajoczor			Západný Ajoczor		Pambak					Sevanský Murguz					Adžarsko-trialetská zóna					
	1		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	60,10	50,30	58,12	66,47	50,77	63,62	48,62	58,20	63,03	73,78	50,33	60,19	51,98	55,01	49,15	60,52	67,22	72,30	49,72	52,75	58,80	65,05	59,55
TiO ₂	0,20	0,67	0,80	0,49	1,10	0,46	0,86	0,62	0,60	0,24	0,54	0,70	0,70	0,37	0,67	0,70	0,27	0,28	0,82	0,52	0,60	0,27	0,32
Al ₂ O ₃	17,70	18,46	17,13	15,56	18,53	18,48	16,79	17,20	17,19	14,67	19,64	17,21	22,74	21,80	19,81	16,66	17,46	15,43	17,08	21,55	19,05	15,82	16,06
Fe ₂ O ₃	5,43	4,54	4,91	2,69	4,31	2,48	4,80	2,01	3,24	1,06	6,51	3,06	3,14	2,12	5,34	3,30	2,42	1,00	5,07	2,53	2,15	2,32	5,73
FeO	1,36	4,07	2,97	1,01	2,38	0,30	5,20	5,82	0,85	0,30	3,79	2,21	2,72	1,68	4,21	0,51	0,83	1,13	4,62	2,72	3,99	1,33	1,08
MnO		0,13	0,09	0,06	0,11	0,05	0,12	0,09	0,04	0,02	0,22	0,01	0,17	0,17	0,29	0,16	0,08	0,02	0,14	0,20	0,14	0,07	0,07
MgO	2,71	4,50	2,64	0,55	4,21	0,61	4,95	3,18	1,35	0,25	3,26	0,74	1,31	0,69	2,84	0,47	1,19	0,51	4,73	2,08	1,40	1,02	4,00
CaO	5,07	7,93	4,97	3,20	7,39	2,13	10,01	7,01	3,01	0,69	9,03	3,04	5,36	2,91	7,02	4,36	2,87	1,19	9,24	6,75	1,47	1,80	4,76
Na ₂ O	3,90	3,81	2,91	4,04	3,24	4,55	3,14	2,20	3,46	3,76	1,47	4,03	4,18	4,65	3,80	4,59	3,22	3,49	3,45	3,90	4,84	3,20	4,00
K ₂ O	1,16	1,60	2,60	3,35	3,66	5,36	1,92	3,45	3,19	3,92	4,40	6,42	7,18	8,87	2,17	4,82	3,36	3,77	2,80	4,32	4,70	6,27	2,34
H ₂ O+	1,04	0,84	0,75	0,41	1,11	1,00	0,44	0,18	1,93	0,65	0,16	0,10	0,24	0,21	0,71	1,11	0,18	0,35	1,66	0,28	0,36	2,23	0,90
p. p. p.	1,53	2,80	1,42	2,41	2,55	0,73	2,37	0,38	0,59	0,61	0,34	2,20	0,40	2,55	2,52	3,00	1,68	1,10	0,39	1,44	0,72	0,76	1,36
Spolu:	100,20	99,65	99,31	100,24	99,36	99,77	99,22	100,31	98,48	100,26	99,69	99,91	100,12	101,03	98,53	100,20	100,91	100,57	99,79	99,82	98,54	99,26	100,16

Tab. 2



a jej vulkanického obmedzenia je základom pre všeobecne prijímanú koncepciu o existencii oceanickej panvy (bazénu), ktorá sa začala zatvárať od strednej jury a uzatvorila sa vo vrchnej kriede (A. V. Pejve 1969, A. L. Knipper 1971, 1975). Z uvedených údajov vyplýva, že oceanický šev má naďalej vplyv na pleogénnu vulkanickú činnosť, a vytvára bariéru, ktorá rozdeľuje andezitové pásma na dve časti. Ak prijímame tektonickú koncepciu platní, môžeme pripustiť, že zóna paleosubdukcie v rozsahu andezitového pásma, siahajúca na sever, zostáva mobilnou, pričom určuje zonálnosť severného pásma andezitového pásu.

Vytvorenie južného pásma, charakterizovaného severnou zonalitou, treba očividne spájať s javmi subdukcie v bazéne Zagros-Tavr (H. Förster et al. 1972).

V tylovej časti andezitového pásma na Malom Kaukaze sa rozkladali dva bazaltové trógy: adžarsko-trialetská zóna a Talyš. Tieto trógy charakterizuje maximálna hrúbka paleogénu (7 — 10 km), relatívne hlbokovodný, flyšový charakter sedimentácie a neprítomnosť príznakov suche v spodnom paleogéne, výrazná prevaha slabo alkalických a alkalických bazaltov, ktoré tvoria až 80 % všetkej hmoty hornín medzi produktmi vulkanizmu.

Analogické znaky vykazuje paleogénna vulkanická formácia centrálneho Elbrusu (séria Karadž); (A. Vatan, P. Ayanin 1962, P. Stalder 1971). Rozprestiera sa tiež v tylovej časti andezitového pásu, ktorý je s ňou synchronný. Je možné, že séria Karadž je geodynamickým analógom paleogénnych bazaltových formácií adžarsko-trialetskej zóny, o ktorej majú autori najviac údajov.

Adžarsko-trialetská zóna je vrchnokriedový-spodnopaleogénny úzky subhorizontálny tróg, založený v centrálnej časti pontsko-zakaukazského stredného masívu (P. D. Gamkrelidze 1949, Š. A. Adamija a i. 1972).

V adžarsko-trialetskej zóne nasleduje paleogénne vulkanické súvrstvie za hrubým (1500 m), paleocénno-spodnoeocénnym terigénnym flyšom a výrazne sa delí na dva komplexy, podstatne odlišné zložením vulkanických produktov aj podmienkami prejavov vulkanizmu (M. B. Lordkipanidze — G. S. Zakariadze (1974).

Spodný — spodnopaleogénny komplex (spodný — stredný eocén) tvoria prevažne slaboalkalické a alkalické diferencované bazaltové formácie, v ktorých výrazne prevládajú vulkanity bazaltoidného zloženia (až 80 %). Podľa rozšírenia nasledujú krajne kremito-kyslé variety — dellenity (15 %) a kremité horniny strednej kyslosti (andezity, trachyandezity) v podradnom množstve (obr. 3).

Hrúbka komplexu výrazne vzrastá od okrajových častí k centrálnym častiam trógu a od východu na západ, v pričiernomorskej časti dosahuje

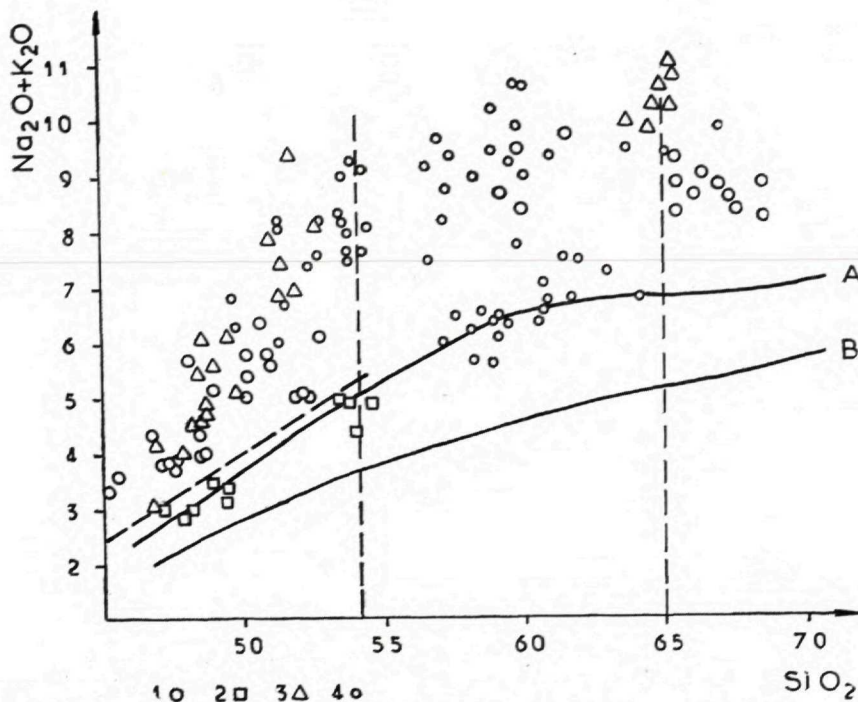
6 km. Vulkanizmus sa prejavil v subakválnych podmienkach, pričom chýbajú znaky existencie ostrovov, stopy po erózii vulkanického materiálu. Jednotlivé horizonty sa vyznačujú veľkým laterálnym rozsahom.

Najintenzívnejší vulkanizmus bol v druhej polovici stredného eocénu — v tom čase sa vytvoril hrubý komplex zložený prevažne z poduškových láv, lávových, tufových brekcií bazaltového zloženia (séria Čidila). U tejto série sme v západnej pričiernomorskej časti adžarsko-trialetskej zóny zistili výraznú laterálnu zonálnosť.

Na južnom svahu trógu sú zastúpené subbalkalické olivínové a amfibolické bazalty, na severnom svahu alkalické bazalty a bazanity s veľkým obsahom magnézia a draslíka (G. S. Dzocenidze 1948, 1966) a na styku týchto dvoch zón sa rozprestiera úzke (2,5 — 3 km) subhorizontálne pásmo, pozostávajúce zo subakválnych amfibolických bazaltov, ktoré zložením zodpovedajú na hliník bohatým olivínovým toleitom (Š. A. Adamija a i. 1974). Centrálnu zónu charakterizuje výrazný pokles obsahu K_2O a $K_2O + Na_2O$ (obr. 3, tab. 3). Bazalty každej zóny sa v celkovom chemickom zložení líšia individuálnym trendom diferenciacie. Zonálnosť bazaltoidov sa plne odráža v chemizme homogénnych celokryštalických ultrabázických a bázických uzavrenín celého radu amfibolických pyroxenitov amfibolovcov a amfibolického gabra, u ktorých sme zistili značné hĺbky vzniku (30 — 40 km) (G. S. Zakaridze — M. B. Lordkipanidze 1972) a odráža sa aj v minerálnych fázach týchto uzavrenín. Tak je zonálnosť podmienená hĺbkou, ktorá ovplyvnila podmienky vzniku konečných bazaltových tavenín v každej zóne.

Zaujímavé je, že subvulkanický toleitový komplex osovej časti obsahuje obrovské bloky vrstevnatých vápencov vrchnej kriedy. Najväčšie bloky dosahujú hrúbku 50 m a dĺžku mnoho stoviek metrov. Ich poloha je takmer vertikálna a silne injektovaná bazaltovým materiálom. Niet pochýb, že podobné bloky mohli byť vytrhnuté z podloženého základu len pri masových intrúziách magmy do obnažených ťahových puklín.

Vrchný — neskoropaleogénny komplex (vrchný eocén — oligocén?) zaberá nevelké územie, vytvoril sa v plytkovodných podmienkach (svedčia o tom hojné rastlinné zvyšky, zvyšky obratlovcov, hrubé lavice zlepcov, suchozemské popoly a aglutináty). Vulkanické produkty patria k draselnej šošonitovej formácii a vyznačujú sa výraznou prevahou kremitých hornín strednej kyslosti (šošonitov, trachyandezitov a vysoko draselných amfibolických andezitov; obr. 3). Tento komplex je analogický so šošonitovými vrchnoeocénno-oligocénnymi formáciami andezitového pásu. Tak sa už vo vrchnom eocéne kontrastnosť rozvoja vulkanizmu v adžarsko-trialetskej zóne a v príľahlom južnom andezitovom pásme zotiera a adžarsko-trialetska zóna sa pričleňuje k andezitovému pásmu.



Obr.3 Diagram $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ pre paleogénne horniny adžarsko-trialetskej zóny. 1—3 Strednoeocénny komplex: 1 — slabo alkalické bazalty, trachyandezity, dellenity južnej zóny, 2 — toleity osovej zóny, 3 — alkalické bazalty — trachyty severnej zóny, 4 — vrchný eocén — vysoko draselné andezity a šošonity.

A, B = krivky, ktoré rozdeľujú polia toleitových, na hliník bohatých a alkalických formácií (H. Kuno 1968); šikmá bodkovaná čiara označuje líniu, ktorá rozdeľuje polia alkalických bazaltov a toleitov (MacDonald — Katsura 1964); zvislá bodkovaná čiara ohraničuje oblasť najmenej populácie pre strednoeocénne horniny, ktorá je súčasne oblasťou maximálnej populácie pre vrchnoeocénne vulkanity.

Komplexné výskumy v adžarsko-trialetskej zóne v posledných rokoch, ako aj analýza vývinu depresii Čierneho mora a Pričernomorja umožnili založiť koncepciu kriedovo-paleogénneho čiernomorsko-adžarsko-trialetského paleoriftu, ktorý vznikol v centrálnej časti Pontijsko-zakaukazského stredného masívu a vyvíjal sa prevažne v ranom paleogéne. Predpokladáme, že s vývojom tejto riftovej štruktúry je spojené vytvorenie centrálnej neohranicenej depresie Čierneho mora (Š. A. Adamija a i. 1974).

Bazaltový bipolárny spodnopaleogénny vulkanizmus adžarsko-trialetskej zóny, ktorý sa vyznačuje prevažne vývinom slabo alkalických a alkalických bazaltov, ukazuje veľkú podobnosť so súčasným a novším vulkanizmom aktívnych kontinentálnych riftov. Laterálna zonálnosť bazaltoidov

Zloženie strednoeocénnych hornín adžarsko-trialetskej zóny

	Subalkalická formácia južnej zóny					Toleity osovej zóny		Alkalická formácia severnej zóny				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	47,72	47,48	50,72	59,07	66,85	47,96	54,13	46,85	48,02	47,16	58,89	59,00
TiO ₂	0,76	0,95	0,82	0,67	0,37	0,62	0,57	0,36	0,71	0,67	0,58	0,30
Al ₂ O ₃	13,74	15,11	17,22	14,87	14,81	16,87	18,51	11,22	13,90	13,82	18,82	17,90
Fe ₂ O ₃	4,18	5,25	4,20	3,05	2,92	4,63	4,41	6,35	4,84	6,89	5,00	2,70
FeO	4,80	5,58	5,13	3,20	2,75	5,52	3,32	4,05	5,29	3,81	3,01	1,08
MnO	0,19	0,11	0,15	0,03	0,10	0,17	0,14	0,17	0,24	0,21	0,10	0,10
MgO	9,15	6,55	5,58	1,53	1,17	8,70	4,98	11,51	8,32	8,80	3,71	1,15
CaO	12,80	11,13	8,22	4,15	1,67	10,34	5,20	11,49	8,32	8,80	3,71	1,15
Na ₂ O	2,84	2,60	3,20	3,53	4,78	2,65	4,90	1,25	1,33	2,20	3,95	6,52
K ₂ O	1,05	2,10	2,50	5,14	4,18	0,20	0,40	2,25	3,23	4,90	5,45	7,32
P ₂ O ₅	0,38	0,29	0,35	0,51	0,40	0,05	0,12	0,35	0,43	0,50	0,31	0,22
SO ₃	0,24	—	—	0,31	—	—	—	sl.	sl.	—	—	—
H ₂ O	0,16	1,66	0,24	2,85	0,39	0,24	0,56	1,55	0,74	0,69	2,95	0,53
p. p. p.	1,85	1,20	1,84	0,79	2,30	2,18	2,60	2,41	1,76	3,33	0,74	2,00
Spolu:	99,76	100,04	99,97	99,83	100,14	99,83	99,84	99,81	99,79	100,27	100,27	100,10

1-amfibolický bazalt; 2-olivínový bazalt; 3-plagiobazalt; 4-trachyandezit; 5-dellenit; 6-olivínový toleit; 7-amfibolický bazaltový andezit; 8-limburgit; 9-kalibazalt; 10-leucitový bazanit; 11-leucitový tefrit; 12-nefelínový trachyt (M. B. Lordkipanidze — G. S. Zakariadze 1974).

s alkalickými nefelín-normatívnymi bazaltmi na bokoch a s osovým toleiovým komplexom, zistená v západnej časti adžarsko-trialetskej zóny, je typická pre mnohé oceanické (E. Bonatti et al. 1970, Dmitrijev 1973) a kontinentálne rifty (Afar, Červené more, depresia Ris Grande (P. A. Mohr 1971, J. G. Gass et al. 1973, P. W. Lipman 1969)). Jej prejavy zrejme svedčia o počiatočnom rozpínaní v druhej polovici stredného eocénu, ktoré narástlo k západu, k Čiernemu moru, a podnietilo tvorbu suboceanickej kôry v centrálnej časti zóny.

Vo vrchnom eocéne sa riftogenéza prerušila, východná časť riftového trógu, t. j. adžarsko-trialetskej zóny, bola postihnutá vrásnením a stala sa miestom prejavu šošonitového vulkanizmu.

Analogicky s adžarsko-trialetskou zónou riftovú povahu pripúšťame aj u Talyša a centrálneho Elbrusu.

Treba zdôrazniť, že podľa niektorých dôležitých petrochemických parametrov (nízky obsah TiO_2 a vysoký obsah H_2O) bazalty paleogénnych riftových trógov Malého Kaukazu sa líšia od bazaltoidov aktívnych kontinentálnych riftov a podobajú sa bazaltovým riftom vápencovo-alkalických formácií ostrovných oblúkov. Podobná „dvojaká“ povaha je charakteristická črta bazaltoidných vulkanitov niektorých vnútrooblúkových riftov tichooceanického prstenca (skupina New Georgia na Šalamúnskych ostrovoch, vnútrooblúkové rifty na Nových Hebridách (R. L. Stanton — J. D. Bell 1969, H. Colley — A. J. Warden 1974)), ktoré sa vytvorili v tylovej časti alebo vnútri ostrovných oblúkov ako výsledok rozpínania (D. E. Karig 1971, N. Sleep — M. N. Toksöz 1971).

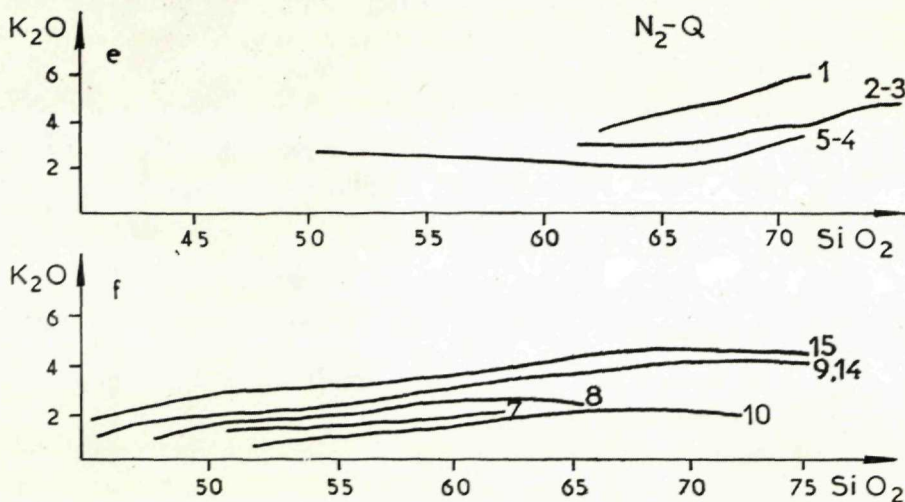
Doterajšie údaje o geológii a vulkanizme adžarsko-trialetskej zóny a Talyša umožňujú predpokladať, že geodynamika týchto paleoriftov je blízka geodynamike súčasných vnútrooblúkových a okrajových bazénov.

Záverom treba povedať, že kontrastná dvojica — malokaukazský andezitový pás ostrovnooblúkového typu a bazaltové formácie vnútrooblúkových riftov — dedí i základné tendencie vývinu, charakteristické pre alpínsky vulkanizmus Kaukazu a označuje aktívny okraj východoeurópskej platformy, ktorú možno určiť ako okraj stredomorského typu.

Miocénno-kvartérny cyklus

Druhý veľký vulkanický cyklus kenozoika na Kaukaze začína sarmatom a pokračuje až do holocénu.

Vulkanická činnosť zaberá rozsiahle územie na Malom Kaukaze, prejavuje sa prevažne v centrálnej časti Veľkého Kaukazu a je dosť slabá v medzihorskej depresii na gruzínskom bloku. Neovulkanická provincia



Obr.4 Laterálne variácie obsahu K_2O vo vrchno-miocénno-kvartérnych vulkanitov Kaukazu.

E = Veľký Kaukaz a Predkaukazsko: 1 mineralovodské subvulkanity, 2, 3 — elbrusko-čegemská skupina vulkánov, 4 — 5 kefsko-kazbešská skupina vulkánov.

F = Malý Kaukaz: 10 — Araratská vysočina, 7 — bakurinské skupiny, 8 — Džavachetská vysočina, 8 — 14 — Araratská a Gegamská vysočina, 15 — Vardenisko-sjuniská skupina.

Diagramy sú zostavené na základe údajov: N. J. Schirtladze 1958, Geológia Azerbejdžanu, Petrografia 1952; Š. A. Azizbekov 1961; Geológia Arm. SSR, zv. IV, petrografia vulkanických hornín 1970; A. S. Ostroumova a i. 1973; Koronovskij, nepublikované údaje; R. S. J. Lambert a i. 1974.

Kaukazu je časťou gigantického neovulkanického pásu alpskej sústavy, ktorý sa tiahne od ostrovov Stredozemného mora cez Turecko, Kaukaz, Irán do Afganistanu. Južný okraj tohto pásma je kontrolovaný veľkým lineamentom, ktorý sa tiahne na hranici Levantského mora a Aravijského polostrova s alpskou vrásovou oblasťou. Vulkanická činnosť vo vrchno-miocénno-kvartérnom období sa aktivizovala súčasne s intenzifikáciou orogénnych pohybov na Veľkom a Malom Kaukaze — vyzdvihovali a tvorili sa násuny, miestami so značným laterálnym presunom más.

Neovulkanický cyklus Kaukazu, ako aj celého alpského pásma, sa výrazne delí na dve etapy:

1. vrchnomiocénno-spodnopliocénna a 2. vrchnopliocénno-kvartérna etapu. Delí ich nevelký prelom a líšia sa typom vulkanizmu.

V priebehu prvej vrchnomiocénno-spodnopliocénnej etapy sa vytvorili

Tab. 4

Priemerné chemické zloženie hlavných typov efuzívnych hornín Kaukazu vrchno-miocénno-spodnopliocénneho veku

	Záp. Daralagez (Arm.)				Artvinsko-bolniský blok			Gruzínsky blok	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52,38	56,99	64,54	68,21	61,65	64,33	71,09	48,75	70,27
TiO ₂	1,21	1,10	0,43	0,32	0,7	0,54	0,31	1,13	0,17
Al ₂ O ₃	16,41	18,44	16,73	16,37	16,66	15,63	14,30	18,24	14,86
Fe ₂ O ₃	3,30	4,25	—	—	—	3,26	2,08	5,22	0,94
FeO	4,87	1,58	4,04	3,31	5,28	1,45	0,79	4,23	0,98
MnO	0,11	0,06	0,04	0,07	0,34	0,15	0,04	0,11	—
CaO	8,56	5,54	3,88	3,08	5,6	5,14	3,51	8,50	1,58
BaO	0,20	0,15	—	—	8	—	—	—	—
MgO	4,18	2,30	1,52	0,89	1,79	1,84	0,63	5,97	0,52
Na ₂ O	2,81	3,33	3,96	3,36	3,98	3,77	3,32	3,20	4,68
K ₂ O	4,68	4,11	3,24	2,78	2,54	2,54	3,25	1,53	5,43
H ₂ O	0,30	0,70	0,12	0,23	0,68	0,66	0,47	1,01	0,58
P ₂ O ₅	0,64	0,43	—	—	0,05	0,13	0,14	0,18	—
SO ₃	—	0,02	—	—	0,27	0,11	0,11	0,17	—
p. p. p.	0,60	0,65	1,44	0,47	0,95	0,5	0,23	1,47	—
Súčet:	100,45	99,94	99,94	99,09	100,49	100,05	100,27	99,71	99,94

1-trachybazalt, 2-trachyandezit (pr. z 3); 3-dellenit (pr. zo 4); 4-ryolit; 5-andezit (pr. z 2); 6-dacit (pr. z 24); 7-ryolit (pr. z 8); 8-bazalt (pr. zo 16); 9-subvulkanický trachyliparit (pr. z 18)

Tieto údaje pochádzajú z nasledovných prameňov: Schirtladze 1958; Ostroumova a i. 1962, Gerasimov 1937.

vápencovo-alkalické diferencované formácie (bazalt-andezit-dacit-ryolit a šošonitové asociácie hornín.

V druhej etape, na pozadí pokračujúceho vápencovo-alkalického andezitového a šošonitového vulkanizmu, sa na značnom území Malého Kaukazu prejavil bazaltový vulkanizmus, pričom medzi jeho produktmi prevládajú slaboalkalické a alkalické bazalty (N. J. Schirtladze 1958, K. G. Širinian 1975, N. J. Schirtladze a i. 1975).

Neogénno-kvartérne vulkány sa viažu na dva typy štruktúr — ekvatoriálne a submeridiálne: ajoczorsko-vardenisská, nachičevanská a sjunikská skupina juhovýchodnej časti Malého Kaukazu sa korelujú s ekvatoriálnymi štruktúrami a zaraďujú sa k severnému okraju maloázijského segmentu alpského neovulkanického pásma. Zastupujú ich vysoko draselné vápnito-alkalické a šošonitové formácie so slabými prejavmi alkalicko-bazaltového a bazanitového vulkanizmu (A. S. Ostroumova a i. 1973, K. G. Širinjan 1975). Horniny so zvýšenou alkalitou sú charakteristické pre severný okraj neovulkanického pásma, nielen na Malom Kaukaze, ale aj východnejšie, na území severného Iránu (P. Stalder 1971, A. Alberti — D. Stolfa 1973).

Stredné chemické zloženie hlavných typov efuzívnych

	Aragaská a Gegamská vysočina				Džavachovská vysočina		
	1	2	3	4	5	6	7
SO ₂	49,41	58,32	63,99	74,07	50,78	59,26	63,58
TiO ₂	1,13	0,76	0,96	0,07	1,31	0,82	0,68
Al ₂ O ₃	17,90	17,06	17,12	13,28	16,39	17,77	16,44
Fe ₂ O ₃	5,21	4,27	2,33	0,96	4,07	2,52	2,05
FeO	6,07	2,79	2,02	0,70	5,82	3,48	3,10
MnO	0,16	0,10	0,10	0,15	0,12	0,06	0,07
MgO	5,54	3,12	1,54	0,45	6,55	3,47	2,28
CaO	9,65	5,85	3,47	1,05	8,75	6,18	4,89
Na ₂ O	3,16	3,83	4,17	3,61	3,49	3,74	3,72
K ₂ O	1,34	2,67	3,13	4,38	1,38	2,37	2,45
H ₂ O	0,40	0,37	0,67	1,07	0,40	0,82	0,43
P ₂ O ₅	0,04	0,18	—	0,01	0,43	0,28	0,15
SO ₃	—	—	—	—	0,07	0,08	0,02
p. p. p.	0,57	0,49	0,62	0,24	0,42	0,53	0,25
Spolu:	100,47	99,81	100,12	100,04	99,98	101,28	99,91

1-bazalt (pr. z 23); 2-andezity (pr. z 31); 3-dacity (pr. z 12); 4-ryolity, obsidiány a perlyty (pr. z 25); 5-dolerit (pr. z 9); 6-andezit (pr. z 13); 7-dacit (pr. z 7); 8-bazalt (pr. z 3); 9-andezit (pr. z 10); 10-andezit (pr. z 16); 11-dacit (pr. z 27);

Refaz veľkých vulkánov a vulkanických vysočín je spojená so zakaukazskou meridiálnou eleváciou, ktorá sa tiahne po línii: araratská a aragacká skupina vulkánov, džavachatská skupina vulkánov — chramský výstup paleozoika — dziruľský výstup paleozoika — dziruľský výstup paleozoika — centrálny segment Veľkého Kaukazu — stavropoľská elevácia.

Táto vulkanická refaz tvorí submeridiálnu vetvu alpského neovulkanického pásu, vyzdvižnutú ďaleko na sever.

Na Veľkom Kaukaze sa k nej radi keľsko-kazbecká a čegemsko-elbrusská skupina vrchnomiocénno-kvartérnych andezit-dacit-ryolitových vulkánov a skupina vrchnomiocénnych — spodnopliocénnych subvulkanických trachyliparitov. Obsah K₂O vzrastá od juhovýchodu na severozápad — od keľského vulkánu a kazbeckej skupiny vulkánov k mineralovodným trachyliparitom (obr. 4, tab. 4,5).

Najslabšie prejavy mladého vulkanizmu sa zaznamenali v gruzínskom bloku, ktorý už od oligocénu má úlohu medzihorskej depresie medzi horskými štruktúrami Veľkého a Malého Kaukazu. Na jednotlivých úsekoch sa tvorili prikrovy (nehrubé polohy) a sečné telesá subalkalických a alkalických, prevažne sodnatých olivínových bazaltov, ktoré prekrývajú a pretínajú uloženiny vrchného miocénu a pliocénu (N. J. Schirtladze 1958).

Na Malom Kaukaze pozostáva submeridiálna (SSV) refaz vulkanic-

Adžarsko trialetská zóna		Keľsko-kazbecká skupina			Čegemsko-elbrusská skupina		
8	9	10	11	12	13	14	15
50,83	60,27	59,35	65,82	69,89	61,15	66,41	73,07
1,38	0,63	0,81	0,89	0,23	0,77	0,54	0,30
17,31	18,29	17,27	16,74	15,17	15,48	16,53	13,51
3,21	4,38	1,80	1,83	1,50	4,88	2,09	1,38
6,05	1,88	4,25	1,76	1,06	1,13	1,54	0,42
0,07	0,11	0,14	0,05	0,03	0,10	0,08	0,01
6,95	1,79	3,71	1,91	1,05	2,86	1,68	0,66
8,89	6,15	5,41	3,93	2,07	4,98	3,42	1,70
2,70	3,33	3,78	4,07	3,78	4,24	4,03	3,49
1,23	2,02	2,30	2,33	3,60	2,90	2,97	4,35
0,09	0,30	0,30	0,27	0,38	0,18	0,29	0,47
0,53	0,10	0,45	0,24	0,12	0,20	0,24	0,09
0,08	0,26	0,12	0,08	0,05	—	—	—
0,27	0,42	0,42	0,49	0,97	0,37	0,25	0,38
99,59	100,25	100,11	100,41	99,90	99,24	100,07	99,83

12-ryolit (pr. z 5); 13-andezit (pr. z 8); 14-dacit (pr. z 12); 15-ryolit (pr. z 21). Tabuľka je zostavená podľa údajov N.I.Schirtladze 1958; Geológia Arm. SSR, zv. IV, 1970.

kých vysočín z vrchnomiocénno-kvartérnych hornín vápencovo-alkalickej formácie bazalt-andezit-dacit-ryolit a zo šošonitov. Obsah K_2O a celková alkalinita výrazne vzrastá od severu na juh od bakurianskej skupiny vulkánov cez Džavachetskú vysočinu k Aragackej a Gegamskej vysočine. Tak sa v zakaukazskej elevácii alkalicko-vápencové a šošonitové vulkanity Veľkého a Malého Kaukazu, rozdelené alkalicko-bazaltovou asociáciou gruzínskeho bloku, vyznačujú nezávislou a rôznosmernou laterálnou zonálnosťou. Príčiny tejto zonálnosti sú v súčasnosti nejasné, ale veľmi zaujímavé pre ponímanie genézy vnútrokontinentálnych orogénnych vulkanických formácií, ktoré vznikli v podmienkach kolízie kontinentálnych platní (obr. 4). Ale južnejšie, v oblasti Araratskej vysočiny, obsah K_2O opäť klesá, hoci Na_2O a celková alkalita zostávajú dosť vysoké (R. St. J. Lambert et al. 1974).

Veľká podobnosť neovulkanických útvarov celého alpského pásma a podobný vývin vulkanickej činnosti na jeho rozsiahlom území ukazujú, že vulkanickú činnosť regulujú jedny a tie isté geodynamické príčiny. Otázkou spojenia neovulkanizmu s tektonikou je účelné riešiť na spoločnom materiáli podľa veľkých oblastí alpského pásma. V tejto súvislosti bude veľmi zaujímavé porovnať zákonitosti vývinu vulkanickej činnosti v Karpatoch a na Kaukaze a preskúmať spoločné dynamické faktory vulkanizmu.

Literatúra

- АДАМИЯ, Ш. А. — ГАМКРЕЛИДЗЕ, И. П. — ЗАКАРИАДЗЕ, Г. С. — ЛОРДКИПАНИДЗЕ, М. Б. 1974: Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. Геотектоника, 1. Москва.
- АЗИЗБЕКОВ, Ш. А. 1961: Геология Нахичеванской АССР. Изд-во АН СССР, Москва.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, П. Д. 1949: Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тр. ГИН АН ГССР, Монографии, 2, Тбилиси.
- ГЕОЛОГИЯ АРМ. ССР, Ш, петрография интрузивных пород. Изд-во АН Арм. ССР, 1966, Ереван.
- ГЕОЛОГИЯ АРМ. ССР, У, литология, Изд-во АН Арм. ССР, 1974, Ереван.
- ДЖРБАШЯН, Р. Г. — ЕЛИСЕЕВА, О. П. — МНАЦАКАНЯН, А. Х. — ОСТРОУМОВА, А. С. — ФАВОРСКАЯ, М. А. 1968: Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. Изд-во „Наука“, Москва.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ, Г. С. 1948: Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тр. ГИН АН ГССР, Монографии, 1, Тбилиси.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ, Г. С. 1966: Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. Геотектоника, 3. Москва.
- ДМИТРИЕВ, 1973: Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореферат докторской диссертации, Москва.
- ЗАКАРИАДЗЕ, Г. С. — ЛОРДКИПАНИДЗЕ, М. Б. 1972. Дифференциация базальтовой магмы в глубинных коровых очагах в связи с формированием горнблендитов и родственных им пород. I-й Международный Геохимический Конгресс. Сб. докл., 1. Магматические процессы, Москва.
- КАШКАЙ, М. А. 1947: Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку.
- КНИШПЕР, А. Л. 1971: История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. Геотектоника, 6, Москва.
- КНИШПЕР, А. Л. 1975: Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области (юг Европы, Зап. часть Азии и Куба). Тр. ГИН АН СССР, вып. 267. Изд-во „Наука“, Москва.
- КОТЛЯР, В. Н. 1945: Памбакский комплекс щелочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., 2, Москва.
- КУНО Г. 1970: Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг. В кн. „Окраины континентов и островные дуги“. Изд-во „Мир“, Москва.
- ЛОРДКИПАНИДЗЕ, М. Б. — ЗАКАРИАДЗЕ, Г. С. 1974. Палеогеновый вулканизм Аджарии. В сб. „Проблемы геологии Аджаро-Триалетии“. Изд-во „Мецниереба“, Тбилиси.
- ОСТРОУМОВА, А. С. — СТАНКЕВИЧ, Е. К. — ЦЕНТЕР, И. Я. 1973: Андезит-дацитовая формация в средней части Зангезурского хребта (М. Кавказ и связанные с ним субвулканические образования). В сб.: „Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской зоне (Карпаты, Крым, Кавказ)“. Изд-во „Наука“, Новосибирск.
- ПЕЙВЕ, А. В. 1969: Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, 4, Москва.

- СХИРТЛАДЗЕ, Н. И. 1958: Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГССР, Тбилиси.
- СХИРТЛАДЗЕ, Н. И. — КОРОНОВСКИЙ, Н. В. — ШИРИНЯН, К. Г. 1975: Позднеорогенный (неоген-четвертичный) вулканизм Кавказа. Тезисы докладов II Советско-Индийского Симпозиума, Тбилиси.
- ШИРИНЯН, К. Г. 1975: К вопросу о новейших (верхнемиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, 1, Ереван.
- ALBERTI, A. — STOLFA, D. 1973: First data on Savalan volcano (eastern Azerbaijan, Iran) the Upper Series. R. C. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 29, 2.
- BONATTI, E. — HONNOREZ, J. — FERRACA, G. 1970: Equatorial mid-Atlantic ridge: petrologic and Sr-isotopic evidence for an Alpinotype rock assemblage. Earth and Planet Sci. Lett. 9, 3.
- COLLEY, H. — WARDEN, A. J. 1974: Petrology of the New Hebrides. Geol. Soc. Am. Bull., 85, 10.
- FÖRSTER, H. — FESELFELDT, K. — KÜRSTERN, H. 1972: Magmatic and orogenic evolution of the Central Iranian volcanic belt. Proc. 24-th Intern. Geol. Congress, 2.
- GASS, I. G. — MALLICK, D. I. S. — COX, K. I. 1973: Volcanic islands of the Red Sea. J. Geol. Soc., 129.
- HATHERTON, T. — DICKINSON, W. R. 1969: The relationship between andesitic volcanism and seismicity of Indonesia, the lesser Antilles and other Island arcs. Journ. Geoph. Res., 74, 12.
- KARIG, D. E. 1971: Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. J. Geoph. Res., 76, 2543.
- LAMBERT, R. ST. J. — HOLAND, J. G. — OWEN, P. F. 1974: Chemical petrology of a suite of calc-alkaline lavas from mount Ararat, Turkey. Journ. Geol., 82, 4, 419—430.
- LIPMAN, P. W. 1969: Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio-Grande depression, South Colorado and Northern New Mexico. Geol. Am. Soc. Bull., 80, 1343 — 1357.
- MOHR, P. A. 1971: Ethiopian rift and plateaus: some volcanic petrochemical differences. J. Geoph. Res. v. 76, n. 8.
- SLEEP, N. — TÖKSOZ, M. N. 1971: Evolution of marginal basins. Nature, 233, 5321, 548 — 550.
- STALDER, P. 1971: Magmatismes tertiaire et subrecent entre Taleghan et Alamout, Elbourz Central (Iran). Schweiz. Miner. and Petrographische Mitteilungen, 51, 1, 1—138.
- STANTON, R. L. — BELL, J. D. 1969: Volcanic and associated rocks of the New Georgia group, British Solomon Islands Protectorate. Overseas Geology and Mineral resources, 10, 2.
- VATAN, A. — AYANIAN, P. 1962: Observations sedimentologiques sur les couches vertes de l'Elburz (Iran) C. R. Somm. Soc. Geol. France, 10, 320—321.

M. B. Lordkipadze — G. Š. Nadarejšvili

Кенозойский вулканизм Словакии

Молодые вулканические породы Словакии являются продуктами вулканической деятельности, имевшей место преимущественно на внутренней стороне карпатской дуги. Тогда как на внешней стороне дуги она проявилась лишь в незначительной степени.

Вулканическая деятельность миоцена начинается в средней Словакии с эггенбурга и заканчивается в плиоцене или в четвертичном периоде. За это время образовалась группа пород пестрого состава ряда риолит-андезит-базальт, отвечающих субсеквентному (кислые и среднекислые породы) и финальному вулканизму (базальты). Весь этот отрезок времени характеризуется чередованием этапов интенсивного проявления вулканизма и периодов его ослабления.

Вулканические породы образовавшиеся в это время на территории средней Словакии, слагают следующие горные хребты: Штиавницкие горы, Кремницкие горы, Гронский Иновец, Втачник, Поляна, Яворие, Крупинская верховина, Ковачовские горы.

Основание среднесловацких вулканитов

Основание среднесловацких вулканитов обладает сложным морфотектоническим строением. Его характер установлен по данным региональных геофизических исследований, прежде всего гравиметрических, глубоких скважин и общего анализа геологического строения дотретичного основания Карпат (О. Фусан и соавт. 1969).

Рельеф основания расчленен образуя систему хребтов, впадин и равнин. В общем эти структуры ориентированы по трем тектоническим направлениям: — северо-восточному, северо-западному и перидиальному.

Наиболее значительными являются хребты СЗ направления, занимающие южную и северную периферию среднесловацкой области. На юге „сантовецко-гуровецкий хребет” и „чарадицкая развилка”, на севере „малаховско-лиесковский хребет”. Перпендикулярно к этим хребтам расположены хребты СВ направления. На СЗ окраине это „гандловецкий хребет”, на юго-востоке „шаганско-абеловецкий барьер” и между ними „руднянский хребет”,

Между хребтами расположены впадины и равнины. Самыми крупными являются впадины „Жиарская“, „Бацуровская“, „Бзовицкая“, „Тренчская“, „Чайковецко-пуканская“. Южную и юго-западную окраину области занимают „Златоморавецкая“ и „Дубницкая“ впадины. На севере находятся „Турчианская“ и „Горнонитрианская“ впадины.

Хребты благодаря воздействию эрозии и денудации частично выходят на поверхность, частично же перекрыты третичными вулканогенно-осадочными породами небольшой мощности. Глубина впадин нередко значительная, превышающая 1 200 — 2 000 м.

Анализ тектонического строения исходит из общих данных о тектонике внутренних Карпат, данных о геологическом строении „островов“ основания, выходящих на земную поверхность, и материалах глубоких скважин, достигших основания.

В основании ЮВ части располагаются гемериды (окрестности Лученца), дальше вепориды, а на северо-востоке и севере — татриды. Самую большую площадь занимают вепориды, состоящие из четырех подзон — пояс Когута, пояс краловогольский, краковловский пояс и лубиетовский пояс. Гемериды отделены от вепорид „лубеницко-маргеганской линией“. Вепориды на северо-западе отделены от татрид „чертовицкой линией“.

По О. Фусану (1969) гемериды в общем продолжают до района Лученца, откуда в западном направлении под среднесловацкими вулканитами они продолжают только в виде отдельных чешуй покровов. Недавно в работах Й. Возара и К. Каролуса (1974) и К. Каролуса и Й. Возара (1974) высказано предположение, что некоторые члены гемерид имеют более широкое распространение, прежде всего на восток от линии Батовецкая котловина — Штиавницкий „остров“.

Как уже отмечалось, в основании вулканитов наибольшим распространением пользуются вепориды. Самым южным их элементом является когутская подзона, слагающая основание модрокаменской депрессии. Внизу залегают кристаллические сланцы, на которых в северной части депрессии располагаются породы автохтонной серии. Следующая краловогольская подзона сложена кристаллическими сланцами и гранитоидами, на которых залегают в средней части подзоны породы автохтонной серии, а в пределах Бзовицкой котловины также верхнего мела (?) или эоцена (?) гогауской фации. Краковская подзона представлена кристаллическими сланцами в основании Слатинской котловины и в окрестности Зволена гранитоидами, к северо-востоку и юго-западу от Зволенско-слатинской котловины на этих породах лежит

автохтонная серия. На юго-западе значительную площадь занимает хочский покров, начиная с города Ванская Быстрица до района Уланы над Житавой. Южнее Зволена развит верхний мел (?) — эоцен (?) в фации гозау, который южнее образует кровлю краловогольской подзоны. Лубетовская подзона в основании вулканитов мало изучена. Находится она в северной части „острова” близ Лиесковца, возможно к ней относится также мезозойская автохтонная серия в штиавницком „острове” вместе с ее нижней частью — „выгнианским раздробленным гранитом”. Татриды залегают в основании вулканитов в северо-западной части вулканической области. На запад от реку Грон, под Втачником и Погронским Иновцом, развит хочский покров с пестрыми глинисто-песчанистыми породами, местами с прослоями породмелафирового вулканизма.

Такой рельеф основания, морфологически резко расчлененный, определяется морфотектоническим планом фундамента среднесловацких вулканитов. Его тектонические основы были заложены в дотретичное время. Тектоническая активность была интенсивной в начале вулканической деятельности и продолжалась в периоды ее затишья. Окончательное формирование области произошло после главного этапа вулканизма, т. е. после сармата, в плиоцене. Оживление происходило в единичных случаях на всей этой территории, но прежде всего на ее юговосточной периферии в районе Филагова.

Нижний миоцен

Первые проявления субсеквентного вулканизма средней Словакии известны из нижнего миоцена (эггенбург — карпат), южнословацкого осадочного бассейна, в подчиненном количестве из осадков эггенбурга в Горнонитрианской депрессии (северная часть гор Втачник).

Вулканические породы представлены прослоями риодацит-риолитовых туфов в морских осадках эггенбурга и эгера (K/Ar метод — 23 — 25 мил. лет*) и в морских осадках оттанг — карпата ($21,7 \pm 1,3$ мил. лет).

Продукты кислого вулканизма заносились на территорию Словакии путем эоловой транспортировки, а частично водной средой из предполагаемых центров извержений в северной Венгрии (М. Маркова 1963). По Г. Панто (1962) их можно парралелизовать с „нижним туфом” распространенным в северной Венгрии.

* Данные абсолютного возраста K/Ar методом заимствованы из работы В. Конечный — Г. П. Багдасарян — Д. Ваш 1970

Нижний баден (нижний тортон)

Проявления андезитового вулканизма в нижнем бадене (нижний тортон — ланзендорфская серия) известны в Ковачовских холмах и юго-восточной периферии вулканитов.

Нижняя часть вулканогенно-осадочного комплекса Ковачовских гор, отвечающая нижнему бадену, соответствует вулканизму гор Бержени и Дунацуг в северной Венгрии. По Е. Каролусовой (1965) комплекс начинается туффитовыми прослоями амфиболитового андезита, выше следуют вулканокластический материал амфибол-биотитового андезита с гранатом и гиперстен-амфиболитовые андезиты \pm биотит. Отложение этого комплекса происходило частично в морской среде, частично в прибрежной зоне.

Возобновление андезитового вулканизма (пироксеновые андезиты \pm амфибол \pm гранат) в южной части вулканитов произошло вдоль подвижной зоны СВ — ЮЗ направления, названной „шаганско-лысецкой“ вулканотектонической зоной (В. Конечный 1967). В нижнем миоцене вдоль этой зоны существовал пояс отдельных поднятий, который частично ограничивал распространение морской трансгрессии в северо-западном направлении (шагановско-абеловецкий барьер, Д. Ваш 1964). В течение нижнего бадена область расположенная к северо-востоку от этого барьера погружается (район Крупинской верховины и западная часть вулканической области) и становится частью новообразованного бассейна осадконакопления Придунайской низменности. Юго-восточная область, т. е. Ипельско-римавская, стабилизируется и начинает воздыматься. Вдоль зоны инверсии, где происходит изменение знака тектонических движений, начинают действовать центры андезитового вулканизма, сначала в форме субмаринных экструзий в юго-западной части зоны а потом как эксплозивная и экструзивная деятельность пресноводно-озерных и наземных условиях в центральной и северо-восточной части зоны. Абсолютный возраст этих процессов $18,5 \pm 0,9$ и $18,2 \pm 0,8$ мил. лет установлен K/Ar методом.

Верхний баден — сармат

Во время проявления среднекислого андезитового (частично кислого андезитового до дацит-риолитового) вулканизма, в течение верхнего бадена — нижнего сармата, образовались крупные вулканические структуры, в основном стратовулканического типа, с проявлением

интрузивных и гидротермально-металлогенических процессов в центральных областях или вдоль линейных вулcano-тектонических зон.

Отложение вулканитов происходило на суше, только в южных и югозападных частях в пресноводной и частично озерно-пресноводной среде.

Горы Яворие, Полана

Вследствие перемещения тектонической деятельности на северо-запад начинается вулканическая активность в области гор Яворие и Полана.

Исходя из данных гравиметрической съемки, в строении глубинных частей массива Яворие и Полана установлена зона нарушений северо-восточного простирания, которая по О. Фусану отвечает „погорельской линии”, разделяющей тектонические единицы вепорид.

Центральная вулканическая часть стратовулкана Яворие находится на пересечении „погорельской линии” с поперечной системой разломов северо-западного направления.

Вулканизм обладает сначала эксплозивно-экструзивным характером с извержением среднекислых и основных андезитов, позднее при излиянии базальтоидных андезитов в водную среду, образовался комплекс гиалокластитов. Абсолютный возраст этих процессов $16,4 \pm 0,6$ мил. лет. Вулканизм продолжался в наземных условиях, в виде эксплозивной и эффузивной деятельности кислых пироксен-амфиболовых андезитов. На заключительном этапе этого периода сформировалась вулcano-тектоническая депрессия в северо-восточного простирания (Виглаш — Роги). В пределах этой депрессии и на ее периферии интродировали дайки амфибол-биотитовых дацитов и риолитов, образовались экструзивные купола амфиболитовых андезитов, сопровождавшихся гидротермальными процессами, которые привели к региональной пропилитизации подвергшихся дроблению комплексов (В. Конечный и колл. 1972).

В ЮЗ части центральной области в пределах частично приподнятого блока, среди пропилитизированных пород обнажаются небольшие интрузивные тела штоковой формы габбродиоритового и диоритпорфирового состава и кислые гранитоидные дериваты с повышенной концентрацией Mo, Sn и Pb — Zn — Cu (Я. Валах 1966).

Стратовулкан горного массива Полана сложен продуктами эксплозивно-эффузивных процессов — среднекислыми андезитами, в мень-

шей мере кислыми андезитами и риодацитами. По Л. Дублану (1974) в основании стратовулкана развиты вулкано-кластические породы, возникшие за счет разрушения более древних вулканических комплексов. Эти породы образовались в озерно-речной среде. Продукты следующего риодацит-риолитового вулканизма представлены, с одной стороны, пирокластическими породами (пемзовые туфы, пирокластические потоки) на восточных и западном склоне, а с другой стороны — интрузивно-экструзивными породами в центральной части массива. В кровле этих пород проявляют стратовулканическое строение эксплозивно-эффузивные продукты среднекислых андезитов (пироксеновые андезиты ± амфибол ± биотит). Одновременно с вулканической деятельностью происходило разрушение вулканического аппарата. Перенесенные вулкано-кластические породы (песчанистые туфы, туффиты-конгломераты) занимают краевые зоны вулканической структуры, отложение их происходило в флювиально-озерной среде.

В центральной части этого вулканического участка располагаются малые интрузии диоритов, диоритовых порфиров и андезитовых порфиров. Вулканические комплексы и интрузивные породы центральной части гидротермально изменены (пропилитизация) с следами минерализации, Vi , Hg , Cu , Pb (Я. Валах 1970; Я. Гусеница 1958). По Я. Гусенице (1958) на завершающем этапе вулканизма, в центральной области образовалась депрессия типа кальдеры. М. Кутан (1958), наоборот, считает эту депрессию эрозионной.

В поствулканическое время (плиоцен) произошло региональное поднятие горного массива в целом и его интенсивная денудация, прежде всего в восточной части.

Штиавницкие горы

Развитие вулканизма Штиавницких гор протекало в нескольких этапах, в интервале от 17 до 11 мил. лет (В. Конечный 1970). Вначале вулканизм имел эффузивно-эксплозивный характер с извержением пироксеновых андезитов (местами с аксессуарным амфиболом, биотитом или кварцем) и образованием большого стратовулканического комплекса, в центральной части (область Банская Штиавница) с многочисленными экструзиями и субвулканическими телами. На следующем этапе вулканического спокойствия этот комплекс был денудирован и тектонически расчленен на несколько блоков с различной амплитудой и направлением движений. В опущенном блоке, в области Банская Штиавница, происходило отложение туффитового материала с прослойками лигнита.

Возобновившаяся вулканическая деятельность обладает эксплозивным, а в конце экструзивным характером, с образованием амфиболово-биотитовых андезитов, связанных с концентрической структурой вокруг центрального блока, который в это время очевидно погружался и образуется кальцера (В. Конечны 1970). Непосредственно после этого проникли сквозь блок интрузии даек и силлов кварцево-диоритовых порфиров. Весь блок подвергся пропилизации.

Следующий этап эффузивно-эксплозивной деятельности пироксеновых андезитов способствовал расширению первичного вулканического аппарата. Большой по площади стратовулканический комплекс этого этапа занимает внешние части горного массива.

Вулканизм закончивается интрузиями и экструзиями риолитов, вдоль системы разломов ССВ направления, прежде всего в области Вигне — Склене Теплице. В это время образовался горст ССВ простирания в центральной части гор. С запада и востока горст ограничен параллельными грабенами. Системы разломов, ограничивающих горст, служили путями гидротермальных растворов при образовании полиметаллического оруденения.

В поднятом блоке горста выступают интрузии гранодиорита среди пород основания, так что их отношение к вулканическому комплексу неясно. Результаты радиометрического датирования (20,5 и 15,0 мил. лет), петрографические и пространственные взаимоотношения показывают на связь интрузий с вулканическим комплексом (Я. Буриан — В. Конечный — Я. Лекса 1968). Существуют также представления, что интрузивные тела древнее и являются эквивалентами банатитов Руминии (Л. Розложник и колл. 1966).

В среднесловацкой вулканической области андезиты с гранатом являются специфическим петрографическим типом, и в общем развитии вулканизма занимают особое место. Их точная стратиграфическая позиция не установлена; для некоторых тел имеющих данные свидетельствуют о сарматском возрасте, другие могли образоваться между нижним и верхним баденом. Первые из них, т. н. каранч-шиаторошские, образуют крупные купола в сопровождении даек в ЮВ Словакии. Другие образуют экструзивы в зоне Брезины — Бабына южнее Зволена, вдоль тектонической линии меридианального направления.

Помимо тел купольно-интрузивной формы, в некоторых местах, прежде всего в окрестностях Банской Штиавницы, известны вулканокластическое разности андезитов с гранатом. Они залегают на глубине и перекрыты последующими комплексами андезитов.

Кремницкие горы

Вулканы Кремницких гор изучал Ф. Фиала (1956). Новые взгляды на некоторые проблемы работы Й. Форгача (1969 — 1973), Я. Лексу (1969а, 1969в, 1973) и А. Брлая (1973).

Вулканическая деятельность в Кремницких горах начинается эффузивно-эксплозивными пироксеновыми андезитами, которые образовали мощный стратовулканический комплекс. Фациальные изменения в этом комплексе показывают на существование вулканического центра в окрестностях Кремницы и Турчека в средней части гор. В этой области скважинами пробурены интрузивные тела диоритовых порфиров, которые пропилитизированы вместе с вмещающими вулканитами. В конце вулканической деятельности образовалась вулcano-тектоническая депрессия в центральной части гор, которая выполнена мощными лавовыми потоками порфировых пироксеновых андезитов, пироксен-амфиболовых андезитов с биотитом. Извержения андезитового типа закончиваются двумя экструзиями амфибол-биотитовых андезитов. Последующий перерыв в вулканической деятельности знаменуется тектоническими движениями, которые разделили область на самостоятельные тектонические блоки с разной амплитудой и направлением движений. В это время возникает общий структурный план Кремницких гор, определяющийся в основном разломами С — Ю и З — В направления. Благодаря погружению южной части современной Турчианской и Жиарской котловин на юге образовался Малаховско-лиесковецкий хребет З — В направления, который поперечными разломами С — Ю направления разделен на отдельные блоки. Тектонически расчлененная область Кремницких гор еще до возобновления вулканизма подверглась интенсивной денудации, так что продукты следующего этапа вулканизма отлагались на равнинной поверхности, на севере — непосредственно на основании. Эффузивно-эксплозивной деятельностью пироксеновых андезитов из центров в области Гандлова, севернее Турчека и в южной части гор, образованы в этих областях стратовулканические комплексы, в которых хорошо выделяются центральные, переходные и периферийные зоны. После продолжительного перерыва вулканическая деятельность в Кремницких горах закончивается экструзиями риолитов, прежде всего по краям Жиарской котловины, в небольшом масштабе также в области Кремницы и Турчека, где вулканизм связан с северо-южными разломами. В Жиарской котловине экструзии сопровождаются комплексом автохтонных и перетолженных вулканокластических пород. М. Бемер (1961) связывает с риолитовым вулканизмом золото-серебряное оруденение Кремницы.

Образование риолитов произошло на границе сармат — паннон, что подтверждают данные абсолютного возраста ($11,2 \pm 0,3$ мил. лет) и палинологии (Е. Пландерова 1972; Я. Гашпарик — Е. Пландерова 1972).

Погронский Иновец

В основании вулканического комплекса здесь залегают породы позднего палеозоя — пермь хочского покрова. Это глинистые, глинисто-песчаные, песчаные и аркозовые осадки красновато-коричневого и зеленовато-серого цвета.

На этом основании несогласно залегают вулканиды, которые в отдельных тектонических блоках имеют различное геологическое строение. Наиболее крупными блоками являются великолеготский блок и блок Большого Иновца. Малыми размерами обладает когутовский блок близ Новой Бани. Лучше всего изучено строение великолеготского блока, который погружен по сравнению с великоиновецким на 900 — 1 000 м.

Вулканический комплекс слагается исключительно андезитами разного типа с преобладанием пироксеновых, пироксен-амфиболитовых и биотит-амфиболитовых разновидностей. Андезиты выявляют стратовулканическое строение.

В области Великая Легота под мощным комплексом андезитов залегает тело экструзивного дацитоподобного андезита, представленного разновидностями с биотитом, биотит-амфиболом, гранатом и пироксеном. В восточной части Иновца выступает множество экструзивных риолитовых тел, из которых местами уцелели только дайки и неки не больших размеров. Риолиты внедрялись вдоль тектонических линий С — Ю направления. Эти меридиональные линии связаны с мощной новобанско-клаковской зоной, которая в том же направлении пересекает Погронский Иновец и на севере продолжается в массив Втачника. Между этой зоной и поважанским разломом, вдоль которого поднято основание штиавницкого „острова“, находится несколько даек и неков риолитов, дацитов и андезитов.

В этой зоне имело место также извержение игнимбритов среднекислого состава, продукты которого находятся в форме эрозионных останцев в окрестностях Нова Баня.

В основании неовулканидов в когутовском блоке под пермскими породами скважиной пересечен мезозой автохтонной серии (?), которая залегает на кристаллических сланцах вепорид (К. Каролус — О. Мико, в печати).

Скважиной ГК-9 северовосточнее Новой Бани под мощным комплексом вулканитов (1000 м) обнаружена пермь, под ней мезозой. В мезозое встречены глубинные интрузивные породы гранодиоритового состава (считающиеся эквивалентами банатитов, описанных Л. Розложником — Я. Шалатом из области Штиавницкого „острова“). Весь интрузивный комплекс вместе с мезозоем и пермью пронизан жильными телами риолитового и микрогранитового состава.

В заключение вулканической деятельности на контакте риолитов с андезитовым комплексом в западной части, вдоль новобанско-клаковской структуры меридионального направления, образовалось оруденение Au — Ag формации, которое добывалось в прошлом.

Паннон — плиоцен

Субсеквентный вулканизм среднесловаской области закончивается в конце паннона или в начале плиоцена образованием эффузивно-эксплозивно базальтоидных андезитов в Кремницких горах. В южной части это отдельные реликты, дайки и останцы лавовых покровов мелкозернистых базальтоидных андезитов. В северной части располагаются остатки небольшого стратовулкана, находящегося в настоящее время в эрозийной стадии инверсии. Остатки вулканического конуса и окружающие его лавовые потоки состоят из порфировых базальтоидных андезитов. Петрохимически базальтоидные андезиты обладают повышенным содержанием щелочей, по сравнению с щелочно-известковистым характером более древних вулканитов, и являются переходными к щелочным базальтам финального вулканизма.

Плиоцен — плейстоцен

В течении кратогенизации области неравномерно проявлялся финальный вулканизм, который локализован вдоль тектонических зон глубокого заложения.

Вулканиты финальной стадии представлены группой наиболее основных пород. Их минералого-петрографический характер резко отличается от пород субсеквентного вулканизма. Это щелочно-субщелочные базальты, образующие несколько особых типов — базаниты, базанитоиды, тефриты, лимбургитоидные типы и т. д.

Извержения базальтов происходили в нескольких местах Штиавниских гор, наиболее значительны они в филаковской верховине. Это прежде всего лавовые потоки и жильные тела, т. к. извержения базальтов имели малую эксплозивность и образовалось небольшое

количество вулканокластического материала. Возрастное положение базальтов точно не установлено, обычно их считают плигоценовыми — четвертичными. Их минеральный состав относительно пестрый. Выделяются плагиоклазовые и амфиболитовые базальты, базаниты, лимбургитоидные базальты, самую большую группу образуют нефелиновые базаниты. Общей чертой базальтов является наличие оливина и нефелина, которые присутствуют в различном количестве.

Металлогения

Металлогенические процессы связанные с вулканизмом средней Словакии, подразделяются на два этапа. Ранний этап связан с интрузиями диорит-гранодиоритового состава и субвулканическими телами гранодиоритовых и гранитоидных порфиров и порфиритов. Сюда относятся метасоматическое железное оруденение (скарны), железо-медное прожилково-вкрапленное оруденение и олово-молибден-висмутовые рудопроявления. Поздний металлогенический этап отвечает периоду вулканотектонической консолидации области с усиленной поствулканической гидротермальной деятельностью и образованием Au — Ag и Pb — Zn — Cu оруденения (местами с небольшими содержаниями W и Bi), и Hg, As, Sb оруденения. Характер оруденения жильный, прожилково-вкрапленный, гидротермально-метасоматический.

Поствулканические гидротермальные процессы имели следствием ряд изменений дорудных пород, прежде всего регионально развитую хлоритизацию, вблизи подводящих каналов адуляризацию, серицитизацию и окварцевание с зональным строением.

Петрографо-петрохимическая характеристика вулканитов

Вулканиты, их глубинные и субвулканические разновидности имеют в большинстве случаев известково-щелочной характер. Они являются типическими представителями субсеквентного вулканизма Карпат и образованы породами ряда „риолит-дацит-андезит-базальт”. Этот основной дифференциационный ряд местами содержит переходные типы, которые отличаются минералого-петрографически и по химическому составу.

Известково-щелочной характер имеют также интрузивные породы гранодиорит-диоритового типа и субвулканические порфиры.

Наиболее кислыми вулканитами являются риолиты — риодациты,

их стекловидные разновидности (в основном, перлиты) и отвечающие им вулкано-кластические породы (туфы, агломераты). Риолиты — риодациты белого серого и розовато-серого цвета. Их структура порфировая, фельзитовая, фельзо-сферолитовая. Различаются разновидности с санидином и плагиоклазом (андезин). Содержатся также фенокристы корродированного кварца. Из фемических фенокристов обычно присутствует биотит, а в риодацитах и амфибол. Основная масса этих пород обычно стекловатая.

Дациты серые, серовато-розовые, серовато-черные. Микроскопическая структура порфировая. В качестве фенокристов присутствуют кварц, плагиоклаз (андезин, андезин-лабрадорит), амфибол, биотит иногда пироксен. Основная масса обычно микролитовая.

Кварц-диоритовые порфиры субвулканического характера (раньше именовавшиеся „дацитами”) имеют серый и серовато-зеленый цвет. Микроскопическая структура порфировая с микроголокристаллической основной массой. Порфиробласты образуют кварц, плагиоклаз (андезин андезин-лабрадорит), амфибол, биотит, иногда пироксен. Основная масса микроаплитовая. Породы обычно гидротермально изменены — пропилитизированы.

Андезиты имеют очень пестрый минералого-петрографический состав. Обычно порфиновые, иногда афанитовые. Наиболее часто встречаются андезиты мелко и среднезернистые. Грубозернистые андезиты встречаются редко. Основным типом является пироксеновый андезит, который иногда содержит некоторое количество амфибола и биотита. Очень редко встречаются пироксеновые андезиты с оливином. Хорошо выраженным петрографическим типом является амфибол-биотитовый андезит. Относительно часто встречаются амфиболовые андезиты с гранатом, некоторые из них содержат также пироксен или биотит. Их микроскопическая структура порфировая с микролитовой иногда витрофировой основной массой.

Базальты представлены породами, которые по их минералого-петрографическому и химическому характеру отвечают базальтоидным андезитам. Это по существу гиперстен-оливиновые и андезитоидные базальты. Гиперстен-оливиновые андезиты имеют порфировую до невадитовой структуру с пилотакситовой основной массой. Фенокристы представлены плагиоклазом (лабрадор-битовнит), гиперстеном, пижонитовым авгитом и оливином. Андезитоидные базальты имеют интерсертальную-офитовую структуру. Фенокристы — оливин, титанавгит, лабрадор-битовнит (также битовнит или лабрадор). Некоторые оливиновые андезиты, помимо гиперстена, содержат также абгит и вместо лабрадор-битовнита только лабрадор.

Плиоцен-плейстоценовые вулканиды представлены исключительно щелочными породами. Это основные вулканиды базальтового ряда, среди которых главными являются плагиоклазовые базальты, амфиболовые базальты и базаниты или базанитоиды.

Плагиоклазовые базальты черного цвета, их структура голокристаллическая, порфировая с основной массой долеритовой, иногда пилотакситовой. На основании минерального состава различаются плагиоклазовые базальты с оливином (Остра Лука), плагиоклазовый базальт с нефелином (Девичие) и плагиоклазовые базальты с оливином и пироксеном с малым количеством порфирированных выделений (Добра Нива и Ломно). Основная масса раскристаллизованная. Из специфических минералов присутствуют нефелин ± цеолит.

Амфиболовые базальты светло-серые, пористые. Их структура голокристаллическая с долеритовой основной массой. Это ренитовые трахибазальты (содержание ренита 14,5 — 16,5 %). Помимо амфибола в качестве фенокристов присутствуют плагиоклаз, оливин, пироксен. В основной массе также находится ренит (5 — 7 %), далее оливин, пироксен, плагиоклаз, амфибол и нефелин с анальцимом.

Базаниты — базанитоиды черного или серовато-черного цвета с голокристаллической порфирированной структурой, с долеритовым, местами трахитовым основным веществом. Из фенокристов встречаются оливин, титанавгит, плагиоклаз, иногда пироксен, местами нефелин. В раскристаллизованной основной массе наблюдаются минералы фенокристов, в непостоянном количестве присутствуют нефелин, амфибол и другие. Эта группа является наиболее распространенной среди базальтов средней Словакии.

Петрохимически породы относятся к щелочно-известковой ассоциации типа Пеле — Лассен Пик; базальты щелочного состава, на основании их минералого-петрографического характера и по химическим свойствам — к типу Гавай — Таити.

Связь вулканизма с структурно-тектоническим строением основания

В основании вулканического комплекса залегают кристаллические сланцы татро-вепорид с реликтами мезозойских и палеогеновых пород. В тектоническом строении основания наиболее существенными являются тектонические элементы, образованные в результате альпийского орогенеза. Это прежде всего тектонические линии и зоны, продолжающиеся из области татро-вепорид под вулканический комплекс, где они

прослежены прежде всего геофизикой (гравиметрия, аэромагнитная съемка) и глубинным бурением.

Возобновление тектонической активности вдоль этих зон произошло в неогене, когда в форланде орогена тангенциальные движения сменяются вертикальными движениями блоков с образованием сложных горстово-грабеновых структур. Многие из регенерированных тектонических зон в отрезке времени баден — сармат — плиоцен служили путями для подъема андезитовой и риолитовой магмы (Л. Зборжиц — В. Конечны — М. Фило 1970).

С точки зрения распределения центров извержений и развития вулканизма наиболее существенными являлись северо-восточные и северо-северо-восточные направления, а в западной части вулканического периода также меридиональные направления. Вулканические центры расположены прежде всего в местах пересечения северо-восточных и поперечных к ним линий. Линии западо-восточного направления играют подчиненную роль при образовании локальных структур.

Из анализа литолого-биостратиграфических данных и данных абсолютного возраста следует, что активизация вулканизма началась в юго-восточной части региона (шаганско-лысецкая зона) в раннем бадене, тогда как вулканизм периода поздний баден — сармат — плиоцен имел место в западной части вулканического региона. Это показывает на перемещение тектонических и вулканических процессов, в соответствии со смещением бассейнов осадконакопления с ЮВ на СЗ и З как следствие постепенного перемещения тектонических движений из форланда к орогенной зоне в течение неогена. Образование горстово-грабеновых структур большого масштаба имело место в западной части вулканической области в течение вулканической деятельности (тортон — сармат — плиоцен), а в некоторых случаях также и на поствулканическом этапе.

Литература

- BAGDASARJAN, G. P. — KONEČNÝ, V. — VASS, D. 1970: Príspevok absolútnych vekov k vývojevej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. Geol. Práce, Správy 51, GÚDŠ, Bratislava, 41 — 47.
- BÖHMER, M. 1961: Vzťahy medzi draselnými trachytmi, ryolitmi a mineralizáciou v Kremnickom rudnom poli. Geol. Práce, Zošit 60, GÚDŠ, Bratislava, 319 — 334.
- BRLAY, A. 1974: Čiastková záverečná správa: List Handlová M-34-110-D-c (1 : 25 000). Rukopis, archív GÚDŠ, Bratislava.

- BURIAN, J. et. al. 1968: Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov — oblasť B. Štiavnica. Rukopis, archív GÚDŠ, Bratislava.
- DUBLAN, L. 1976: Stavba rhyolitového komplexu Poľany. Rukopis, Archív GÚDŠ, Bratislava.
- FIALA, F. 1956: Geologické a petrografické pomery širšieho okolí Kremnice. Sborník ÚÚG, 23, Oddíl Geol., 2, Praha, 233 — 298.
- FORGÁČ, J. et. al. 1969: Štruktúrno-tektonický plán Kremnického pohoria. *Mineralia Slovaca*, 1, 3—4, Spišská Nová Ves, 206 — 217.
- FUSÁN, O. et. al. 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Západné Karpaty 10, GÚDŠ, Bratislava, 1—160.
- GAŠPARIK, J. — PLANDEROVÁ, E. 1971: Korelácie sedimentov handlovsko-nováckej panvy so Žiarskou kotlinou. Západné Karpaty 13, GÚDŠ, Bratislava, 109 — 156.
- HÚSENICA, J. 1958: Príspevok ku geologickej stavbe polygénnej sopky Poľany. Geol. Práce, Zošit 49, GÚDŠ, Bratislava.
- KAROLUS, K. — VOZÁR, J. 1975: Beitrag zur Kenntnis des Tiefenbaues der mittelslowakischen Neovulkanite und ihres Liegenden. *Proceedings of the Xth congress KBGA, Section III — Tectonics*, GÚDŠ, Bratislava, 188 — 203.
- KAROLUSOVÁ, E. 1965: Pyroklastiká Kováčovských kopcov a ich korelácia so susednými vulkanickými terénmi. Geol. Práce, Správy 35, GÚDŠ, Bratislava, 99 — 104.
- KONEČNÝ, V. 1970: Vývoj neogénneho vulkanizmu v širšej oblasti Štiavnice. Geol. Práce, Správy 51, GÚDŠ, Bratislava, 5 — 41.
- KONEČNÝ, V. 1970a: Litofaciálna analýza vulkanosedimentárnych komplexov južnej periferie neovulkanitov. Rukopis, archív SAV, Bratislava.
- KUTHAN, M. 1958: Problémy mladotrefohorného vulkanizmu slovenských Karpát. Geol. Práce, Zošit 49, GÚDŠ, Bratislava.
- LEXA, J. 1971: Formy rhyolitových telies v okolí Žiaru nad Hronom. Geol. Práce, Správy 56, GÚDŠ, Bratislava, 67 — 80.
- LEXA, J. 1975: Geologická stavba neovulkanického komplexu severnej časti Kremnického pohoria. Rukopis, archív GÚDŠ, Bratislava.
- MARKOVÁ, M. 1964: Tuffitické sedimenty v šliře karpátu na južnom Slovensku. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, 2, GÚDŠ, Bratislava, 135 — 136.
- PANTÓ, G. 1969: *Geology of Northern Hungary*. KBGA, Budapest.
- ROZLOŽNÍK, L. et. al. 1966: Výskum hornín Štiavnického ostrova. Rukopis, archív GÚDŠ, Bratislava.
- VALACH, J. 1965: Niektoré nové poznatky o geologických pomeroch oblasti Viglaškej Huty. Správy o geol. výskumoch v roku 1964, 2, Slovensko, GÚDŠ, Bratislava, 135 — 136.
- VASS, D. 1964: Tektogenéza Ipeľskej kotliny. Rukopis, archív SAV, Bratislava.
- ZBOŘIL, L. — KONEČNÝ, V. — FILO, M. 1971: Príspevok geofyziky k riešeniu vzťahu medzi tektonikou a vulkanizmom v centrálnej časti Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 57, GÚDŠ, Bratislava, 239 — 264.

Й. Форгач — К. Каролус — В. Конечны — Я. Лекса

Cenozoic volcanism of the Caucasus and West Carpathians

Summary of the Russian and Slovak texts

In the Cenozoic period of the history of the Caucasian segment in the Alpine fold system two large volcanic cycles are distinct: 1. the Paleogene, 2. the Upper Miocene-Quaternary cycles.

Paleogene volcanic complexes occupy a considerable part of the Little Caucasus, which is a part of an extensive Alpine Paleogene volcanic belt extending from the Mediterranean sea through Turkey, Caucasus and Iran to Afghanistan.

The Paleogene volcanic rocks form a contrasting pair: 1. predominantly terrestrial-shallow marine andesite and shoshonite suites displaying resemblance with volcanic rocks of contemporary active continental margins, and 2. comparatively deep-sea basalt suites associated with flyschoid complexes. These are distributed in the individual segments in the back (northern) part of the andesite belt (Fig. 1).

The Paleogene andesite belt is distinctly divided in two parts — the lower (Lower-Middle Eocene) part (2000 — 2500 m) represented by calcareous-alkaline basalt-andesite-dacite-rhyolite series with slight amount of rocks of the shoshonite composition, the upper (Upper Eocene — Oligocene) part (2000 m) composed for the most part of shoshonite series.

The Little Caucasian (Sevan-Akerin) ophiolite belt divides the Paleogene andesite belt in two belts each of them characterized by independent lateral zonality. In the belt situated at the south of the ophiolite suture, the K_2O and $K_2O + Na_2O$ content increases from the south northward. At the north of the suture the K_2O content and alkalinity decrease markedly but farther northward with increasing distance from the suture (Tab. 1, 2, Fig. 2) they increase again.

In the back side of the andesite belt in the Little Caucasus are two basalt troughs: Adžaro-Trialetia and Talyš. The basalt volcanism for the most part slightly alkaline and alkaline, of the troughs displays resemblance with volcanism of the contemporary rift zones. Lateral petrochemical zonality of basaltoids of Adžaro-Trialetia with alkaline basalts with an axial tholeiite complex on sides (Tab.3, Fig.3), is analogous with such zonality in continental and oceanic rifts. Still with their high content of H_2O and low TiO_2 the basalts of the Paleogene rift troughs of the Little Caucasus display resemblance with basalts of intra-arc basins at the west of the Pacific Ocean. The existing data about geology and volcanism of Adžaro - Trialetia and Talyš facilitate the assumption about their geodynamics resembling that of the contemporary intra-arc and marginal basins.

The contrasting pair — the Little Caucasian andesite belt of the type of island arc and the basalt series of intra-arc rift trough — are characteristic of the active margin of the East-European platform which may be regarded a margin of the mediterranean type.

The Miocene-Quaternary volcanic cycle begins in the Sarmatian and conti-

nues to the Holocene includingly. The neovolcanic province of Caucasus is a part of gigantic neovolcanic belt, extending from the island of the Mediterranean sea to Afghanistan.

The neovolcanic cycle of Caucasus is divided in two stages — 1. the Late-Miocene-Early Pliocene cycle, and 2. the Late-Pliocene-Quaternary cycle. Both cycles are divided by a break and they differ in types of volcanism. In the first stage the calc-alkaline and shoshonite differentiated series formed, and in the second period on the margin of the continuous calcareous-alkaline volcanism the basalt, predominantly slight-alkaline and alkaline volcanism was active.

The Neogene-Quaternary, for the most part terrestrial volcanoes are associated with two types of structures. The Ajoczor — Vardenissian, Nachičevan, Sjunikian groups of volcanoes are associated with ekvatorial structures and they are related with the northern periphery of the Alpine neovolcanic belt. They consist for the most part of rocks of the shoshonite composition.

The chain of large volcanoes is associated with Transcaucasian meridional elevation extending along the line, the Ararat group of volcanoes — the Aragac group of volcanoes — the Chram and the Dzirul elevations of the Paleozoic — the central segment of the Great Caucasus — the Stavropol elevation. The volcanic chain (range) forms a submeridional branch of a neovolcanic belt with its spur elevated northward. There the Great Caucasian and Little Caucasian groups of the calc-alkaline volcanic rocks with opposite petrochemical polarity (Fig. 4, Tab. 4, 5) are divided by a series of alkaline basalts of the Georgian block. The latter — beginning with the Oligocene — represented an intermontane depression. So far the cause of the zonality have not been found.

The Central-Slovakian neovolcanic region is included in the Miocene to Pliocene volcanic arc of the Carpathians. The neovolcanic rocks overlay the Central West-Carpathian units along the northern margin of the Pannonian basins and they are closely associated with the history of the basin. Volcanic activity in the Central-Slovakian neovolcanic region commenced in the Lower Badenian time along the southeastern periphery of the region. There submarine extrusive domes and monogenic stratovolcanoes of pyroxene and pyroxene-hornblende andesites formed in the volcanotectonic Šahy — Lysec NE — SW striking zone. During the Middle Badenian time the volcanic activity migrated northward and north-westward into the area of Javorie Mts., of the Štiavnické pohorie mountains, the Kremnické pohorie mountains and of the Pohronský Inovec mountains where extensive stratovolcanoes of pyroxene and pyroxene-hornblende andesites formed. In the advanced stage of their history during the Upper Badenian to Early Sarmatian differentiate rocks of the type of pyroxene-hornblende andesites and biotite-hornblende andesites to dacites in the area of the Javorie Mts., the Štiavnické pohorie mountains and the Kremnické pohorie mountains appear in association with the formation of grabens and cauldrons. The surficial volcanic activity was associated with many subvolcanic intrusive bodies of diorite porphyry, diorites, granodiorite porphyry and granodiorites.

Intrusive bodies concentrate in the area of volcanic centers. During the Sarmatian time the volcanic activity of pyroxene andesites revives and concentrates in the northern and northwestern parts of the Central-Slovakian neovolcanic region. Predominantly monogenic stratovolcanoes of small to medium size formed there (Vtáčnik, the western and the northern parts of the Kremnické pohorie mountains,

Poľana). By the end of the Sarmatian or at the beginning of the Pannonian the rhyolite volcanism activated along the north-south striking fault systems. Many extrusions and dykes formed particularly around the Žiarska kotlina depression with plentiful pyroclastic and redeposited volcanoelastic material. Intrusions and a smaller stratovolcano of basaltoid andesites in the Kremnické pohorie mountains formed during the Middle and Upper Pannonian. They are indicative of the general fading-out of volcanism and transition to the volcanic activity of alkaline basalts in the Pliocene to Quaternary. Alkaline basalts are mostly in the area of Filakovo and Lučenec (the southeastern margin of the Central-Slovakian neovolcanic region); the basalts form some intrusions in the Štiavnické pohorie mountains. The north-westward migration of volcanic activity during the Late Miocene was associated with similar migration of tectonic mobility. As regards petrochemical character, the Central-Slovakian neovolcanic rocks belong to the calc-alkaline association of the prototype Pelée — Lassen Peak, with the exception of alkaline basalts. An economically significant mineralization in the Central-Slovakian neovolcanic region is restricted to volcanic centers and intrusive complexes of the Badenian stratovolcanoes (a polymetallic formation) and to rhyolite intrusions (an Au — Ag formation).

M. B. Lordkipanidze — G. Š. Nadarejšvili
— J. Forgáč — K. Karolus — V. Konečný — J. Lexa

Материалы к сравнительной геологии Кавказа и Западных Карпат
Zborník materiálov porovnávacej geológie Kaukazu a Západných Karpát

Vydal Geologický ústav Dionýza Čtúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1978.

Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Technická redaktorka: Anna Sečanská

Preklad ruských textov do slovenčiny a resumé do angličtiny: Edita Jassingerová

Preklad slovenských textov do ruštiny: Valentína Andrusová

Preklad slovenských úvodov do ruštiny: Antonín Kříž a Vladimír Marek

Vytlačili Duklianske tlačiarne, n. p., Prešov v roku 1979.

Náklad 800 kusov, 1. vyd. Tem. skup. 03/9. Povol. SÚKK 1197/I-1975.

Rozsah AH 23,09, VH 23,49, cena brož. 38 Kčs.

